

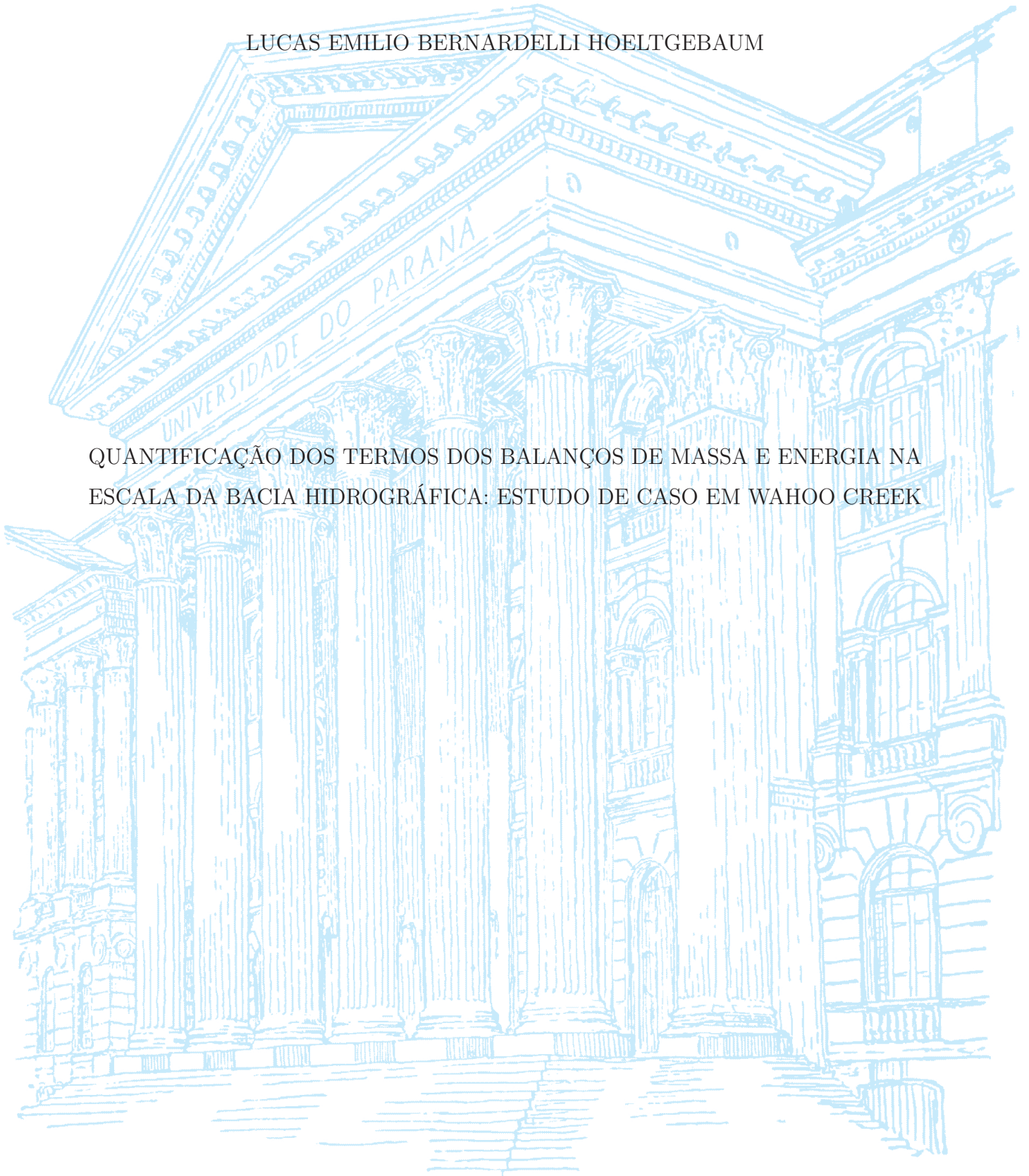
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LUCAS EMILIO BERNARDELLI HOELTGEBAUM

QUANTIFICAÇÃO DOS TERMOS DOS BALANÇOS DE MASSA E ENERGIA NA
ESCALA DA BACIA HIDROGRÁFICA: ESTUDO DE CASO EM WAHOO CREEK

CURITIBA

2021



LUCAS EMILIO BERNARDELLI HOELTGEBAUM

QUANTIFICAÇÃO DOS TERMOS DOS BALANÇOS DE MASSA E ENERGIA NA
ESCALA DA BACIA HIDROGRÁFICA: ESTUDO DE CASO EM WAHOO CREEK

Tese de doutorado apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Engenharia Ambiental ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Nelson Luís da Costa Dias

CURITIBA

2021

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

H694q Hoeltgebaum, Lucas Emilio Bernardelli

Quantificação dos termos dos balanços de massa e energia na escala da bacia hidrográfica: estudo de caso em wahoo creek [recurso eletrônico] / Lucas Emilio Bernardelli Hoeltgebaum – Curitiba, 2021.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor.

Orientador: Nelson Luís da Costa Dias

1. Hidrologia. 2. Umidade do solo. I. Dias, Nelson Luís da Costa. II. Universidade Federal do Paraná. III. Título.

CDD 627

Bibliotecária: Vilma Machado CRB-9/1563

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação ENGENHARIA AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **LUCAS EMILIO BERNARDELLI HOELTGEBAUM** intitulada: **Quantificação dos termos dos balanços de massa e energia na escala da bacia hidrográfica: estudo de caso em Wahoo Creek.**, sob orientação do Prof. Dr. NELSON LUÍS DA COSTA DIAS, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 16 de Novembro de 2021.

Assinatura Eletrônica

17/11/2021 11:43:07.0

NELSON LUÍS DA COSTA DIAS
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

17/11/2021 12:13:04.0

EMILIO GRACILIANO FERREIRA MERCURI
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

17/11/2021 10:49:28.0

EDSON CEZAR WENDLAND
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

Assinatura Eletrônica

17/11/2021 10:20:02.0

MICHAEL MANNICH
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

17/11/2021 10:46:04.0

PEDRO LUIZ BORGES CHAFFE
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA)

DEDICATÓRIA

Para Juliana Moreira Basso Hoeltgebaum, a melhor companheira que a vida poderia ter me dado e que eu tive o prazer de ter ao lado nos últimos 12 anos e em especial durante esta importante etapa da vida.

Por toda sua paciência, atenção e amor incondicionalmente dados. Não há palavras suficientes para te agradecer.

Te amo!

AGRADECIMENTOS

Agradeço, em primeiro e no devido lugar, ao meu orientador Nelson Dias. Lembro-me perfeitamente do dia que combinamos este projeto de doutorado e hoje posso dizer que graças a você alcancei o objetivo pretendido: aprender Hidrologia de verdade. Claro que esta etapa foi só o começo, mas hoje sei que iniciei o aprendizado que gostaria, amadureci como pesquisador e vou levar todas as lições aprendidas em cada uma das duas reuniões semanais que tivemos. Obrigado pela paciência e confiança.

À Universidade Federal do Paraná, que foi minha segunda casa nos últimos 13 anos, ao programa de pós-graduação em Engenharia Ambiental, que moldou minha vida acadêmica no mestrado e doutorado, ambas em seu papel institucional, mas também através de todos os professores com quem eu cursei ou não disciplinas, com quem aprendi muito. Aos colegas com quem interagi nesse processo e funcionários da UFPR e PPGEA, sempre competentes e atenciosos.

Ao Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental que desde 2012 despertou em mim, a cada etapa da vida acadêmica, desde o final da graduação, o gosto pela Ciência. Aos amigos que ali fiz e que levarei para a vida toda, entre eles os professores Cynara Cunha, Dornelles Vissotto Jr., Maurício Gobbi e Ricardo Almeida, ou os amigos do dia-a-dia, dos cafés e dos trabalhos de campo, Tomás Chor, Einara Zahn, Fernando Armani, André Diniz, Rodrigo Rodakovski, Lívia Freire, Nathan Streisky, Geovana Colombo, Rafael Bueno e Leatrice Rodrigues.

À minha família, em especial no papel da minha esposa Juliana Basso, que sempre me deu todo suporte pessoal, emocional e afetivo, não apenas neste período, mas desde sempre. Lembro-me até hoje do dia que me apoiou na escolha pela vida acadêmica, ainda antes do mestrado. Agradeço ainda especialmente ao meu sogro Altair Basso, que até aqui nos proporcionou um lar confortável para que a vida se desenvolvesse tranquilamente. Todos os meus demais familiares estão aqui representados, pois certamente seu amor e apoio me ajudaram a trilhar este caminho.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior — Brasil (CAPES) — Código de Financiamento 001.

ΕΠÍΓΡΑΦΕ

“Look again at that dot. That’s here. That’s home. That’s us. On it everyone you love, everyone you know, everyone you ever heard of, every human being who ever was, lived out their lives.

[...]

The Earth is a very small stage in a vast cosmic arena.

[...]

Our planet is a lonely speck in the great enveloping cosmic dark. In our obscurity, in all this vastness, there is no hint that help will come from elsewhere to save us from ourselves.

[...]

The Earth is the only world known so far to harbor life.

[...]

To me, it underscores our responsibility to deal more kindly with one another, and to preserve and cherish the pale blue dot, the only home we’ve ever known.”

Carl Sagan (1997). Pale Blue Dot.

RESUMO

Estudos de balanço hídrico são importantes em análises de disponibilidade de água e seu gerenciamento e também para a correta aplicação de modelos hidrológicos e o entendimento das relações entre a água armazenada e seus fluxos passa por medições representativas destes fluxos na escala da bacia hidrográfica. Neste trabalho foi avaliado o balanço hídrico e de energia em duas bacias agrícolas no estado do Nebraska, Estados Unidos e também desenvolvido um método de preenchimento de falhas em dados de fluxo de calor latente. Esta análise foi feita através de medições locais de vazão, precipitação, evapotranspiração e umidade do solo, que permitiram determinar a variação temporal da água armazenada e dos resíduos associados. Dados de sensoriamento remoto das missões SMAP e GRACE e do sensor MODIS permitiram avaliar a variação espaço-temporal da evapotranspiração e umidade do solo sobre as bacias. Além disso, foram analisadas estimativas de evapotranspiração pelo método do balanço hídrico através das diferentes estimativas de armazenamento. Foi observado que o balanço de energia apresentou um desequilíbrio de aproximadamente 17%, em média, para as três estações de fluxo e que o balanço hídrico de longo prazo foi fechado em 97,5%, em média, para as duas bacias quando o fechamento de energia foi imposto aos dados de fluxo de calor latente e sensível. Os resultados obtidos mostraram que as estimativas de armazenamento de água no solo utilizando-se dados de umidade do solo e vazão concordaram bem com aquelas medidas pelo GRACE ($r = 0,65$) e também através da equação de balanço hídrico ($r = 0,70$). Já as estimativas de evapotranspiração pelo método do balanço hídrico mostraram que o armazenamento do GRACE produziu os melhores resultados ($r = 0,83$), seguido por aquelas utilizando-se os dados de umidade do solo e vazão ($r = 0,77$). Pôde-se notar que a variabilidade da umidade do solo no período de crescimento foi maior, gerando maiores resíduos e conseqüentemente influenciando os resultados de evapotranspiração. Este trabalho mostrou a importância do método do balanço hídrico para avaliação do balanço de energia e como boas medições das variáveis hidrológicas auxiliam nas estimativas de armazenamento e evapotranspiração.

Palavras-chave: Hidrologia, armazenamento, evapotranspiração, GRACE, umidade do solo, variabilidade espacial.

ABSTRACT

Analysis of water balance is important in many areas such as water management and modeling, and representative measurements of the water-budget fluxes over basins are a fundamental part of this process. In this work, the water and energy balance were assessed over two agricultural watersheds in Nebraska, the United States, and also a gap-filling model for latent heat flux measurements was developed. The analysis of water storage and residues temporal variation was conducted through measurements of precipitation, discharge, evapotranspiration, and soil moisture. The spatial-temporal variation of evapotranspiration and soil moisture over the basins was made using data from SMAP and GRACE missions, and MODIS sensor. Evapotranspiration was also estimated from the water-budget method for different storage estimates. It was observed a mean 17% energy imbalance for the 3 AmeriFlux stations and forcing latent and sensible heat flux to close the energy balance led to a 97.5% of water-balance closure for the two basins. Results showed a good agreement between soil water storage (using soil moisture and discharge data) against GRACE data ($r = 0,65$) and the water-budget equation ($r = 0,70$). The water-budget method evapotranspiration estimates from GRACE data presented the best result for two basins ($r = 0,83$) followed by the that one from soil water storage ($r = 0,77$). It could be noted that the variability of soil moisture in the growth period was greater, generating greater residues and consequently influencing the results of evapotranspiration. This work showed the importance of the water balance method for energy balance assessment and how good measurements of hydrological variables help in estimating storage and evapotranspiration.

Keywords: Hydrology, storage, evapotranspiration, GRACE, soil moisture, spatial variability.

LISTA DE FIGURAS

2.1	Esquema da relação entre fração evaporativa e umidade do solo.	38
3.1	Exemplo de preenchimento de uma falha de tamanho $n = 6$ horas pelo MPA. . .	46
3.2	Esquema do MPA1, considerando uma falha de tamanho $n = 6$ horas.	48
3.3	Frequência dos tamanhos de falhas existentes nas estações testadas.	50
3.4	Variação da REQM em função do número de períodos análogos T na estação US-Ne3 para o método MPA univariado.	51
3.5	Relações entre os valores de m e n para todos os métodos e estações.	53
3.6	Resultados dos preenchimentos das falhas artificiais comparados aos dados originais.	58
3.7	Histogramas dos dados de LE	59
3.8	Séries de dados de LE preenchidas.	60
3.9	Variação da REQM em função do tamanho da falha n , para todas as estações. .	62
4.1	Resumo dos dados de precipitação, vazão, evapotranspiração e umidade do solo para a bacia ITHA.	69
4.2	Localização da bacia ASHL e da sub-bacia ITHA e das estações de medição de vazão, precipitação, evapotranspiração e umidade do solo.	70
4.3	Uso do solo segundo classificação do NLCD, utilizando-se a base de dados de 2008.	70
4.4	Dados diários de vazão em ITHA e ASHL	71
4.5	Curvas dupla massa acumulada.	73
4.6	Exemplo de aplicação do método de Thiessen.	74
4.7	Acumulados de neve e taxas de derretimento nos anos 2008/2009.	76
4.8	Dados diários de precipitação em ITHA e ASHL	78
4.9	Fluxo de calor latente médio diário e mensal para os campos irrigados e não- irrigado.	80
4.10	Correlação entre os fluxos de calor latente médio diário nas estações irrigadas e não-irrigada	81
4.11	Localização dos poços de captação de água para irrigação e suas profundidades.	82

4.12	Dados diários de evapotranspiração em ITHA e ASHL	83
4.13	Dados diários de umidade do solo em ITHA e ASHL	84
4.14	Mapas de temperatura superficial T_S do MODIS para as bacias.	86
4.15	Mapas de NDVI para as bacias.	87
4.16	Mapas de umidade do solo superficial Θ da missão SMAP para as bacias.	88
5.1	Estimativas de evapotranspiração do MODIS para as quatro maiores contribuições percentuais em área de cobertura de solo nas bacias estudadas. . .	92
5.2	Variação sazonal da média, do desvio padrão e do coeficiente de variação de R_S , NDVI e Θ sobre as duas bacias.	94
5.3	Distribuição de frequências dos coeficientes de variação de R_S , NDVI e Θ sobre as duas bacias	95
5.4	Valores acumulados anuais de $LE + H$ contra $R_n - G$ para as 3 estações de fluxo.	97
5.5	Radiação líquida, fluxo de calor latente e energia de assimilação de CO_2 nas três estações de fluxo.	99
5.6	Sazonalidade da razão entre o energia de assimilação de CO_2 e radiação líquida e energia de assimilação de CO_2 e fluxo de calor latente nas três estações de fluxo e evapotranspiração sazonal considerando a correção pelo termo de energia de assimilação de carbono.	100
5.7	Valores acumulados de E contra $P - Q$ para todo o período de estudo.	101
5.8	Espessuras representativas de cada sensor de umidade do solo na zona de raízes.	102
5.9	Análise de recessão linear para as duas bacias	104
5.10	Resíduos da equação de balanço hídrico adimensionalizados pela precipitação para as duas bacias.	105
5.11	Estimativas do armazenamento em ITHA e ASHL para todo o período de estudo.	107
5.12	Correlações entre as três estimativas de armazenamento para as duas bacias.	108
5.13	Sazonalidade das três estimativas de armazenamento para as duas bacias.	109
5.14	Resultados das estimativas de evapotranspiração em ITHA.	112
5.15	Resultados das estimativas de evapotranspiração em ASHL.	113
5.16	Diagrama de Taylor para as estimativas de evapotranspiração em ITHA e ASHL.	113
5.17	Relação entre a fração evaporativa (FE) e umidade do solo ponderada pelas espessuras z_i (θ_{med}) separadas mensalmente no campo de milho irrigado US-Ne1.	117

5.18	Relação entre a fração evaporativa (FE) e umidade do solo ponderada pelas espessuras z_i (θ_{med}) separadas mensalmente no campo de rotação de milho e soja irrigado US-Ne2.	118
5.19	Relação entre a fração evaporativa (FE) e umidade do solo ponderada pelas espessuras z_i (θ_{med}) separadas mensalmente. Médias entre os dados dos campos irrigados US-Ne1 e US-Ne2.	119
5.20	Relação entre a fração evaporativa (FE) e umidade do solo ponderada pelas espessuras z_i (θ_{med}) separadas mensalmente no campo de rotação de milho e soja não-irrigado US-Ne3.	120
A.1	Variação de r e REQM em função de κ_c para os valores testados	139

LISTA DE TABELAS

3.1	Estações AmeriFlux utilizadas para testes das versões do MPA e métodos comparativos.	49
3.2	Tamanhos ideais de períodos vizinhos m às falhas para os métodos MPA e MPA1,2,3, ou melhor janela de dados para os métodos RL1,2,3 e VDM, para cada estação de fluxo testada e para cada tamanho de falha n (valores em horas).	52
3.3	Métodos comparados e suas variáveis de suporte.	55
3.4	Resultados dos preenchimentos das falhas artificiais comparados aos dados originais.	56
3.5	Quantificação das comparações diretas entre os métodos de preenchimento.	57
4.1	Informações relativas às estações de medição de vazão, precipitação, evapotranspiração e umidade do solo medidas na região das bacias.	67
4.2	Fração percentual, por classificação de uso do solo (ou cobertura de terra), sobre cada bacia no ano de 2008.	68
4.3	Coeficientes de correção da curva duplo-acumulada e pesos de Thiessen.	74
5.1	Valores de r_{be} a cada ano para as três estações de fluxo.	97
5.2	Estatísticas de erros das estimativas de E comparadas aos dados medidos em ITHA e ASHL.	112
A.1	Estatísticas para os testes da análise de recessão	140

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
BHS	Balço Hídrico Sazonal
DTSF	Dynamic Time Scan Forecasting
EUA	Estados Unidos da América
FE	Fração Evaporativa
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GHCN	<i>Global Historical Climatology Network</i>
IGBP	<i>International Geosphere–Biosphere Programme</i>
KGE	Coeficiente de eficiência de Kling-Gupta modificado
LUT	<i>Look-up Table</i>
MCT	Método das Covariâncias Turbulentas
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MPA	Método dos Períodos Análogos
NASH	Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe
NCDC	<i>National Climatic Data Center</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NLCD	<i>National Land Cover Database</i>
NRCS	<i>Natural Resources Conservation Service</i>
PVF	Período Vizinho à Falha
REQM	Raiz do erro quadrático médio
RL1	Regressão linear simples com 1 variável
RL2	Regressão linear múltipla com 2 variáveis
RL3	Regressão linear múltipla com 3 variáveis
SMAP	<i>Soil Moisture Active Passive</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TDR	<i>Time Domain Reflectometry</i>
USGS	<i>U.S. Geological Survey</i>
VDM	Varição Diurna Média
WILM	Índice de desempenho de Willmott refinado

LISTA DE SÍMBOLOS

Romanos

Variável	Unidade	Definição
b_a	—	Coefficiente angular consistente na dupla massa
b_o	—	Coefficiente angular inconsistente na dupla massa
c_p	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Calor específico do ar úmido à pressão constante
f_{ir}	—	Fração de área irrigada
k_v	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	Coefficiente de difusão molecular de vapor d'água
q	kg kg^{-1}	Umidade específica
r_{be}	—	Razão do balanço de energia
t	s, h, dia	Tempo
u	m s^{-1}	Componente longitudinal da velocidade do vento
v	m s^{-1}	Componente transversal da velocidade do vento
w	m s^{-1}	Componente vertical da velocidade do vento
y_i	mm	Profundidades pelo método de regressão múltipla
A	km^2	Área da bacia hidrográfica
A_h	W m^{-2}	Energia advectada para a camada
Bo	—	Razão de Bowen
DPV	Pa	Déficit de pressão de vapor
E	mm dia^{-1}	Taxa de evapotranspiração
E_1	mm dia^{-1}	Taxa de evapotranspiração em US-Ne1
E_2	mm dia^{-1}	Taxa de evapotranspiração em US-Ne2
E_3	mm dia^{-1}	Taxa de evapotranspiração em US-Ne3
E_{corr}	mm mês^{-1}	Taxa de evapotranspiração corrigida nas bacias
E_{modis}	mm (8 dias)^{-1}	Taxa de evapotranspiração estimada pelo MODIS
E_C	mm mês^{-1}	Taxa de evapotranspiração estimada pelo MODIS para as áreas de cultivo
E_F	mm mês^{-1}	Taxa de evapotranspiração estimada pelo MODIS para as áreas de florestas
E_G	mm mês^{-1}	Taxa de evapotranspiração estimada pelo MODIS para as áreas de gramados

E_U	mm mês ⁻¹	Taxa de evapotranspiração estimada pelo MODIS para as áreas urbanas
f_C	—	Fração das áreas de cultivo nas bacias
f_F	—	Fração das áreas de florestas nas bacias
f_G	—	Fração das áreas de gramados nas bacias
f_U	—	Fração das áreas urbanas nas bacias
FE	—	Fração evaporativa
F_p	kg m ⁻² s ⁻¹	Fluxo específico de CO ₂
G	W m ⁻²	Fluxo de calor no solo
H	W m ⁻²	Fluxo de calor sensível
L	J kg ⁻¹	Calor latente de vaporização da água
L_p	J kg ⁻¹	Fator de conversão térmica de fixação de carbono
LE	W m ⁻²	Fluxo de calor latente
M	mm dia ⁻¹	Taxa de derretimento de neve
P	mm dia ⁻¹	Taxa de precipitação total
P_a	mm dia ⁻¹	Precipitação ajustada no método de dupla massa
P_a	mm dia ⁻¹	Precipitação a ser ajustada no método de dupla massa
P_L	mm dia ⁻¹	Taxa de precipitação líquida
P_S	mm dia ⁻¹	Taxa de precipitação sólida
Q	mm dia ⁻¹	Vazão
Q_r	mm dia ⁻¹	Vazão de recessão
R_n	W m ⁻²	Radiação líquida
R_S	W m ⁻²	Radiação superficial
S	mm	Armazenamento de água na bacia
S_{grace}	mm	Armazenamento de água a partir da GRACE
S_{nsat}	mm	Armazenamento de água na zona não-saturada
S_{sat}	mm	Armazenamento de água na zona saturada
SF	mm	Acumulado de neve
SWE	mm	Neve em termos de água equivalente
T	°C, K	Temperatura (genérica)
T_a	°C, K	Temperatura do ar
T_b	°C, K	Temperatura de base
T_S	°C, K	Temperatura superficial

UR	%	Umidade relativa do ar
z	mm	Profundidade representativa dos sensores de umidade do solo
W	J m^{-2}	Energia armazenada na camada

Gregos

Variável	Unidade	Definição
$\alpha, \beta, \gamma, \delta$	—	Coefficientes de regressão linear
α_s	$\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ dia}^{-1}$	Fator grau-dia
ϵ	—	Emissividade superficial
ϵ	$\text{mm dia}^{-1}, \text{mm ano}^{-1}$	Resíduo do balanço hídrico
κ	—	Coefficiente angular da envoltória superior
κ_c	%	Faixa de corte de κ
θ	%	Umidade do solo (<i>in situ</i>)
Θ	%	Umidade do solo (sensoriamento remoto)
ρ_a	kg m^{-3}	Densidade do ar úmido
ρ_s	kg m^{-3}	Densidade da neve
ρ_w	kg m^{-3}	Densidade da água líquida
σ	$\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$	Constante de Stefan–Boltzmann
τ	dia	Constante de tempo de recessão

SUMÁRIO

1	Introdução	19
2	Fundamentação Teórica	22
2.1	Conceitos Fundamentais	22
2.1.1	O Balanço hidrológico na escala da bacia	22
2.1.2	Armazenamento	23
2.1.3	Precipitação	24
2.1.4	Vazão	27
2.1.5	Evapotranspiração	28
2.1.6	Métodos de medição de evapotranspiração	29
2.2	Revisão Bibliográfica	33
2.2.1	O balanço hídrico	33
2.2.2	Relações entre umidade do solo e evapotranspiração	37
2.2.3	O desequilíbrio do balanço de energia	38
2.2.4	Métodos de preenchimento de falhas em dados de fluxo de calor latente	40
3	Método dos Períodos Análogos	44
3.1	Versão univariada	45
3.2	Versão multivariada	46
3.3	Estimativa e otimização de parâmetros	48
3.4	Comparações entre os métodos de preenchimento	51
4	Dados utilizados nos estudos de balanço hídrico	64
4.1	Bacias Hidrográficas	65
4.2	Vazão	68
4.3	Precipitação	72
4.4	Evapotranspiração	79
4.5	Umidade do Solo	82

4.6	Dados de Sensoriamento Remoto	85
5	Resultados e Discussões	90
5.1	Análise dos dados de sensoriamento remoto	91
5.2	Fechamento do balanço hídrico e de energia	96
5.3	Estimativa do armazenamento e resíduos	101
5.4	Estimativas de evapotranspiração	110
5.5	Relações entre umidade do solo e evapotranspiração	115
6	Conclusões	121
	Referências Bibliográficas	125
A	Calibração dos parâmetros da análise de recessão	138

Capítulo 1

Introdução

A quantificação de fluxos de água na natureza é uma tarefa de extrema importância para tomada de decisões de engenharia na busca pela otimização do uso dos recursos hídricos para as atividades humanas. A Hidrologia é a ciência que estuda esses fluxos através de medições das variáveis do balanço hídrico ou ainda utilizando-se modelos de variados graus de complexidade que podem ser validados pelas medições.

Um modelo para uso operacional focado em uma ou outra variável hidrológica pode muitas vezes obter as respostas que interessam ao usuário, sem que este esteja necessariamente preocupado com outros aspectos sobre a física na bacia. No entanto, para fins científicos, é importante ter o entendimento mais completo possível dos processos que ocorrem no domínio, tentando compatibilizar, da melhor maneira possível, os três aspectos essenciais da hidrologia: as medições de campo, análise dos dados e a modelagem em si (Kirchner, 2006).

Os estudos que envolvem a modelagem hidrológica têm se tornado cada vez mais complexos, devido ao aumento do entendimento de cada um dos diversos processos que ocorrem na bacia hidrográfica, notadamente complexos e heterogêneos. As equações físicas em hidrologia contêm um grande número de variáveis e parâmetros que devem ser medidos e isso não necessariamente tem melhorado os resultados obtidos por modelos complexos. Pelo contrário, muitas vezes ocorre confusão na interpretação de parâmetros e até mesmo uma sobreposição de seus valores e significados (McDonnell et al., 2007).

Estimativas adequadas de armazenamento de água são importantes para fins econômicos, de abastecimento público, manutenção dos ecossistemas, entre outros (Rodell et al., 2004), e sua estimativa e avaliação passam pela análise do balanço hídrico, através de seus fluxos, isto é, da vazão, precipitação e evapotranspiração. Conhecer todos os fluxos auxilia no adequado

entendimento da variação do armazenamento evitando-se forçar o fechamento em períodos anuais, por exemplo, para compreender sua variação intranual (*e.g.* Tomasella et al., 2008; Kampf et al., 2020).

Dentre estes fluxos, a evapotranspiração é um dos componentes cruciais na análise do balanço hídrico, sendo esta uma conexão importante entre os fluxos de massa, de energia e de carbono. Além disso, sua quantificação e estimativa passam por muitos desafios ainda a serem enfrentados, mesmo com os avanços alcançados até aqui, seja em resolução temporal e espacial, cobertura espacial das medições, acurácia e manutenção das medições de longo prazo (Fisher et al., 2017).

Dentre as inúmeras maneiras de se estimar a evapotranspiração na escala da bacia hidrográfica está o método do balanço hídrico. Este método, apesar de relativamente simples, ainda é bastante utilizado, dada a grande disponibilidade de medições hidrológicas típicas como precipitação e vazão e com o advento de medições em quantidade cada vez maior de umidade do solo e armazenamento, seja localmente ou por sensoriamento remoto como as missões SMAP (*Soil Moisture Active Passive*) (Das et al., 2018, 2019) e GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) (Tapley et al., 2004; Landerer et al., 2020).

Outro ponto importante nos estudos hidrológicos envolvendo a evapotranspiração é a disponibilidade de séries de dados completas, em especial aqueles medidos pelo método das covariâncias turbulentas, que apresenta grande índice de falhas.

Este método de medição também apresenta um problema ainda não resolvido, o de desequilíbrio do balanço de energia, problema este em geral atribuído às medições de fluxo de calor latente e/ou sensível. Uma das formas de verificar este desequilíbrio na escala da bacia hidrográfica é através do método do balanço hídrico, em que as medições são comparadas aos resíduos da equação de balanço de massa conhecendo-se a precipitação, vazão e variação do armazenamento (*e.g.* Twine et al., 2000; Scott, 2010; Barr et al., 2012; Denager et al., 2020).

Diante disso, o objetivo central deste trabalho é estudar o balanço hídrico e de energia em bacias com medições de boa qualidade de precipitação, vazão, evapotranspiração e armazenamento de água, nas zonas vadosa e saturadas do solo, a fim de verificar como estas podem oferecer informações úteis sobre a variação da água armazenada a longo prazo.

Com estas informações, foram analisadas estimativas de evapotranspiração pelo método do balanço hídrico e discutida a qualidade destes resultados à luz da variabilidade espaço-temporal de outras informações como a umidade do solo superficial, radiação emitida pela superfície e

índice NDVI a partir de medições por sensoriamento remoto. Além disso, os resíduos da equação de balanço hídrico em escalas sub-anuais e anuais foram avaliados e sua influência sobre as estimativas de evapotranspiração são discutidas. Este estudo foi feito em duas bacias hidrográficas aninhadas do rio Wahoo, no estado do Nebraska, Estados Unidos, com áreas da ordem de 10^3 km^2 .

Pensando-se na importância de se manter registros completos de longo prazo de evapotranspiração, neste trabalho também foi desenvolvido um novo conjunto de método para preenchimento dessas falhas, chamado método dos períodos análogos (MPA) (Hoeltgebaum et al., 2021), sendo testado em cinco estações de fluxo da rede AmeriFlux.

Este trabalho é dividido em outros 5 capítulos. No capítulo 2 são apresentadas as definições e os conceitos necessários para o desenvolvimento do trabalho e apresentação das principais equações utilizadas, com foco nas variáveis do balanço hídrico, isto é, precipitação, vazão, evapotranspiração e armazenamento de água e as formas de medição destas variáveis pertinentes ao trabalho. Também é apresentada a literatura de base para os principais tópicos do trabalho e que auxiliaram na tomada de decisão sobre os métodos utilizados. O desenvolvimento, discussão dos resultados do MPA e comparações com outros métodos existentes são apresentados no capítulo 3. No capítulo 4 são descritos os dados utilizados nas análises de balanço hídrico e a forma de espacialização de todas as medições pontuais na escala da bacia hidrográfica para posterior aplicação dos métodos de estimativa de armazenamento e evapotranspiração discutidos no capítulo 5. Ao final, no capítulo 6, são apresentadas as conclusões do trabalho e recomendações para investigações futuras.

Capítulo 2

Fundamentação Teórica

Este capítulo é dividido em duas seções principais: inicialmente são apresentados os conceitos e definições necessários para desenvolvimento do trabalho, com foco geral nas variáveis do ciclo hidrológico, isto é, armazenamento de água no solo, precipitação, vazão e evapotranspiração, discutindo-se brevemente suas limitações em termos de medição e representatividade espacial. Também são apresentados os métodos de medição de evapotranspiração utilizados neste trabalho. Em seguida é apresentada parte da literatura utilizada neste trabalho, organizada pelos temas principais. Outros trabalhos que não se incluem nestes tópicos são apresentados ao longo do texto, conforme necessário.

2.1 Conceitos Fundamentais

2.1.1 O Balanço hidrológico na escala da bacia

A bacia hidrográfica pode ser vista como um sistema físico que se relaciona com sua vizinhança através de fluxos, ou ainda, como um sistema que pode ser representado por um volume de controle (Beckie, 2005) com fluxos de entrada e de saída. A vizinhança neste caso é a atmosfera (acima), o lençol freático profundo (abaixo) e outras bacias hidrográficas (ao redor), enquanto que os fluxos são a precipitação, a evapotranspiração e a vazão. Existem outros componentes do ciclo hidrológico que, na escala da bacia hidrográfica não se caracterizam como fluxos, pois ocorrem dentro do domínio deste sistema físico, mas que influenciam a resposta da bacia aos três citados acima, como a interceptação, o derretimento da precipitação sólida (neve e gelo) e os escoamentos sub e superficial.

De forma simplificada, e considerando desprezíveis os fluxos laterais e profundos entre uma bacia e outra, ou ainda de atividades humanas que exportam e/ou importam água entre bacias diferentes, podemos definir o balanço hídrico neste sistema como:

$$\frac{dS}{dt} = P - E - Q, \quad (2.1)$$

em que S é a água armazenada na bacia, P é a taxa de precipitação, E é a taxa de evapotranspiração e Q é a vazão na exutória. A seguir, são descritas estas variáveis e comentadas as especificidades de suas medições.

2.1.2 Armazenamento

No contexto da bacia hidrográfica, dá-se o nome de armazenamento S à soma das quantidades de água armazenada no solo, interceptada, interna aos organismos (em geral desprezível), neve, gelo, o volume nos canais, lagos, depressões, inundações, pântanos e outros corpos d'água (Güntner, 2008). O volume total da água armazenada pode ser expresso em termos de altura equivalente de água, quando dividido pela área da bacia hidrográfica. Em geral, o que se quantifica são as variações do armazenamento em relação a um valor de referência arbitrário como um valor mínimo ou uma média sobre um período, por exemplo.

A observação direta do armazenamento (ou de sua variação) é feita através de medições de água contida no solo, perfilando a variação da umidade em várias profundidades até o lençol freático e somando-se esta à variação do nível deste último. Este tipo de medição, por ser feito localmente, em geral traz resultados pontuais e que pode não traduzir a real quantidade de água na bacia devido à grande variabilidade espacial dos tipos e das características físicas do solo (Teuling et al., 2010). As medições *in situ* de umidade do solo podem ser feitas de maneira direta ou indireta. No primeiro caso, o método gravimétrico é utilizado, com extração da amostra em campo e análise laboratorial da umidade do solo. De maneira indireta, existem os TDRs (*Time Domain Reflectometry*), os medidores de capacitância do solo, as sondas de neutrons, entre outras (Seneviratne et al., 2010).

As medições de umidade do solo também podem ser feitas de maneira indireta e não-local, através de técnicas de sensoriamento remoto, como os sensores de microondas ativos (dispersores de energia) e passivos (radiômetros) embarcados em satélites. Neste caso, a dificuldade está em se obter resultados acurados para pequenas áreas e zonas mais profundas além de poucos centímetros superficiais do solo (Western et al., 2002; Seneviratne et al., 2010).

Mais recentemente uma nova técnica de medição do armazenamento em grande escala vem sendo aplicada através da missão GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) que operou entre 2002 e 2017 (Tapley et al., 2004) e de sua missão seguinte GRACE-FO (*Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-on*, desde 2018) (Landerer et al., 2020). A medição consiste em um par de satélites capazes de detectar variações no campo gravitacional da Terra conforme passam sobre uma certa área, com repetição aproximadamente mensal, com variabilidade espacial de $3^\circ \times 3^\circ$ (Watkins et al., 2015; Wiese et al., 2016, 2018). A variação no campo gravitacional em determinada área é atribuída à variação de água no local, em relação a um valor médio.

2.1.3 Precipitação

No contexto apresentado aqui, a precipitação é o único fluxo de entrada no sistema, sendo representada pela água da chuva, pela condensação de vapor d'água da atmosfera (orvalho) e pela deposição de neve. Dependendo da bacia estudada, este último pode ser inexistente (não sendo o caso nas bacias deste estudo) e o segundo, em geral, desprezado. A representação da precipitação é dada em termos de altura equivalente de água por unidade de área de bacia e a intensidade (ou fluxo) desta variável a cada unidade temporal de interesse.

A precipitação é um fenômeno oriundo da condensação e aglutinação de gotículas de água na atmosfera que caem na forma de água líquida ou sólida. O mecanismo inicial de formação da chuva é o resfriamento da parcela de ar que contém água na forma vapor, geralmente por elevação, o que transforma o vapor em água líquida (ou sólida) na atmosfera, que pode ou não precipitar (Chow et al., 1988; Brutsaert, 2005). Esses mecanismos podem se dar por vários efeitos, sendo os principais: (i) a passagem de sistemas frontais que em geral são caracterizados por chuvas menos intensas mas de maior duração (horas a dias) e extensão territorial (centenas de quilômetros); (ii) sistemas convectivos que formam grandes nuvens em poucas horas, ocorrendo de forma localizada (algumas dezenas de quilômetros) e pouco duradoura (minutos a poucas horas); e (iii) chuvas orográficas causadas por barreiras físicas, em que pelo menos uma das faces possui proximidade com áreas úmidas. A intensidade e duração dependerá da fonte de umidade e da altitude da barreira (Brutsaert, 2005).

A precipitação é um fenômeno altamente variável espacial e temporalmente, dificilmente ocorrendo em toda a superfície da bacia de forma uniforme e constante. Esta situação pode causar inúmeras incertezas para a modelagem hidrológica, pois a forma como a precipitação atinge a bacia condicionará a resposta da vazão, especialmente se a análise estiver sendo feita de maneira concentrada, isto é, na escala da bacia hidrográfica.

A medição da precipitação é feita principalmente através de pluviômetros ou pluviógrafos. Esses instrumentos possuem áreas de medição que são ordens de grandeza menores ($\sim \text{cm}^2$) que a área da bacia ($\sim \text{km}^2$), e que dificilmente vão representar esse fluxo de entrada em sua totalidade (Kirchner, 2009). Por isso, quanto maior o número desses instrumentos na área de contribuição da bacia, menores devem ser os erros associados à espacialização da chuva. A forma como a bacia deve ser instrumentada em relação à quantidade e tipos de equipamentos utilizados depende do conhecimento dos tipos mais usuais de chuvas na região de interesse, já que chuvas de curta duração podem não ser bem representadas por pluviógrafos de baixa resolução temporal (ou pluviômetros) e eventos localizados podem não ser identificados por uma rede de monitoramento mal distribuída. Regiões com grande variabilidade altimétrica também precisam ser instrumentadas com maior cuidado.

A precipitação utilizada em modelos ou estudos na escala da bacia hidrográfica precisa ser espacializada, isto é, utilizar um único dado a cada intervalo de tempo, concentrando a informação dos pluviômetros de toda a rede como uma única sobre a bacia. Neste caso, pode-se usar os seguintes métodos para obtenção da precipitação média na bacia (Chow et al., 1988; Brutsaert, 2005):

- média aritmética: quando não é possível se estabelecer a sub-área representativa dos pluviômetros, ou quando a rede de monitoramento é bem distribuída e densa, pode-se simplesmente utilizar

$$P = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i, \quad (2.2)$$

em que N é o número de pluviômetros e P_i o i -ésimo pluviômetro da rede;

- média ponderada pela área: utilizada quando é possível dividir a bacia hidrográfica em sub-áreas devido ao conhecimento do posicionamento de cada pluviômetro na e ao redor da bacia, e assim se estabelecer a proporção de cada um sobre a precipitação média na bacia. Neste caso a precipitação média na bacia é

$$P = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N A_i P_i, \quad (2.3)$$

em que A_i é sub-área representativa de cada pluviômetro e $A = \sum_{i=1}^N A_i$ é a área total da bacia. A determinação das sub-áreas pode ser feita pelo Método dos Polígonos de Thiessen (Thiessen, 1911), por exemplo;

- média ponderada pela distância: permite tanto a obtenção da precipitação média da bacia quanto a estimativa da precipitação em cada sub-área ou em determinados pontos na área de interesse. Para isto, supõe-se que a precipitação em cada sub-área, ou em cada ponto, é inversamente proporcional à distância dos pluviômetros. Este método também é útil para preenchimento de falhas em série temporais se houver pelo menos um pluviômetro nas proximidades do local de interesse e que não apresente falha. O cálculo é feito através da expressão

$$P = \frac{1}{A} \sum_{j=1}^M A_j \left(\frac{\sum_{i=1}^N d_{ij}^{-b} P_i}{\sum_{i=1}^N d_{ij}^{-b}} \right), \quad (2.4)$$

em que A_j é a j -ésima sub-área, M é número de sub-áreas, $A = \sum_{j=1}^M A_j$, d_{ij} é a distância do centro da respectiva sub-área A_j ao pluviômetro P_i e b é um coeficiente que pode variar de 1 a 3, sendo usualmente utilizado $b = 2$ (Brutsaert, 2005, páginas 92–94).

Um efeito importante e largamente verificado é o de submedição de precipitação líquida (chuva) e especialmente sólida (neve), causada principalmente pela ação do vento (Larson e Peck, 1974; Legates e DeLiberty, 1993; Groisman e Legates, 1994; Duchon e Essenberg, 2001, entre outros). O que se verifica nesse fenômeno é o desvio de parte das partículas de chuva e neve da área de coleta dos pluviômetros. Esse efeito pode ser maior ou menor dependendo da intensidade do vento e da precipitação, da característica do pluviômetro, da forma ou local de montagem dos equipamentos, da distribuição do tamanho das gotas de chuva, densidade dos flocos neve, etc. (Brutsaert, 2005, páginas 106–111).

Diversos experimentos foram feitos para verificar a ocorrência da submedição e a efetividade de instalação de anteparos de proteção ao redor dos equipamentos para reduzir a influência do vento. Uma conclusão geral é que esse efeito é menor sobre a precipitação líquida, com perda de medição média em torno de 5% (Legates e DeLiberty, 1993; Duchon e Essenberg, 2001), e maior para precipitação sólida, com perdas que podem chegar a 70% em casos de ventos mais intensos. Observa-se que a efetividade dos anteparos é maior para a neve, com redução de até 46% nas perdas de medição (Larson e Peck, 1974).

2.1.4 Vazão

A vazão é um dos fluxos de saída de água do sistema. Esse fluxo se dá como uma resposta às variações dos demais componentes do ciclo hidrológico que ocorrem na escala da bacia. A resposta da vazão aos eventos de precipitação depende do tamanho da bacia hidrográfica, do tipo de cobertura do solo, do tipo do solo em si, da densidade da rede de canais e da intensidade, distribuição e duração da chuva, além das condições antecedentes de umidade no solo. Nos casos em que ocorre acumulação de neve, a temperatura média do ar posterior a estes eventos, além das características topográficas também irão condicionar a resposta da vazão (Beven, 2011).

Na ausência de precipitação, a vazão apresenta comportamento continuamente decrescente, período este chamado de recessão, no caso de rios perenes. A vazão em períodos de estiagem é mantida através do escoamento de base, ou seja, da água disponível no subsolo (armazenamento) e sua diminuição progressiva é causada pela própria drenagem da água para o canal e pela evapotranspiração.

A bacia hidrográfica é definida pelos divisores de água, cujo ponto mais baixo é a exutória, isto é, o ponto de medição da vazão. Devido ao fato de a bacia hidrográfica estar localizada inteiramente a montante da exutória pode-se afirmar que a medição pontual da vazão representa um comportamento na escala da bacia como um todo (Searcy e Hardison, 1960).

A técnica de medição da vazão empregada depende do tipo de curso d'água existente e de seu porte, podendo ser realizada utilizando-se traçadores e métodos de diluição, para pequenos córregos, passando pelo uso de sistemas hidráulicos como calhas e vertedores, e o uso de velocímetros como os molinetes e ADCPs (*Acoustic Doppler Current Profiler*) para se obter a velocidade média da seção e sua área (Chow et al., 1988; Collischonn e Dornelles, 2013). Neste último caso a medição direta da vazão não pode ser realizada em tempo real e de maneira constante, e para um registro contínuo se utiliza a relação entre várias medições de vazão e seus correspondentes níveis. Esta relação é chamada curva-chave e permite utilizar a medição de nível (variável mais simples e operacional de se medir) para obter o valor da vazão.

A despeito dessa relação quase direta, a utilização da curva-chave possui desvantagens pelo fato de possuir poucos pontos em seu extremo superior e por apresentar, eventualmente, discrepâncias no valor de vazão para valores de níveis iguais em situações de cheia e recessão. Além disso, é importante que os registros de vazão sejam atualizados para que a curva-chave

possa se tornar cada vez mais acurada, além de permitir ajustá-la para possíveis eventos de alterações no leito do canal, que por sua vez irá influenciar a resposta do nível à vazão (Harmel et al., 2006).

A quantificação da vazão é, em geral, dada em termos de volume por unidade de tempo. No entanto, para torná-la comparável às outras variáveis do balanço hidrológico, também é possível dividir o volume drenado pela área da bacia adequando-se a unidade de vazão à da precipitação e evapotranspiração, isto é, em termos de altura equivalente por unidade de tempo.

2.1.5 Evapotranspiração

Outro fluxo de saída de água é a evapotranspiração, neste caso para a atmosfera, na forma de vapor d'água. Na escala da bacia hidrográfica, esta quantidade é a combinação da transpiração a partir da vegetação e evaporação da água no solo, nos corpos d'água e da água interceptada. É importante ter em mente que se a bacia possuir áreas significativas de corpos hídricos, a evaporação destes deve ser tomada separadamente. Quando não, fala-se em evapotranspiração como um todo, sem separá-las necessariamente.

A evapotranspiração é o fenômeno de transformação da água da fase líquida para vapor a partir do suprimento de energia que permita que as moléculas de água escapem da superfície líquida (Brutsaert, 2005). Dado que este fenômeno está relacionado ao consumo de parte da energia que incide sobre a bacia hidrográfica e que como resultado retira água deste sistema, diz-se que a evapotranspiração é o fluxo que conecta os balanços hídrico e de energia (Fisher et al., 2017).

A medição e modelagem da evapotranspiração, um componente do balanço hídrico com desafios ainda em aberto, é de grande importância para o ciclo hidrológico, pois pode influenciar significativamente o armazenamento da bacia e conseqüentemente a vazão em muitos casos (Federer, 1973; Wittenberg e Sivapalan, 1999).

Um dos desafios está em como lidar com a heterogeneidade espacial da evapotranspiração, que será tanto maior quanto a heterogeneidade de solos e vegetação da bacia. Portanto, caracterizá-la não é uma tarefa fácil e pode ser tão complexa quanto a de caracterizar o armazenamento de água no solo, como visto na seção 2.1.2, com a exceção de que é mais fácil visualizar e caracterizar grandes áreas contínuas que podem apresentar taxas de evapotranspiração semelhantes do que mapear todo o solo da bacia. Por isso, de forma ideal, a

bacia deve ser instrumentada, no mínimo, em cada uma das diferentes áreas que caracterizam o local de estudo, ou pelo menos, sobre as maiores contribuições pois, nenhum método de medição direta de evapotranspiração é capaz de retratar a bacia como um todo.

Tradicionalmente divide-se a descrição da evapotranspiração em: (i) formulações aerodinâmicas de transporte de massa, (ii) formulações de estimativas baseadas no balanço de energia e (iii) no balanço de massa. De acordo com Brutsaert (2005), a divisão dos dois primeiros é em geral insatisfatória, já que é praticamente impossível analisá-los separadamente, mas a divisão se mantém para fins práticos e históricos, sendo portanto ambos descritos conjuntamente como método combinado (Chow et al., 1988). A última abordagem trata a evapotranspiração como um termo restante desconhecido da equação da continuidade, o que requer conhecimento de todos os demais componentes do ciclo hidrológico.

2.1.6 Métodos de medição de evapotranspiração

A medição da evapotranspiração pode ser feita (i) através da medição da variação de água armazenada e (ii) da transferência de vapor d'água (Shuttleworth, 2008). No primeiro, mede-se a variação da quantidade de água em algum compartimento, como tanques de evaporação e lisímetros. No primeiro caso, relações empíricas entre a informação da evaporação no tanque e certos tipos de vegetação podem ser aplicadas. No caso do uso do lisímetro, sua medição pode ser extrapolada (tomando-se o devido cuidado com a escala de medição) para áreas com tipo de solo e vegetação semelhantes à da instalação. Outro “compartimento” onde a água armazenada varia é a própria bacia hidrográfica, que pode ser usada para estimar de evapotranspiração.

No caso da análise de transferência de vapor d'água, são utilizadas variáveis meteorológicas relacionadas ao balanço de energia, como a radiação líquida, fluxo de calor sensível e latente e fluxo de calor no solo, ou micrometeorológicas como covariância turbulenta entre vapor d'água e velocidade vertical do vento.

É importante ressaltar que existem muitas outras formas de medição, incluindo medições de componentes separados da evapotranspiração, como evaporação do solo e transpiração de plantas, ou ainda medições indiretas através de sensoriamento remoto (Verhoef e Campbell, 2005). Entretanto, aqui são apresentados os métodos que são utilizados no desenvolvimento do trabalho, cuja descrição é apresentada a seguir. Não serão apresentados métodos de estimativa de evapotranspiração, como a equação de Penman-Monteith por exemplo.

Método do Balanço Hídrico

O método do balanço hídrico consiste na aplicação da equação (2.1) discretizada, em que conceitualmente só é possível se obter a evapotranspiração na escala da bacia hidrográfica necessitando que os demais termos também representem esta escala espacial. É possível estimar E na escala de áreas menores que a escala da bacia; no entanto, esta tarefa requer medições muito cuidadosas, em especial no que diz respeito aos fluxos de água superficial e subterrâneo. Na escala do sistema hidrológico, a vazão Q representa as vazões superficiais e subterrâneas e que confluem para a exutória.

Neste método, a precipitação P será considerada na escala da bacia, o que demanda boa representatividade espacial das medições. Além disso, o armazenamento S precisa ser medido, evitando-se supor que $\Delta S/\Delta t \approx 0$, mesmo em escala anual. Ainda assim, em bacias bem instrumentadas, o método pode gerar erros de estimativa de E , da ordem de 10 a 20% (Shuttleworth, 2008).

Método do Balanço de Energia

Este método permite medir diretamente a evapotranspiração através dos fluxos de energia que entram e saem do sistema igualados à taxa de mudança da energia armazenada. Brutsaert (2005) apresenta o balanço de energia sobre uma camada de superfície, que pode ser solo, água, ou o dossel da vegetação em toda sua profundidade, como

$$\frac{dW}{dt} = R_n - LE - H + L_p F_p - G + A_h \quad (2.5)$$

em que R_n é a radiação líquida na parte superior desta camada, LE é o fluxo de calor latente (L é o calor latente de vaporização e E a evapotranspiração), H é o fluxo de calor sensível, L_p é o fator de conversão térmica de fixação de carbono, F_p é o fluxo específico de CO_2 , G é o fluxo de energia na parte inferior da camada, ou fluxo de calor do solo, A_h é a advecção de energia para a camada e dW/dt é a taxa de variação de energia armazenada na camada. De acordo com Brutsaert (2005), $L_p F_p$, A_h e dW/dt são desprezíveis frente aos demais e o balanço de energia fica

$$R_n = LE + H + G. \quad (2.6)$$

Esta expressão permite a obtenção direta da taxa de evapotranspiração E se forem conhecidas as demais variáveis, isto é

$$E = \frac{1}{L}(R_n - G - H). \quad (2.7)$$

Em geral, R_n e G são medidas com maior facilidade enquanto LE e H não (Brutsaert, 2005). Assim, a obtenção das duas últimas depende de outros métodos, como o método da razão de Bowen, oriunda das equações de transporte para o calor sensível e latente. Neste caso supõe-se que os coeficientes de difusão turbulenta para a umidade específica e temperatura do ar são aproximadamente iguais, levando a

$$\text{Bo} = \frac{H}{LE} = \frac{c_p}{L} \left(\frac{T_2 - T_1}{q_2 - q_1} \right), \quad (2.8)$$

em que Bo é a razão de Bowen (Bowen, 1926), c_p é o calor específico do ar a pressão constante, T_2 e T_1 são temperaturas medidas em duas alturas diferentes, da mesma forma que as umidades específicas q_2 e q_1 .

Método das Covariâncias Turbulentas

O Método das Covariâncias Turbulentas (MCT) — ou de Covariância de Vórtices Turbulentos — é uma ferramenta que permite a medição direta da evapotranspiração, pois parte da descrição do transporte de vapor d'água na atmosfera (Brutsaert, 1982, 2005).

O vapor d'água pode ser considerado um escalar conservativo, que se move juntamente com o fluido (no caso o ar) devido à difusão molecular (dada pela lei de Fick, com coeficiente k_v). Sua equação de conservação, em termos de umidade específica q , é

$$\frac{\partial q}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)q = k_v \nabla^2 q. \quad (2.9)$$

Utilizando-se a decomposição de Reynolds de cada variável pela média e flutuações turbulentas ($u = \bar{u} + u'$, $v = \bar{v} + v'$, $w = \bar{w} + w'$ e $q = \bar{q} + q'$, em que a barra horizontal representa a média e a linha sobrescrita, as flutuações) para os termos de velocidade e umidade específica, e promediando-se (2.9), obtém-se

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = - \left[\frac{\partial}{\partial x} (\overline{u'q'}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{v'q'}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'q'}) \right] + k_v \nabla^2 \bar{q}, \quad (2.10)$$

em que u , v e w são as componentes longitudinal, transversal e vertical da velocidade do vento, respectivamente.

O lado esquerdo da equação (2.10) mostra a taxa variação da média da umidade específica, ou seja, em um referencial que segue o movimento médio do ar. O primeiro termo do lado direito representa o fluxo de Reynolds, ou fluxo turbulento. O último termo é taxa de transferência por difusão molecular, que para efeitos práticos, sob condições turbulentas, pode ser considerado desprezível.

Os fenômenos relacionados à evapotranspiração ocorrem dentro da camada limite atmosférica, que é a região determinada superiormente pela altura máxima da atmosfera que ainda é afetada pela turbulência causada no atrito com a superfície e pelos efeitos de empuxo. Nesta região, em condições de quase-homogeneidade, e mais especificamente na camada superficial, pode-se considerar que os gradientes horizontais, são em geral muito pequenos comparados aos gradientes na direção vertical e que a velocidade média vertical é pequena comparada com as velocidades médias transversal e longitudinal (Brutsaert, 2005). Isso leva a

$$\left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right) = 0, \quad \bar{w} = 0. \quad (2.11)$$

Assim, entende-se o fluxo médio de vapor d'água (em massa) na direção z como sendo

$$E \equiv \overline{\rho_a w' q'}, \quad (2.12)$$

em que ρ_a é a densidade do ar úmido.

Percebe-se que a medição direta da evapotranspiração passa pelo conhecimento das flutuações da velocidade w e da umidade específica q . Isso requer instrumentos capazes de medir as variáveis em alta frequência (5 a 20 Hz) além da velocidade do vento nas três direções (ou no mínimo na direção vertical).

Entre as vantagens da medição pelo MCT estão a possibilidade de instalação sobre praticamente qualquer superfície, representatividade de áreas maiores que os lisímetros, por exemplo, alta resolução temporal, entre outras. Por outro lado, o método é limitado em situações que causam a inoperância dos equipamentos (como chuva, deposição de materiais, etc.), ou em condições de não-estacionariedade dos fluxos e não-homogeneidade espacial. Além

disso, um problema clássico desta técnica é a subestimativa da medição de LE , causada pelo não fechamento do balanço de energia (equação 2.6). Esta questão é melhor discutida na seção 2.2.3.

Considerando-se as vantagens do MCT, neste trabalho, a disponibilidade de dados de fluxo de LE , para obtenção da evapotranspiração, será tida como essencial para o estudo do balanço hídrico e comparações com as estimativas de E . Como será visto no capítulo 4 a existência deste tipo de medição irá definir, em parte, a escolha das bacias estudadas.

2.2 Revisão Bibliográfica

Nas próximas sessões são descritos os usos do balanço hídrico na escala da bacia hidrográfica, em especial para estimativas de evapotranspiração e da variação da água armazenada. Também são apresentados os trabalhos relativos ao problema de desequilíbrio do balanço de energia no MCT e como é possível lidar com ele a fim de reduzir os erros sistemáticos de medição de E . Adicionalmente é apresentada uma breve discussão sobre as relações entre umidade do solo e evapotranspiração feitas a partir de dados observados. Ao final são descritos os métodos existentes para preenchimento de falhas em dados de LE e que são comparados ao Método dos Períodos Análogos (Hoeltgebaum et al., 2021), desenvolvido neste trabalho e discutido no capítulo 3.

2.2.1 O balanço hídrico

Conforme foi discutido na seção 2.1.6 é possível utilizar o balanço hídrico na escala da bacia hidrográfica para estimativas de evapotranspiração. Na verdade, é possível se obter qualquer uma das variáveis além de E (*i.e.*, precipitação, vazão e variação do armazenamento) desde que as demais sejam conhecidas. Além disso, se forem conhecidos P , Q , E e S é possível também estimar os resíduos do balanço hídrico.

Por possibilitar a estimativa da evapotranspiração, o balanço hídrico tem sido utilizado como ferramenta em comparações e validações de modelos e dados de sensoriamento remoto, validação de métodos de medição de evapotranspiração por lisímetros ou pelo MCT, sendo neste último caso útil para verificação do desequilíbrio do balanço de energia, já que oferece

uma medição independente. Portanto, mesmo aparentando relativa simplicidade frente a outros modelos de estimativa distribuídos, o balanço hídrico ainda é bastante utilizado, como pode ser visto nos trabalhos listados a seguir.

Por exemplo, Scott (2010) avaliou três bacias no Arizona, entre 2004 e 2008, utilizando o MCT para obter LE e H e comparou as medições de evapotranspiração com as obtidas com o resíduo do balanço hídrico. Foram usadas medições de precipitação (um pluviômetro em cada bacia) e uma combinação de dados de calhas e vertedores em bacias próximas para estimativa de Q . O armazenamento de água no solo foi obtido com medições de umidade do solo desde a superfície até 1 m de profundidade. Foram encontrados valores de $(LE + H)/(R_n - G) \approx 0,8$ para medições em intervalos de 30 minutos e $\sum(LE + H)/\sum(R_n - G) \approx 0,96$ a $1,04$ para valores acumulados anuais. Os resíduos do balanço hídrico com E corrigido foram maiores na maioria dos anos, no entanto forçar o fechamento do balanço de energia reduziu os erros em duas das três bacias para os totais acumulados. Posteriormente, Scott e Biederman (2019) aplicaram o balanço hídrico para analisar as relações entre os componentes do ciclo hidrológico em uma destas bacias e observaram que não forçar o fechamento do balanço de energia gerou melhores resultados.

Barr et al. (2012) utilizaram o balanço hídrico para analisar as medições de E pelo MCT em sete estações de fluxo em torno e dentro de uma bacia no Canadá. Os dados de chuva dos pluviômetros localizados em cada ponto de medição não foram corrigidos para compensar submedições já que estavam protegidos pelas árvores nos locais de medição e os dados de neve foram corrigidos através de informações da velocidade do vento. As vazões em cada local de medição (ponderadas pelo tamanho de cada campo de medição e tipo de vegetação de cada local) foram calculadas como resíduo da equação de balanço hídrico e comparadas com a vazão na bacia. A variação do armazenamento foi estimada através da umidade do solo. Os autores observaram um desequilíbrio no balanço de energia de 15%, em média, e após a aplicação de correções para forçar o fechamento deste, as observações de Q da bacia e dos campos de medição apresentaram melhor concordância, com as diferenças reduzidas de 40% para 15%.

O balanço hídrico, associado a medições de fluxo pelo MCT, pode ser aplicado para estudos de particionamento da evapotranspiração, isto é, em evaporação e transpiração separadamente. Steinwand et al. (2006) avaliaram estas quantidades, em especial para estimar quanta água é absorvida das regiões não-saturada e saturada do solo, pela vegetação natural, com a intenção de melhorar o gerenciamento da água disponível no subsolo em Owens Valley, Califórnia. Para este estudo foi observada a necessidade de forçar o fechamento do balanço de energia.

Assim nota-se que o fechamento do balanço de energia pode ser quantificado à luz do balanço hídrico na escala da bacia hidrográfica e que a escala temporal em que este fechamento é quantificado pode levar a diferentes valores na razão entre $(LE + H)/(R_n - G)$ e também no efeito do balanço de energia sobre o balanço hídrico. Diferentes conclusões são obtidas sobre este aspecto o que mantém o problema em aberto e com a necessidade de se avaliar os casos em particular.

Tomasella et al. (2008) estudaram uma pequena bacia na região da floresta amazônica, com medições de precipitação, vazão, evapotranspiração, umidade do solo e nível d'água durante três anos, e observaram o papel da água armazenada no solo e sua contribuição durante os anos mais secos para a manutenção da evapotranspiração e vazão. Estes dados também permitiram particionar as parcelas de água nas zonas saturadas e não-saturadas. Os autores também relataram forte variação interanual no armazenamento, o que reforça que mesmo em períodos anuais, considerar $\Delta S \approx 0$ pode gerar erros de estimativa das demais variáveis. Aqui nota-se, ainda, que estudos mais localizados, com extensiva medição, ajudam a elucidar os processos relacionados ao balanço hídrico.

Kampf et al. (2020) reforça a importância de não forçar o fechamento do balanço hídrico, pois isso pode prejudicar o entendimento adequado dos componentes do ciclo hidrológico, dos resíduos associados e também a identificação de importação e exportação de água entre bacias, seja por via subterrânea ou por atividades humanas.

A estimativa de evapotranspiração tem sido feita por meio do método do balanço hídrico, para bacias de diversos tamanhos. Por exemplo, Wilson et al. (2001) compararam 4 diferentes métodos para estimar a evapotranspiração em uma bacia florestada nos EUA com 97,5 ha, entre eles o balanço hídrico, utilizando 31 anos de dados anuais de chuva e vazão e pelo MCT durante 5 anos. Neste caso, para o método do balanço hídrico eles consideraram que o armazenamento não variou nas escalas anuais. Nos últimos 5 anos da série, com dados concomitantes de chuva, vazão e evapotranspiração, a diferença média entre esta estimativa e as medições pelo MCT foi de 10%.

De forma semelhante Kosugi e Katsuyama (2007) estimaram a evapotranspiração em uma floresta de 5,99 ha no Japão, utilizando-se de 33 anos de dados de vazão e chuva. Os autores utilizaram um método de análise de chuvas e vazões para identificar períodos intra-anuais (entre 8 e 60 dias) em que pudessem desconsiderar a variação de armazenamento. Eles também aproximaram $\Delta S = 0$ para estimar valores anuais de E . Os últimos 3 anos foram

comparados com medições do MCT, com diferença média nos acumulados anuais de 8%. A melhor concordância foi obtida quando a correção pelo balanço de energia foi aplicada sobre os dados de LE .

Até aqui, esses trabalhos exemplificam situações de aplicação do método do balanço hídrico em que ou foram medidos os dados de umidade do solo para estimar o armazenamento ou a aproximação de fechamento do balanço em escala anual foi feita. O ideal seria não fazer esta aproximação, já que evidências de interanualidade da água armazenada têm sido verificadas, conforme mostrado anteriormente. Em bacias pequenas, medições de umidade do solo e da variação do nível do lençol freático podem auxiliar na verificação da variação do armazenamento.

No entanto, mesmo em grandes bacias a evapotranspiração tem sido estimada pelo método de balanço hídrico, como é o caso dos trabalhos de Rodell et al. (2011) e Swann e Koven (2017). Nestes casos, é comum a utilização de dados provenientes de sensoriamento remoto e reanálise, incluindo a variação de armazenamento estimada pelo produto da missão GRACE.

Rodell et al. (2011) aplicaram o método em sete grandes bacias continentais para avaliar a eficiência de modelos e produtos de evapotranspiração por sensoriamento remoto e reanálise. Eles relataram maiores erros nas estimativas anuais para bacias menores e em especial aquelas no hemisfério sul, em que a rede de dados é mais esparsa. Apesar disso, as estimativas anuais foram satisfatórias para um entendimento geral dos valores de E e para a validação dos modelos.

Swann e Koven (2017) aplicaram a mesma abordagem sobre toda a Bacia Amazônica e compararam os resultados com alguns produtos de sensoriamento remoto, modelos e medições em algumas estações de fluxo, com razoável concordância geral, na faixa de 2% a 8% para alguns modelos e métodos, mas chegando a 25% para outros. Além disso, as estimativas pelo balanço hídrico resultaram em grande variabilidade a cada ano, quando comparadas aos dados do MCT e com os demais produtos.

Muitos são os objetivos e as escalas espaciais das aplicações do balanço hídrico. Estudos em bacias pequenas, como Wilson et al. (2001), Kosugi e Katsuyama (2007) e Tomasella et al. (2008), ou mesmo em escala de campo, como Baffaut et al. (2020), são valiosos, já que permitem um olhar mais próximo e que posteriormente permite ampliar as relações para escalas maiores (Neill et al., 2006). Nessas escalas, os resultados dos trabalhos tornam-se úteis para o gerenciamento do uso da água, aplicações em modelagem em escala regional e mesmo global.

O uso de dados medidos localmente pode limitar a acurácia de estudos em escalas maiores, já que a representatividade espacial pode ficar prejudicada, especialmente para o armazenamento, que é relacionado à umidade do solo. Como esta grandeza possui grande variabilidade espacial (Western et al., 2002) as incertezas podem se tornar maiores com o aumento da escala espacial.

Na verdade, essa é uma questão de difícil equilíbrio, já que em pequenas escalas a umidade do solo pode ser medida localmente com sensores baseados em terra. Por outro lado, as escalas maiores podem ser relativamente bem descritas pelos produtos de sensoriamento remoto, mas de forma intermediária a informação pode ficar prejudicada. Western et al. (2002) citam que as medições em diferentes escalas podem ser complementares, já que as medições *in situ* podem dar boas informações sobre a variação de umidade em várias profundidades de medição enquanto as remotas têm o potencial de produzir estimativas sobre áreas maiores.

2.2.2 Relações entre umidade do solo e evapotranspiração

Considerando que a água utilizada pelas plantas na evapotranspiração provém do solo e que parte considerável provém do zona não-saturada, em especial para plantas de menor porte, avaliar a relação entre a umidade do solo e a evapotranspiração pode trazer informações úteis. De fato, esta questão é estudada há bastante tempo (*e.g.*, Slatyer, 1956; Denmead e Shaw, 1962) e ainda em aberto, em especial para aplicação em modelos (Qiu et al., 2020). Investigações nesta linha têm indicado que a relação entre E e θ muitas vezes é específica dos locais de medição (Qiu et al., 2016), seja considerando-se as umidades superficiais ou a zona vadosa como um todo.

A evapotranspiração — expressa em termos da fração evaporativa ($EF = LE/(R_n - G)$) ou da razão entre evapotranspiração real e evapotranspiração potencial — em relação à umidade do solo tende a diminuir com o secamento do solo (Slatyer, 1956). No entanto, esta relação não é a mesma para toda a faixa de variação de umidade do solo, sendo aproximadamente linear entre dois limites, que seriam o ponto de murcha da planta θ_w e um valor crítico θ_c , dado como uma proporção da capacidade de campo θ_{fc} que, de acordo com Shuttleworth (1993) é $\theta_c \approx 0,8\theta_{fc}$. Abaixo de θ_w a fração evaporativa é zero e acima de θ_c ela é constante, isto é, é dependente apenas da energia disponível.

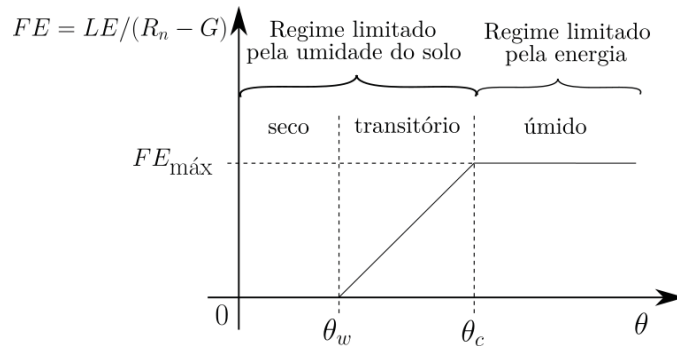


Figura 2.1: Esquema da relação entre fração evaporativa e umidade do solo. Adaptado de Seneviratne et al. (2010).

Estes regimes têm sido observados em muitos trabalhos (Vivoni et al., 2008; Seneviratne et al., 2010; Ford et al., 2014) e são divididos em (i) regime limitado pela umidade do solo e (ii) regime limitado pela energia. Em (i) existem dois intervalos, um chamado regime seco, quando $\theta < \theta_w$ e outro chamado transitório, quando $\theta_w < \theta < \theta_c$, enquanto em (ii) o regime é dito úmido, quando $\theta > \theta_c$. Estes intervalos podem ser visualizados na figura 2.1.

Esta não é uma análise geral, mas sim muito específica na relação entre planta e solo, já que depende do tipo e estrutura do solo, que condiciona o valor de θ_c , e também da fisiologia da planta, em parte representada pelos valores de θ_w . Isso indica como cada espécie vegetal, em cada tipo de solo, irá responder de maneira diferente ao estresse hídrico causado pelo secamento do solo, como mostrou Slatyer (1956) em experimentos em campos de amendoim, algodão e sorgo, na Austrália. Na seção 5.5 são discutidas análises feitas em dados de umidade do solo e fração evaporativa para os campos irrigados (US-Ne1 e US-Ne2) e não irrigados (US-Ne3).

2.2.3 O desequilíbrio do balanço de energia

Dados de fluxo de LE pelo método de covariância turbulentas (MCT) são muito valiosos, pois permitem medições sobre diferentes tipos de vegetação (ou mesmo sobre a água) e possuem razoável representatividade espacial (Shuttleworth, 2008). Estes dados fornecem a medição direta da evapotranspiração e apesar de demandarem equipamentos de alto custo e pessoal especializado para sua operação e tratamento dos dados, têm se tornado cada vez mais acessíveis e abrangentes.

Um problema a ser enfrentado neste tipo de medição é o não fechamento (ou desequilíbrio) do balanço de energia (equação 2.6). Muitos autores reportam este problema, indicando valores menores para a soma dos fluxos de calor latente e sensível ($LE + H$) em comparação ao da

energia total disponível (diferença entre a radiação líquida e fluxo de calor no solo, $R_n - G$) em sistemas de medição de covariâncias turbulentas. As “perdas” de energia relatadas são de 10 a 30% (Wilson et al., 2002).

Este é um problema em aberto e ainda não resolvido, já que diferentes trabalhos chegam a conclusões diferentes sobre o assunto, e a causa ainda não é totalmente conhecida. Entre as possíveis explicações dos motivos que levam a esta perda estão a não-homogeneidade da superfície, não-estacionariedade e divergência dos fluxos, erros de medição devido à separação e problemas de alinhamento de sensores de velocidade do vento e umidade, entre outras (Twine et al., 2000).

Stoy et al. (2013) avaliaram dados de 173 estações de fluxo da rede FLUXNET para relacionar o desequilíbrio do balanço de energia em diferentes tipos de ecossistemas. Os autores observaram menores perdas em regiões de savana (semelhante a Scott (2010) e Scott e Biederman (2019)) e florestas perenes e maiores perdas em áreas cultivadas e florestas decíduas. Os autores reforçam outros achados (como em Foken (2008)), de que a heterogeneidade em torno do local de medição pode ser o principal contribuinte para o não fechamento, mas sem descartar outras causas, como a não medição do termo de energia armazenada, e a influência da precipitação, por exemplo.

Para quantificar o fechamento do balanço de energia medido pelo MCT é necessário dispor de alguma medição independente de E ou LE . Uma opção é utilizar o método da razão de Bowen (Twine et al., 2000) já que as medições de H e LE são feitas por sensores diferentes. Outra forma é utilizar medições com lisímetros (Mauder et al., 2018; Widmoser e Wohlfahrt, 2018) e ainda, como visto na seção 2.2.1, utilizar o balanço hídrico, neste caso, considerando a evapotranspiração na escala da bacia hidrográfica.

Diferentes resultados são obtidos, tanto para a necessidade ou não de correção do balanço de energia, quanto para qual termo (H , LE ou os dois) deve ser feita a correção. Alguns autores observam que não forçar o fechamento do balanço de energia traz melhor concordância com o balanço hídrico, por exemplo, como já citado anteriormente no caso de Scott e Biederman (2019). Além destes, Imukova et al. (2016) avaliaram dois períodos de crescimento de trigo em campos na Alemanha, em 2012 e 2013, e encontraram melhor concordância com o balanço hídrico quando o fechamento do balanço de energia não foi forçado para os dados de LE . Na verdade, eles conjecturaram que a perda de energia era atribuída a uma subestimativa de H .

Resultados similares foram encontrados por Denager et al. (2020) em um estudo sobre um cultivo na Dinamarca, entre 2010 e 2015, que atribuíram o desequilíbrio de energia aos dados de H ou à não medição de termos de energia armazenada.

Por outro lado, resultados de outros trabalhos apóiam a premissa de que corrigir o balanço de energia, ao confrontar os resultados com o balanço hídrico, traz melhores resultados, como os já citados Steinwand et al. (2006), Kosugi e Katsuyama (2007), Barr et al. (2012) e Scott (2010). Este último, na verdade, encontrou resultados ambíguos, a depender se estão sendo analisados anos individualmente ou toda a série de dados.

Mauder et al. (2018) avaliaram o balanço de energia em dados de fluxo contra medições de lisímetros e estimativas do modelo distribuído GEOtop, em dois campos gramados na Alemanha, entre 2013 e 2014. Eles observaram que a correção de energia era necessária para que os dados concordassem, no entanto sem definir qual correção era melhor, isto é, a que preserva a razão de Bowen (com correção igual para H e LE) ou com correção maior para o fluxo de calor sensível.

Desta forma, observa-se que enquanto alguns autores obtiveram resultados mais consistentes utilizando os dados de LE medidos diretamente pelo MCT (Imukova et al., 2016; Scott e Biederman, 2019; Denager et al., 2020), outros indicam melhor concordância entre o balanço hídrico e o de energia quando o fechamento de energia foi imposto (Steinwand et al., 2006; Kosugi e Katsuyama, 2007; Scott, 2010; Barr et al., 2012; Mauder et al., 2018; Isabelle et al., 2020). Esta segunda alternativa foi mais presente na literatura consultada, inclusive com maior constatação da correção que preserva a razão de Bowen. Como será visto na seção 5.2, esta abordagem se mostrou a mais adequada aos dados deste trabalho.

2.2.4 Métodos de preenchimento de falhas em dados de fluxo de calor latente

Falhas em dados podem ocorrer por inúmeras razões, entre elas, falta de energia, falha ou quebra dos sensores, erros de medição ou durante a transferência dos dados, etc.. No caso especial de medições de fluxos pelo MCT, a quantidade de falhas pode ser significativamente maior devido ao pré-processamento e controle de qualidade dos dados, condições climáticas desfavoráveis ao funcionamento dos sensores, entre outras razões (Lee et al., 2004; Zahn et al., 2016).

Alguns métodos existentes para preenchimento de falhas em dados de fluxo de calor latente são baseados na variação diurna média (Falge et al., 2001b,a); regressão linear simples com R_n (Cleverly et al., 2002); regressão linear múltipla com R_n , H e G (Boudhina et al., 2018); fração evaporativa (Boudhina et al., 2018); filtros de Kalman (Alavi et al., 2006); imputação múltipla (Hui et al., 2004); análise espectral singular (Kondrashov e Ghil, 2006); redes neurais artificiais (Abudu et al., 2009; Vissotto Jr. et al., 2016) e modelos baseados em processos físicos como Penman-Monteith, Priestley-Taylor e outros (Sun et al., 2010; Aubinet et al., 2012; Fischer et al., 2013; Graf et al., 2014).

Variação Diurna Média

A Variação Diurna Média (VDM) é uma das formas de preenchimento de falhas mais largamente utilizada para dados de LE (Reichstein et al., 2005; Wang e Dickinson, 2012; Aubinet et al., 2012; Bamberger et al., 2014; Du et al., 2014; Shao et al., 2015; Rodda et al., 2016). Este método consiste na utilização da média dos dados válidos em outros períodos no mesmo horário da falha. O tamanho da janela de dados, isto é, a quantidade de dados (antes e/ou depois da falha) utilizada na média pode variar de um dia a duas semanas (Falge et al., 2001a).

REddyProc

Esta ferramenta faz uso de dois métodos para preenchimento das falhas de LE e fluxo de CO_2 . Primeiramente o método *Look-up Table* (LUT) é aplicado (Falge et al., 2001a), utilizando-se médias dos dados de períodos com condições meteorológicas semelhantes aos do período da falha. Neste caso, são necessários dados de radiação global incidente de onda curta (R_g), temperatura do ar (T_a) e déficit de pressão de vapor (DPV). O DPV pode ser estimado através de T_a e da umidade relativa (UR) caso não esteja disponível. Caso T_a também não esteja disponível, é aplicado o LUT somente com R_g . Em última instância, caso não haja dados de R_g para comparação, então o VDM é aplicado (Wutzler et al., 2018).

Regressão Linear com 1 variável

O método de Regressão Linear com 1 variável (RL1) foi proposto por Cleverly et al. (2002) e testado por Boudhina et al. (2018). Os últimos obtiveram uma grande quantidade percentual das séries preenchidas utilizando a regressão entre LE e R_n , dado que R_n , em geral, falha pouco

no histórico. O preenchimento é feito através de

$$LE = \alpha R_n + \beta, \quad (2.13)$$

em que os parâmetros α e β são obtidos a partir dos dados válidos na série. A quantidade de dados válidos usados na regressão e o intervalo de tempo em torno da falha são parâmetros importantes, sendo apresentados no capítulo 3. A acurácia do método encontrada por Boudhina et al. (2018) foi similar ao de outros métodos mais complexos como o RL3 (descrito abaixo), com variações de REQ_M (raiz do erro quadrático médio) entre 40 e 80 W m⁻².

Regressão Linear com 2 e 3 variáveis

Boudhina et al. (2018) propuseram uma extensão do método RL1 utilizando-se todos os componentes do balanço de energia, isto é, R_n , G , H como preditores de LE em uma regressão linear múltipla com 3 variáveis. Seguindo esta ideia, no presente trabalho foi proposta também uma regressão múltipla sem considerar o fluxo de calor sensível H , já que durante as falhas de LE H também pode falhar, dado que ambas as variáveis dependem da medição da velocidade vertical do vento, através do anemômetro sônico. Estes dois métodos de regressão múltipla são descritos como RL2 e RL3, e dados respectivamente por

$$LE = \alpha R_n + \beta G + \delta, \quad (2.14)$$

$$LE = \alpha R_n + \beta G + \gamma H + \delta, \quad (2.15)$$

em que os parâmetros de regressão α , β , γ e δ são obtidos da mesma forma que o método RL1. Os períodos para obtenção destes parâmetros também serão testados no capítulo 3. Note-se que α , β , γ e δ não assumem os mesmos valores nas equações (2.13), (2.14) e (2.15), sendo apresentados aqui apenas de forma genérica.

Fração Evaporativa

A fração evaporativa (FE) é definida como a razão entre o fluxo de calor latente e a energia disponível. Assim, é possível obter FE através de

$$FE = \frac{LE}{R_n - G}. \quad (2.16)$$

De acordo com (Boudhina et al., 2018), valores confiáveis de FE são obtidos através de dados de LE , R_n e G até duas horas em torno do meio-dia solar no dia da falha (ou em dias o mais próximo possível) que se quer preencher. O preenchimento é feito invertendo-se (2.16) para LE e utilizando-se os dados de $R_n - G$ no horário da falha.

O levantamento dos trabalhos listados neste capítulo mostrou a importância da aplicação do método do balanço hídrico para os estudos que envolvem a comparação da evapotranspiração medida ou estimada por outros métodos e também naqueles que avaliaram a o problema do fechamento do balanço de energia e suas possibilidades de fechamento. Além disso, foram apresentados os métodos de preenchimento de falhas em dados de LE que serão comparados ao MPA no próximo capítulo.

Capítulo 3

Método dos Períodos Análogos

Durante a preparação dos dados usados no desenvolvimento deste trabalho, uma necessidade que se apresentou foi a de preencher falhas de dados de fluxo de calor latente para geração de uma série temporal completa de dados de evapotranspiração. Como foi apresentado na seção 2.2.4 existem alguns métodos para este tipo de preenchimento, mas apenas um que dependia da própria variável a ser preenchida, no caso o método da variação diurna média (VDM). Assim, foi desenvolvido um método inspirado em outro trabalho, neste caso para a previsão de velocidade do vento a partir de dados anteriores na série, chamado *Dynamic Time Scan Forecasting* (DTSF) (Costa et al., 2019; Costa e Mineti, 2019).

Foi desenvolvido, portanto, um grupo de métodos chamado Método dos Períodos Análogos (MPA) (Hoeltgebaum et al., 2021), que se baseia na existência de períodos ao longo da série temporal que sejam semelhantes (análogos) aos períodos antecedentes e posteriores à falha que se quer preencher. O grau de similaridade entre os períodos é quantificado pelo coeficiente de correlação na versão univariada, e de determinação para as versões multivariadas, e os coeficientes de regressão são aplicados aos dados entre estes períodos para preencher as falhas. A seguir são apresentados os detalhes deste método, primeiramente para sua versão univariada, isto é, a que utiliza apenas o dado de LE para preencher as falhas e depois as versões multivariadas, com as demais variáveis do balanço de energia como suporte, ou seja, R_n , H e G .

O MPA foi pensado para ser tão simples quanto possível, portanto somente os métodos apresentados na seção 2.2.4, que são de nível de complexidade semelhante ao MPA, serão comparados. Note-se que, por simplicidade de notação, exceto para as variáveis do balanço de energia, os símbolos das variáveis usadas aqui para descrever o método não possuem relação com os símbolos usados nos demais capítulos.

3.1 Versão univariada

Considere-se uma série temporal qualquer com dados z_1, z_2, \dots, z_S e que contém uma falha de tamanho n , nas posições $z_p, z_{p+1}, \dots, z_{p+n-1}$. Por ora, cada posição da série indica um dado horário, mas note-se que o método pode ser aplicado para qualquer frequência de dados. O “período vizinho à falha” (PVF) é composto pelos dados $z_{p-m}, z_{p-m+1}, \dots, z_{p-1}$ (período antecedente) e $z_{p+n}, z_{p+n+1}, \dots, z_{p+n+m-1}$ (período posterior), não podendo haver, em princípio, outras falhas nestes intervalos. Estes dados são organizados no vetor $\mathbf{y} = (y_1, y_2, \dots, y_{2m})$, em que $y_1 = z_{p-m}, \dots, y_m = z_{p-1}, \dots, y_{m+1} = z_{p+n}, \dots, y_{2m} = z_{p+n+m-1}$.

Tantos períodos análogos quanto possível são buscados ao longo da série e para cada possível q desde $q = S + 1$ até $q = 2m + n + 1$ (de trás pra frente, sendo S a última posição da série de dados). O período $[p - m, p + n + m - 1]$, que contém a falha e o PVF, não é incluso nesta busca. Cada um destes possíveis períodos é organizado em um vetor $\mathbf{x}_q = (x_{q,1}, x_{q,2}, \dots, x_{q,2m})$, em que

$$\begin{aligned} x_{q,1} &= z_{q-2m-n}, \\ &\vdots \\ x_{q,m} &= z_{q-m-n-1}, \\ x_{q,m+1} &= z_{q-m}, \\ &\vdots \\ x_{q,2m} &= z_{q-1}. \end{aligned}$$

Os coeficientes de regressão linear r_q entre \mathbf{x}_q e \mathbf{y} ($y = a_q x_q + b_q$) são calculados e organizados de forma decrescente, de tal maneira que $r_{q(T)} \leq r_{q(T-1)} \leq \dots \leq r_{q(1)}$, definindo assim os $k = 1, \dots, T$ primeiros períodos análogos em grau de similaridade. O k -ésimo período antecedente termina da posição $q(k) - m - n - 1$ e o respectivo período posterior inicia-se em $q(k) - m$. O preenchimento de cada posição da falha é feito aplicando-se os parâmetros de regressão de cada um dos T períodos análogos aos dados válidos centrados nos períodos antecedentes e

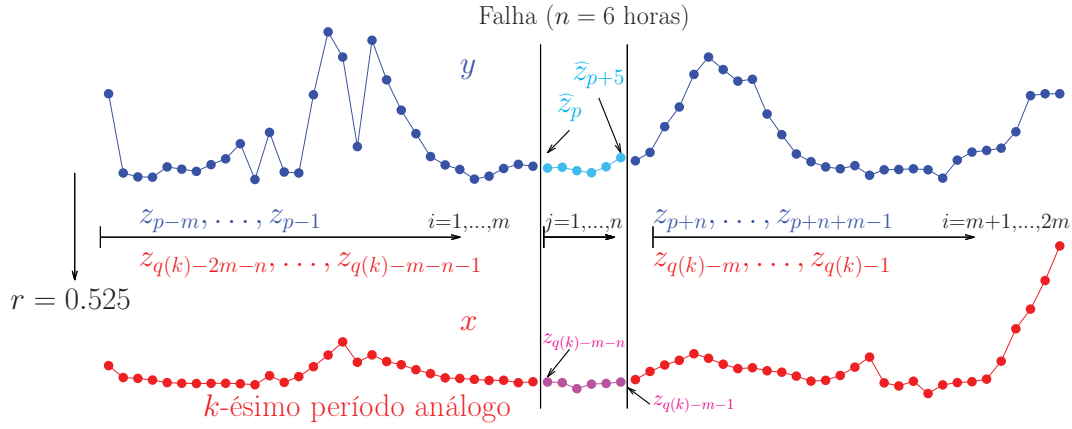


Figura 3.1: Exemplo de preenchimento de uma falha de tamanho $n = 6$ horas pelo MPA. O período vizinho à falha (PVF) é representado pelos pontos azuis (com $m = 30$ dados antecedentes e $m = 30$ dados posteriores), o k -ésimo período análogo pelos pontos em vermelho e os pontos rosas são os dados válidos centrados neste último, em que os parâmetros de regressão serão aplicados. As posições na série de dados de cada período é indicado no texto pela respectiva cor. Os pontos azuis claros são os dados da falha preenchidos pela equação (3.1).

posteriores. A média entre eles é obtida por

$$\hat{z}_{p+j-1} = \frac{1}{T} \sum_{k=1}^T [a_{q(k)} z_{q(k)+j-m-n-1} + b_{q(k)}], \quad j = 1, \dots, n, \quad (3.1)$$

em que \hat{z} são os dados preenchidos. A figura 3.1 mostra um exemplo de aplicação do método com um período de falha sendo preenchido, assim como um dos T períodos análogos que possui correlação linear com o PVF $r = 0,525$. A notação utilizada na descrição anterior também é mostrada na figura.

3.2 Versão multivariada

Como dito anteriormente, a ideia inicial era criar um método tão simples quanto possível, isto é, que só dependesse da própria variável a ser preenchida, para os instantes em que outras variáveis estivessem indisponíveis. No entanto, este método somente poderia ser comparado ao método VDM. Dado que, em geral, as outras variáveis do balanço de energia são medidas em conjunto no MCT, a disponibilidade dessas outras permite ampliar o MPA, além de tornar possível a comparação adequada com os outros métodos de regressão linear múltipla descritos na seção 2.2.4. Assim, o MPA foi estendido para três outras versões, isto é MPA1, MPA2 e MPA3, que possuem como variáveis adicionais ao LE , respectivamente, R_n ; R_n e G ; e R_n , G e H .

Agora existem 4 séries de dados $z_{j,l}$, em que j indica a posição do dado e $l = 1, 2, 3$ e 4 indicam, respectivamente, LE , R_n , G e H . Os dados de LE em torno da falha geram um vetor \mathbf{y} composto pelo PVF, como antes. Já os dados independentes da regressão múltipla são formados pelos dados de LE nos períodos análogos e por R_n , G e H , no mesmo intervalo de tempo do PVF. Além disso, uma constante é incluída na regressão múltipla (dada pela coluna de uns na equação (3.4)).

As regressões lineares agora são dadas por $\mathbf{y} = \mathbf{X}\mathbf{c}$, em que \mathbf{c} é o vetor de coeficientes de regressão e \mathbf{X}_q são as matrizes

$$X_{q,il} = \begin{cases} 1 & l = 0, i = 1, \dots, m \\ LE_{q-2m-n+i-1} & l = 1, i = 1, \dots, m \\ R_{n_{p-m+i-1}} & l = 2, i = 1, \dots, m \\ G_{p-m+i-1} & l = 3, i = 1, \dots, m \\ H_{p-m+i-1} & l = 4, i = 1, \dots, m \end{cases}, \quad (3.2)$$

e

$$X_{q,il} = \begin{cases} 1 & l = 0, i = m + 1, \dots, 2m \\ LE_{q-2m+i-1} & l = 1, i = m + 1, \dots, 2m \\ R_{n_{p-m+i+n-1}} & l = 2, i = m + 1, \dots, 2m \\ G_{p-m+i+n-1} & l = 3, i = m + 1, \dots, 2m \\ H_{p-m+i+n-1} & l = 4, i = m + 1, \dots, 2m \end{cases}. \quad (3.3)$$

O preenchimento da falha é feito por

$$\begin{bmatrix} \widehat{LE}_p \\ \widehat{LE}_{p+1} \\ \vdots \\ \widehat{LE}_{p+n-1} \end{bmatrix} = \frac{1}{T} \sum_{k=1}^T \begin{bmatrix} 1 & LE_{q(k)-m-n} & R_{n_p} & G_p & H_p \\ 1 & LE_{q(k)-m-n+1} & R_{n_{p+1}} & G_{p+1} & H_{p+1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & LE_{q(k)-m-1} & R_{n_{p+n-1}} & G_{p+n-1} & H_{p+n-1} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_{q(k),0} \\ c_{q(k),1} \\ \vdots \\ c_{q(k),4} \end{bmatrix}, \quad (3.4)$$

em que os T períodos análogos são ranqueamentos pelos coeficientes de determinação das regressões. Note-se que, tanto na versão multivariada quanto na versão univariada, os T períodos análogos são diferentes para cada falha a ser preenchida.

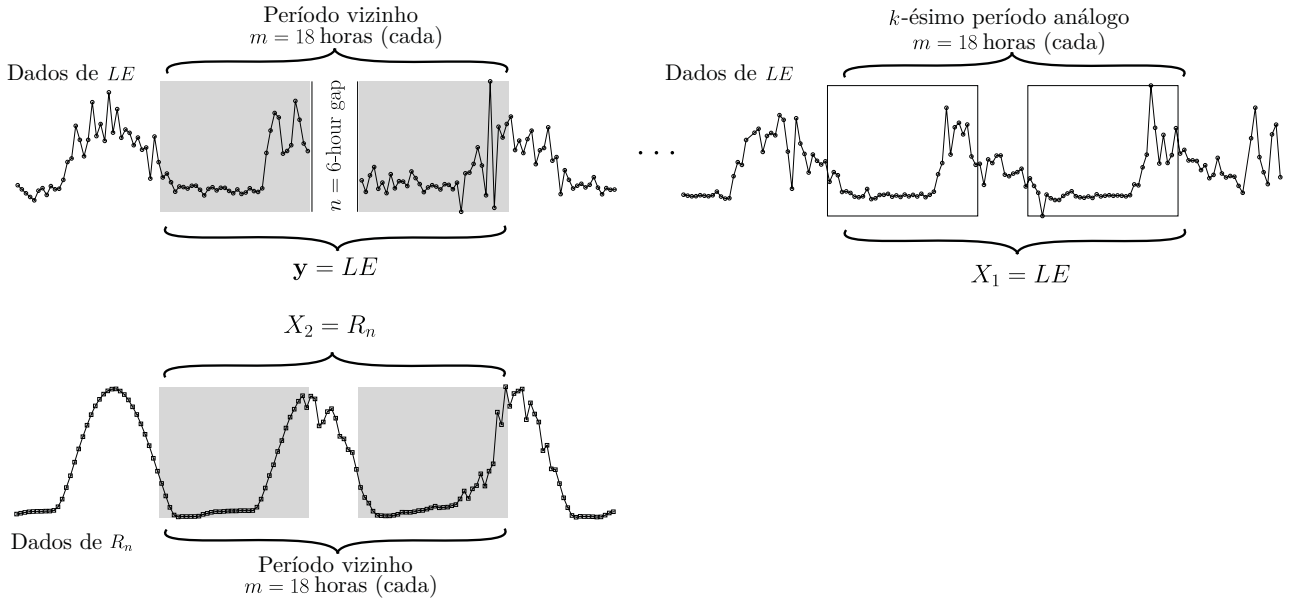


Figura 3.2: Esquema do MPA1, considerando uma falha de tamanho $n = 6$ horas. Na parte superior estão os dados de LE , sendo à esquerda o período da falha e o PVF (retângulos cinzas) e à direita o k -ésimo período análogo (retângulo vazio). Na parte inferior é mostrada a série de dados de R_n que irá compor o PVF (retângulo cinza) desta variável. Os dados internos aos retângulos serão usados para calcular os coeficientes de regressão e os dados entre eles para o preenchimento da falha.

A figura 3.2 exemplifica a extensão do MPA para a versão MPA1, ou seja, com adição de R_n . Neste caso são mostradas séries de dados de meia hora, isto é, a falha de 6 horas após preenchida conterá 12 dados e os períodos vizinho e análogo com $m = 18$ dados antecedentes e posteriores são compostos por 36 dados, cada.

3.3 Estimativa e otimização de parâmetros

Tanto as versões do MPA quanto os métodos que serão comparados possuem parâmetros que determinam sua acurácia. Nos métodos de regressão linear e múltipla de 1, 2 e 3 variáveis (RL1, RL2 e RL3), é necessário estimar o número de horas de dados m em torno da falha utilizados para a determinação dos coeficientes de regressão e no método de médias VDM, quantos dias serão utilizados para o cálculo da média. Nos métodos MPA, adicionalmente, é necessário determinar a quantidade de períodos análogos T . Na literatura consultada não foram encontradas as melhores configurações para estes métodos, portanto neste trabalho foram testadas combinações de m para cada tamanho de falha n , otimizando-se estes métodos, para que as comparações fossem as mais adequadas possíveis com as respectivas versões do MPA, que também serão otimizadas.

Tabela 3.1: Estações AmeriFlux utilizadas para testes das versões do MPA e métodos comparativos. A classificação da vegetação segue o padrão utilizado pela AmeriFlux (*International Geosphere–Biosphere Programme*, IGBP) e a climática a de Koeppen.

Identificação (AmeriFlux)	Período	Falhas em LE (%)	Frequência de dados	Localização (EUA)	Vegetação (IGBP)	Clima (Koeppen)
US-Me6	01/2010 a 04/2020	24,39	30 minutos	Sisters, OR	Florestas perenes de folhas agulhadas (ENF)	Csb (Mediterrânea)
US-MMS	01/1999 a 09/2019	9,69	1 hora	Martinsville, IN	Florestas decíduas de folhas largas (DBF)	Cfa (Subtropical úmido)
US-Ne3	05/2001 a 05/2013	12,94	1 hora	Marble, NE	Áreas cultivadas (CRO)	Dfa (Continental úmido)
US-Skr	01/2004 a 12/2011	35,52	30 minutos	Everglades, FL	Florestas perenes de folhas largas (EBF)	Cwa (Subtropical úmido)
US-SO2	01/1997 a 12/2006	30,68	30 minutos	Warner Unified, CA	Arbustais fechados (CSH)	Csa (Mediterrâneo)

Tanto os testes de otimização dos parâmetros m e T quanto a comparação entre os métodos (seção 3.4) foram feitos com dados reais obtidos a partir de cinco estações de fluxo da rede AmeriFlux, que contêm dados horários e de meia hora de LE , R_n , G e H , entre outros. A escolha das estações foi feita de modo a variar o melhor possível as localizações, tipos de vegetação, tipos climáticos, período dos dados e porcentagem de falhas na série, além de disponibilidade mínima de dados que permitisse a geração de falhas artificiais. Estas informações podem ser vistas na tabela 3.1. As estações de dados utilizadas foram: US-Me6 (Law, 2016; Ruehr et al., 2012), US-MMS (Novick e Phillips, 2016), US-Ne3 (Suyker, 2016), US-Skr (Barr e Fuentes, 2016; Barr et al., 2010) e US-SO2 (Oechel, 2016).

Os testes foram realizados para falhas de tamanhos $n = 3, 6, 12, 24, 48$ e 120 horas. Como pode ser visto na figura 3.3, falhas maiores que 120 horas são muito raras nas séries de dados das estações escolhidas. Falhas menores que 3 horas não foram incluídas nos testes pois podem ser preenchidas por interpolação linear (Falge et al., 2001a; Moffat et al., 2007). Para os métodos MPA, MPA1,2,3 e RL1,2,3 foram testados 10 tamanhos de m proporcionais a cada n testado ($m = n, 2n, \dots, 10n$). Para testes do método VDM, seguindo a literatura que diz que na aplicação do método é possível se utilizar de 1 a 14 dias em torno da falha para preenchimento, foram testados $m = 24, 48, \dots, 360$ horas para todos os valores de n considerados.

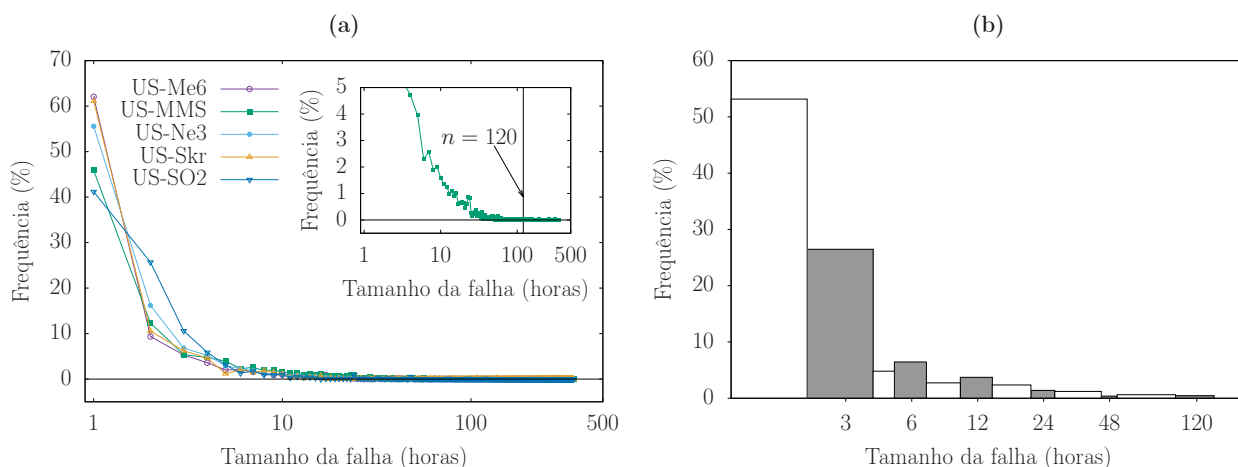


Figura 3.3: (a) Frequência dos tamanhos de falhas existentes nas estações testadas. Na subfigura é mostrado o mesmo para a estação US-MMS, com detalhe para valores entre 0 e 5%. (b) Frequência geral dos tamanhos das falhas (de todas as estações) divididas conforme as classes usadas (em cinza) na equação (3.14) para os testes de parâmetros e testes comparativos do métodos.

O método da fração evaporativa (FE) não foi otimizado, pois na seção 3.4, em que os métodos são comparados, foram usados apenas os dados distantes em até 2 horas em torno do meio dia em que a falha ocorre, ou no dia mais próximo, quando não disponível, seguindo Boudhina et al. (2018). A ferramenta REddyProc também não foi otimizada já que não há esta opção. A seguir, para comparações, as séries de dados com as falhas artificiais foram submetidas à ferramenta *online* disponibilizada por BGI (2020), deixando a cargo do algoritmo decidir como serão feitos os preenchimentos.

Para avaliação, tanto nesta etapa quanto na comparação dos métodos, foram geradas falhas artificiais nas séries de dados, além das já existentes, para que se possa comparar os preenchimentos com os dados originais. Os sorteios das falhas foram realizados por uma função pseudo-aleatória uniformemente distribuída. A cada combinação de m e n , os valores considerados ideais foram selecionados pelo menor valor da raiz do erro quadrático médio (REQM), quando comparados os dados originais aos preenchidos. Na tabela 3.2 estão descritos os valores dos tamanhos ótimos para cada tamanho de falha testado, em cada local de medição.

Nota-se que os valores de m não seguem um padrão universal em cada método, sendo específicos em cada série de dados. Os dados contidos na tabela 3.2 estão plotados, para cada método e estação, na figura 3.5. Pode-se notar que para cada método individualmente não existe uma relação única em cada estação, mostrando a necessidade deste teste de parâmetros previamente à aplicação dos métodos.

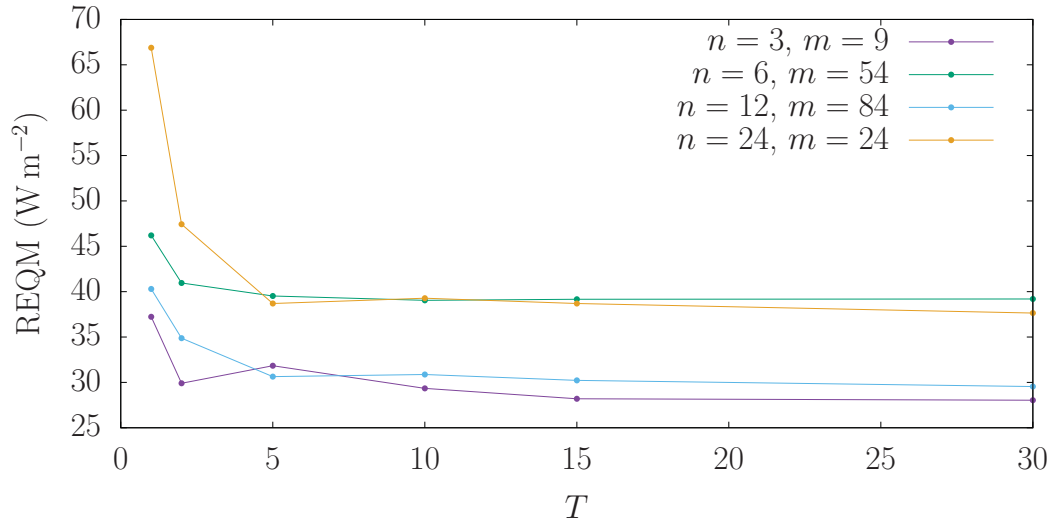


Figura 3.4: Variação da REQM em função do número de períodos análogos T na estação US-Ne3 para o método MPA univariado. O mesmo comportamento geral foi observado em outras estações e tamanhos de falhas com pequenas variações.

Nos métodos MPA, como descrito anteriormente, o número de períodos análogos T também é um parâmetro livre. Portanto, adicionalmente, a cada combinação m e n foram testados $T = 1, 2, 5, 10, 15$ e 30 . Nestes casos notou-se que, de modo geral, o valor de RMSE decresce de $T = 1$ até $T = 10$ e fica praticamente constante. Assim, optou-se pelo valor geral $T = 10$ em todos os casos dos métodos MPA e MPA1,2,3. A figura 3.4 mostra um exemplo deste comportamento nos preenchimentos da estação US-Ne3, para alguns valores de m e n e para o método univariado.

3.4 Comparações entre os métodos de preenchimento

Nesta seção são apresentados os resultados das comparações realizadas entre os métodos de preenchimento. Os mesmos valores de n testados na otimização dos parâmetros foram utilizados nesta etapa, aplicando-se os melhores valores de m em cada método e estação.

Os resultados dos preenchimentos são comparados aos dados originais em que as falhas artificiais foram geradas. As métricas usadas para comparação nesta etapa foram o coeficiente de correlação de Pearson (r), a REQM, a REQM normalizada pela média dos valores observados ($RMSE_n$), o viés (VIÉS), o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NASH) (Nash e Sutcliffe, 1970) e o coeficiente de eficiência de Kling-Gupta modificado (KGE) (Kling et al., 2012), dados

Tabela 3.2: Tamanhos ideais de períodos vizinhos m às falhas para os métodos MPA e MPA1,2,3, ou melhor janela de dados para os métodos RL1,2,3 e VDM, para cada estação de fluxo testada e para cada tamanho de falha n (valores em horas).

Estação	n	MPA	MPA1	MPA2	MPA3	VDM	RL1	RL2	RL3
US-Me6	3	15	15	15	12	336	18	9	15
	6	48	48	24	48	144	48	24	24
	12	120	120	120	108	120	120	36	120
	24	144	48	48	48	120	48	48	48
	48	192	48	336	336	192	192	336	336
	120	720	720	720	720	336	120	720	720
US-MMS	3	21	3	24	30	144	30	9	27
	6	54	54	54	54	240	36	36	36
	12	60	60	60	60	120	60	60	60
	24	216	216	216	216	144	216	216	216
	48	432	144	144	240	288	144	240	240
	120	120	480	480	360	96	240	480	480
US-Ne3	3	27	6	6	6	144	6	12	6
	6	18	24	24	24	24	24	60	60
	12	24	36	36	48	168	12	12	48
	24	24	72	72	72	288	72	72	72
	48	48	240	240	240	312	240	240	240
	120	240	240	240	240	120	240	240	240
US-Skr	3	30	24	24	24	312	24	24	24
	6	18	18	30	24	48	18	18	18
	12	108	108	108	108	240	48	48	48
	24	168	168	168	168	48	168	168	168
	48	48	144	144	144	264	432	144	144
	120	1200	1200	1200	1200	240	1200	1200	1200
US-SO2	3	24	6	6	27	144	6	6	6
	6	54	30	54	24	312	30	30	30
	12	48	24	24	24	48	24	24	24
	24	240	144	240	240	96	240	240	240
	48	336	96	96	240	168	240	240	240
	120	120	960	120	1200	216	960	960	960

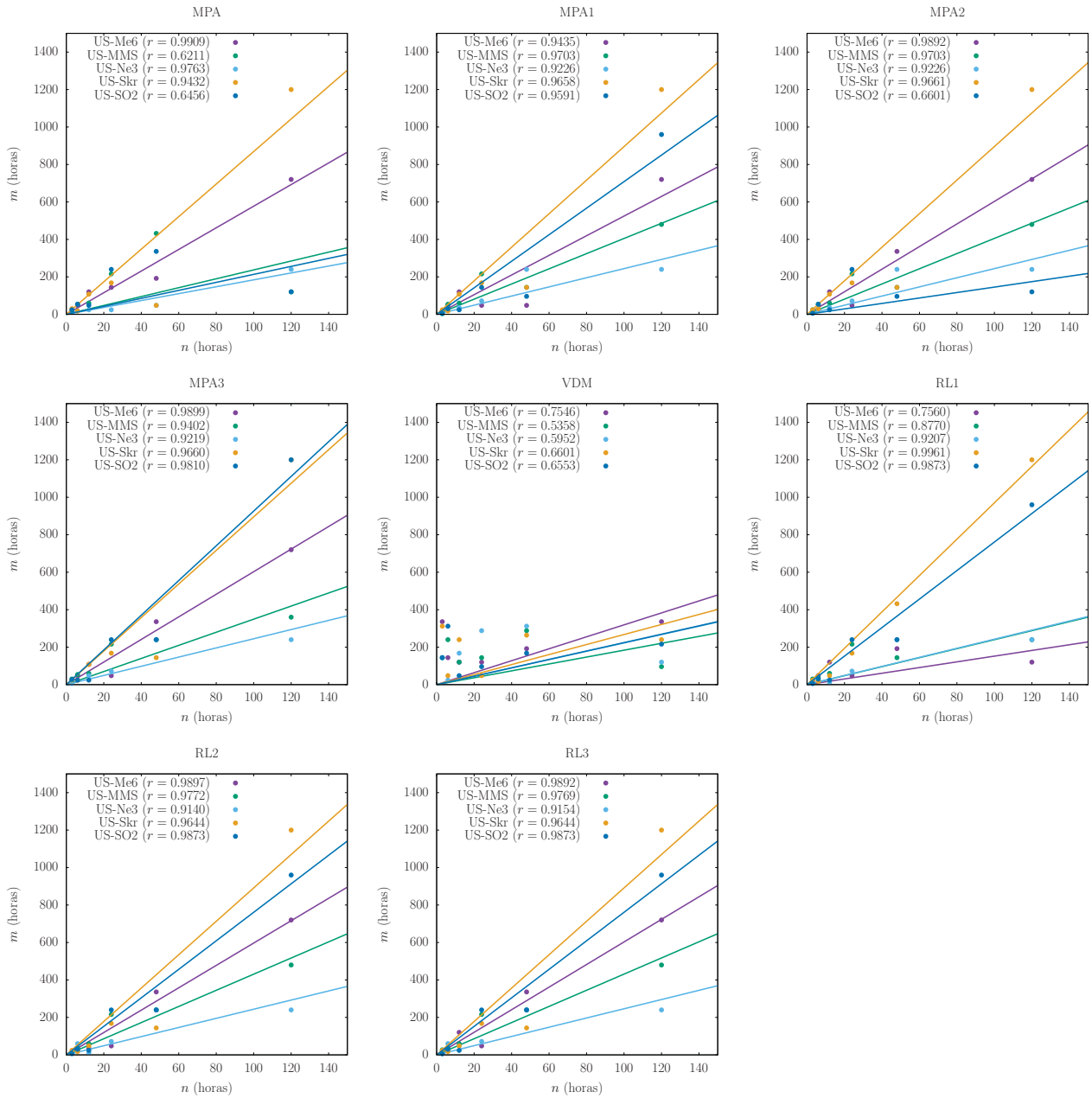


Figura 3.5: Relações entre os valores de m e n para todos os métodos e estações obtidos na otimização de parâmetros, conforme tabela 3.2.

por

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (LE_{i,o} - \overline{LE_o})(LE_{i,p} - \overline{LE_p})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (LE_{i,o} - \overline{LE_o})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (LE_{i,p} - \overline{LE_p})^2}}, \quad (3.5)$$

$$\text{RMSE} = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (LE_{i,p} - LE_{i,o})^2 \right]^{1/2}, \quad (3.6)$$

$$\text{RMSE}_n = \frac{1}{\mu_o} \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (LE_{i,p} - LE_{i,o})^2 \right]^{1/2}, \quad (3.7)$$

$$\text{VIÉS} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (LE_{i,p} - LE_{i,o}), \quad (3.8)$$

$$\text{NASH} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (LE_{i,p} - LE_{i,o})^2}{\sum_{i=1}^n (LE_{i,o} - \overline{LE_o})^2}, \quad (3.9)$$

$$\text{KGE} = 1 - \left[(r - 1)^2 + \left(\frac{\mu_p}{\mu_o} - 1 \right)^2 + \left(\frac{\sigma_p/\mu_p}{\sigma_o/\mu_o} - 1 \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (3.10)$$

em que μ indica a média e σ o desvio-padrão. Em todas as equações os índices p e o se referem aos dados preenchidos e aos dados originais, respectivamente.

Outras duas métricas são propostas para comparação. A primeira é baseada na razão do balanço de energia (RBE) da série, dada por

$$\text{RBE} = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i + LE_i)}{\sum_{i=1}^n (R_{n,i} - G_i)}, \quad (3.11)$$

sendo n o número total de pontos na série. O índice de desempenho em si é

$$\text{RBEI} = \frac{\text{RBE}_p - \text{RBE}_o}{\text{RBE}_o}, \quad (3.12)$$

em que o índice p se refere aos dados preenchidos e o aos seus respectivos dados originais.

Outro índice de desempenho foi pensado para quantificar a similaridade entre os histogramas de LE dos dados preenchidos e originais, construídos pela divisão das séries de dados em 21 classes uniformemente espaçadas entre -25 e 475 W m^{-2} . A frequência relativa de cada classe k é FR_k , e o índice é dado pela média dos desvios normalizados absolutos das frequências entre os dados preenchidos e originais, isto é,

$$\text{FRI} = \frac{1}{21} \sum_{k=1}^{21} \left| \frac{\text{FR}_{k,p} - \text{FR}_{k,o}}{\text{FR}_{k,o}} \right|. \quad (3.13)$$

Tabela 3.3: Métodos comparados e suas variáveis de suporte.

Variável	Métodos									
	REddyProc	VDM	MPA	MPA1	MPA2	MPA3	RL1	RL2	RL3	FE
LE	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
R_n				×	×	×	×	×	×	×
G					×	×		×	×	×
H						×			×	
R_g	×									
VPD (T_a , RH)	×									

Cada uma dessas métricas foi ponderada pelas frequências de falhas originais gerais de todas as estações, conforme apresentado na figura 3.3(b), a fim de que a estatística de cada tamanho de falha seja representada apropriadamente pela sua ocorrência nas séries de dados. Para cada valor de n testado, foram consideradas classes representativas dos valores de n . Para $n = 3$ o intervalo é [2,4]; para $n = 6$, [5,7]; para $n = 12$, [10,14]; para $n = 24$, [21,27]; para $n = 48$, [44,52]; e para $n = 120$, [96,144]. Assim, cada estatística, representada genericamente por ε é dada por

$$\varepsilon = \frac{f_3\varepsilon_3 + f_6\varepsilon_6 + \cdots + f_{48}\varepsilon_{48} + f_{120}\varepsilon_{120}}{f_3 + f_6 + \cdots + f_{48} + f_{120}}, \quad (3.14)$$

em que f_3, f_6, \dots, f_{120} são as frequências para os valores de $n = 3, 6, \dots, 120$, respectivamente, e $\varepsilon_3, \varepsilon_6, \dots, \varepsilon_{120}$ são as estatísticas calculadas para cada n testado.

As comparações entre os métodos são feitas baseadas nos dados de suporte de cada um. Ou seja, o método dos períodos análogos univariado (MPA) é comparado diretamente com o VDM, pois estes são os únicos que dependem somente de LE para o preenchimento das falhas. O MPA1 é comparado à regressão linear de uma variável (RL1), métodos estes que adicionam R_n como variável requerida. O MPA2 é comparado ao RL2 e à fração evaporativa (FE), com a inclusão de G e o MPA3 ao RL3 com a adição de H . O REddyProc é comparado de modo geral com todos os métodos, já que este não se inclui em nenhuma categoria exclusivamente, pois como descrito na seção 2.2.4, dependendo dos dados disponíveis utilizará R_g , VPD ou LE . A tabela 3.3 mostra as variáveis necessárias em cada um dos métodos. Os resultados de todas as métricas aplicadas às falhas artificiais, para todos os tamanhos de n , para todos os métodos e estações, calculadas pela equação (3.14) são apresentadas na tabela 3.4 e na figura 3.6.

Tabela 3.4: Resultados dos preenchimentos das falhas artificiais comparados aos dados originais para todos os métodos e estações testadas. As métricas são calculadas como médias ponderadas pelas frequências de ocorrência das falhas testadas, de acordo com a equação (3.14). A cada linha horizontal a comparação direta entre os métodos é feita de acordo com a separação em pares nas colunas verticais. O método com melhor resultado geral está destacado em cinza. A figura 3.6 apresenta graficamente estes resultados.

Métrica	Estação	REddyProc	MPA	VDM	MPA1	RL1	MPA2	RL2	MPA3	RL3	FE
REQM ($W m^{-2}$)	US-Me6	22,12	21,27*	21,54	19,40*	20,53	19,66*	20,18	20,16*	20,68	25,07
	US-MMS	35,27	38,75*	43,37	44,79	38,82*	36,54	35,48*	34,83*	35,25	50,62
	US-Ne3	32,37	33,59*	40,72	26,17*	27,30	30,19	26,47*	27,40	27,27*	30,84
	US-Skr	52,48	51,46*	54,21	50,19*	51,69	47,86*	52,03	46,44*	51,36	75,94
	US-SO2	23,03	21,32*	26,71	16,34*	22,99	17,08*	22,05	17,81*	20,50	26,52
REQM _n ($W m^{-2}$)	US-Me6	0,941	0,902*	0,910	0,825*	0,874	0,835*	0,859	0,863*	0,886	1,065
	US-MMS	0,848	0,923*	1,056	1,129	0,942*	0,897	0,859*	0,856*	0,859	1,237
	US-Ne3	0,659	0,695*	0,821	0,541*	0,564	0,627	0,545*	0,558	0,556*	0,641
	US-Skr	0,571	0,561*	0,592	0,547*	0,563	0,521*	0,567	0,505*	0,559	0,825
	US-SO2	0,964	0,895*	1,104	0,698*	0,970	0,730*	0,936	0,751*	0,874	1,105
VIÉS ($W m^{-2}$)	US-Me6	1,50	0,02*	-0,93	-1,20	0,97*	-0,79	0,09*	-1,20	1,00*	-6,42
	US-MMS	1,64	-3,10*	-5,18	1,67	-1,29*	-2,24*	-3,00	-2,14	-1,81*	-13,95
	US-Ne3	-0,69	0,89*	-1,51	1,39	0,21*	0,30*	1,63	-0,31*	0,58	-6,02
	US-Skr	-2,33	-0,23*	-1,29	-1,08*	-2,21	-3,59	-2,28*	-1,50*	-1,72	-35,73
	US-SO2	1,27	1,02*	1,02	0,57*	4,12	1,22*	2,64	0,95*	3,27	-1,22
<i>r</i>	US-Me6	0,824	0,824*	0,822	0,851*	0,842	0,849*	0,846	0,842*	0,838	0,818
	US-MMS	0,929	0,935*	0,911	0,871	0,913*	0,929*	0,928	0,939*	0,933	0,856
	US-Ne3	0,916	0,907*	0,871	0,941*	0,935	0,923	0,941*	0,937	0,938*	0,932
	US-Skr	0,874	0,881*	0,867	0,891*	0,878	0,898*	0,876	0,905*	0,879	0,855
	US-SO2	0,870	0,890*	0,822	0,933*	0,880	0,929*	0,888	0,924*	0,908	0,859
NASH	US-Me6	0,635	0,669*	0,663	0,719*	0,681	0,712*	0,693	0,681*	0,661	0,537
	US-MMS	0,860	0,832*	0,788	0,759	0,829*	0,847	0,858*	0,860*	0,859	0,708
	US-Ne3	0,839	0,819*	0,756	0,886*	0,875	0,850	0,883*	0,879	0,880*	0,840
	US-Skr	0,757	0,767*	0,742	0,778*	0,765	0,798*	0,762	0,810*	0,768	0,486
	US-SO2	0,749	0,783*	0,666	0,864*	0,744	0,852*	0,761	0,846*	0,790	0,668
KGE	US-Me6	0,750	0,745	0,788*	0,827*	0,804	0,825	0,833*	0,814*	0,805	0,402
	US-MMS	0,838	0,768	0,768*	0,755	0,844*	0,838	0,888*	0,834	0,841*	0,503
	US-Ne3	0,880	0,842*	0,796	0,891	0,911*	0,902*	0,899	0,913	0,914*	0,739
	US-Skr	0,854	0,836	0,853*	0,855*	0,848	0,867*	0,844	0,881*	0,864	-0,062
	US-SO2	0,784	0,763*	0,737	0,876*	0,738	0,887*	0,807	0,829*	0,812	0,733
RBEI (%)	US-Me6	0,140	0,062*	0,128	0,052	0,037*	0,063	0,008*	0,045	-0,021*	0,034
	US-MMS	0,209	0,249	0,143*	0,361*	0,533	0,450*	0,674	0,343	0,197*	0,961
	US-Ne3	-0,036	-0,032*	-0,084	-0,008*	-0,047	-0,035	-0,004*	0,000*	0,002	-0,094
	US-Skr	0,060	0,018*	0,068	0,079*	0,108	0,112	0,079*	0,085	0,082*	0,058
	US-SO2	-0,004	-0,006	-0,005*	0,001*	-0,027	-0,006*	-0,025	0,002*	-0,023	-0,029
FRI	US-Me6	0,28	0,36	0,29*	0,27*	0,33	0,35*	0,41	0,30	0,28*	0,47
	US-MMS	0,26	0,53	0,41*	0,56	0,41*	0,51	0,41*	0,66	0,42*	0,83
	US-Ne3	0,87	0,77*	0,83	0,44*	0,51	0,45	0,44*	0,46*	0,51	0,64
	US-Skr	0,43	0,54	0,37*	0,54	0,47*	0,41*	0,46	0,47*	0,53	0,69
	US-SO2	0,50	0,49	0,49*	0,34*	0,43	0,43	0,41*	0,46	0,39*	0,76

Tabela 3.5: Quantificação das comparações diretas entre os métodos de preenchimento, por estatística, somando-se o método com melhor resultado por estação.

Métrica	MPA \times VDM	MPA1 \times RL1	MPA2 \times RL2	MPA3 \times RL3
REQM	5 \times 0	4 \times 1	3 \times 2	4 \times 1
REQM _n	5 \times 0	4 \times 1	3 \times 2	4 \times 1
VIÉS	5 \times 0	2 \times 3	3 \times 2	3 \times 2
r	5 \times 0	4 \times 1	4 \times 1	4 \times 1
NASH	5 \times 0	4 \times 1	3 \times 2	4 \times 1
KGE	2 \times 3	3 \times 2	3 \times 2	3 \times 2
RBEI	3 \times 2	4 \times 1	2 \times 3	2 \times 3
FRI	1 \times 4	3 \times 2	2 \times 3	2 \times 3

Na tabela 3.4, para cada métrica, os métodos são comparados estação a estação e o método com melhor resultado recebe um asterisco. O melhor resultado entre todos os métodos é destacado em cinza. Como os resultados do método FE são muito destoantes (em geral piores), este método não foi adicionado na comparação direta com MPA2 e RL2. Calculou-se em quantas estações cada método obteve melhor resultado, por métrica analisada. Um resumo destes resultados é apresentado na tabela 3.5.

Os histogramas de LE (que geram o índice de performance FRI) são mostrados na figura 3.7 para a estação US-Ne3 e $n = 6$. A distribuição de frequência dos dados onde as falhas artificiais foram geradas é representada pelas barras. Os pontos pretos indicam as frequências dos dados originais da série completa (exceto, claro, pelas falhas reais existentes). Cada método comparável é mostrado em um dos quatro painéis; o REdDyProc aparece em todos e o FE em nenhum deles, como já comentado anteriormente. Através desta figura, e reforçado pelos resultados das últimas linhas da tabela 3.4 e da figura 3.6(h), nota-se que todos os métodos mantêm aproximadamente as mesmas distribuições de dados de LE com expressiva redução (diminuição em torno de 85% das ocorrências) dos valores negativos (faixa de -25 a 0 W m^{-2}).

A figura 3.8 mostra alguns períodos preenchidos por todos os métodos na estação US-SO2, para todos os tamanhos de falhas n . Pode-se notar que todos os métodos apresentaram certa dificuldade de seguir mudanças bruscas nos dados originais de LE , seguindo o padrão médio diário. Novamente é visível o que foi comentado anteriormente sobre a quase inexistente geração de valores negativos de LE . Nas figuras 3.8(c) a 3.8(f) (para $n = 12$ a $n = 120$) fica evidente o distanciamento dos valores reais no método de FE (já confirmado pela figura 3.6(c)), ou seja, com grande VIÉS, apesar de seguir os demais métodos no comportamento geral ao longo do tempo, o que explica em parte os valores comparáveis de r e NASH entre este método e os demais.

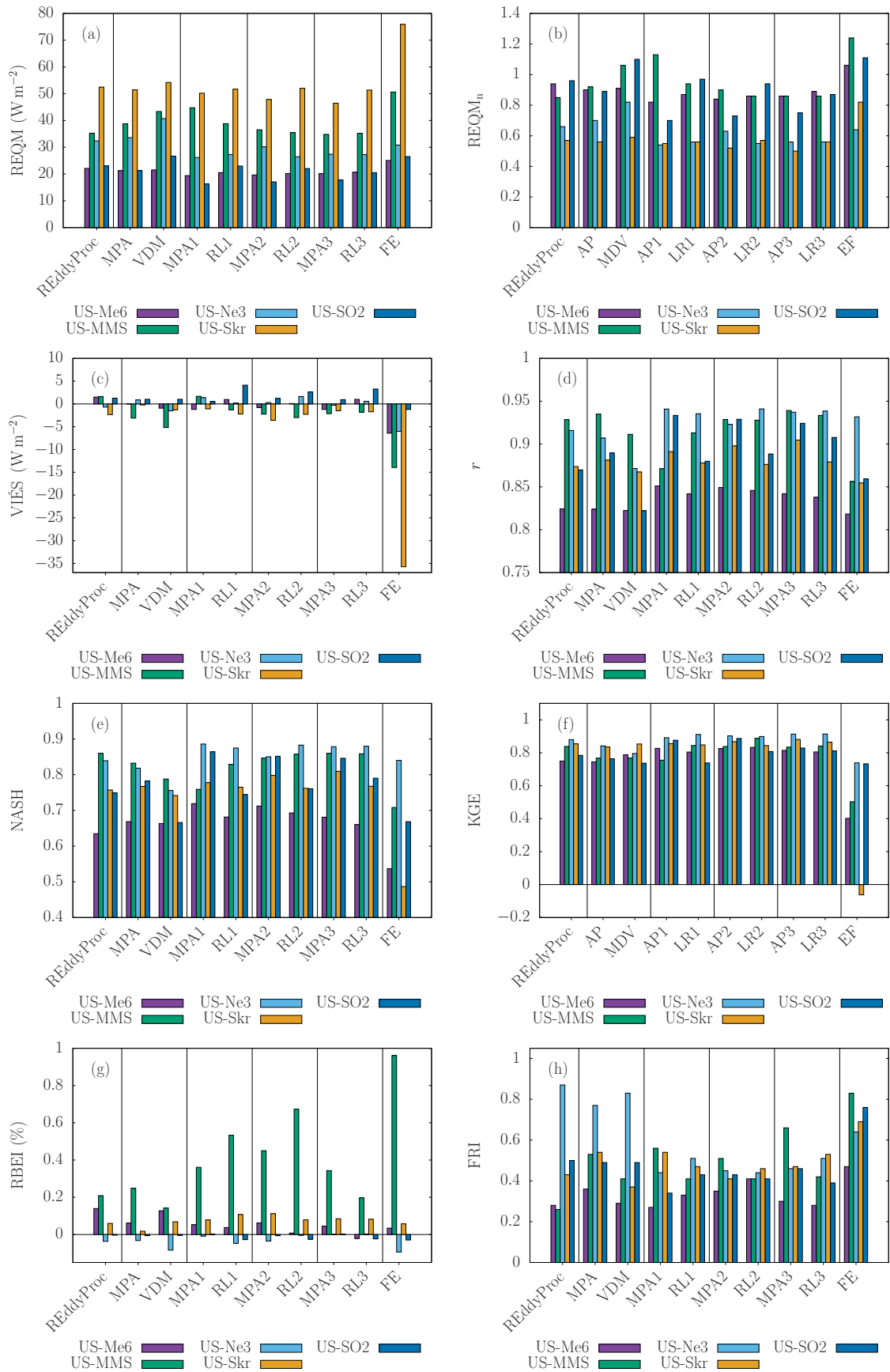


Figura 3.6: Resultados dos preenchimentos das falhas artificiais comparados aos dados originais. Os valores são idênticos aos da tabela 3.4. Nos índices r (d) e NASH (e) a escala foi modificada para melhor comparação.

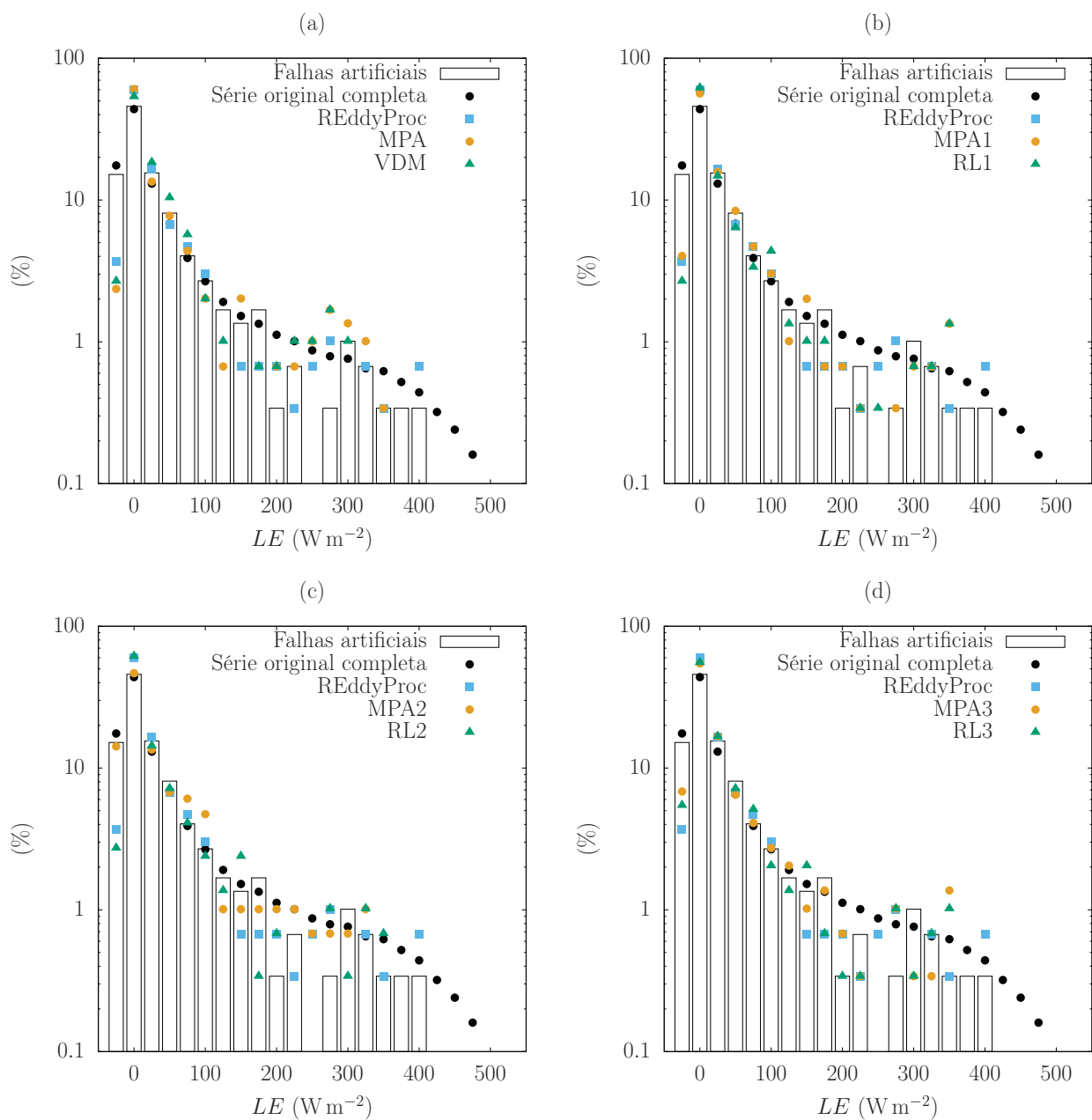


Figura 3.7: Histogramas dos dados de LE originais (barras para as falhas artificiais e pontos pretos para a série completa) e preenchidos pelos métodos para os dados da estação US-Ne3 e $n = 6$ horas.

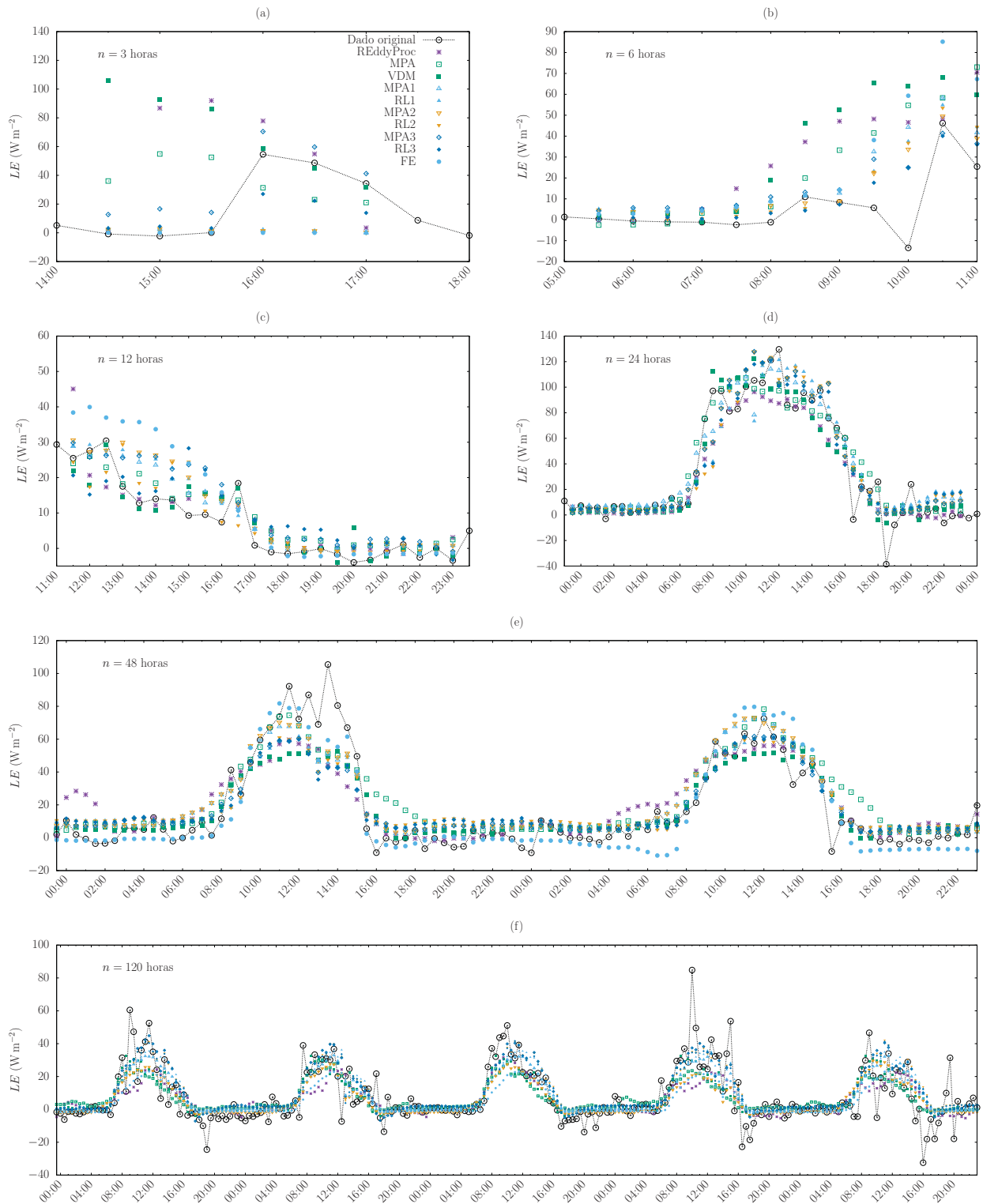


Figura 3.8: Séries de dados de LE preenchidas pelos métodos MPA, MPA1,2,3, VDM, RL1,2,3, FE e REddyProc para todos os n testados na estação US-SO2. Os círculos vazios marcam os valores originais de LE em que as falhas artificiais foram geradas.

Para a REQM, apesar das pequenas diferenças nos valores, as versões do MPA foram melhores que todos os métodos, em especial para MPA contra VDM e MPA3 contra RL3. Para os valores de VIÉS, todos os métodos (com exceção da FE) produziram pequenos valores, indicando que todos os métodos são bons em produzir séries não enviesadas e novamente o MPA foi melhor em todas as estações quando comparado ao VDM. O MPA2 e MPA3 registraram melhores valores em mais estações do que RL2 e RL3, respectivamente. Por outro lado, a RL1 foi melhor em mais estações que o MPA1. Para o coeficiente de correlação r e NASH, novamente todas as versões do MPA foram melhores do que as respectivas versões de RL e do VDM. Pelo índice KGE, que leva em consideração a correlação linear, o viés e a variabilidade dos dados simulados em relação aos observados, pode-se notar que o VDM foi similar ao MPA, com valor praticamente semelhante em uma das estações. Nas demais comparações, as versões do MPA foram ligeiramente melhores que os métodos comparados.

Para o índice RBEI o método MPA foi melhor que o VDM e o método MPA1 do que o RL1. Já nas versões de 2 e 3 variáveis, os métodos de regressão linear foram melhores. Nota-se que em geral, todos os valores de RBEI são muito pequenos ($< 1\%$) indicando que todos os métodos mantêm as razões originais do balanço de energia. Isso não significa que os valores em si são bons, pois como discutido na seção 2.2.1 o valor ideal é 1. Finalmente, para o índice FRI, apenas a versão de uma variável (MPA1) foi melhor que RL1. Nos demais casos, os métodos comparados foram melhores que os aqui propostos.

Nota-se que, em geral, a inclusão de mais variáveis tende a melhorar as estatísticas. Por outro lado, o método MPA1 foi o melhor método geral em 2 de 5 estações para REQM, r e NASH e contando-se todas as estatísticas foi o método que mais obteve (13/40 estações) melhores resultados gerais (contabilizado pelos valores destacados na tabela 3.4), ou seja, superando os métodos com mais variáveis. A maioria dos demais melhores resultados se distribuiu principalmente para o método MPA3.

Uma última análise ainda foi feita para verificar como os erros variam com o tamanho da falha n . Os valores da REQM das cinco estações foram organizados em gráficos tipo *boxplot*, como pode ser visto na figura 3.9. Verifica-se que o método MPA é levemente melhor que o método VDM para falhas pequenas ($n = 3$ e $n = 6$), similar em $n = 12$ e levemente pior para falhas maiores ($n = 24, 48$ e 120). Na maioria dos casos os métodos MPA1, MPA2 e MPA3 são melhores que os métodos respectivamente comparáveis RL1, RL2 e RL3. Novamente ficam evidentes os piores resultados gerados pelo método FE, como já observado por Boudhina et al. (2018).

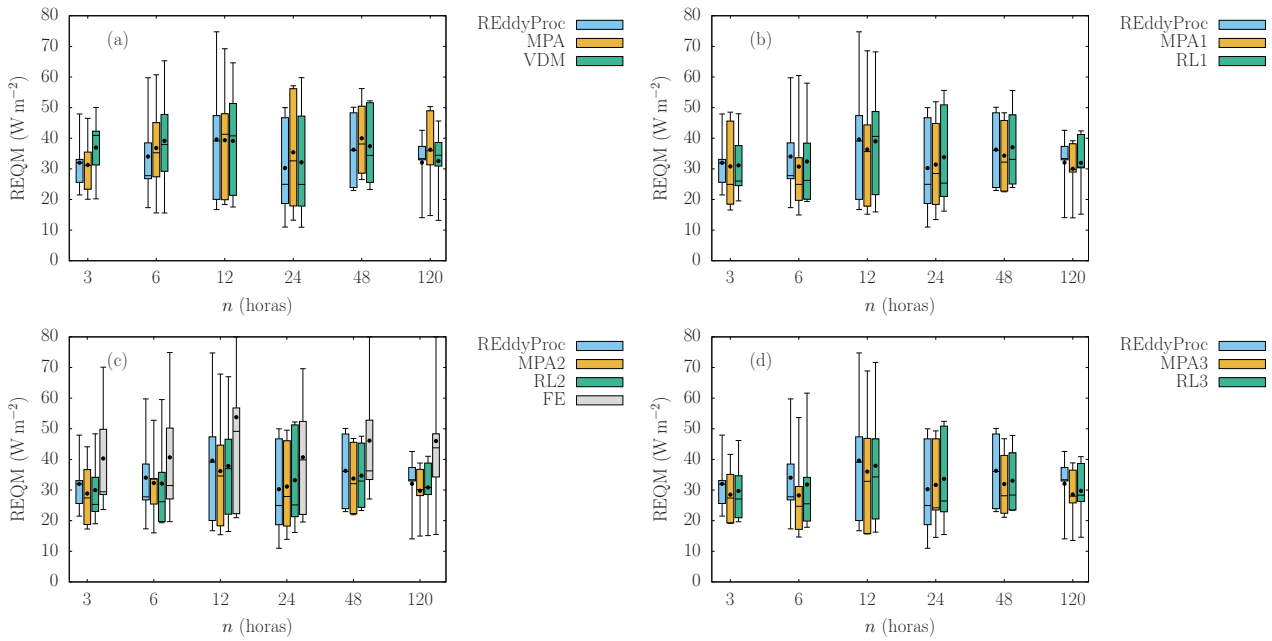


Figura 3.9: Variação da REQM em função do tamanho da falha n , para todas as estações. Cada linha horizontal representa o valor de uma das estações (limites superior e inferior extremos, limites superior e inferior das caixas e a mediana) e a média dos cinco valores são representados pelos pontos em preto.

Assim, pode-se concluir que o método dos períodos análogos univariado (MPA) é vantajoso por sua simplicidade, já que utiliza apenas os dados de LE para preencher as falhas. Além disso, o método superou o método VDM (único, até então, que utiliza como dado de entrada a própria variável a ser preenchida) na maioria das estações e métricas analisadas, quando os valores foram ponderados pela frequência dos tamanhos das falhas existentes nas séries.

As versões multivariadas MPA1,2,3 foram melhores, em geral, que suas versões comparáveis de regressão linear (RL1,2,3), especialmente a versão que inclui apenas R_n , isto é, MPA1. Este método ainda superou o método REdyProc, que pode utilizar a radiação incidente de onda curta (R_g) e o déficit de pressão de vapor VPD em sua versão mais complexa. É interessante notar que as versões multivariadas do MPA, além da variável adicional em questão, utilizam como variável independente os valores de LE nos PVF. Isto pode estar relacionado ao seu melhor desempenho.

A escolha do melhor método para preenchimento de falhas passa por uma decisão relativamente subjetiva, já que o ranqueamento dos melhores pode ser feito através de qualquer uma das métricas apresentadas (ou outras ainda). Considerando-se a REQM, nota-se que quanto maior o número de variáveis, melhores os resultados. Assim, se os dados de R_n , G e H estiverem disponíveis, utiliza-se MPA3, por exemplo, e conforme menos dados estão disponíveis, pode-se diminuir a complexidade dos métodos até que se utilize o MPA. Outra conclusão

importante é que o melhor tamanho dos períodos vizinhos ou janela de dados m depende do local; por isso, testes anteriores com os dados disponíveis são necessários para determinar estes valores.

Capítulo 4

Dados utilizados nos estudos de balanço hídrico

Neste capítulo são apresentados os dados utilizados para o desenvolvimento deste trabalho e os ajustes ou correções feitos em cada um, quando necessário. A escolha do local de estudo foi feita considerando a disponibilidade de uma série relativamente longa e contínua de dados de fluxo de calor latente pelo método das covariâncias turbulentas (MCT) na rede de dados AmeriFlux próxima a uma região com dados disponíveis de vazão, precipitação e umidade do solo. Desta maneira foi possível, através dos dados de precipitação, vazão e evapotranspiração, complementados pela umidade do solo para estimativa direta do armazenamento de água na bacia, estudar a variação de armazenamento e estimar a evapotranspiração pelo método do balanço hídrico, com posterior comparação com os dados medidos, como será visto no capítulo 5.

Estes critérios foram atendidos para duas bacias aninhadas no rio Wahoo, próximo à cidade de Omaha, localizadas no leste do estado do Nebraska, Estados Unidos da América (EUA). A seguir são dadas as descrições da região de estudo e a metodologia de processamento dos dados utilizados. As variáveis descritas são divididas em dados medidos localmente (ou baseados em terra, *in situ*) isto é, precipitação, vazão, fluxo de calor latente e umidade do solo e aqueles de sensoriamento remoto (neste caso, via satélites) que medem as mesmas variáveis das estações locais, como umidade do solo, ou outras não disponíveis nas estações de terra usadas neste trabalho, como temperatura superficial, NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) e variação do armazenamento de água no solo.

As informações relativas às estações de medição de precipitação, vazão, fluxo de calor latente e umidade do solo, assim como a porcentagem de falhas nos dados podem ser vistas na tabela 4.1. O período de estudo foi de outubro de 2001 a setembro de 2014, limitado pelo período de dados contínuos da estação de fluxo, como será melhor explicado na seção 4.4. O mês de outubro é definido como o início do ano hidrológico nos EUA, com final em setembro do ano seguinte e o ano hidrológico refere-se ao ano de fechamento do período. Nas próximas seções é descrito o processamento dos dados, cujos resultados são mostrados na figura 4.1 em médias mensais sazonais e em valores acumulados anuais de precipitação, vazão e evapotranspiração e médias anuais de umidade do solo para a bacia 06804000 (ITHA).

4.1 Bacias Hidrográficas

A escolha das bacias de estudo dependeu da disponibilidade de dados de LE medidos pelo MCT. As três estações de fluxo encontradas estão instaladas sobre culturas de milho e soja, sendo duas delas em áreas irrigadas e outra em uma não-irrigada, que representam a maior parte do uso do solo nestas bacias. A figura 4.2 mostra a localização das bacias e das estações de medição utilizadas (e que serão descritas nas próximas seções). A figura 4.3 ilustra o uso do solo nas bacias, com dados produzidos pelo *National Land Cover Database* (NLCD) (Homer et al., 2020) para os anos de 2001, 2004, 2006, 2008, 2011, 2013, 2016 e 2019. Os dados apresentados referem-se ao ano de 2008 por estar aproximadamente no meio do período de estudo. A tabela 4.2 lista, em frações percentuais da área de cada bacia, as áreas de todos os tipos classificados por esta base de dados.

A delimitação da bacia e identificação dos cursos d'água foram feitas a partir de informações de modelo digital de terreno, obtidos pela missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), em grades de $30 \times 30 \text{ m}^2$, através do programa QGIS, utilizando as ferramentas `r.watershed` e `r.water.outlet`.

O rio Wahoo possui dois pontos de medição de vazão, sendo a bacia maior definida pela estação de vazão USGS 06804700, próximo a Ashland e a sub-bacia definida pela estação USGS 06804000, próximo a Ithaca. O nome de cada bacia, daqui em diante seguirá os nomes das localidades das estações e as siglas serão, respectivamente, ASHL e ITHA. As áreas de drenagem em cada exutória são $1077,4 \text{ km}^2$ para ASHL e $707,1 \text{ km}^2$ para ITHA.

Os tipos de solo mais comuns nesta região, conforme obtido na base de dados do NRCS (*Natural Resources Conservation Service*), são das séries Yutan, Tomek e Filbert (Suyker e Verma, 2009; NRCS, 2019) conforme classificação taxinômica do NRCS, basicamente formados por argila siltosa. Esta classificação não possui uma correlação direta com o sistema brasileiro.

Em algumas partes do texto, durante a apresentação dos dados e discussão dos resultados, será utilizado o termo estação (ou período) de crescimento. Este se refere ao período do ano compreendido entre os meses de maio a setembro (Suyker e Verma, 2009). Este período não se refere a nenhuma cultura específica, mas a toda a fase de maior atividade das plantas em geral para a região.

Tabela 4.1: Informações relativas às estações de medição de vazão, precipitação, evapotranspiração e umidade do solo medidas na região das bacias. As segunda e terceira colunas mostram as médias anuais dos valores acumulados de Q , P_L , P_S , P e E entre 2001 e 2014; para as umidades do solo θ_i os valores são médias do período. As porcentagens de falhas são para os dados diários de Q , P_S e θ_i e horários de P_L e E . As siglas escolhidas para as as bacias, estações de Q , P_L e P_S utilizam as quatro primeiras letras do nome do local onde estão instaladas.

Bacia	ITHA (06804000)	ASHL (06804700)	Falhas (%)	Código	Sigla	Localização (Latitude, Longitude)	Elevação (m)	Fonte
Área de drenagem (km ²)	707,1	1077,4	—	—	—	—	—	USGS
Vazão (Q , mm ano ⁻¹)	107,9	—	0,0	06804000	ITHA	41°08'51"N,96°32'16"O	339	USGS
	—	101,9	0,0	06804700	AHSL	41°03'13"N,96°22'04"O	320	USGS
Precipitação líquida (P_L , mm ano ⁻¹)	708,4	707,7	6,3	USC00255112	MALM	41°15'46"N,96°41'40"O	384	NCDC
			9,2	USC00253469	GRET	41°07'48"N,96°11'56"O	351	NCDC
			29,9	USC00250781	BENN	41°21'13"N,96°12'34"O	380	NCDC
			5,2	USC00252205	DAVI	41°14'57"N,97°07'58"O	491	NCDC
			7,4	USC00257685	SCRI	41°40'04"N,96°40'08"O	382	NCDC
			0,0	US-Ne3	USN3	41°10'47"N,96°26'23"O	363	NCDC
Precipitação sólida (P_S , mm ano ⁻¹)	121,2	121,2	0,1	USC00250375	ASHL	41°02'27"N,96°22'52"O	341	NCDC
			2,0	USC00250781	BENN	41°21'13"N,96°12'34"O	380	NCDC
			0,8	USC00253050	FREM	41°25'48"N,96°28'01"O	360	NCDC
			0,2	USC00253467	GRET	41°09'31"N,96°11'32"O	378	NCDC
			3,0	USC00255362	MEAD	41°08'35"N,96°28'51"O	352	NCDC
	121,2		19,0	USC00256922	PRAG	41°18'22"N,96°48'20"O	410	NCDC
			22,5	USC00257640	SCHU	41°26'33"N,97°03'56"O	412	NCDC
			1,1	USC00258795	VALL	41°19'11"N,96°22'02"O	349	NCDC
			81,3	USC00258905	WAHO	41°13'17"N,96°37'20"O	372	NCDC
			28,5	USC00259193	WEST	41°13'16"N,96°46'39"O	416	NCDC
Precipitação total ($P = P_L + P_S$, mm ano ⁻¹)	829,6	828,9	—	—	—	—	—	—
Evapotranspiração (E , mm ano ⁻¹)	733,3	736,7	1,2	US-Ne1	US-Ne1	41°09'54"N,96°28'36"O	361	AmeriFlux
			1,3	US-Ne2	US-Ne2	41°09'54"N,96°28'12"O	362	AmeriFlux
			1,3	US-Ne3	US-Ne3	41°10'47"N,96°26'23"O	363	AmeriFlux
Umidade do solo (θ_1 , %)	29,1	29,2	0,0					AmeriFlux
Umidade do solo (θ_2 , %)	33,6	33,6	0,0					AmeriFlux
Umidade do solo (θ_3 , %)	36,2	36,1	0,0	US-Ne1,2,3	—	—	—	AmeriFlux
Umidade do solo (θ_4 , %)	36,8	37,1	0,0					AmeriFlux

Siglas:
ITHA — bacia com exutória em Ithaca
ASHL — bacia com exutória em Ashland
USGS — U.S. Geological Survey
NCDC — National Climatic Data Center

Tabela 4.2: Fração percentual, por classificação de uso do solo (ou cobertura de terra), sobre cada bacia no ano de 2008. Os códigos numéricos se referem à padronização no NLCD e os tipos foram traduzidos do Inglês.

Classificação	ITHA	ASHL
11 – Superfície líquida	0,265%	0,196%
21 – Área urbana, espaço aberto	3,575%	3,613%
22 – Área urbana, baixa intensidade	1,178%	1,125%
23 – Área urbana, média intensidade	0,295%	0,271%
24 – Área urbana, alta intensidade	0,074%	0,066%
31 – Solo exposto	0,003%	0,012%
41 – Floresta decídua	2,569%	1,834%
42 – Floresta perene	0,001%	0,002%
43 – Floresta mista	0,013%	0,009%
52 – Arbustais	0,003%	0,002%
71 – Gramados	11,589%	8,204%
81 – Pastagens	0,755%	1,161%
82 – Áreas cultivadas	79,455%	83,099%
90 – Pântanos	0,158%	0,251%
95 – Pântanos emergentes	0,065%	0,155%

4.2 Vazão

As duas estações de vazão estão instaladas no rio Wahoo que deságua, em sequência, nos rios Platte, Missouri e Mississippi. Os dados de nível são medidos em intervalos de quinze minutos e convertidos em vazão através da curva-chave disponibilizada na página de cada estação (<https://waterwatch.usgs.gov/?m=mkrc&sno=06804000> e <https://waterwatch.usgs.gov/?m=mkrc&sno=06804700>) e disponibilizados pelo USGS (*U.S. Geological Survey*). Os dados consistidos e sem falhas são disponibilizados em médias diárias, para as duas estações, desde 1990 até os dias atuais (USGS, 2002). Existem outras estações de vazão nas proximidades que permitiriam delimitar outras bacias; no entanto, os períodos de disponibilidade de dados não é o mesmo das das torres de fluxo US-Ne1, US-Ne2 e US-Ne3 (vide seção 4.4). Os dados de vazão são apresentados como vazão volumétrica média diária e, para adequação às unidades de estudo, foram convertidos em altura equivalente. A figura 4.4 mostra a série de vazão para o período de estudo.

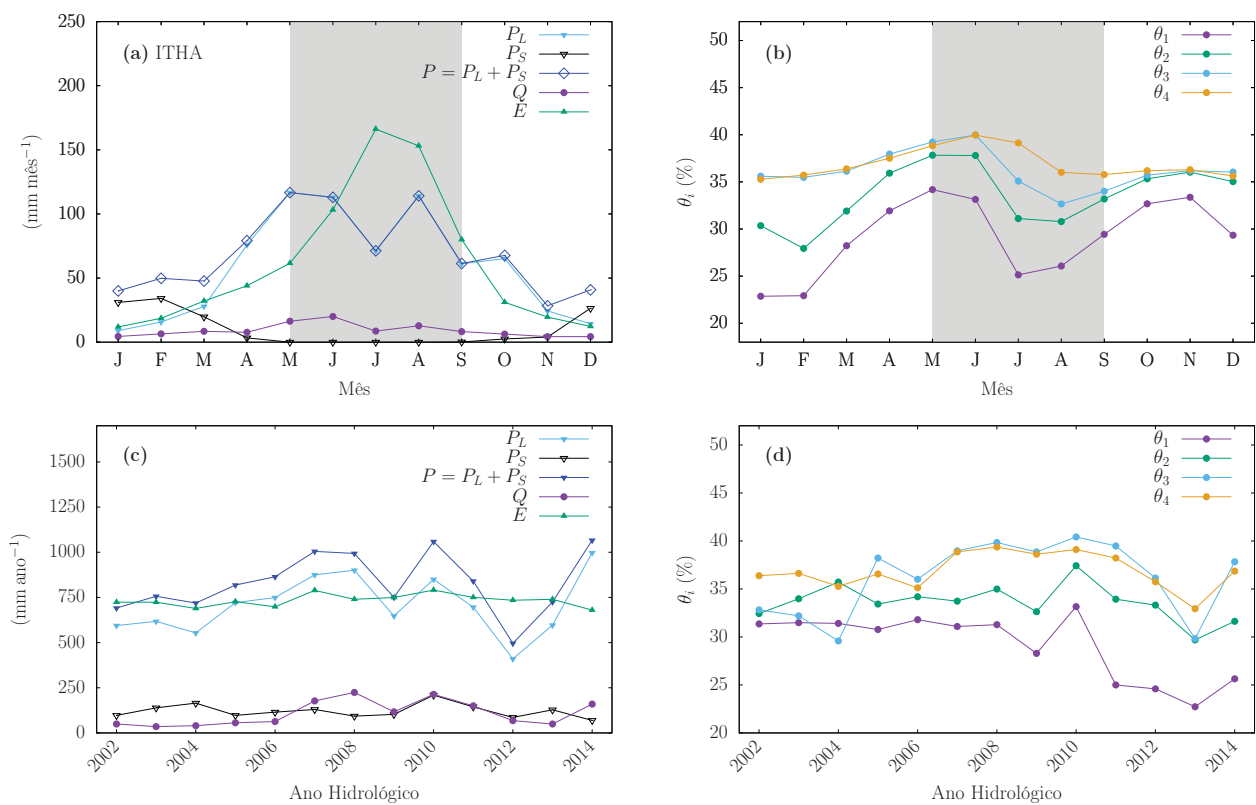


Figura 4.1: Resumo dos dados de precipitação, vazão, evapotranspiração e umidade do solo para a bacia ITHA. (a)–(b) Médias dos valores mensais. (c) Acumulados e (d) médias dos anos hidrológicos. As áreas em cinza em (a) e (b) indicam o período de crescimento (vide explicação ao final da seção 4.1). Os símbolos nos gráficos são definidos nas seções seguintes (4.2 a 4.5) e estão descritos, também, na Lista de Símbolos.

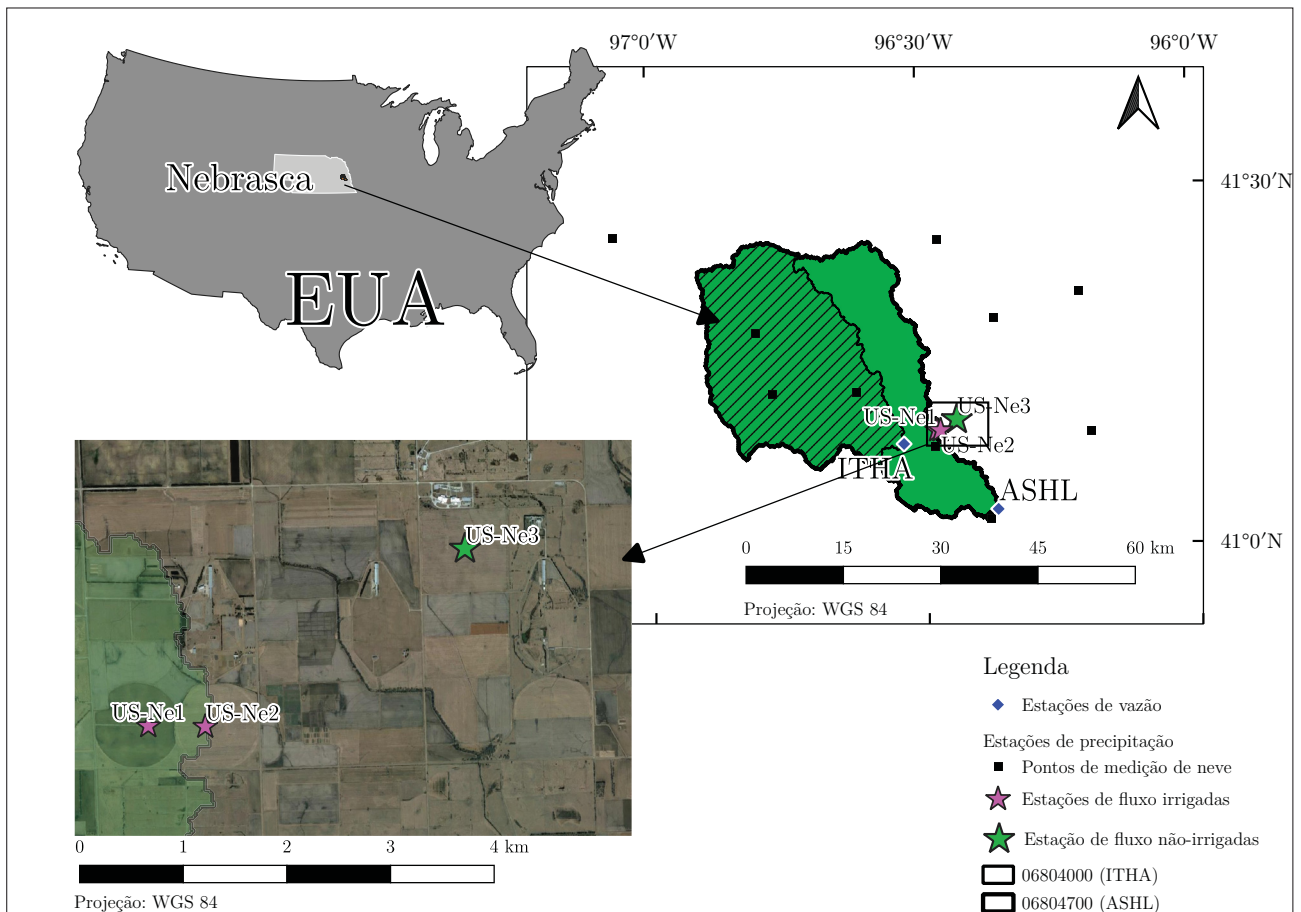


Figura 4.2: Localização da bacia ASHL e da sub-bacia ITHA e das estações de medição de vazão, precipitação, evapotranspiração e umidade do solo. As siglas das estações são descritas na tabela 4.1

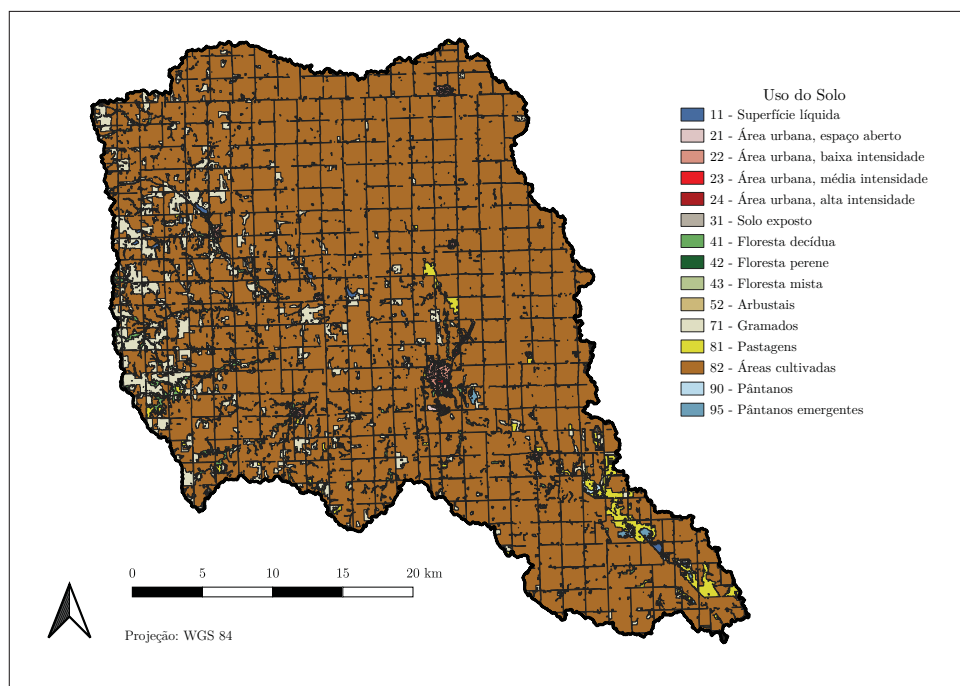


Figura 4.3: Uso do solo segundo classificação do NLCD, utilizando-se a base de dados de 2008.

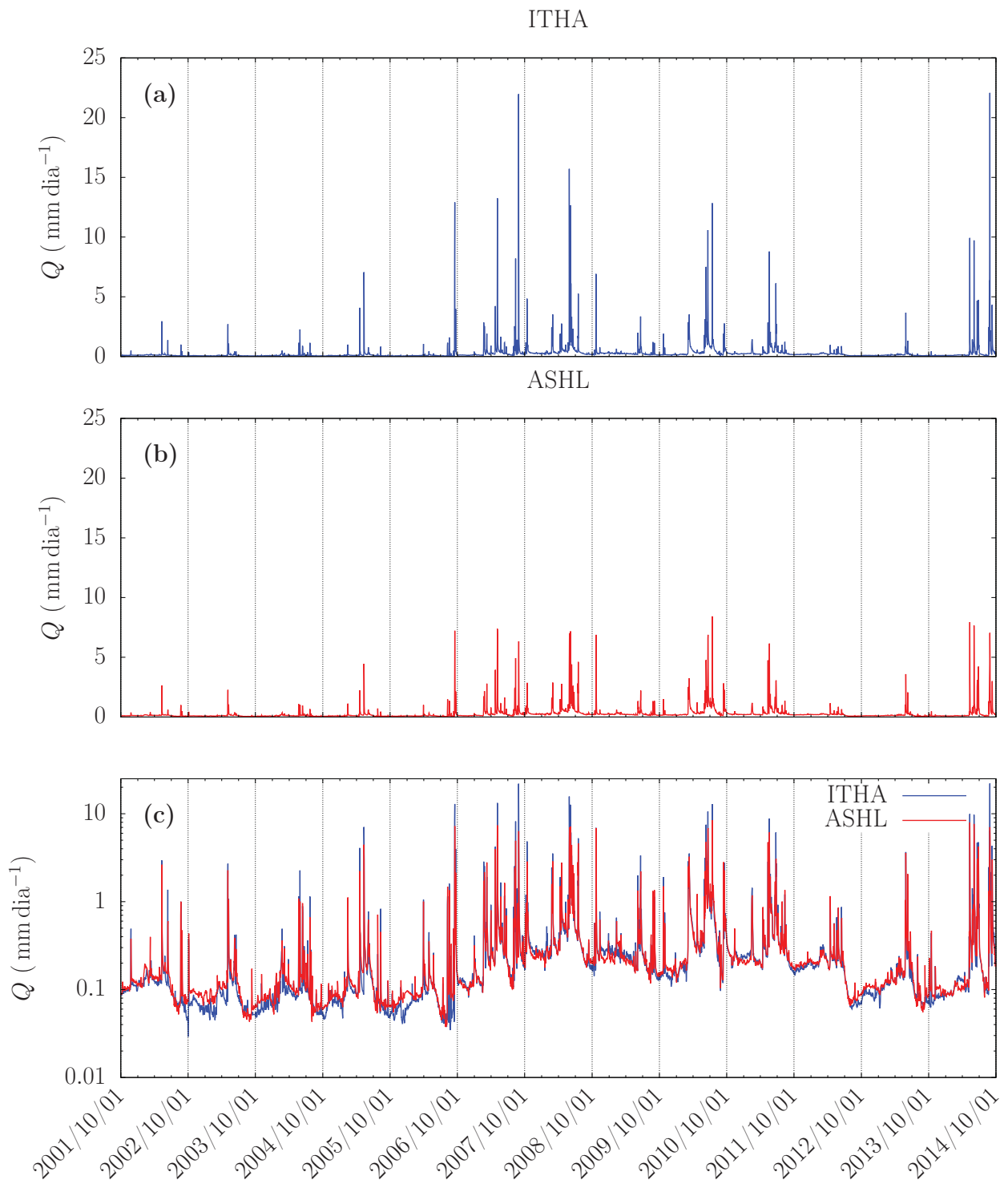


Figura 4.4: Dados diários de vazão em (a) ITHA e (b) ASHL. O painel (c) mostra as duas estações comparadas em escala logarítmica para melhor visualização.

4.3 Precipitação

Como a área de estudo recebe quantidades significativas de neve, principalmente durante o inverno, a precipitação neste trabalho foi avaliada separadamente como precipitação líquida (chuva) e sólida (neve).

Os dados de chuva foram obtidos na base do NCDC (*National Climatic Data Center*), em escala horária para quatro estações em torno das bacias e uma dentro (NCDC, 2003). A precipitação medida na estação de fluxo também foi incluída, totalizando 6 pluviógrafos. Existem outros pontos de medição um pouco mais distantes, no entanto foi aplicado um critério de utilizar estações em um raio de até 60 km (aproximadamente a distância entre o ponto mais alto e a exutória da bacia ASHL) em torno do centróide de área da bacia. Independentemente deste critério, estas estações distantes, além de outras 2 das seis consideradas (vide tabela 4.3) não contribuíram com áreas de influência na aplicação do método de Thiessen. As siglas de identificação de cada estação pluviométrica são apresentadas na tabela 4.1.

Antes de se utilizar os dados de cada estação é importante verificar possíveis inconsistências nos dados. Assim, o método da curva duplo-acumulada (Searcy e Hardison, 1960) foi aplicado para as 6 estações de chuva disponíveis. Os dados horários de cada estação foram acumulados ao longo do tempo e plotados contra um padrão, neste caso, os dados acumulados da média de todas as estações. Este método permite avaliar possíveis mudanças (quebras) na inclinação da curva e aplicar uma correção do início da série até a data de quebra, ou a partir desta até o final da série.

O ajuste dos dados no período verificado como inconsistente é feito através de

$$P_a = \frac{b_a}{b_o} P_o, \quad (4.1)$$

em que b_a é o coeficiente angular do período da curva considerado consistente, ou seja, a inclinação da curva que se pretende manter. O coeficiente angular do período de dados P_o a ser corrigido é b_o , resultando nos dados ajustados P_a .

Para aplicação da curva duplo-acumulada, as falhas horárias de cada estação foram preenchidas com o valor médio das demais válidas no mesmo intervalo. É importante observar que este procedimento somente foi realizado nesta etapa. A seguir, como será visto, não é necessário preencher falhas nos dados de precipitação.

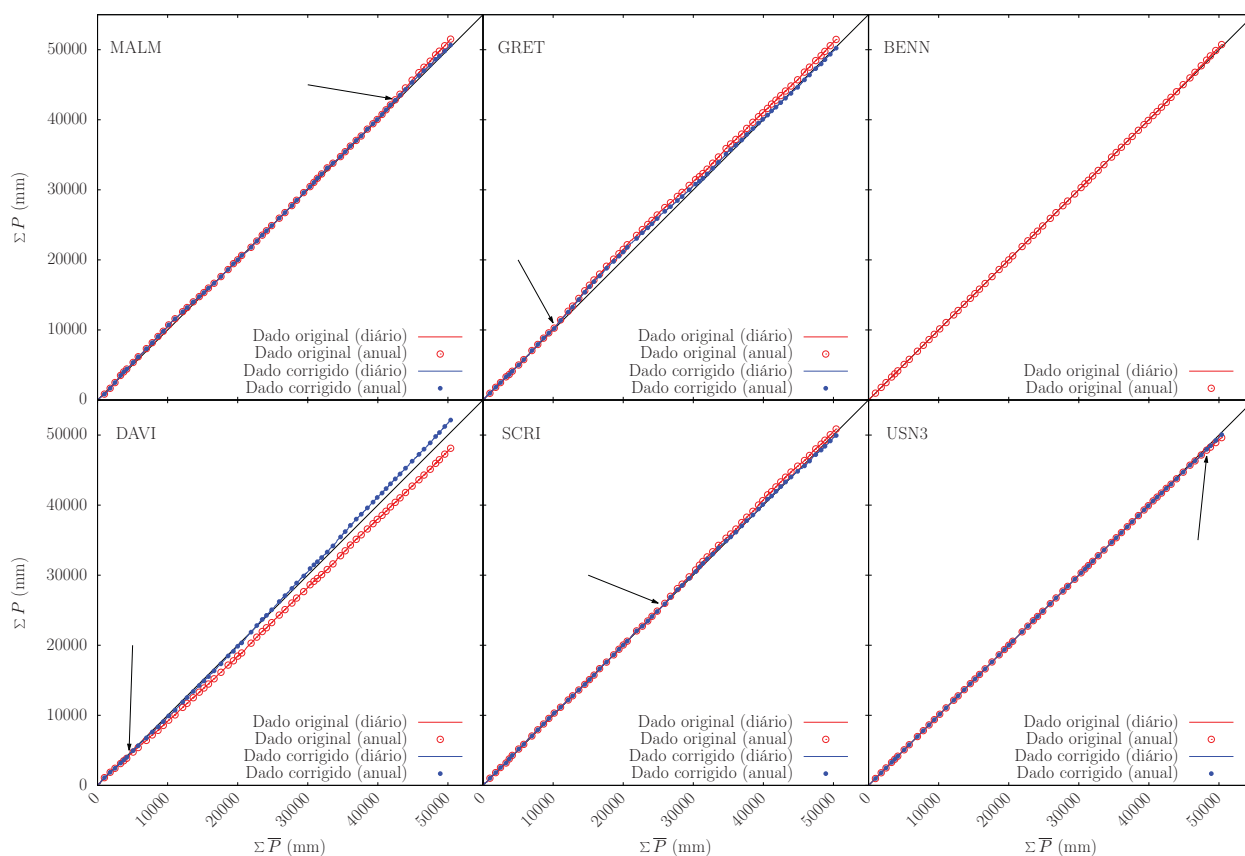


Figura 4.5: Curvas dupla massa acumulada de cada estação (ordenada) contra o padrão (média de todas as estações, abscissa). As linhas e círculos em vermelho mostram os dados originais diários e anuais. As linhas e círculos em azul indicam os dados corrigidos pelos coeficientes angulares apresentados na tabela 4.3. As setas indicam o ponto de quebra de cada curva.

A figura 4.5 mostra as seis estações comparadas com os padrões desde 1951, data inicial de disponibilidade de dados de todas as estações, exceto para BENN e USN3. As estações MALM, GRET, DAVI, SCRI e USN3 necessitaram de ajustes em certos instantes. Os valores dos coeficientes angulares e dos períodos de ajuste podem ser vistos na tabela 4.3.

A espacialização da chuva, isto é, a obtenção de um único valor a cada intervalo de tempo para toda a área de estudo pelo método de Thiessen, permite simultaneamente lidar com as falhas nos dados horários de chuva. Ou seja, estas não precisam ser preenchidas, pois em cada intervalo de tempo, no mínimo 2 estações dispunham de dados concomitantemente. Na verdade, em 96,33% do tempo no mínimo 4 estações estavam disponíveis.

A aplicação do método de Thiessen através da expressão (2.3) foi feita de maneira diferente do usual, isto é, sem predeterminar os polígonos de Thiessen, já que a configuração das estações de chuva disponíveis pode mudar a cada intervalo de tempo. Desta forma, as bacias foram divididas em grades regulares de $500 \times 500 \text{ m}^2$ e a cada ponto de grade foi atribuído o valor de precipitação da estação mais próxima não-falha (Thiessen, 1911). Este procedimento foi

Tabela 4.3: Coeficientes de correção b_a e b_o da análise de curva duplo-acumulada para as estações que necessitaram de correção, período de ajuste e peso médio de cada estação sobre as bacias na aplicação do método de Thiessen.

Estação	b_a	b_o	Período de correção	Peso (%) ITHA	Peso (%) ASHL
MALM	1,0055	1,1046	31/12/2003 a 30/09/2014	88,42	71,13
GRET	1,0023	1,0324	01/01/1962 a 30/09/2014	0,00	0,00
BENN	—	—	—	0,00	0,00
DAVI	1,0267	0,9436	01/01/1954 a 30/09/2014	2,11	1,35
SCRI	1,0015	1,0364	01/01/1980 a 30/09/2014	0,43	0,41
USN3	0,9966	0,8540	31/12/2010 a 30/09/2014	9,04	27,10

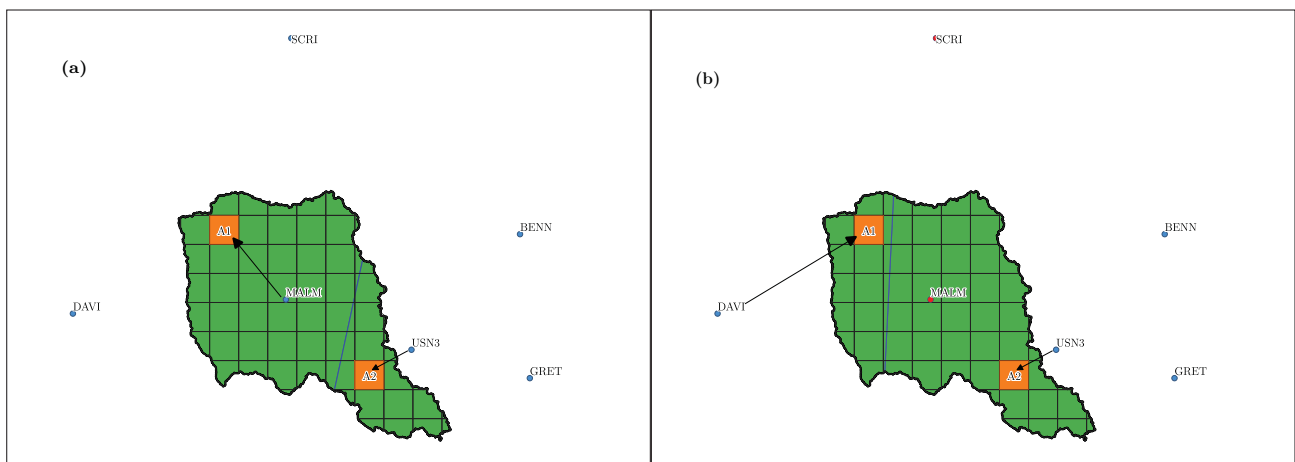


Figura 4.6: Exemplo de aplicação do método de Thiessen. Em (a) todas as estações estão disponíveis e em (b) as estações MALM e SCRI falham (em vermelho). Em cada caso, a linha azul indica o polígono de Thiessen resultante. Note-se que para melhor visualização é mostrada uma grade espaçada em 5,0 km (as grades utilizadas foram de 500 m). As setas indicam de qual estação a precipitação está sendo atribuída a cada sub-área A1 e A2.

repetido em todos os intervalos de tempo, durante o período de estudo; sequencialmente os dados horários foram acumulados diariamente. A figura 4.6 mostra dois exemplos de aplicação do método sobre dois pontos da grade em situações que (i) todas as estações estão disponíveis e (ii) quando as estações MALM e SCRI falham. Pode-se notar que a sub-área A1, no caso (i), recebe o dado de MALM e no caso (ii) recebe o valor de DAVI; enquanto isso a sub-área A2 recebe o valor de USN3 nos dois casos. Os polígonos de Thiessen são representados na figura 4.6 para as duas situações.

A tabela 4.3 também mostra os pesos médios de cada uma das estações utilizadas no método de Thiessen sobre cada bacia durante o período de estudo. Importante lembrar que a cada intervalo de tempo horário os pesos mudam devido à disponibilidade de cada estação. Como era de se esperar, a estação MALM foi a mais utilizada, pois encontra-se dentro das bacias e em seguida vem a estação USN3, a mais próxima dos limites da bacia ASHL. As demais estações

(DAVI e SCRI) surgem eventualmente, em especial, quando MALM falha, já que a estação USN3 não apresentou falhas no período. As estações GRET e BENN não foram utilizadas em nenhum instante.

Com relação à precipitação sólida (neve), os dados foram obtidos na rede GHCN (*Global Historical Climatology Network*) (Menne et al., 2012). Esta fonte dispõe de dados de acumulados diários de neve e de altura de água equivalente, a partir de várias fontes de dados. Nos EUA, a maior parte dos dados vêm do *U.S. Cooperative Summary of the Day*, do NCDC, que são medições feitas por cidadãos voluntários.

Os dados de acumulados de neve (SF) são observados diariamente, utilizando-se um placa de neve (*snowboard*) com tamanho padronizado, sobre a qual a medição é feita com uma régua. Após a medição, a placa é limpa e disposta sobre a neve antiga para a medição seguinte. Além disso, alguns observadores retiram uma amostra desta neve com um tubo padronizado, derretendo o material e obtendo-se assim o equivalente de água líquida (SWE). Esta informação poderia ser utilizada diretamente para compor a água do balanço hídrico oriunda da precipitação sólida (P_S), no entanto as medições deste tipo são raras (nesta série de dados, apenas 0,65% dos dias de registro de neve dispunham desta informação). Assim, neste trabalho, estes poucos dados foram utilizados para obter a densidade média da neve como

$$\rho_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{\text{SWE}_i}{\text{SF}_i} \rho_w = 157,5 \text{ kg m}^{-3}, \quad (4.2)$$

em que ρ_s e $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ são as densidades da neve e da água líquida, respectivamente, e n é o total de dias em que existem dados concomitantes de SWE e SF. Com esta informação é possível obter o valor da precipitação sólida em equivalente de água líquida através de

$$P_S = \text{SF} \frac{\rho_s}{\rho_w}. \quad (4.3)$$

Outro ponto importante é que, diferentemente da chuva, a neve não entra imediatamente no balanço hídrico, até que derreta. O derretimento da neve deve acontecer de maneira gradual e ocorre em temperaturas acima de $0 \text{ }^\circ\text{C}$, a uma certa taxa, que é proporcional à temperatura do ar. A taxa de derretimento pode depender de vários outros fatores como o tipo de terreno e sua topografia, energia líquida disponível, albedo do cobertura de neve, umidade relativa, densidade da neve depositada, velocidade do vento, etc.. Apesar de existirem propostas de

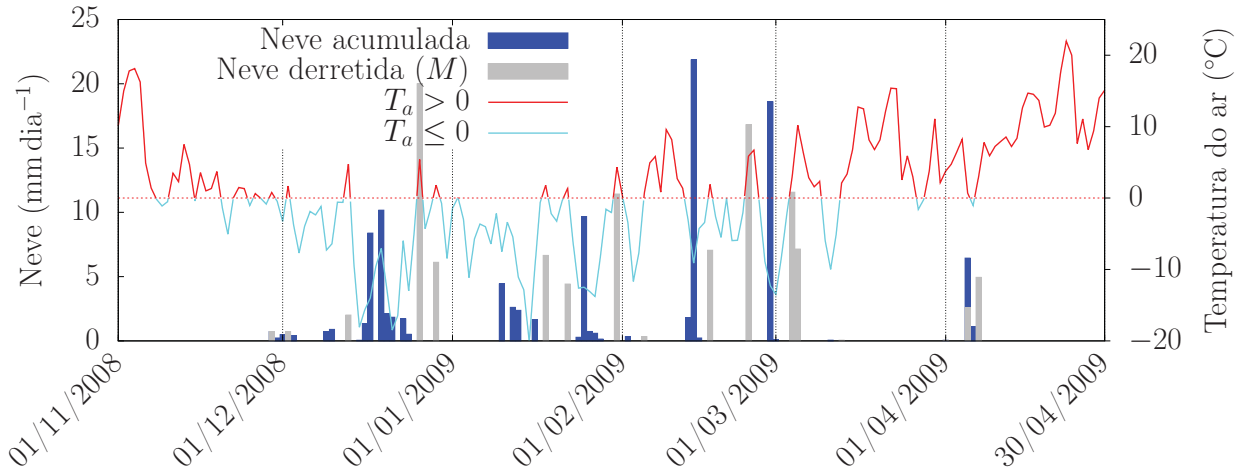


Figura 4.7: Acumulados de neve (barras azuis), taxas de derretimento (barras cinzas) e temperatura do ar média diária acima (linhas vermelhas) e iguais ou menores (linhas ciano) que 0 °C nos anos 2008/2009.

métodos mais sofisticados para obtenção desta taxa, um fator largamente utilizado e de fácil aplicação operacional é o chamado fator grau-dia (*degree-day factor*) (Kustas et al., 1994; Hock, 2003), que é uma taxa constante de derretimento e que depende apenas da temperatura do ar.

A partir deste valor é possível obter a taxa de derretimento de neve (que será a mesma em que a neve irá se tornar disponível na forma de água líquida no balanço hídrico) utilizando-se

$$M = \begin{cases} \alpha_s(T_a - T_b), & \text{se } T_a > T_b, \\ 0, & \text{se } T_a \leq T_b, \end{cases} \quad (4.4)$$

em que M é a taxa de derretimento de neve (mm dia^{-1}), α_s é fator grau-dia ($\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ dia}^{-1}$), T_a ($^\circ\text{C}$) é a temperatura média do ar e T_b ($^\circ\text{C}$) é a temperatura de base, em geral igual a 0 °C (Singh et al., 2000).

Utilizar esta abordagem permite que a transformação da neve acumulada em água líquida ocorra de maneira mais realista do que incrementar diretamente este valor no balanço hídrico. Assim, a neve irá se acumular diariamente a cada evento de precipitação sólida e será derretida à taxa M até que todo o acumulado se esgote. Novos incrementos de neve podem ser adicionados antes que a neve previamente acumulada tenha derretido. A figura 4.7 mostra um exemplo durante a temporada de neve de 2008/2009, com as barras azuis indicando os acumulados de neve e as barras cinzas as taxas de derretimento nos dias em que a temperatura é superior a 0 °C.

O valor de α_s possui grande amplitude de variação entre os vários locais listados em literatura variando de 3,5 a 6,0 mm °C⁻¹ dia⁻¹ (Kustas et al., 1994), de 1,3 a 8,0 mm °C⁻¹ dia⁻¹ (Singh et al., 2000), ou de 2,5 a 4,9 mm °C⁻¹ dia⁻¹ para os EUA (Hock, 2003). Como não foram encontrados valores específicos para este local e considerando esta ampla variação, optou-se por utilizar um valor intermediário entre 2,5 e 4,9, isto é, $\alpha_s = 3,7$ mm °C⁻¹ dia⁻¹.

Em torno das bacias foram encontrados 10 locais de medição de neve dentro do período de estudo. Considerando este número relativamente grande de pontos de medição, a espacialização da precipitação sólida foi feita por média aritmética, com todas as estações válidas a cada dia. De forma semelhante à chuva, não houve falha simultânea nos dados de neve a cada intervalo de tempo, com no mínimo 5 estações disponíveis.

Como os métodos e locais de medição de chuva e neve são diferentes pode ocorrer uma sobreposição das medições, isto é, num mesmo dia serem registradas as duas informações, quando na verdade somente ocorreu queda de neve, mas parte deste fenômeno ter sido registrado também em algum pluviômetro. Assim, para evitar medições duplicadas e também a coleta de neve (e posterior derretimento) nos pluviômetros, nos dias em que foi registrado neve os dados de precipitação líquida (P_L) foram desconsiderados. Desta forma, na escala diária, o registro será de uma ou outra variável, ou seja:

$$P = \begin{cases} P_L, & \text{se } P_S = 0, \\ P_S, & \text{se } P_S > 0. \end{cases} \quad (4.5)$$

Não foi necessário corrigir o fenômeno de submedição causado pelo vento (vide seção 2.1.3) para os dados de neve, já que as observações do *U.S. Cooperative* são feitas sobre placas de neve que captam a neve integralmente, além de serem utilizadas como referência para estudos comparativos de submedição na neve (por exemplo em Goodison, 1978). Já para os dados de chuva este fenômeno foi avaliado utilizando-se o balanço hídrico de longo prazo, conforme resultados apresentados na seção 5.2, sendo observado que para estas bacias, o melhor resultado foi obtido sem correções para o efeito de submedição. Na figura 4.8 são mostradas as séries temporais de dados diários de precipitação líquida e sólida (em água líquida equivalente) para o período de estudo, nas duas bacias.

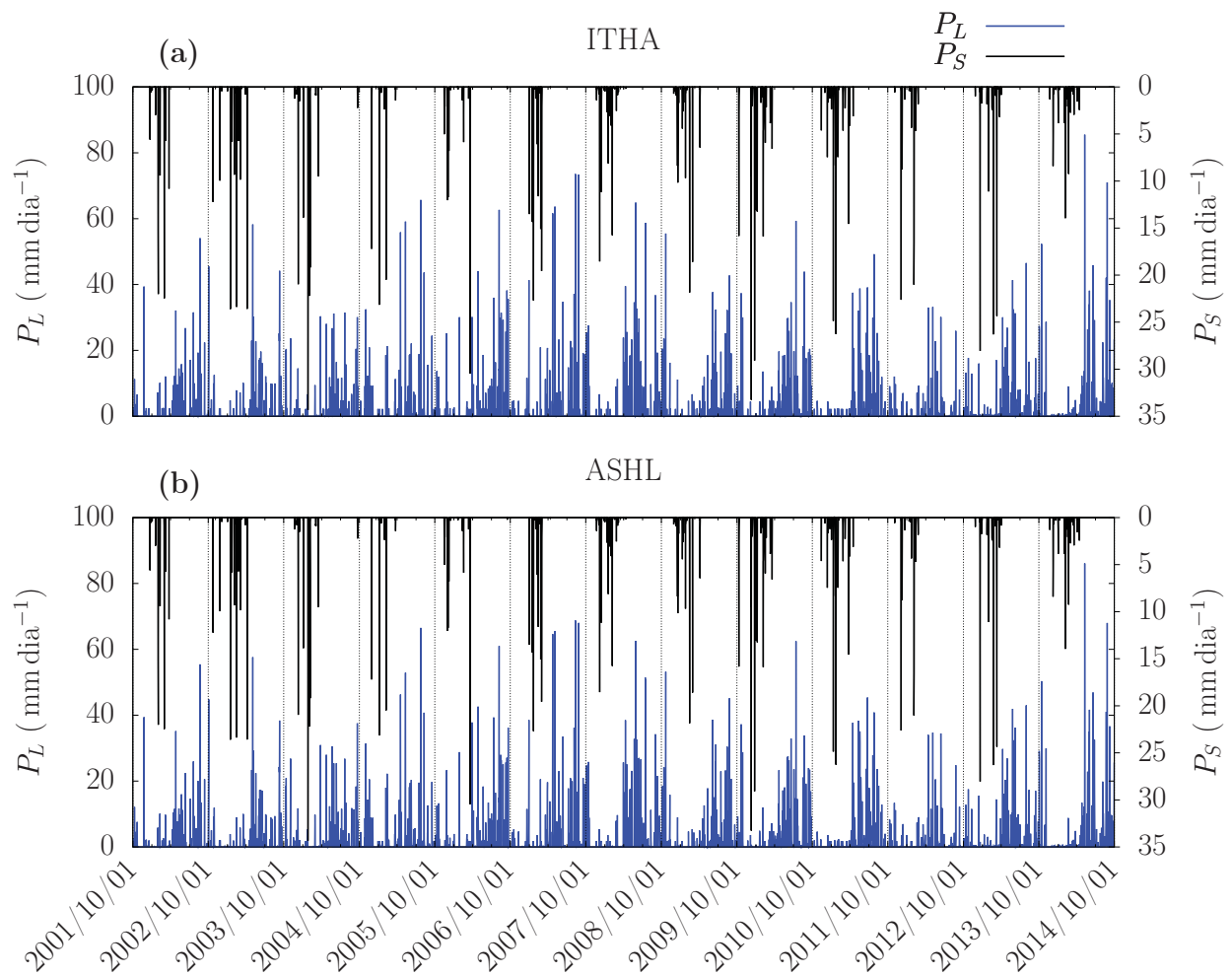


Figura 4.8: Dados diários de precipitação em (a) ITHA e (b) ASHL.

4.4 Evapotranspiração

Os dados de evapotranspiração foram obtidos a partir dos dados de fluxo de calor latente (LE) medidos pelo MCT em três torres da rede AmeriFlux localizadas em um campo de milho irrigado (US-Ne1), um campo com rotação de milho e soja irrigado (US-Ne2) e um de rotação de milho e soja não-irrigado (US-Ne3) (Suyker, 2021a,b,c). Entre os diversos dados destas estações estão os componentes do balanço de energia, isto é, R_n , LE , H e G .

O período de dados horários das estações é de julho de 2001 até dezembro de 2020; no entanto, neste trabalho optou-se por trabalhar somente com o período de 2001 a 2014, pois existe uma descontinuidade de quase um ano nos dados, entre abril de 2015 e fevereiro de 2016, não sendo seguro preencher uma falha tão grande por qualquer método. Assim o fluxo de LE é o fator que define o período de estudo entre outubro de 2001 e setembro de 2014.

Os dados brutos de LE foram consistidos pela equipe responsável pelos dados, sendo disponibilizados já com o controle de qualidade realizado e a maioria das falhas preenchidas no período de estudo. Restaram ainda poucas falhas (tabela 4.1) que foram preenchidas utilizando-se interpolação linear para falhas de 1 e 2 horas, e para falhas maiores utilizando-se uma regressão linear múltipla com R_n , H e G , conforme discutido no capítulo 3.

Conforme discutido na seção 2.2.3, é amplamente conhecido o problema de não fechamento do balanço de energia para dados de LE quando medidos pelo MCT. De acordo com a literatura este é um problema ainda em aberto, com resultados diferentes quanto à forma de forçar (ou não) o fechamento do balanço de energia, atribuindo esta diferença de modo igual a H e LE , somente aos dados de LE ou de H , ou ainda sem forçar o fechamento. Aparentemente, o primeiro caso tem sido o mais comumente observado em literatura e será utilizado neste trabalho. Na seção 5.2 são discutidos os efeitos de forçar ou não o balanço de energia, à luz do fechamento do balanço hídrico.

A evapotranspiração é obtida diretamente a partir dos dados de fluxo de calor latente sobre cada um dos campos de medição, nomeadas E_1 (US-Ne1), E_2 (US-Ne2) e E_3 (US-Ne3). Dada a disponibilidade de medições sobre estes diferentes locais, e dado que a evapotranspiração em campos irrigados tende a ser maior do que sobre os campos não-irrigados (por exemplo, Suyker e Verma, 2009; Parent e Anctil, 2012) (vide também as figuras 4.9 e 4.10), é possível se obter uma estimativa mais realista de evapotranspiração E na escala da bacia hidrográfica a partir

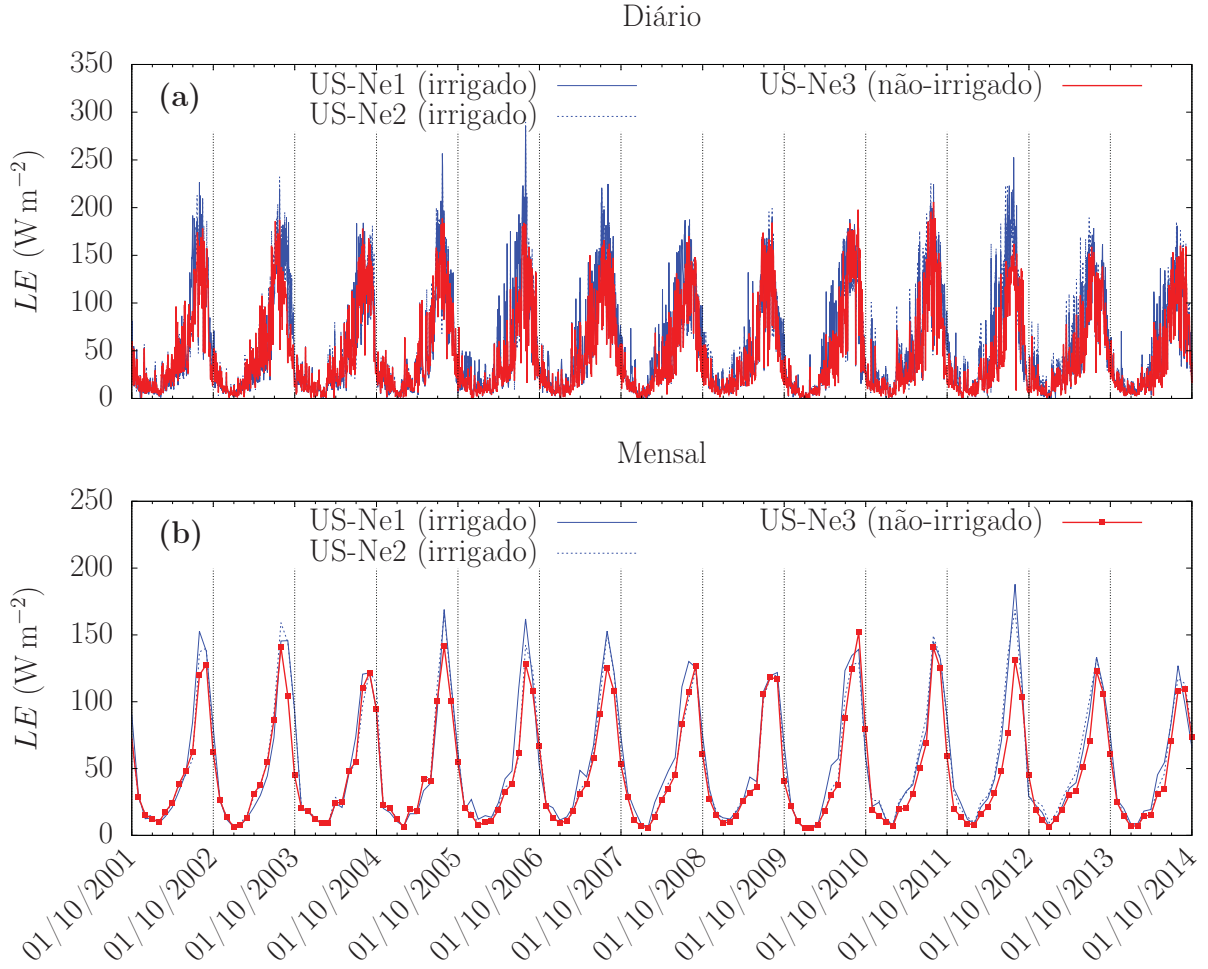


Figura 4.9: Fluxo de calor latente (a) médio diário e (b) mensal para os campos irrigados e não-irrigado. Estes valores ainda não foram corrigidos pelo balanço de energia e são mostrados apenas para verificação das diferenças de fluxo nos três campos de medição.

da média ponderada pelas áreas de cada tipo de cultivo sobre as bacias. Assim,

$$E = f_{ir} \frac{E_1 + E_2}{2} + (1 - f_{ir})E_3, \quad (4.6)$$

em que f_{ir} é a fração de áreas irrigadas do total de áreas cultivadas nas bacias.

Como foi mostrado na tabela 4.2 e na figura 4.3, a maior parte das bacias é composta por áreas de cultivo (80% para ITHA e 83% para ASHL). Assim, é bastante razoável considerar as bacias como integralmente compostas por estes tipos de cobertura de solo e assim obter as frações de áreas irrigadas do total de áreas cultivadas, apenas. Neste caso, conforme dados de UNL (2021), as áreas irrigadas em ITHA totalizam 111,3 km² e em ASHL 270,3 km², resultando em $f_{ir} = 20,04\%$ (ITHA) e $f_{ir} = 30,04\%$ (ASHL). Maiores discussões sobre esta consideração e verificação da representatividade espacial destas medições são feitas na seção 5.1.

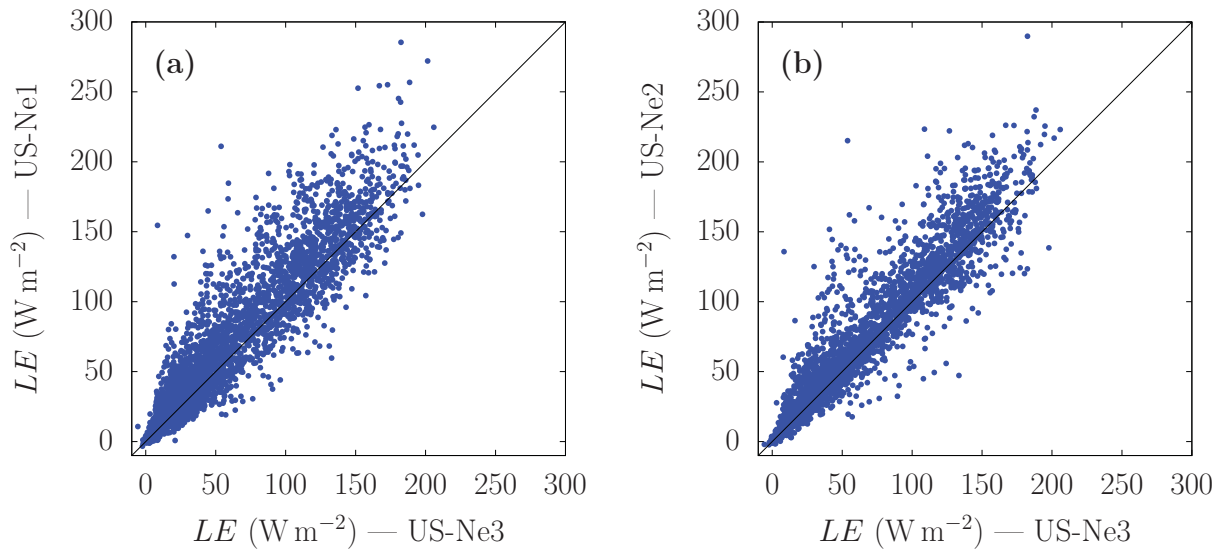


Figura 4.10: Correlação entre os fluxos de calor latente médio diário nas estações irrigadas (ordenadas) e não-irrigada (abscissas). Estes valores ainda não foram corrigidos pelo balanço de energia e são mostrados apenas para verificação das diferenças de fluxo nos três campos de medição.

Com relação aos dados de irrigação, a base de dados do *Nebraska Department of Natural Resources* (DNR) foi utilizada para obter informações a respeito da localização dos poços de extração de água para irrigação, assim como a profundidade de captação de cada poço (DNR, 2019). Foi observado que a profundidade média de extração de água é de 26,9 metros, o que indica que a retirada da água é feita do lençol freático, isto é, da zona saturada. A figura 4.11 mostra a localização dos poços e a profundidade de retirada de água.

Considerando a equação do balanço hídrico (2.1), se for incluindo um termo para a retirada de água de irrigação da zona saturada e outro relativo à sua aplicação na superfície e considerando que ambos pertencem ao mesmo sistema, pode-se concluir que este termo não retira nem incrementa água adicional às bacias.

A figura 4.12 mostra as séries temporais diárias de evapotranspiração sobre as duas bacias, calculadas através de (4.6) já considerando a correção pelo balanço de energia e balanço hídrico, conforme será discutido na seção 5.2.

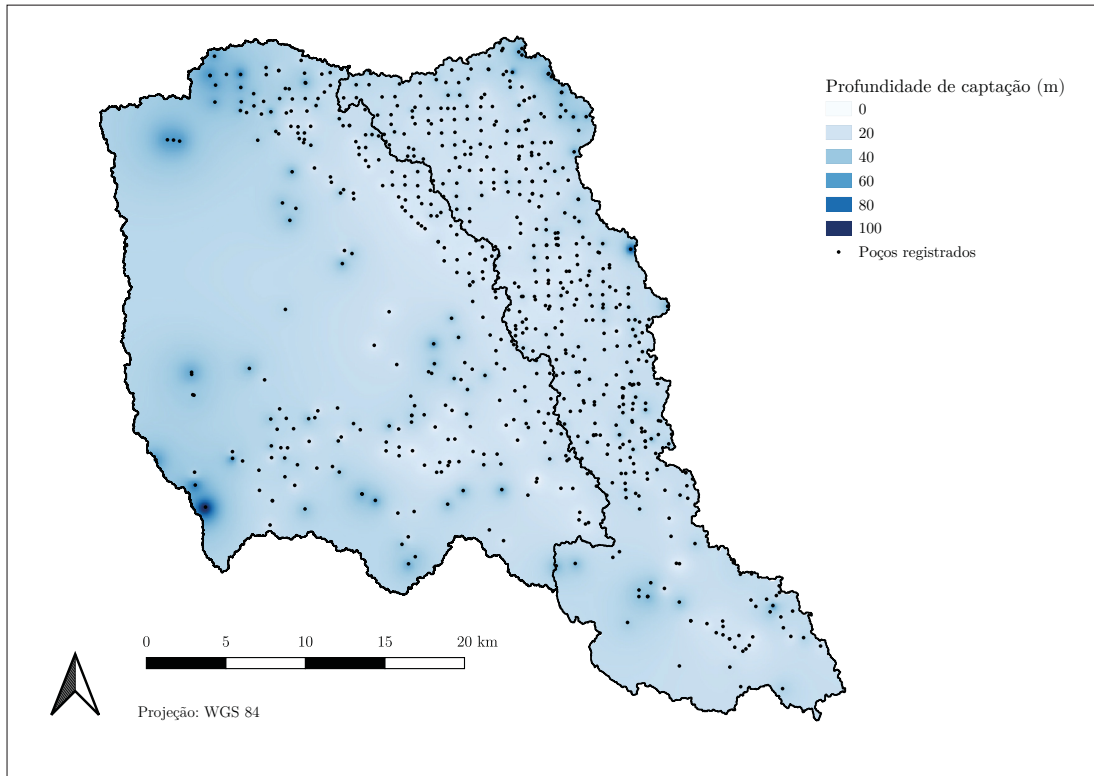


Figura 4.11: Localização dos poços de captação de água (pontos em preto) para irrigação e suas profundidades (em tons de azul). Os valores foram interpolados espacialmente para melhor visualização. A figura foi preparada a partir dos dados de DNR (2019).

4.5 Umidade do Solo

Dentre os dados disponibilizados pelas torres de fluxo US-Ne1, US-Ne2 e US-Ne3 também estão os de umidade do solo. Em cada campo existem 3 pontos na horizontal e 4 na vertical que medem os dados de umidade do solo em escala horária. Na série de dados estão disponíveis, também, uma agregação horizontal de cada uma das profundidades, já ajustadas para a escala diária, com as falhas devidamente preenchidas. Estes serão os dados utilizados neste trabalho.

Considerando que a umidade do solo também será diferente em campos irrigados e não-irrigados, a espacialização da umidade do solo θ_i sobre cada bacia seguiu a mesma abordagem da evapotranspiração, ou seja,

$$\theta_i = f_{ir} \frac{\theta_{1,i} + \theta_{2,i}}{2} + (1 - f_{ir})\theta_{3,i}, \quad (4.7)$$

em que $\theta_{1,i}$, $\theta_{2,i}$ e $\theta_{3,i}$ são as umidades do solo (%) em cada campo de medição (US-Ne1, US-Ne2 e US-Ne3, respectivamente), para cada profundidade $i = 1, 2, 3$ e 4, respectivamente iguais a 0,1, 0,25, 0,5 e 1,0 m. Os dados diários de umidade do solo são mostrados na figura 4.13.

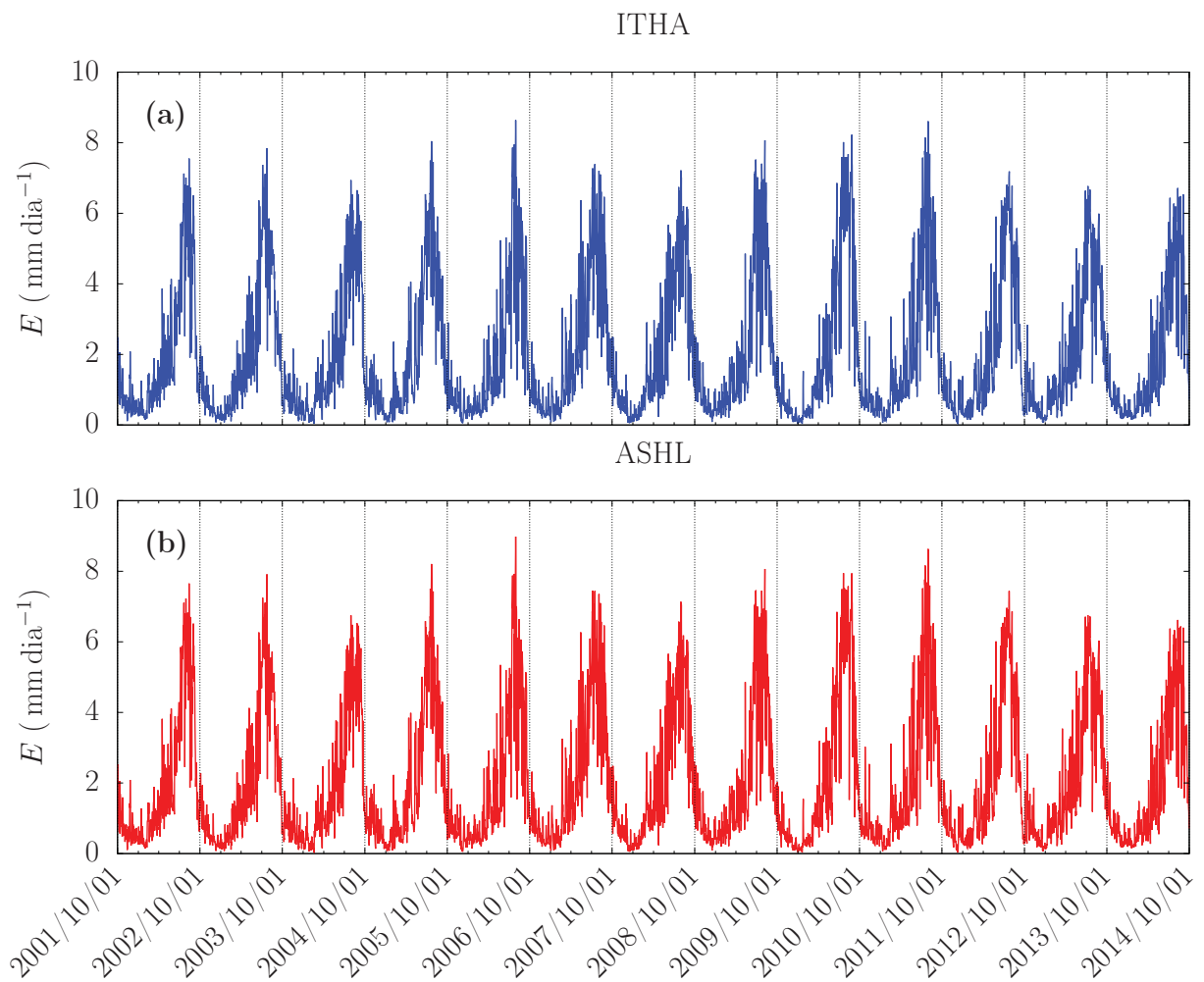


Figura 4.12: Dados diários de evapotranspiração em (a) ITHA e (b) ASHL.

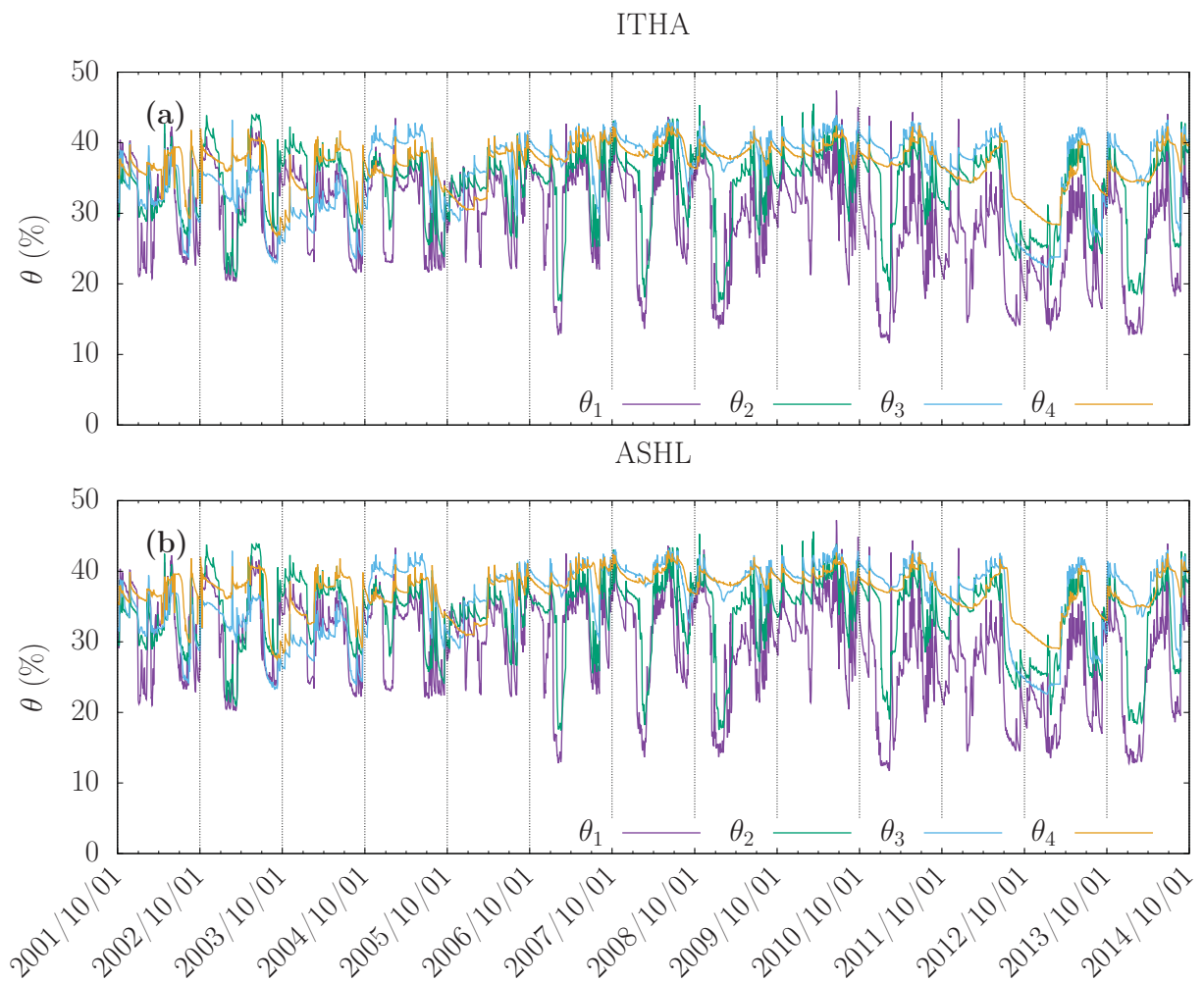


Figura 4.13: Dados diários de umidade do solo em (a) ITHA e (b) ASHL.

4.6 Dados de Sensoriamento Remoto

Dados de sensoriamento remoto também foram utilizados neste trabalho, não com a intenção de compor as variáveis do balanço hídrico, mas para dar apoio e validar tanto as informações e resultados obtidos quanto as medições *in situ*. Portanto, observando-se os dados sobre as bacias integralmente será possível confirmar a representatividade espacial das medições locais, em especial de evapotranspiração e umidade do solo. Para as medições de vazão e precipitação esta tarefa não se faz necessária, a princípio, já que por definição a primeira integra a bacia toda e a segunda foi espacializada pelas seis estações de chuva e dez locais de medição de neve, utilizando-se o método de Thiessen e a média aritmética, respectivamente.

Os dados do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) foram usados para se obter a temperatura superficial (T_S) (DAAC, 2018a; Wan et al., 2015) e o índice NDVI (DAAC, 2018b; Didan, 2015), enquanto a umidade do solo superficial Θ (≈ 5 cm) provém da missão SMAP (*Soil Moisture Active Passive*) (Das et al., 2018, 2019).

Os valores de T_S são médias de 8 dias com resolução espacial de 1 km, enquanto os dados de NDVI são observados a cada 16 dias com resolução de 250 m. Os dados de Θ são oriundos do produto SMAP nível 2, com passagens em intervalos irregulares, aproximadamente mensais. Adicionalmente foram obtidos estimativas de evapotranspiração do MODIS (DAAC, 2018c; Running, 2017), que utiliza informações de sensoriamento remoto e reanálise para estimar E via equação de Penman-Monteith.

Os dados de armazenamento são oriundos da missão GRACE (Watkins et al., 2015; Wiese et al., 2016, 2018) que observa variações no campo gravitacional entre as passagens do par de satélites em frequência aproximadamente mensal, com resolução de $3^\circ \times 3^\circ$ ($\approx 333 \times 333$ km²).

Amostras dos dados de T_S , NDVI e Θ são dadas, respectivamente, nas figuras 4.14, 4.15 e 4.16. Análises destes dados são feitas na seção 5.1, enquanto os dados do GRACE são analisados em conjunto com as estimativas de armazenamento (seção 5.3).

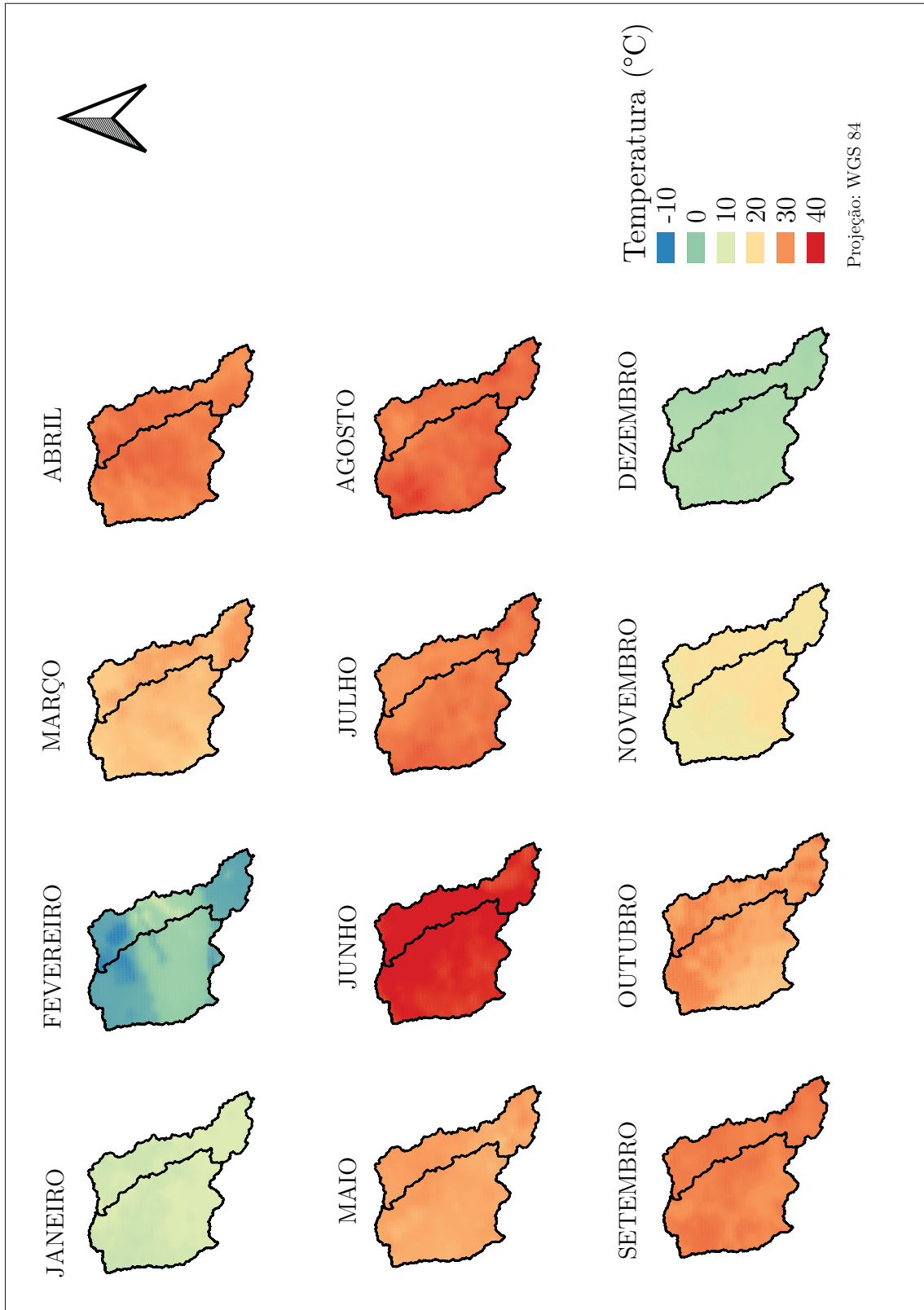


Figura 4.14: Mapas de temperatura superficial T_s do MODIS para as bacias no ano de 2003.

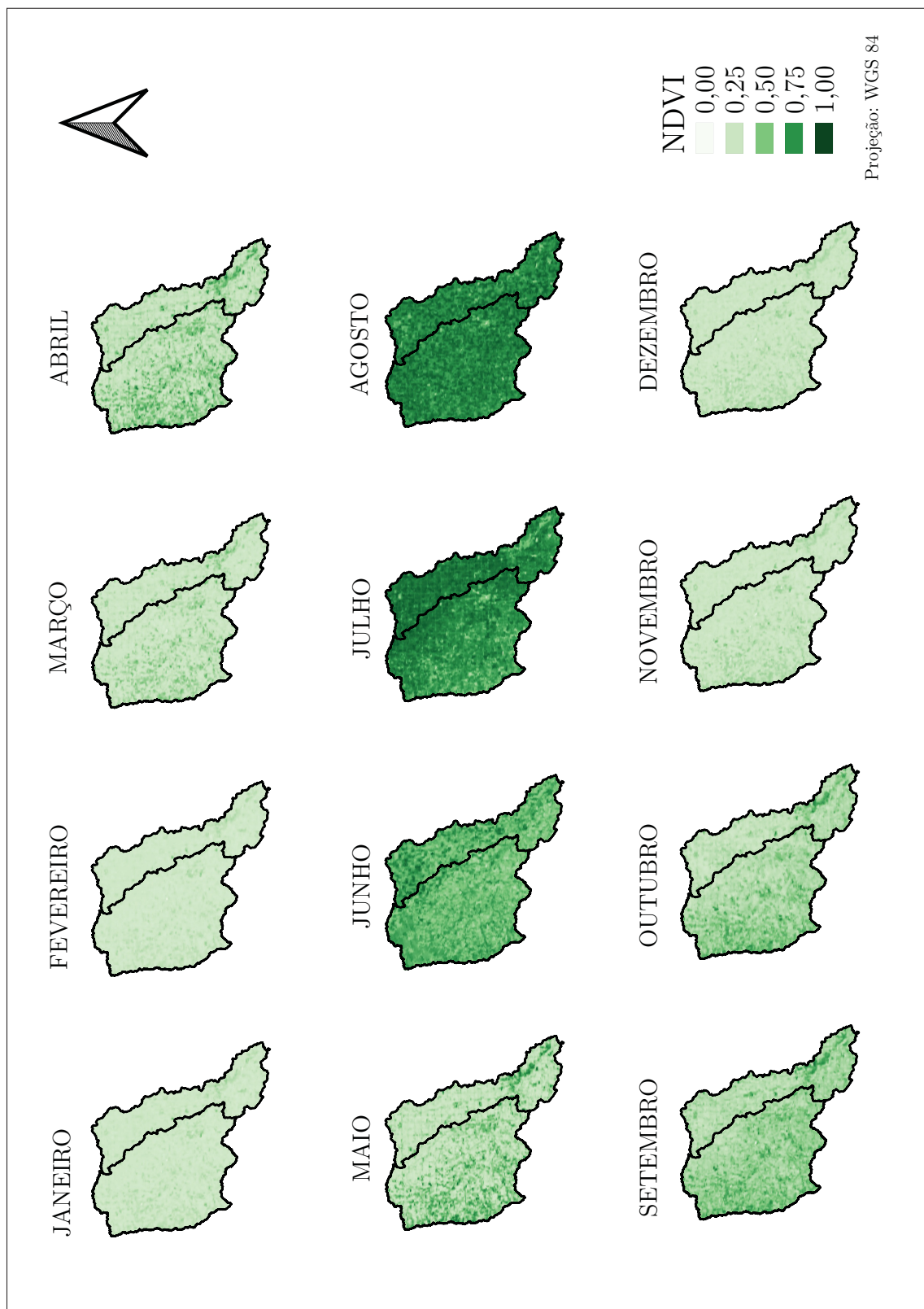


Figura 4.15: Mapas de NDVI para as bacias no ano de 2006.

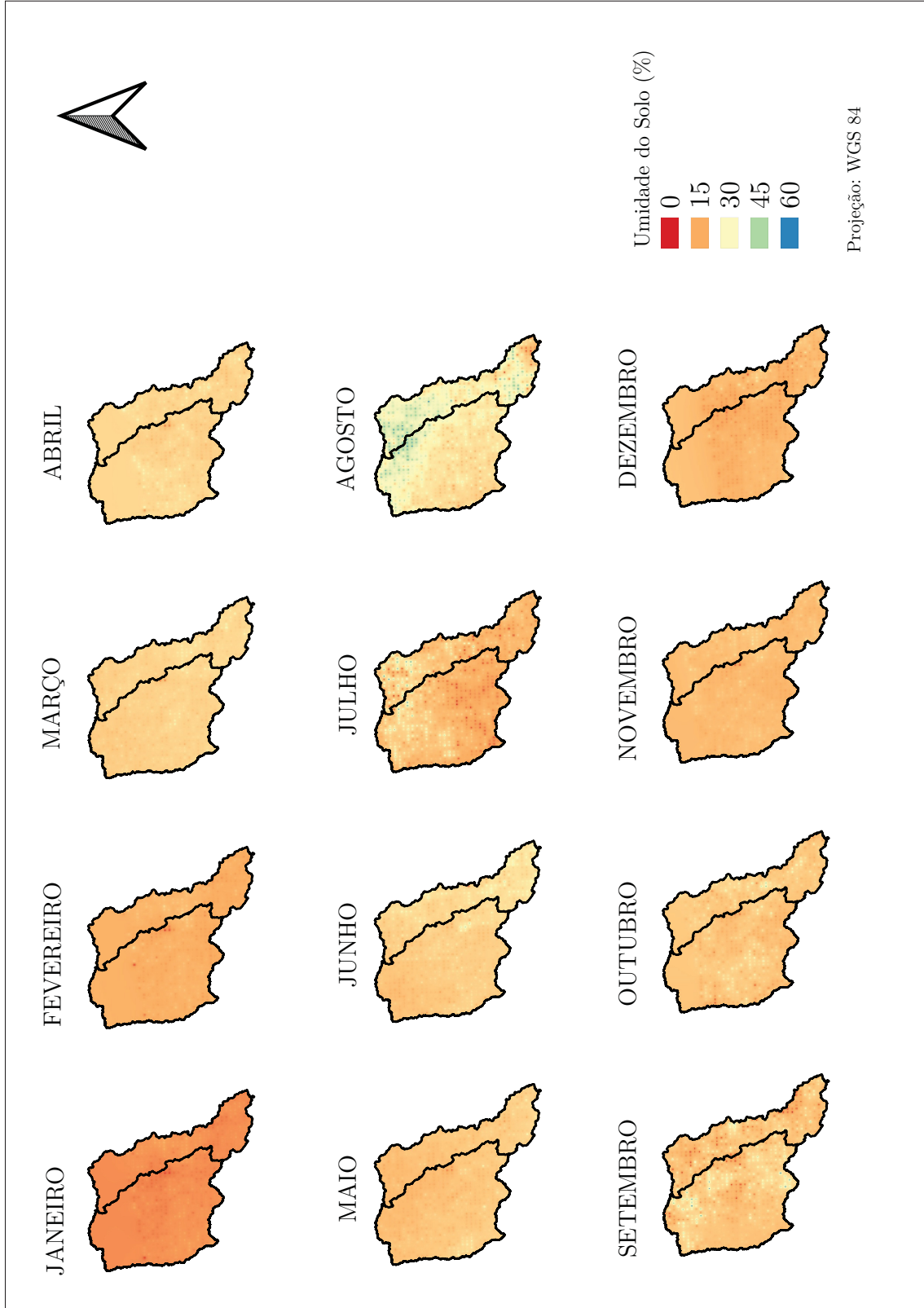


Figura 4.16: Mapas de umidade do solo superficial Θ da missão SMAP para as bacias no ano de 2016.

Com os dados medidos *in situ* e com o suporte das informações de sensoriamento remoto serão estimados, no próximo capítulo, o armazenamento de água nas bacias, a evapotranspiração pelo método do balanço hídrico e comparados aos valores medidos. Além disso, outras análises como a variabilidade espacial de umidade do solo e temporal dos resíduos do balanço hídrico serão discutidas.

Capítulo 5

Resultados e Discussões

Neste capítulo são apresentadas as análises dos dados anteriormente descritos e discutidos os resultados obtidos. Inicialmente são analisados os dados de sensoriamento remoto para verificação da representatividade espacial das medições *in situ* e da homogeneidade espacial da evapotranspiração e umidade do solo sobre as bacias. Posteriormente são analisadas as relações entre o fluxo de calor latente e a energia disponível para avaliação do fechamento do balanço de energia à luz do fechamento do balanço hídrico, apresentando-se assim as correções feitas nos dados de evapotranspiração.

Em seguida são mostradas as estimativas de armazenamento de água na bacia, através dos dados de umidade do solo e das vazões de recessão, além dos dados da missão GRACE. Estes valores, juntamente com as medições de precipitação, evapotranspiração e vazão, permitiram a estimativa dos resíduos do balanço hídrico. Para cada estimativa de armazenamento foi estimada a evapotranspiração pelo método do balanço hídrico, cujos resultados são discutidos de acordo com a variabilidade espacial das medições e com a magnitude dos resíduos ao longo do ano.

Ao final são apresentadas as relações entre a fração evaporativa e a umidade do solo sobre os três campos de medição, em que é possível se observar a forma como os cultivos respondem às variações de água disponível no solo em cada período do ano.

5.1 Análise dos dados de sensoriamento remoto

Como descrito anteriormente, dados de três estações de fluxo estão disponíveis em locais próximos às bacias estudadas, sobre os campos cultivados de milho e soja, com e sem irrigação. Este tipo de cobertura do solo constitui a maior parte da área da bacia, e nesta seção são verificadas duas situações: (i) a possibilidade de considerar a área da bacia como sendo integralmente coberta por campos de cultivo no que se refere à evapotranspiração e (ii) analisar a representatividade espacial das medições *in situ* para toda a área das bacias e sua homogeneidade espacial.

Para a primeira análise foram buscadas, em literatura, comparações entre a evapotranspiração para estes diferentes tipos de cobertura vegetal. Alguns trabalhos, como por exemplo, Yang et al. (2006) e Lu e Zhuang (2010), apresentam medições de evapotranspiração para diferentes tipos de vegetação em validação de modelos; no entanto, em geral estas são feitas em diferentes regiões, o que torna a comparação impraticável devido às diferenças climatológicas.

Uma outra maneira de avaliar a capacidade de transpiração das plantas seria através da sua condutância estomática, por exemplo. Como relatado por Kelliher et al. (1995) (e citações) plantas de cultivo como milho e soja apresentam, em geral, valores significativamente maiores de condutância estomática que vegetações naturais como campos gramados e florestas, devido às diferenças na disponibilidade de nutrientes e na idade das plantas.

Para confirmar estas informações foram obtidos dados de estimativa de evapotranspiração do produto MODIS (E_{modis}) (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) (Running, 2017; DAAC, 2018c) sobre as principais contribuições em área de cobertura da bacia, isto é, áreas cultivadas, gramados, florestas e áreas urbanas. Estes tipos somam, respectivamente, 79,5%, 11,6%, 5,0% e 2,6% da área em ITHA e 83,1%, 8,2%, 5,0% e 1,9% em ASHL (vide tabela 4.2). Os dados de E_{modis} são médias a cada 8 dias, ajustadas aqui em valores mensais. Importante reforçar que estas estimativas serão utilizadas apenas para fins comparativos entre os tipos de vegetação.

Os resultados das estimativas do MODIS para evapotranspiração (E_{modis}) são mostrados na figura 5.1 em médias mensais sazonais e em valores acumulados para todo o período do estudo (10/2001 a 09/2014), em que pode-se notar que as áreas cultivadas apresentam valores significativamente maiores que os demais tipos de cobertura. Nota-se, também, na figura 5.1-a que os valores de E_{modis} para os cultivos são maiores no pico da estação de crescimento, isto é em julho e agosto. Nos meses iniciais (maio e junho) e final (outubro) de crescimento estes

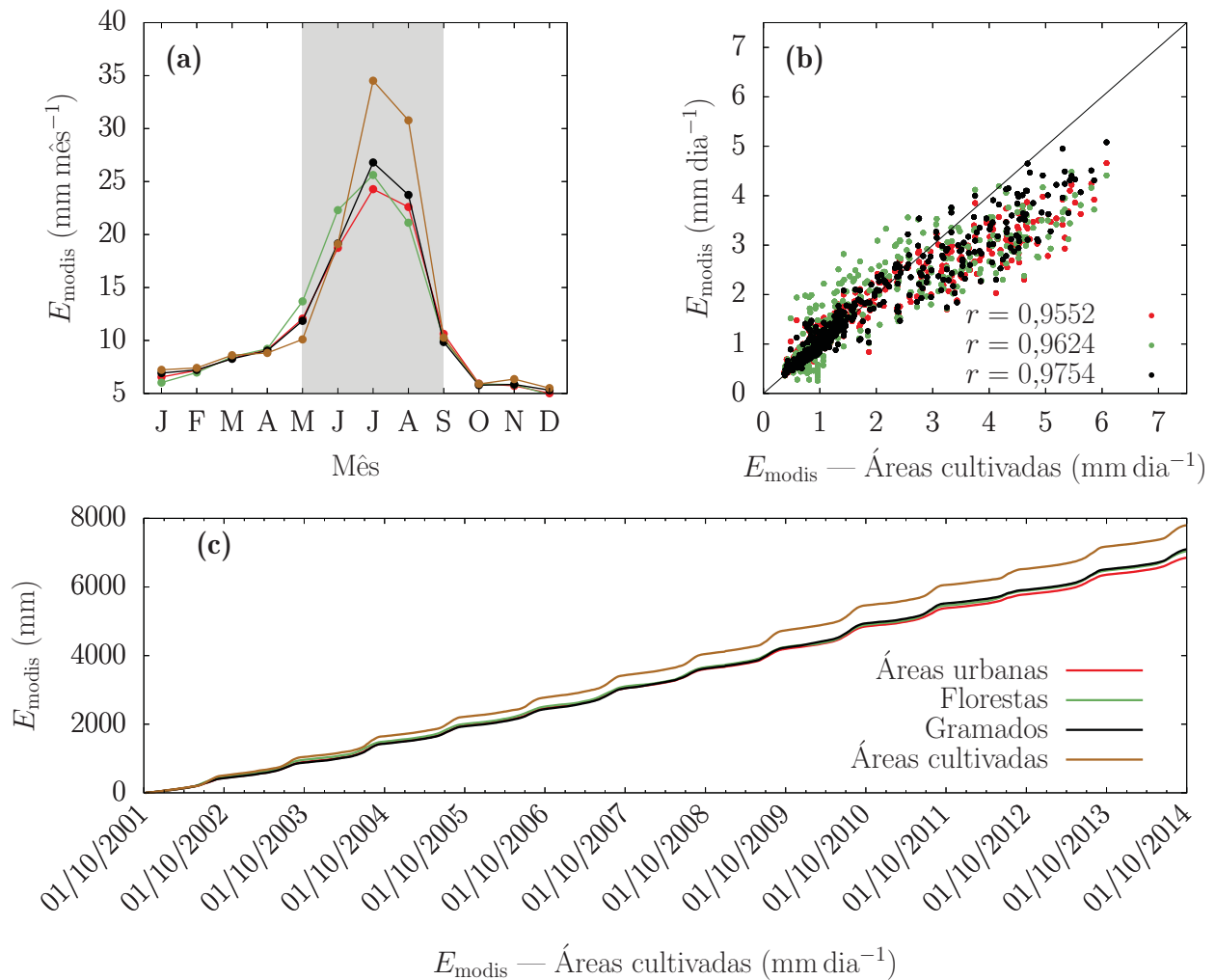


Figura 5.1: Estimativas de evapotranspiração do MODIS para as quatro maiores contribuições percentuais em área de cobertura de solo nas bacias estudadas. (a) Sazonalidade das evapotranspirações mensais para todo o período de estudo. A área em cinza indica o período de crescimento. (b) Correlação entre as evapotranspirações médias diárias. (c) Acumulados totais de evapotranspiração para todo o período. As cores nos três painéis referem-se aos mesmos tipos de áreas.

valores são menores ou iguais ao da vegetação natural. No restante do ano, os valores são praticamente idênticos. Apesar de em apenas dois meses os valores de E_{modis} serem maiores nos cultivos do que em outras áreas, a diferença é significativa neste período, sendo suficiente para sistematicamente causar maiores valores em base anual.

Através dos dados acumulados (figura 5.1-c), percebe-se que a evapotranspiração pelos gramados, florestas e áreas urbanas são, respectivamente, equivalentes a 91,0%, 90,3% e 87,9% da evapotranspiração a partir das áreas cultivadas em ASHL, considerando-se o período completo, isto é, o fechamento do último ano hidrológico. Portanto, uma possível correção

(E_{corr}) para a evapotranspiração da bacia, baseada nas proporções apresentadas é

$$E_{\text{corr}} = f_C E_C + f_G E_G + f_F E_F + f_U E_U, \quad (5.1)$$

$$E_{\text{corr}} = 0,831 E_C + 0,082 E_G + 0,05 E_F + 0,019 E_U,$$

$$E_{\text{corr}} = 0,831 E_C + 0,082(0,91 E_C) + 0,05(0,903 E_C) + 0,019(0,879 E_C),$$

em que E_C , E_G , E_F e E_U são, respectivamente, a evapotranspiração dos campos de cultivo, gramados, florestas e áreas urbanas, e f_C , f_G , f_F e f_U suas respectivas frações da área da bacia. Os valores nas expressões acima são para ASHL, que resulta em $E_{\text{corr}} = 0,967 E_C$. Similarmente $E_{\text{corr}} = 0,966 E_C$ para ITHA.

Considerando-se esta diferença de menos de 4%, será suposto a partir daqui que toda a área da bacia é composta por campos de cultivos, irrigados e não-irrigados e que as medições sobre os campos US-Ne1, US-Ne2 e US-Ne3 representam adequadamente os valores sobre a bacia, sem realizar qualquer correção para as demais áreas.

Para verificação da variabilidade espacial da evapotranspiração e da umidade do solo, foram analisados os dados de temperatura superficial T_S , índice NDVI e umidade superficial do solo Θ sobre as bacias. Na verdade, T_S foi utilizada para se obter a radiação de onda longa emitida pela superfície R_S através de

$$R_S = \epsilon \sigma T_S^4, \quad (5.2)$$

em que $\epsilon = 0.975$ é a emissividade média para solo nu orgânico e vegetação gramínea (Brutsaert, 2005, página 64) e $\sigma = 5,6697 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ é a constante de Stefan–Boltzmann.

Utilizou-se R_S e NDVI para avaliar a variabilidade espacial da evapotranspiração, pois a primeira variável é um dos componentes do balanço de radiação líquida, e conseqüentemente do balanço de energia, relacionado à evapotranspiração, e a segunda é um indicativo da atividade fisiológica da planta e que também possui relação com E (Kondoh e Higuchi, 2001; Del Grosso et al., 2018, por exemplo).

Foram extraídos os dados de R_S , NDVI e Θ para todos os pixels sobre as bacias. Para cada cena (passagem dos respectivos satélites) calculou-se a média, o desvio padrão e o coeficiente de variação para todo o período disponível das base de dados MODIS e SMAP. A figura 5.2 mostra estes três parâmetros estatísticos em médias sazonais para as duas bacias enquanto que a figura 5.3 mostra a frequência dos valores de coeficiente de variação nas duas bacias.

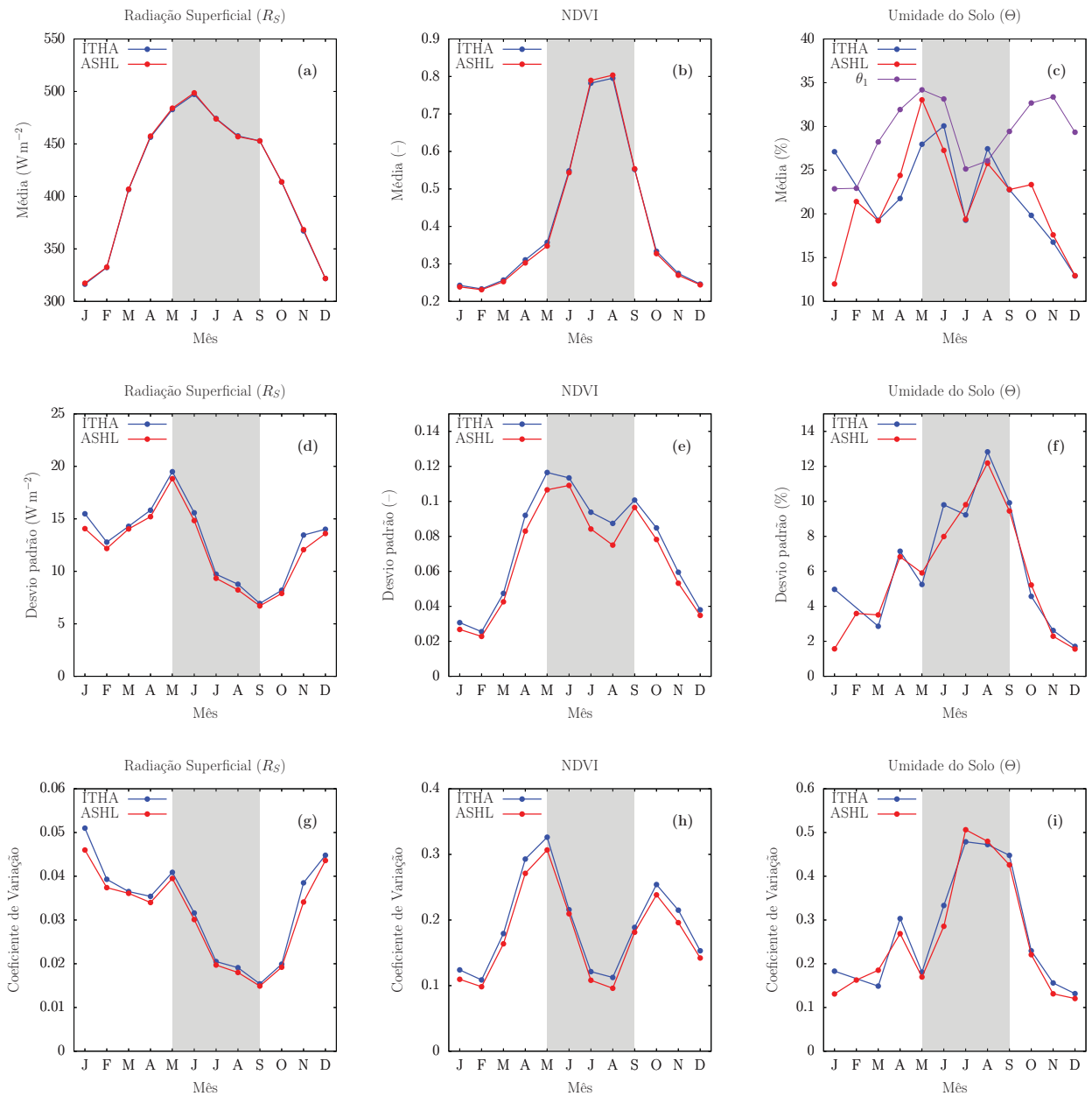


Figura 5.2: Variação sazonal da média, do desvio padrão e do coeficiente de variação de R_S , NDVI e Θ sobre as duas bacias. A linha roxa em (c) indica os valores de θ_1 medido a 10 cm da superfície, reproduzido da figura 4.1. As áreas em cinza indicam o período de crescimento.

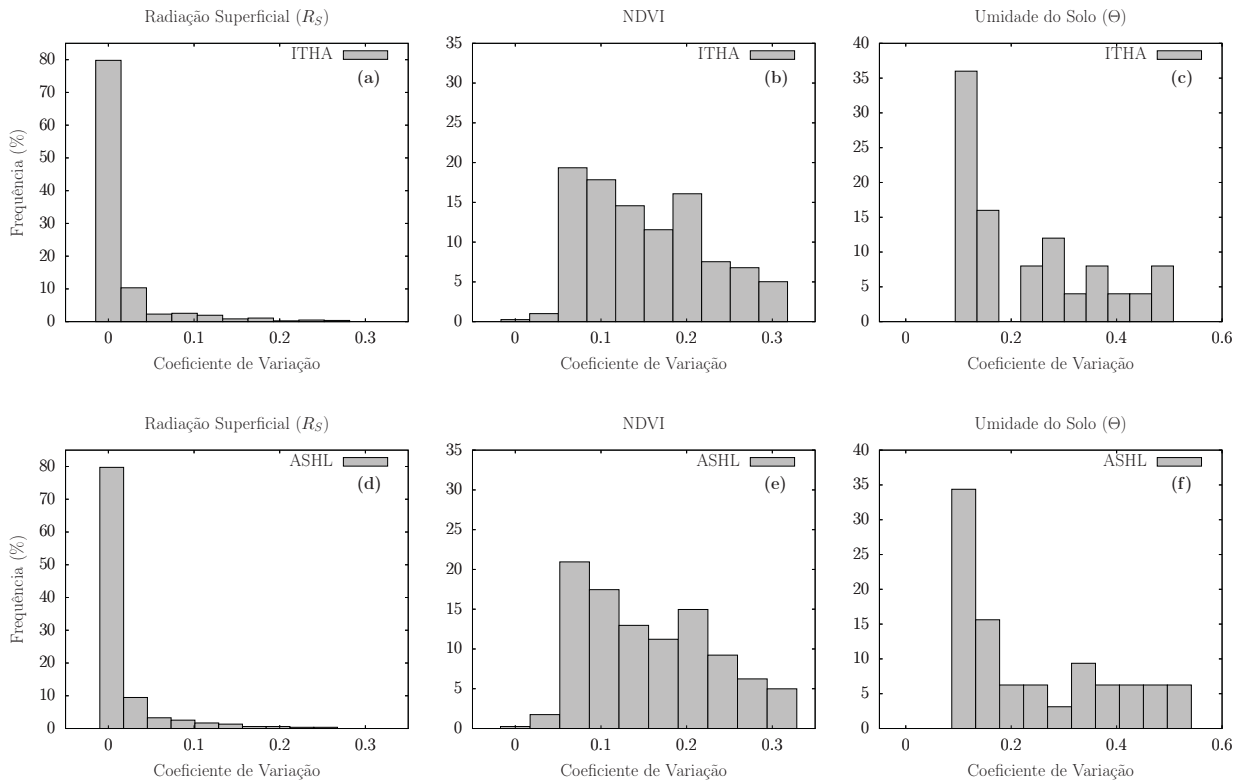


Figura 5.3: Distribuição de frequências dos coeficientes de variação de R_S , NDVI e Θ sobre (a)–(c) ITHA e (d)–(f) ASHL.

Nas figuras 5.2-a a 5.2-c nota-se que as médias de R_S e NDVI são muito parecidas para as duas bacias enquanto os valores de Θ apresentam diferenças pontuais em alguns meses para cada uma das bacias. Isso se deve à menor disponibilidade de dados de Θ por sensoriamento remoto sobre as bacias, tanto pelo tempo efetivo de medições (de 2015 a 2020) quanto pela amostragem irregular dos satélites, além do espaçamento maior dos pontos de grade, com eventuais medições em uma bacia mas não em outra. Ainda assim, a sazonalidade de Θ é bastante semelhante à umidade do solo θ_1 medida a 10 cm de profundidade nos campos US-Ne1, US-Ne2 e US-Ne3, exceto após o período de crescimento (setembro a outubro), cuja resposta se inverte.

Em termos de coeficiente de variação (figuras 5.2-g a 5.2-i), nota-se que os valores são extremamente baixos (< 0.05) para R_S , com valores mínimos na segunda metade do período de crescimento. O índice NDVI chega a apresentar valores maiores de coeficiente de variação nos meses de abril, maio e outubro, mas que são em média baixos também, e com mínimo também no final do período de crescimento. Já para Θ , ocorre o contrário, sendo este o período que apresenta maiores valores de coeficiente de variação.

Ainda assim é possível notar na figura 5.3 que as maiores frequências do coeficiente de variação para as três variáveis ocorrem nos menores valores, em especial para R_S . Desta forma é possível dizer que as bacias, em termos de evapotranspiração, são relativamente homogêneas em praticamente todo o ano, especialmente nos meses em que E é maior (vide figura 4.1-a) e que as medições *in situ* poderão ser consideradas como representativas das bacias. Para os dados de umidade do solo, porém, é preciso ter em mente que pode haver diferença entre os valores médios sobre as bacias e as medições de θ_1 de setembro a dezembro, em especial no período pós-crescimento e que a homogeneidade espacial de Θ é menor nos meses de julho a setembro. O efeito destas observações ficará evidente nas estimativas de evapotranspiração feitas na seção 5.4, isto é, de que as piores estimativas de E pelo método do balanço hídrico acontece neste intervalo de tempo.

5.2 Fechamento do balanço hídrico e de energia

Conforme apresentado e discutido nas seções 2.2.3 e 4.4 e dado que foi observado nos dados das três estações o desequilíbrio entre a energia total disponível ($R_n - G$) e os fluxos de energia ($LE + H$), neste trabalho optou-se por forçar o fechamento do balanço de energia, aplicando a correção aos dados de LE e H . Considerando-se a equação (2.6) para o balanço de energia, espera-se que a razão

$$r_{be} = \frac{LE + H}{R_n - G} \quad (5.3)$$

seja igual a 1.

A verificação do não fechamento do balanço de energia foi feita através do coeficiente angular da regressão linear forçada pela origem entre o acumulado dos dados horários de fluxo de energia contra o acumulado da energia disponível a cada ano. A figura 5.4 mostra os acumulados para as três estações de fluxo para todos os anos, e os valores de r_{be} a cada ano são mostrados na tabela 5.1, além das médias em cada estação. Note-se que o ano de 2001 possui menos dados que os demais, pois as medições se iniciam em julho. Mesmo assim, este segue o mesmo padrão das demais séries de dados acumulados, com inclinação semelhante.

A correção de todos os valores de LE em cada ano foi feita multiplicando-se os dados pelo inverso de r_{be} do respectivo ano, seguindo Barr et al. (2012), Mauder et al. (2018) e outros. A partir destes valores corrigidos foram obtidas as evapotranspirações em cada uma

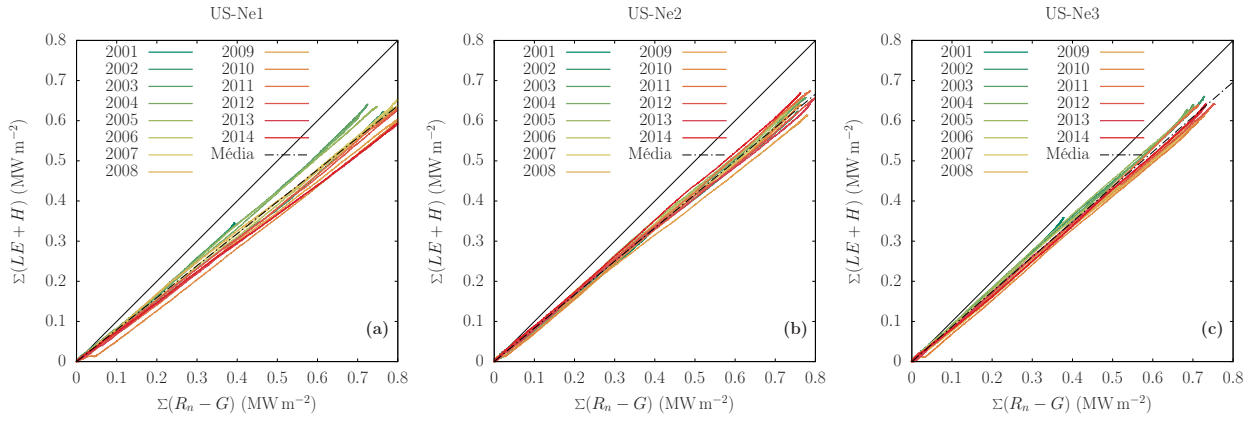


Figura 5.4: Valores acumulados anuais de $LE + H$ contra $R_n - G$ para as 3 estações de fluxo. As linhas coloridas representam cada um dos anos e a linha tracejada a média de todos os anos.

Tabela 5.1: Valores de r_{be} a cada ano para as três estações de fluxo.

Ano	Estação		
	US-Ne1	US-Ne2	US-Ne3
2001	0,8573	0,8167	0,9283
2002	0,7947	0,8169	0,8965
2003	0,8696	0,8476	0,8980
2004	0,8546	0,8325	0,8946
2005	0,8477	0,8565	0,9027
2006	0,7953	0,8512	0,8494
2007	0,8053	0,8361	0,8398
2008	0,7972	0,8272	0,8508
2009	0,7515	0,7850	0,8409
2010	0,7354	0,8261	0,8285
2011	0,7800	0,8561	0,8866
2012	0,7793	0,8255	0,8479
2013	0,7375	0,8109	0,8615
2014	0,7416	0,8720	0,8609
Média	0,7693	0,8329	0,8705

das estações de fluxo (E_1 , E_2 e E_3) e posteriormente aplicadas na equação (4.6) para obtenção da evapotranspiração sobre cada bacia E . Ao final desta seção a comparação com o balanço hídrico dos dados de E com e sem a correção do balanço de energia é feita.

Neste ponto é importante discutir o efeito da assimilação de energia pelas plantas durante o processo de fotossíntese, termo este ($L_p F_p$) que foi desconsiderado na equação 2.5. Ao reconsiderar este termo, a equação de balanço de energia fica

$$R_n = LE + H + G - L_p F_p, \quad (5.4)$$

e r_{be} fica

$$r_{be} = \frac{LE + H}{R_n - G + L_P F_P}, \quad (5.5)$$

e, assim, a correção aplicada anteriormente sobre $LE + H$ seria menor. Os dados disponíveis nas torres de fluxo contêm a medição de fluxo de CO_2 (F_P) em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Os cálculos da energia assimilada pela fotossíntese foram feitos, considerando o valor de $L_P = 11,3 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ (Meyers e Hollinger, 2004; Jacobs et al., 2008) e a massa molar do CO_2 igual a $44,01 \text{ g mol}^{-1}$.

A figura 5.5 mostra a série temporal das médias diárias da radiação líquida, do fluxo de calor latente e da energia associada ao fluxo de CO_2 , onde é possível notar a grande diferença entre os valores. Foi calculada a razão $L_P F_P / R_n$ para toda a série e obtida sua sazonalidade, conforme a figura 5.6(a)–5.6(c). Pode-se notar que os maiores valores ocorrem nos meses de julho e agosto e que este valor é próximo de 4% em US-Ne1 e 3,5% em US-Ne2 e US-Ne3. Os valores de evapotranspiração sazonal considerando esta correção modificada, em que é considerada a energia de assimilação pela fotossíntese, é mostrada na figura 5.6(d) em ASHL. Como a diferença é negligenciável, optou-se por manter a correção pelo balanço de energia apresentada anteriormente, isto é, sem levar em consideração o termo $L_P F_P$.

O efeito de submedição da precipitação causada pelo vento, conforme já foi apresentado anteriormente, também foi analisado. Nos dados de cada um dos locais de medição de chuva não há qualquer referência sobre a correção destes valores ou estudos nestes locais específicos e tampouco foram encontradas informações a respeito da existência ou não de anteparos para proteção dos pluviômetros. Por isso, a abordagem utilizada inclui um valor médio de correção a todos os dados já espacializados de chuva, checando-se os resultados obtidos com o balanço hídrico de longo prazo. Os dados de neve não sofreram correções dado que sua medição é realizada em placas e não em pluviômetros ou coletores de orifício.

Para a região de estudo foi testada uma correção de submedição de 6%. Este valor vem da média entre os valores encontrados por Legates e DeLiberty (1993), Larson e Peck (1974) e Duchon e Essenberg (2001). No primeiro caso, a média de correção para chuvas é de 5–6% para esta região do Nebraska. Já no segundo caso, os autores encontraram uma relação aproximadamente linear entre a velocidade do vento e a taxa de correção, de aproximadamente 2,5% por m s^{-1} . Neste caso, considerando a velocidade média do vento (com dados das 3 estações de fluxo) de 3,5 m/s, encontra-se uma correção de 8,8%. Finalmente, Duchon e Essenberg (2001) apresentaram valores entre 4–5% de submedições em vários tipos de pluviômetros para a região das Grandes Planícies do Sul.

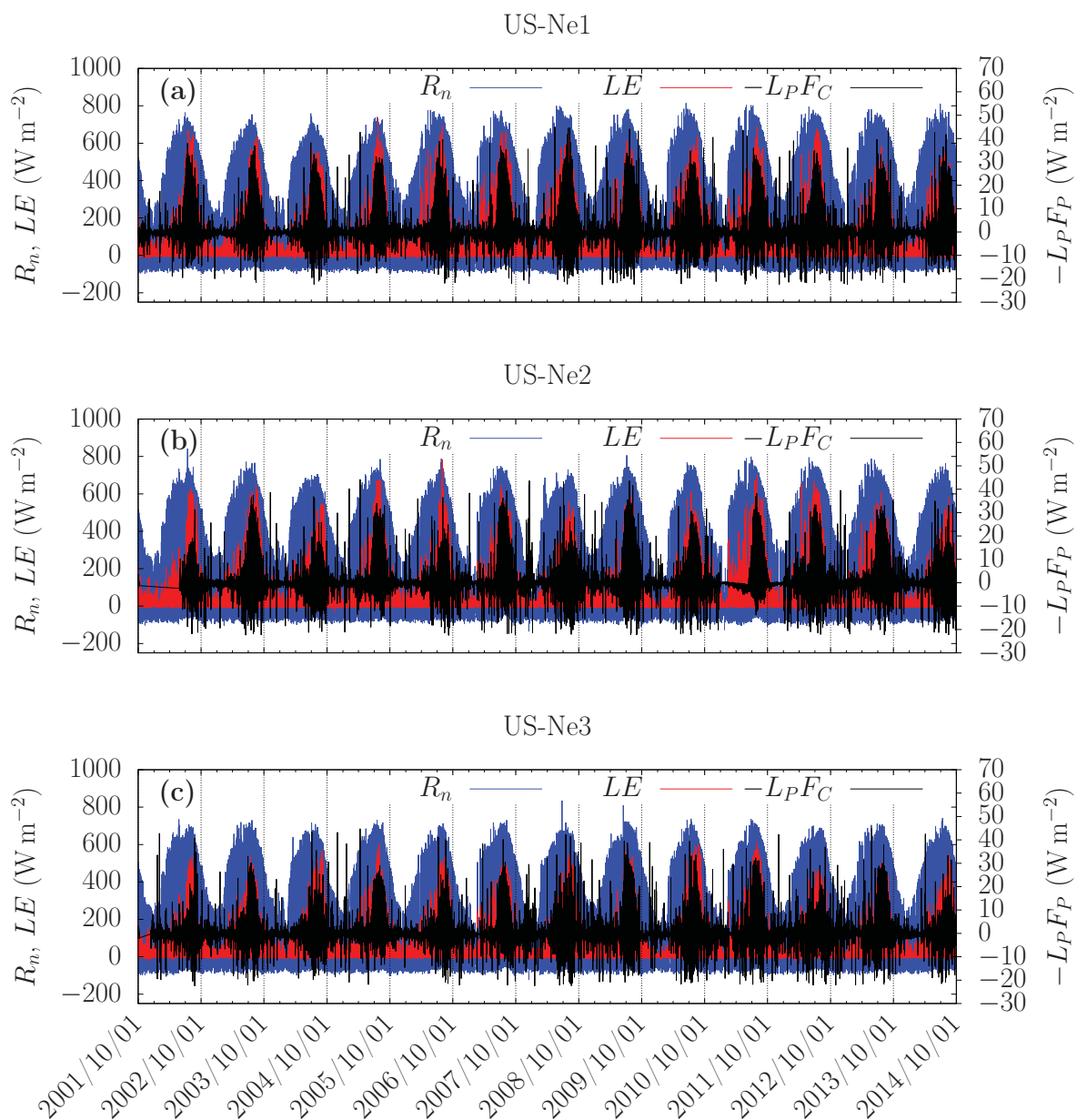


Figura 5.5: Radiação líquida e fluxo de calor latente (eixo da esquerda) e energia de assimilação de CO_2 (eixo da direita) nas três estações de fluxo.

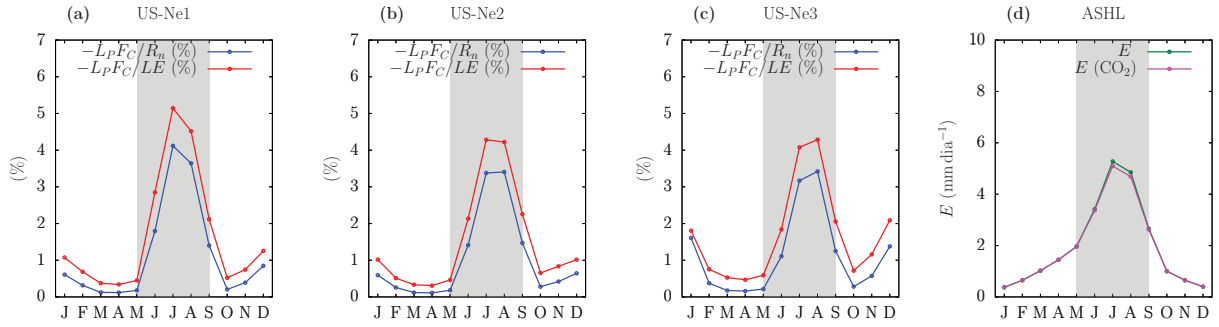


Figura 5.6: (a)–(c) Sazonalidade da razão entre o energia de assimilação de CO_2 e radiação líquida e energia de assimilação de CO_2 e fluxo de calor latente nas três estações de fluxo. (d) Evapotranspiração sazonal considerando o termo de energia de assimilação de carbono (magenta) e apenas pelo balanço de energia (verde). As áreas em cinza indicam o período de crescimento.

A figura 5.7 mostra o balanço hídrico de longo prazo, isto é $\sum E \times \sum(P - Q)$ para todo o período de estudo, considerando-se as correções apresentadas acima, juntamente com os valores dos coeficientes angulares das regressões lineares de cada conjunto de dados para as duas bacias. Note-se que o valor do coeficiente sem qualquer correção (linha vermelha) é muito similar aos valores de r_{be} apresentados anteriormente. Quando a correção para submedição da chuva é aplicada ocorre um afastamento do valor anterior e da reta 1:1 (linha laranja). Quando apenas E é corrigido, a fim de fechar o balanço de energia, as linhas se aproximam da reta 1:1 (linha preta) e ao acrescentar a correção de P , novamente um afastamento é observado (linha ciano).

Estes resultados permitem concluir que a correção para o balanço de energia em E (sem corrigir P) é o mais adequado se o fechamento do balanço hídrico for tomado como parâmetro, com inclinações iguais a 0,9670 e 0,9821 para ITHA e ASHL, respectivamente, ou seja, não fechando o balanço hídrico de longo prazo por uma diferença de apenas 3,3% e 1,8%, respectivamente. Considerando esta pequena diferença, optou-se por acrescentar esta quantidade faltante a E (linha azul na figura 5.7) e a partir de agora todas as análises serão feitas com estes dados e esta correção chamada de fechamento pelo balanço hídrico.

Adicionalmente foi considerada uma possível recarga profunda do aquífero, que apesar de não ter sido encontrado em literatura, pode ser considerada como aproximadamente 25 mm ano^{-1} para o aquífero Ogallala¹, próximo à região das bacias. No aquífero Maha (também chamado de aquífero Dakota), correspondente à área das bacias (Divine e Sibray, 2017) não foram encontradas informações a respeito. Este valor de recarga corresponde a 3,0% da precipitação

¹Comunicação pessoal de Edson Wendland, em 16 de novembro de 2021.

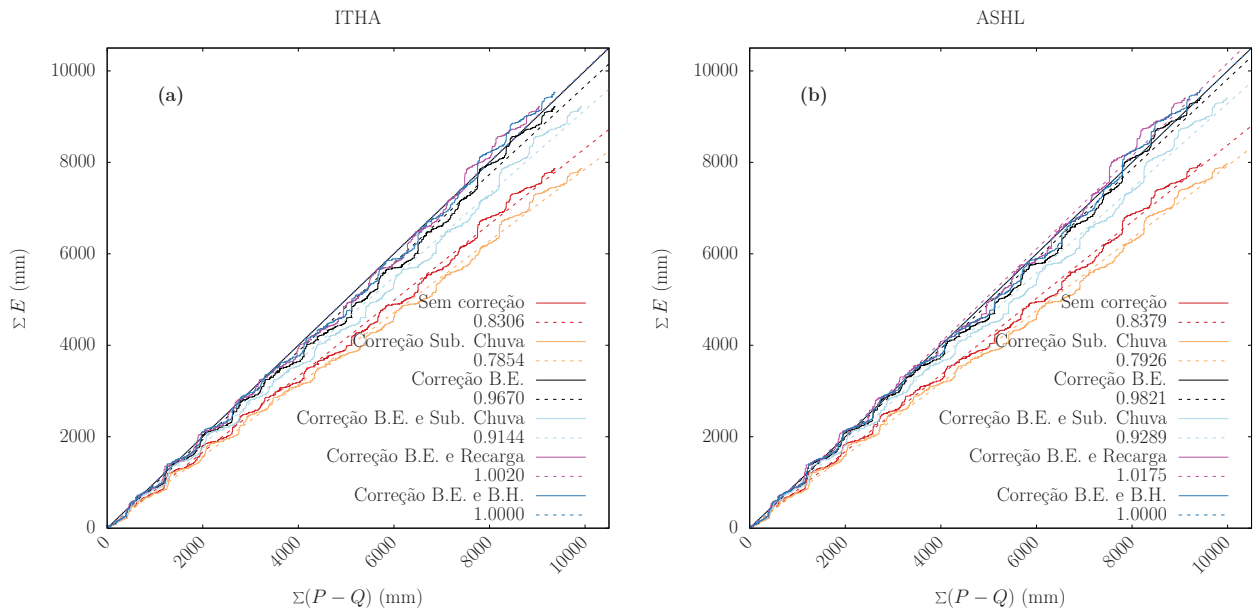


Figura 5.7: Valores acumulados de E contra $P-Q$ para todo o período de estudo. Abreviações: Sub. Chuva (submedição de chuva), B.E. (balanço de energia) e B.H. (balanço hídrico).

sobre as bacias, o que ainda não explicaria completamente o efeito de sub-medição de chuva na região mas se assemelha ao fechamento pelo balanço hídrico (vide linhas magentas na figura 5.7).

5.3 Estimativa do armazenamento e resíduos

A água armazenada na bacia hidrográfica é aquela que está presente no solo, nas zonas saturada e não-saturada. Neste trabalho a forma de identificar essas quantidades se dá, respectivamente, pela resposta à vazão no rio principal e pela umidade do solo. Essa premissa parte da ideia simplificada de que a água subterrânea na zona saturada é a única responsável (pelo menos nas escalas de tempo consideradas aqui) pela manutenção do escoamento de base. Desta forma,

$$S = S_{\text{nsat}} + S_{\text{sat}}, \quad (5.6)$$

em que S_{nsat} e S_{sat} são, respectivamente, os armazenamentos da zona não-saturada e saturada.

O primeiro é obtido a partir dos dados de umidade do solo θ_i medidos nas quatro profundidades i (vide seção 4.5), isto é,

$$S_{\text{nsat}} = \sum_{i=1}^4 z_i \theta_i, \quad (5.7)$$

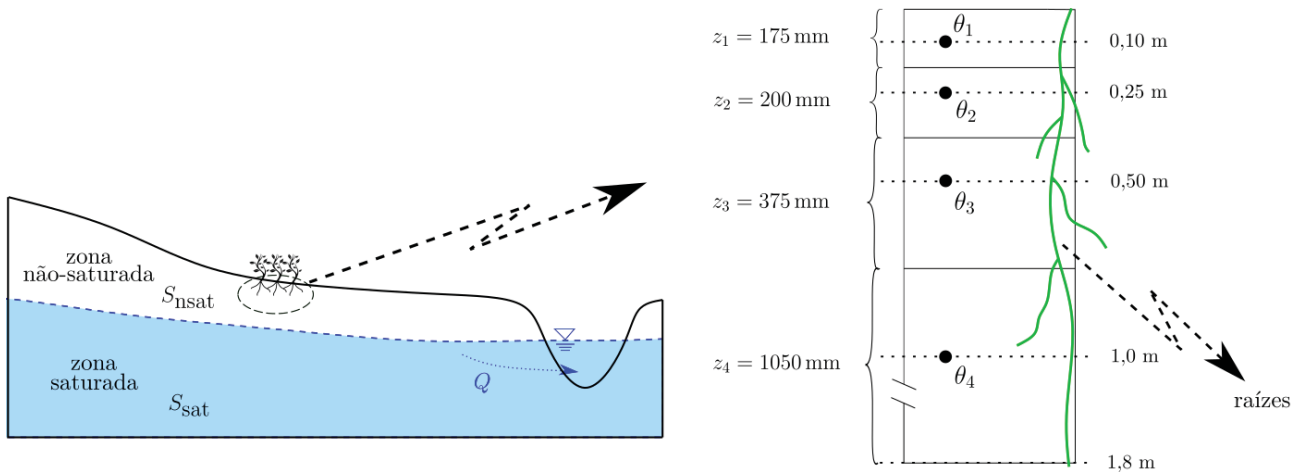


Figura 5.8: Espessuras representativas de cada sensor de umidade do solo na zona de raízes. No esquema do perfil de solo indicado, as linhas tracejadas sobre cada θ_i e os respectivos valores à direita indicam as profundidades em que os sensores estão instalados e os valores de z_i são mostrados à esquerda.

em que z_i são as espessuras representativas de cada sensor de umidade do solo. Dado que as medições de θ_i são feitas pontualmente e espaçadas de forma irregular, optou-se por distribuir os valores de z_i desde a superfície até a distância média entre cada sensor e do último até o final da zona de raízes, informada como 1,8 m de profundidade nos metadados das estações de fluxo, como pode ser visto na figura 5.8.

Para o armazenamento na zona saturada será aplicada a abordagem proposta por Dias e Kan (1999), que considera o armazenamento na bacia hidrográfica como sendo um reservatório linear, isto é

$$S = \tau Q, \quad (5.8)$$

em que τ é a constante de tempo de recessão da bacia, cujo valor é obtido através de uma análise de recessões, feita nos intervalos em que não há ocorrência de chuvas ($P = 0$) e longos o suficiente para que $E \approx 0$, quando comparado aos demais fluxos. Isso faz o balanço hídrico (equação 2.1) ser

$$\frac{dS}{dt} \leq -Q. \quad (5.9)$$

Derivando-se (5.8) obtém-se

$$\frac{dS}{dQ} = \tau, \quad (5.10)$$

e substituindo-se (5.9) e (5.10) em

$$\frac{dS}{dt} = \frac{dS}{dQ} \frac{dQ}{dt}, \quad (5.11)$$

obtém-se

$$-Q \geq \tau \frac{dQ}{dt}. \quad (5.12)$$

Integrando este resultado em intervalos constantes Δt chega-se a

$$Q(t + \Delta t) \leq Q(t)e^{-\Delta t/\tau}, \quad (5.13)$$

$$Q(t + \Delta t) \leq Q(t)\kappa, \quad (5.14)$$

em que κ é o coeficiente angular da reta que passa pela origem e que cobre os pontos na plotagem $Q(t + \Delta t) \times Q(t)$ nos períodos de recessão, chamada de envoltória superior. Esta é a análise linear de recessões que permite encontrar $\tau = -\Delta t / \ln(\kappa)$ e assim o armazenamento na zona saturada será

$$S_{\text{sat}} = \tau Q_r, \quad (5.15)$$

em que Q_r são as vazões ao final de cada recessão. As análises de recessão para as duas bacias são apresentadas na figura 5.9. Observa-se que os valores de κ são iguais a 0,9966 e 0,9960 para ITHA e ASHL, respectivamente, que resultam nas constantes τ iguais a 296 e 250 dias, com $\Delta t = 1$ dia. Importante notar que a obtenção da envoltória superior é uma tarefa um tanto quanto subjetiva e como apresentado em Kan (2005) é feita visualmente até que todos os pontos estejam abaixo da reta.

No entanto, durante a aplicação do método neste trabalho, notou-se que (i) essa tarefa visual é difícil e imprecisa e (ii) os valores de S_{sat} podem ser significativamente influenciados pela forma como a reta é posicionada, isto é, sua inclinação. Uma forma de automatizar a obtenção deste dado é extrair o maior valor dentre as razões $Q(t + \Delta t)/Q(t)$, excluindo-se da análise os dados oriundos de $Q(t + \Delta t) = Q(t)$ para evitar valores de $\kappa = 1$ e, conseqüentemente, $\tau \rightarrow \infty$. É interessante, também, eliminar valores muito próximo da reta 1:1 que podem não mais representar adequadamente a recessão, indicando uma situação em que a vazão praticamente não varia mais ao longo do tempo e de certa forma invalidando a relação entre S e Q pela equação (5.8).

Diante disso, uma opção é variar a inclinação desta reta de forma a não envolver todos os pontos, mas uma porcentagem deles. Por exemplo, as retas apresentadas na figura 5.9 mantêm abaixo de si 98% dos dados. Os dados deste trabalho permitiram testar o melhor valor de κ . Os resultados desta calibração são apresentados no apêndice A.

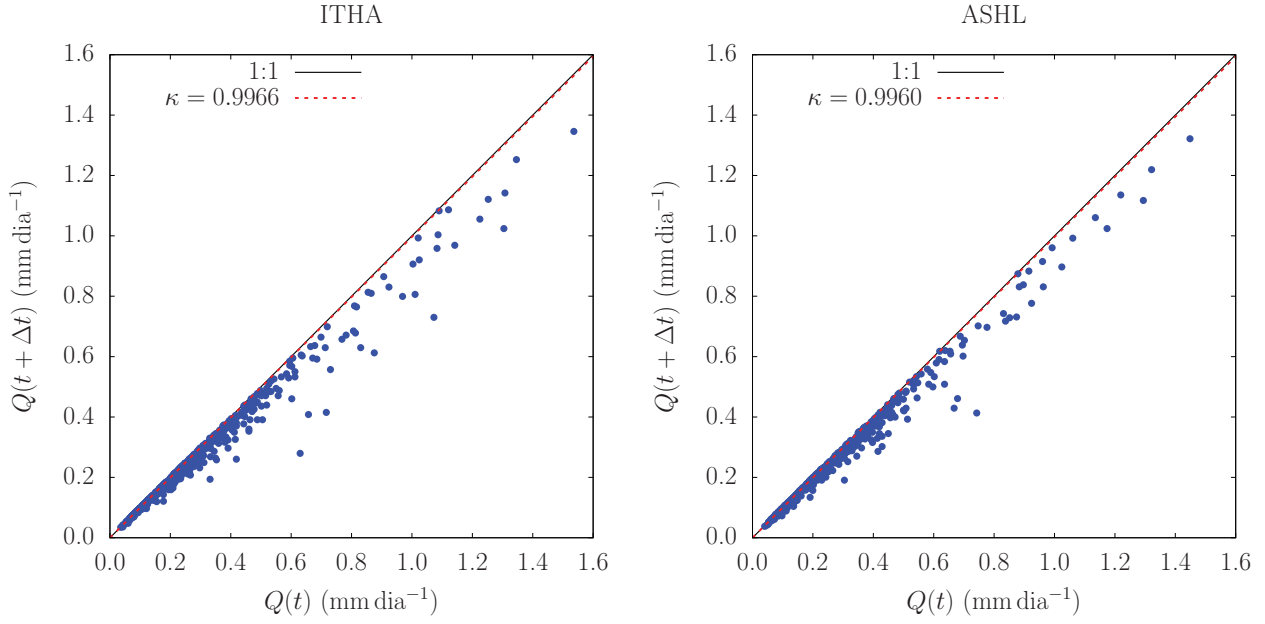


Figura 5.9: Análise de recessão linear para as duas bacias. Os pontos indicam os valores em que $Q(t) > Q(t + \Delta t)$. A linha tracejada em vermelho indica a inclinação da envoltória superior.

Na equação (5.6) as parcelas a serem somadas ocorrem em frequências de tempo diferentes. Enquanto S_{nsat} é obtido diariamente pelos dados diários de umidade do solo, S_{sat} ocorre em intervalos irregulares, ao final de cada recessão (chamados também, aqui, de períodos de recessão). Assim, cada parcela é calculada no seu intervalo original, mas somente os valores concomitantes são somados.

Neste ponto todos os termos do balanço hídrico estão disponíveis e é possível, portanto, estimar os resíduos ε da equação de balanço hídrico (2.1) através de

$$\frac{\varepsilon}{\langle P \rangle} = \frac{1}{\langle P \rangle} \left(\frac{\Delta S}{\Delta t} - \langle P \rangle + \langle E \rangle + \langle Q \rangle \right), \quad (5.16)$$

em que $\langle P \rangle$, $\langle E \rangle$, $\langle Q \rangle$ são a precipitação, evapotranspiração e vazão médias no intervalo Δt entre duas recessões ou então no período de um ano hidrológico. A média de longo prazo da precipitação $\overline{\langle P \rangle}$ é utilizada para adimensionalizar os resíduos. As figuras 5.10-a e 5.10-b mostram os resíduos para as duas bacias nos intervalos entre recessões, enquanto as figuras 5.10-c e 5.10-d para os períodos de ano hidrológico, neste caso em valores absolutos. Em todos os painéis são apresentados os valores considerando a evapotranspiração corrigida pelo balanço de energia (linhas vermelhas) e também considerando o fechamento do balanço hídrico (círculos azuis), conforme apresentado no final da seção 5.2. Também foram calculadas as médias mensais sazonais dos resíduos (em valores absolutos) a cada intervalo de balanço hídrico para toda a série de dados nas duas bacias, cujos valores são apresentados na figura 5.10-e.

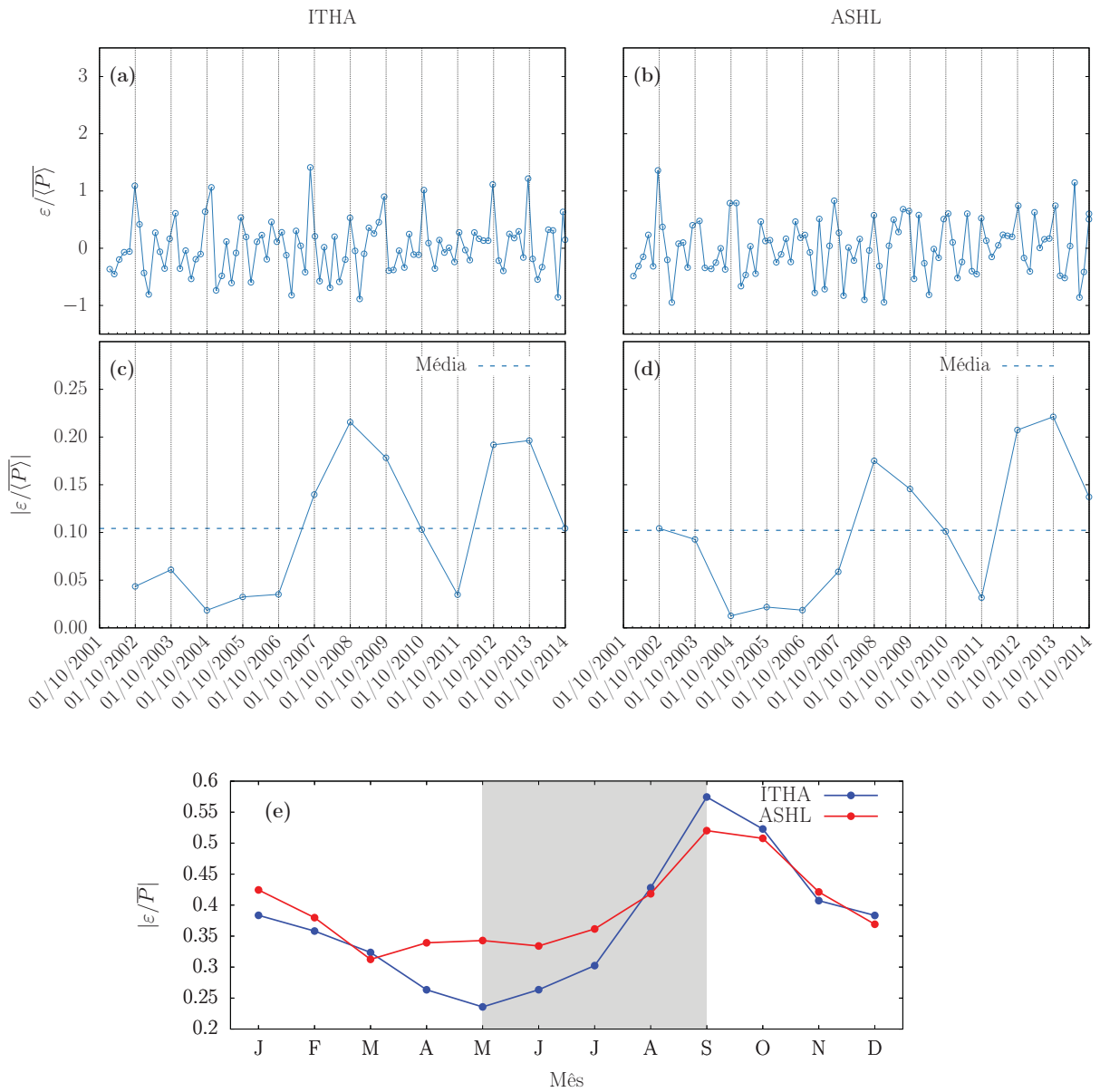


Figura 5.10: (a)–(b) Resíduos da equação de balanço hídrico adimensionalizados pela precipitação média para os períodos entre recessões (c)–(d) e em valores absolutos para os anos hidrológicos. As linhas tracejadas em (c) e (d) indicam suas respectivas médias de longo prazo. (e) Sazonalidade dos resíduos da equação de balanço hídrico, a cada intervalo entre recessões, adimensionalizados e em valores absolutos. A área em cinza indica o período de crescimento.

Pode-se notar que os resíduos nos intervalos de tempo menores variam bastante e isso pode ser explicado pela grande variabilidade dos dados que compõe o balanço neste intervalo. Já no intervalo em que se espera o fechamento do balanço hídrico, isto é, na escala de ano hidrológico, os valores são significativamente menores. As médias dos valores absolutos são de 10,4% (ITHA) e 10,2% (ASHL) considerando o fechamento pelo balanço hídrico.

Na bacia maior (ASHL) não apenas a média dos resíduos é sensivelmente menor como em mais anos estes valores ficam abaixo da média, diferentemente de ITHA que aparenta maior dispersão nos valores. Nas duas bacias em duas e três ocasiões os resíduos foram praticamente nulos, mas não em anos em comum (somente em 2007). Os três maiores resíduos em ITHA e três dos quatro maiores resíduos (próximos de 20%) aconteceram nos 2009, 2012 e 2013, que foram os anos mais secos do período (quando comparados à média do intervalo de estudo).

Da figura 5.10-e pode-se verificar dois períodos distintos. De novembro (metade do outono) a julho (pico da estação de crescimento) os valores médios de $|\varepsilon/\bar{P}|$ estão em torno de 0.35 enquanto de agosto a outubro estes valores crescem significativamente, com o pico no final da estação de crescimento. Este comportamento pode ter relação com a grande variabilidade espacial da umidade do solo, observada no mesmo período, como visto anteriormente na figura 5.2-i. Como será observado nas seções seguintes, isto pode ajudar a explicar alguns resultados obtidos na estimativa de evapotranspiração pelo método do balanço hídrico.

Se forem desconsiderados os resíduos, é possível utilizar a equação de balanço de duas formas: para se obter uma estimativa de S a partir dos dados de precipitação, vazão e evapotranspiração e o contrário, ou seja, estimar E a partir dos outros três. Esta última tarefa é feita na seção seguinte (5.4). A seguir será apresentada a estimativa de armazenamento pelo balanço hídrico e $\varepsilon \approx 0$, chamado aqui de S_b .

Esta estimativa pode ser feita, inclusive, em intervalos diários, já que os dados de P , Q e E estão disponíveis nesta frequência. Na figura 5.11 são apresentados, para as duas bacias, os valores de S e S_b , sendo este último mostrado somente nos mesmos intervalos de S , ou seja, ao final de cada recessão, por padronização. Também são mostrados os dados da missão GRACE (S_{grace}) nos dias de passagem dos satélites. Os valores de S_b e S_{grace} foram subtraídos de suas médias de longo prazo e somados à média de longo prazo de S para comparação adequada, já que esses dois não possuem um valor absoluto de referência. A figura 5.12 mostra a correlação entre as três estimativas de armazenamento. Como a maioria das datas do GRACE não coincidem com os finais de recessão, os dados de S_{grace} foram interpolados linearmente e extraídos os valores nos intervalos requeridos, apenas para fins desta comparação.

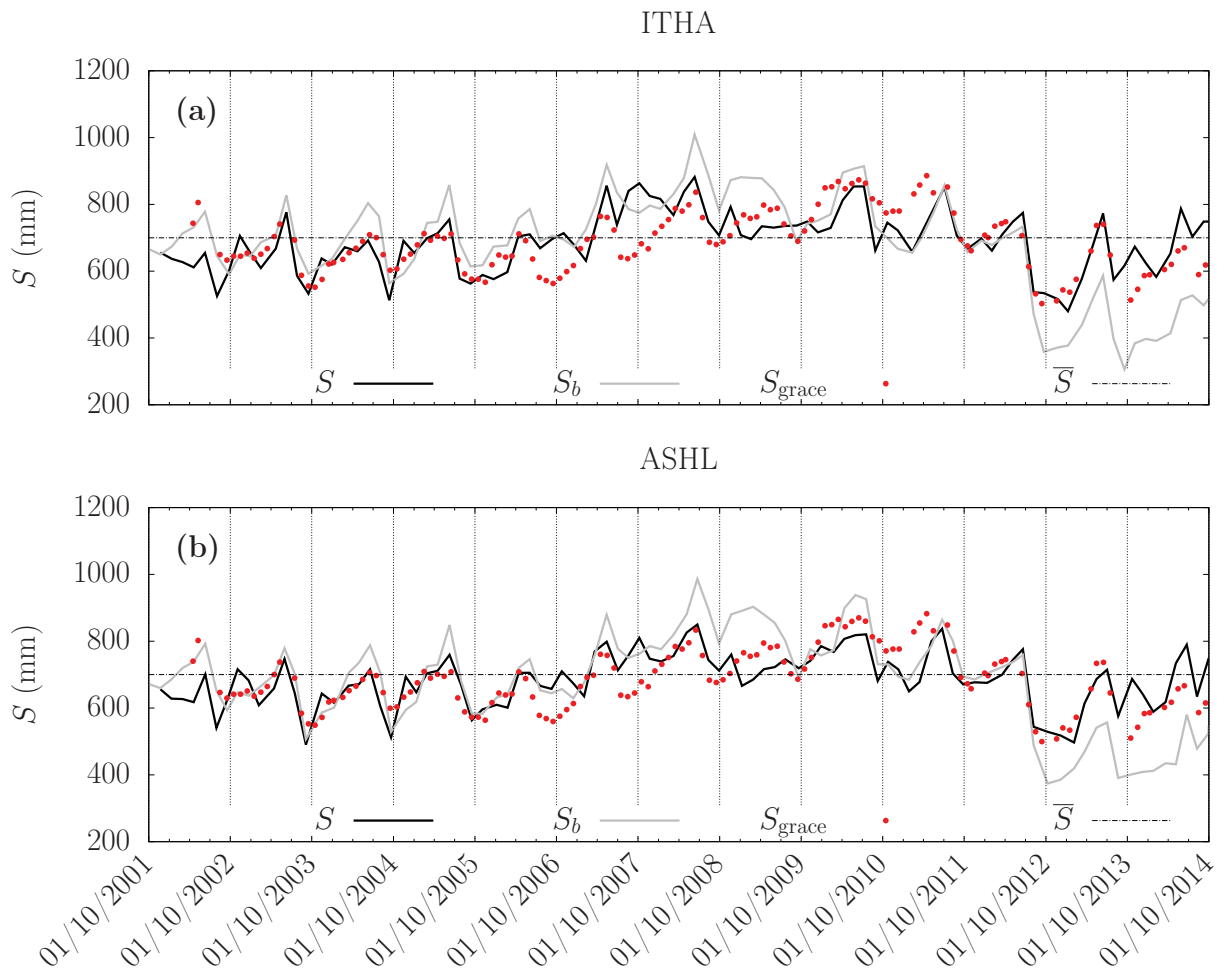


Figura 5.11: Estimativas do armazenamento em ITHA e ASHL para todo o período de estudo, nos ao final de cada recessão. A linha preta indica a soma da água armazenada nas zonas saturadas e não-saturadas ($S = S_{\text{sat}} + S_{\text{nsat}}$) e a linha cinza a estimativa a partir da equação de balanço hídrico com $\varepsilon \approx 0$ (S_b). Os dados do GRACE são mostrados nos pontos em vermelho, nos seus intervalos originais de medição. \bar{S} indica a média dos armazenamentos para todo o período de estudo.

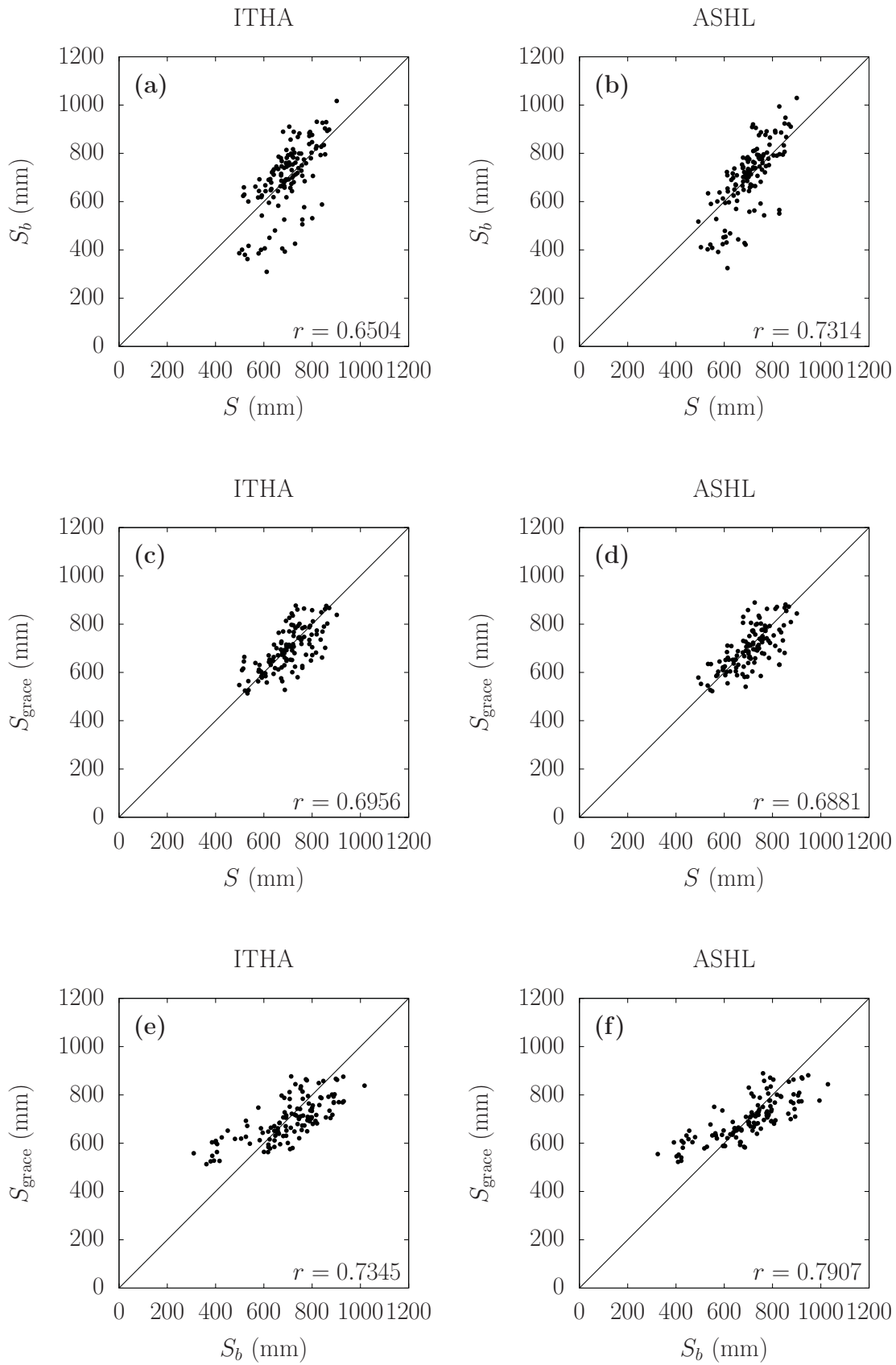


Figura 5.12: Correlações entre as três estimativas de armazenamento para as duas bacias. Em cada painel é apresentado o respectivo valor de r .

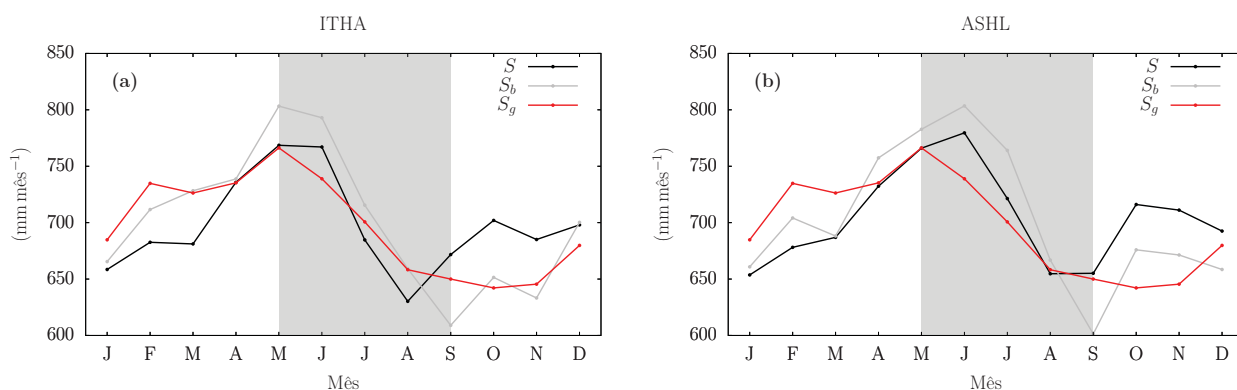


Figura 5.13: Sazonalidade das três estimativas de armazenamento para as duas bacias. A área em cinza indica o período de crescimento.

Nota-se que as três estimativas de armazenamento concordam bem entre si e surpreendentemente com os dados da missão GRACE, que são oriundos de um único ponto de grade sobre as bacias, mas que abrange uma área significativamente maior. Naturalmente, os períodos em que S e S_b mais se distanciam entre si são os dos anos 2008–2009 e 2012–2014, em que foram observados os maiores resíduos. Em termos de variabilidade é possível notar que S_b apresenta maiores amplitudes (vide também a figura 5.13) em relação a S , gerando mais valores extremos, especialmente nos anos relatados anteriormente. Já os dados do GRACE estão mais concentrados em torno da reta 1:1 nas figuras 5.12-c e 5.12-d, com maior similaridade aos dados de S . A maior correlação ocorre entre S_{grace} e S_b , no entanto a inclinação da reta de regressão (não mostrada) indica diferenças na amplitude dos valores; isso pode estar relacionado à grande área medição do GRACE e o contrário para S_b , que reflete o comportamento da bacia de forma mais realista e imediata.

É interessante notar que as três estimativas de armazenamento são feitas a partir de variáveis independentes, pois enquanto S provém majoritariamente dos dados de umidade do solo, além da vazão, S_b contém as variáveis medidas P , Q e E . Já os dados do GRACE são uma medição direta da variação do campo gravitacional sobre a região, resultado da variação da quantidade de água total no local.

Estes resultados reforçam a possibilidade de se estimar o armazenamento através de dados de vazão nas recessões, como já apresentado no método do balanço hídrico sazonal (BHS) proposto por Dias e Kan (1999) e agora complementado com os dados de umidade do solo. No entanto, é possível que o sucesso dessa aplicação seja específica de cada local e da proporção de cada componente de água armazenada no solo. Por exemplo, nas bacias estudadas aqui, o coeficiente de escoamento superficial médio anual é 13,0% e 12,3% para ITHA e ASHL, respectivamente,

o que pode indicar que a vazão (e consequentemente a água na zona saturada do solo) tem menor impacto sobre as estimativas de armazenamento frente à influência da umidade do solo (zona não-saturada). No entanto, não é possível ter certeza sem analisar outras bacias com comportamentos diferentes.

Além disso, outro fator que influencia a forma como o armazenamento é composto por S_{sat} e S_{nsat} , é a inclinação da envoltória κ na análise de recessão. Quanto mais pontos ela envolve, maior será o valor da constante de tempo de recessão τ e para os mesmos valores de vazão na recessão Q_r maiores serão os valores de S_{sat} . Por exemplo, para os valores de κ utilizados neste trabalho e mostrados anteriormente na figura 5.9, $S_{\text{sat}}/S \approx 0,08$ em ITHA e $\approx 0,09$ em ASHL.

5.4 Estimativas de evapotranspiração

A estimativa da evapotranspiração na escala da bacia hidrográfica foi feita pelo método do balanço hídrico e posteriormente comparada com as medições. Utilizando-se novamente a equação de balanço hídrico, com resíduos aproximadamente nulos é possível se obter a evapotranspiração média $\langle E \rangle$ através de

$$\langle E \rangle = \langle P \rangle - \langle Q \rangle - \frac{\Delta S}{\Delta t}. \quad (5.17)$$

Foram avaliadas quatro estimativas de $\langle E \rangle$, uma para cada estimativa de armazenamento: (i) utilizando-se S (equação 5.6), separando-se S em parcelas de (ii) S_{sat} e (iii) S_{nsat} e (iv) através de S_{grace} . Não será considerado o armazenamento pelo balanço hídrico S_b , pois o resultado, obviamente, seria recursivo. Note-se que obter $\langle E \rangle$ através de S_{sat} é o mesmo que utilizar o método do balanço hídrico sazonal (BHS) proposto por Dias e Kan (1999) e mais recentemente aplicado por da Silva (2021). Neste trabalho, porém, até onde foi levantado em literatura, será a primeira vez que resultados deste método são comparados a dados medidos.

Na aplicação da equação (5.17) é possível que em certos intervalos de tempo $\langle Q \rangle + \frac{\Delta S}{\Delta t} > \langle P \rangle$ e isso pode gerar valores irrealis de evapotranspiração negativa. Para corrigir este problema, os valores negativos de evapotranspiração E_- são forçados a zero e os valores positivos E_+ são reduzidos na mesma proporção a fim de manter a média de longo prazo, isto é,

$$E_+ = \frac{\text{soma}(E_+) + \text{soma}(E_-)}{\text{soma}(E_+)}.$$

A ocorrência destes valores, no entanto, é pequena em todo o período de estudo (4% em valores absolutos, em média, entre todos os métodos e para as duas bacias).

Para as estimativas de $\langle E \rangle$ utilizando-se S , S_{sat} e S_{nsat} , os valores são médias nos intervalos entre as recessões, enquanto para S_{grace} são para os períodos entre a passagem dos satélites. Nos dois casos, os intervalos de tempo médios são de 36 dias, aproximadamente. Para uniformização e comparações devidas, os resultados foram redistribuídos em escala mensal, de forma proporcional ao número de dias em que cada valor médio está presente no respectivo mês. Todas as estatísticas de erro foram calculadas para os intervalos mensais eliminando-se os meses anteriores a abril de 2002 para as estimativas que derivam de S , S_{sat} e S_{nsat} , para concordar com o período de operação da missão GRACE.

As figuras 5.14 (ITHA) e 5.15 (ASHL) mostram os resultados das quatro estimativas de E comparadas aos dados medidos (corrigidos pelo balanço hídrico). A tabela 5.2 mostra as estatísticas de erros das estimativas mensais comparadas aos dados medidos. Os resultados são avaliados através do coeficiente de correlação de Pearson (r), da REQM, do viés (VIÉS), do coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NASH) (Nash e Sutcliffe, 1970), do índice de desempenho de Willmott refinado (WILM) (Willmott et al., 2012) e do coeficiente de eficiência de Kling-Gupta modificado (KGE) (Kling et al., 2012). NASH e KGE variam de $-\infty$ a 1 e WILM de -1 a 1, sendo 1 o resultado do modelo perfeito nos três casos.

O diagrama de Taylor (Taylor, 2001) foi utilizado para comparar as diferentes estimativas de evapotranspiração, conforme mostrado na figura 5.16. Este diagrama tem a vantagem de concentrar três informações em uma única figura: (i) a correlação linear entre os valores estimados e os dados medidos ao longo do eixo azimutal; (ii) o desvio-padrão dos dados estimados (variando radialmente) em relação aos medidos (indicado pela linha tracejada); e (iii) a REQM nas isolinhas em torno da estrela que representa o dado medido.

Pela tabela 5.2 observa-se que as melhores estimativas são obtidas quando se utiliza S_{grace} e S , sendo o primeiro ligeiramente melhor para as duas bacias, com as diferenças reduzidas na bacia maior (ASHL). Já o pior resultado é obtido quando somente S_{sat} é utilizado, mas com resultados aceitáveis e comparáveis aos outros métodos. Utilizar somente S_{nsat} produz resultados intermediários. No diagrama de Taylor as diferenças ficam mais evidentes, em especial para a diferença de r e REQM entre os métodos que usam S_{grace} , S e S_{nsat} . Os dois últimos praticamente só diferem entre si no valor do desvio padrão, que por sua vez é bastante semelhante entre os dois primeiros.

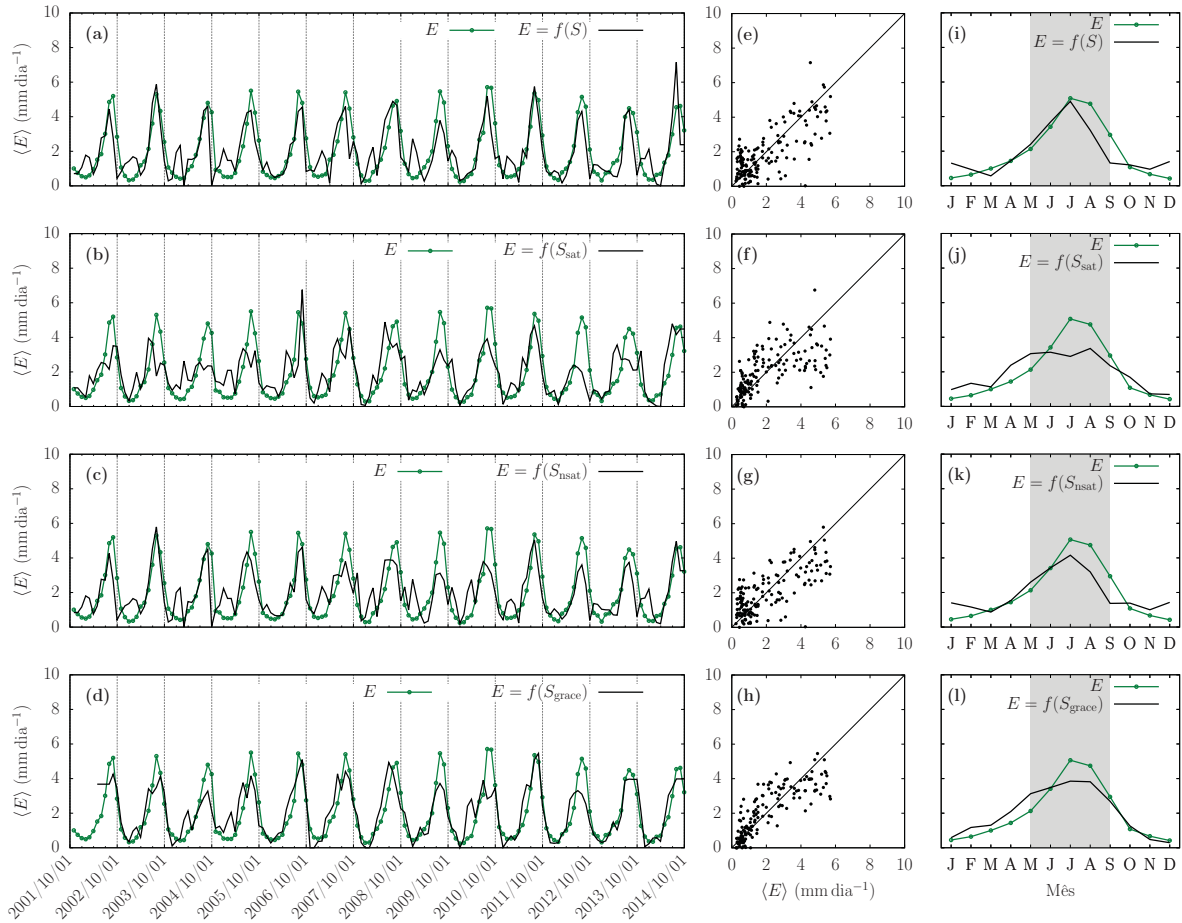


Figura 5.14: Resultados das estimativas de evapotranspiração em ITHA. (a)–(d) Médias de E em escala mensal para as quatro estimativas de armazenamento. (e)–(h) Correlação entre as estimativas (ordenadas) e os valores observados de E (abscissas). (i)–(l) Sazonalidade dos valores de E . As linhas pretas indicam as estimativas e as verdes os valores medidos. As áreas em cinza indicam o período de crescimento.

Tabela 5.2: Estatísticas de erros das estimativas de E comparadas aos dados medidos em ITHA e ASHL.

	r	REQM (mm dia ⁻¹)	VIÉS (mm dia ⁻¹)	NASH	WILM	KGE
ITHA						
$E = f(S)$	0,7693	1,0641	-0,0708	0,5753	0,7144	0,7540
$E = f(S_{\text{sat}})$	0,6675	1,2269	-0,0392	0,4354	0,6735	0,6012
$E = f(S_{\text{nsat}})$	0,7352	1,1101	-0,0608	0,5378	0,6914	0,6645
$E = f(S_{\text{grace}})$	0,8364	0,8973	0,0093	0,6980	0,7623	0,7915
ASHL						
$E = f(S)$	0,7826	1,0171	-0,0805	0,5963	0,7170	0,7700
$E = f(S_{\text{sat}})$	0,6371	1,2456	-0,0492	0,3944	0,6722	0,5629
$E = f(S_{\text{nsat}})$	0,7600	1,0423	-0,0585	0,5760	0,7052	0,6848
$E = f(S_{\text{grace}})$	0,8333	0,8915	0,0096	0,6898	0,7594	0,8038

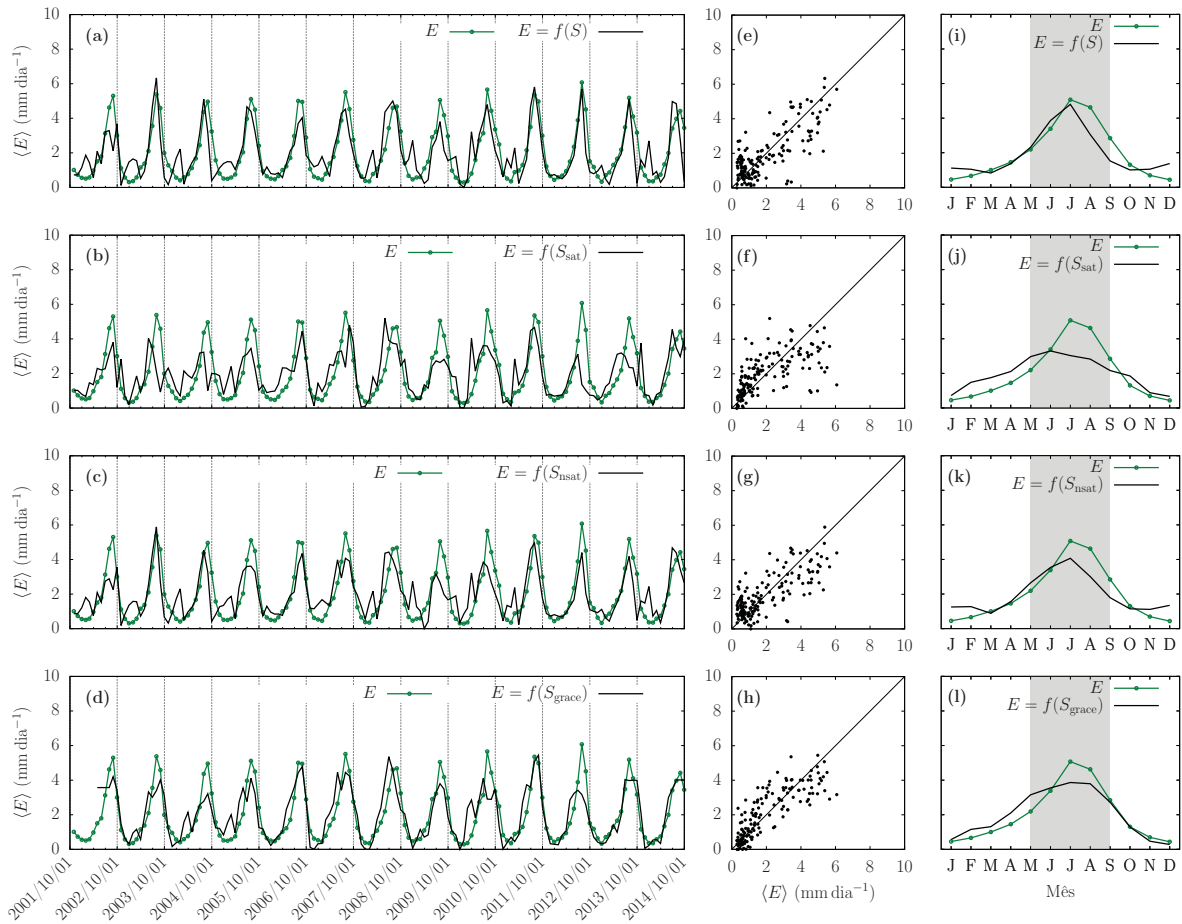


Figura 5.15: Resultados das estimativas de evapotranspiração em ASHL. (a)–(d) Médias de E em escala mensal para as quatro estimativas de armazenamento. (e)–(h) Correlação entre as estimativas (ordenadas) e os valores observados de E (abscissas). (i)–(l) Sazonalidade dos valores de E . As linhas pretas indicam as estimativas e as verdes os valores medidos. As áreas em cinza indicam o período de crescimento.

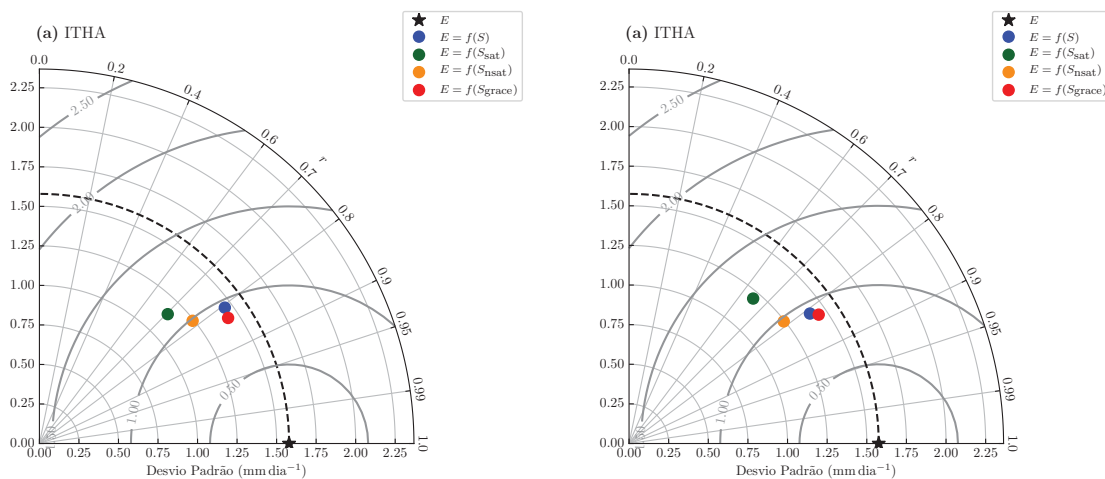


Figura 5.16: Diagrama de Taylor para as estimativas de evapotranspiração em ITHA e ASHL. Os dados medidos são representados pela estrela no eixo horizontal, cujo valor do desvio padrão é indicado pela linha tracejada. Cada estimativa (círculos coloridos) está disposta de forma a indicar radialmente seu desvio padrão e ao longo do eixo azimutal a correlação linear com as medições. As isolinhas circulares cinzas, com centro nos dados medidos, indicam a REQM.

Dado que os coeficientes de correlação são relativamente próximos entre as estimativas com S_{grace} , S e S_{nsat} , pode-se observar outras diferenças nas plotagens de sazonalidade, nas figuras 5.14-i a 5.14-l, em ITHA (a análise da figura 5.15, em ASHL, é semelhante). Percebe-se que E a partir de S_{grace} superestima os valores de fevereiro a maio e subestima de julho a setembro, sendo mais acurado nos meses de inverno. Este comportamento mais suavizado pode ser resultado da grande área de observação dos satélites e pode explicar seus valores menores de REQM e VIÉS, já que um período compensa o outro.

Já a evapotranspiração a partir de S responde muito bem aos períodos de fevereiro a julho (final do inverno até metade do período de crescimento dos cultivos) mas descola sensivelmente dos dados medidos, subestimando E em agosto e setembro, e superestimando posteriormente no inverno. Nota-se que este comportamento é muito similar à estimativa de E a partir de S_{nsat} e que como já visto, é o principal componente de S , isto é, impondo à estimativa forte dependência do armazenamento à umidade do solo na zona não-saturada.

Neste caso, supondo-se que umidade do solo é importante na estimativa de E a partir de S , é possível explicar porque esta estimativa é pior nos meses de agosto e setembro (o final do período de crescimento) à luz dos resultados obtidos nas figuras 5.2-i e 5.10-e, em que ficou evidente que, nestes períodos, se observa a maior variabilidade espacial da umidade do solo superficial e também os maiores resíduos na equação de balanço hídrico. Isso mostra que poucas medições pontuais de umidade do solo (neste caso, em 3 sítios muito próximos entre si e na borda da bacia maior), mesmo que ponderadas pelas áreas irrigadas e não-irrigadas, e que constituem a maior parte das bacias estudadas, podem não ser suficientes para representar adequadamente esta variável. Apesar da subestimativa neste período, o método conseguiu representar o padrão sazonal de evapotranspiração.

Apesar de apresentar os piores resultados nas métricas estatísticas analisadas para a estimativa de E a partir S_{sat} nota-se que este método pode apresentar resultados razoáveis, com o tramo inicial da curva de sazonalidade (janeiro a junho) similar à estimativa obtida de S_{grace} . Além disso, como mostrado por Dias e Kan (1999), este método pode ser incrementado com aplicação do modelo de evapotranspiração hidrometeorológico (MEH), com adição de variáveis meteorológicas ao modelo. Nas estimativas feitas aqui, ao se somar S_{sat} à S_{nsat} (para obter S) foi observado que os resultados das estimativas de E melhoraram as estatísticas.

5.5 Relações entre umidade do solo e evapotranspiração

Como foi apresentado na seção 2.2.2, estudar a relação entre a umidade do solo e a evapotranspiração (ou da fração evaporativa $FE = LE/(R_n - G)$) pode auxiliar no entendimento do comportamento de E em função de θ . Com os dados disponíveis neste trabalho foi possível avaliar esta relação nos três campos de medição (US-Ne1, US-Ne2 e US-Ne3). As análises foram feitas para cada campo separadamente já que, conforme visto na seção 2.2.2, estas relações são, em geral, específicas do local ou da relação tipo de planta e tipo de solo.

Todas as profundidades de medição de umidade do solo foram consideradas através da média ponderada (θ_{med}) pelas espessuras representativas z_i (vide figura 5.8)

$$\theta_{\text{med}} = \frac{\sum_{i=1}^4 z_i \theta_i}{\sum_{i=1}^4 z_i}. \quad (5.18)$$

No cálculo da fração evaporativa, os valores de LE foram corrigidos de acordo com o fechamento do balanço de energia, conforme apresentado na seção 5.2. Para uma melhor identificação da variabilidade sazonal a análise foi feita para cada um dos meses do ano, agrupando-se os dados de todos os anos do período de estudo (2002 a 2014). Além disso, foram calculadas as médias, as medianas e os quartis de θ_{med} em faixas de 1% de umidade do solo, entre os valores mínimo e máximo de cada mês. As relações entre FE e θ_{med} são mostradas nas figuras 5.17 (US-Ne1), 5.18 (US-Ne2), 5.19 (média entre US-Ne1 e US-Ne2) e 5.20 (US-Ne3).

Pode-se observar, através das médias e medianas dos intervalos de θ_{med} , um comportamento semelhante em todos os campos de medição, que pode ser dividido em três períodos distintos: (i) nos meses de outubro a março ocorre uma grande dispersão dos dados, sem nenhuma relação definida entre FE e θ_{med} ; (ii) nos meses de abril, maio e junho, uma relação aproximadamente linear pode ser identificada, em especial em maio e junho (que são os primeiros meses do período de crescimento). Este comportamento fica mais evidente no campo não-irrigado (US-Ne3). (iii) Valores de FE praticamente constantes e próximos de 1 para toda a faixa de variação de θ_{med} nos meses de julho e agosto (a segunda fase do período de crescimento).

Pode-se dizer que a fração evaporativa, nos meses de abril a junho, depende mais da variação de umidade, ou seja, o equivalente ao regime limitado pela umidade do solo (ou regime transitório). Já nos meses de julho e agosto nota-se o regime úmido ou regime limitado pela energia, isto é, em que a evapotranspiração será aproximadamente a mesma, variando apenas com a disponibilidade de energia ($R_n - G$), sendo independente da umidade no solo.

A identificação destes regimes é similar aos descritos por Vivoni et al. (2008), Seneviratne et al. (2010), Ford et al. (2014) e outros (vide figura 2.1), mas que somente foram melhor visualizados quando a separação mensal foi aplicada. Isso pode indicar como a relação entre a evapotranspiração e a umidade do solo é alterada de acordo com o estágio de crescimento da vegetação.

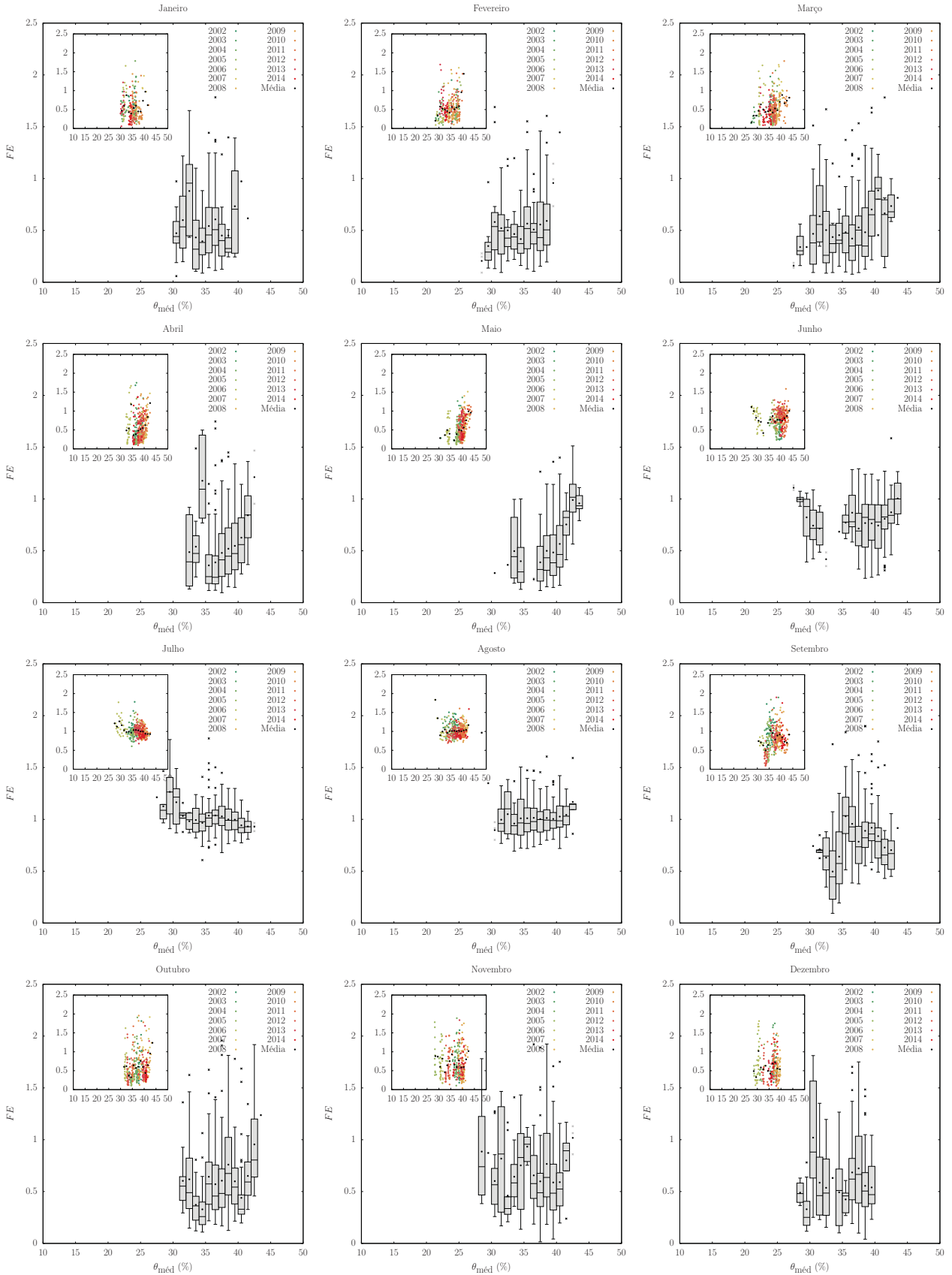


Figura 5.17: Relação entre a fração evaporativa (FE) e umidade do solo ponderada pelas espessuras z_i (θ_{med}) separadas mensalmente no campo de milho irrigado US-Ne1. Todos os pontos de 2002 a 2014 estão plotados nas subfiguras de cada painel, para o respectivo mês, identificadas em cada ano pelas cores da legenda. Cada *boxplot* é correspondente à uma faixa de 1% de θ_{med} . Os pontos pretos são as médias de cada de cada faixa, as cruces pretas são *outliers* e as cruces cinzas são valores de FE em cuja faixa existem apenas 2 ou 3 pontos.

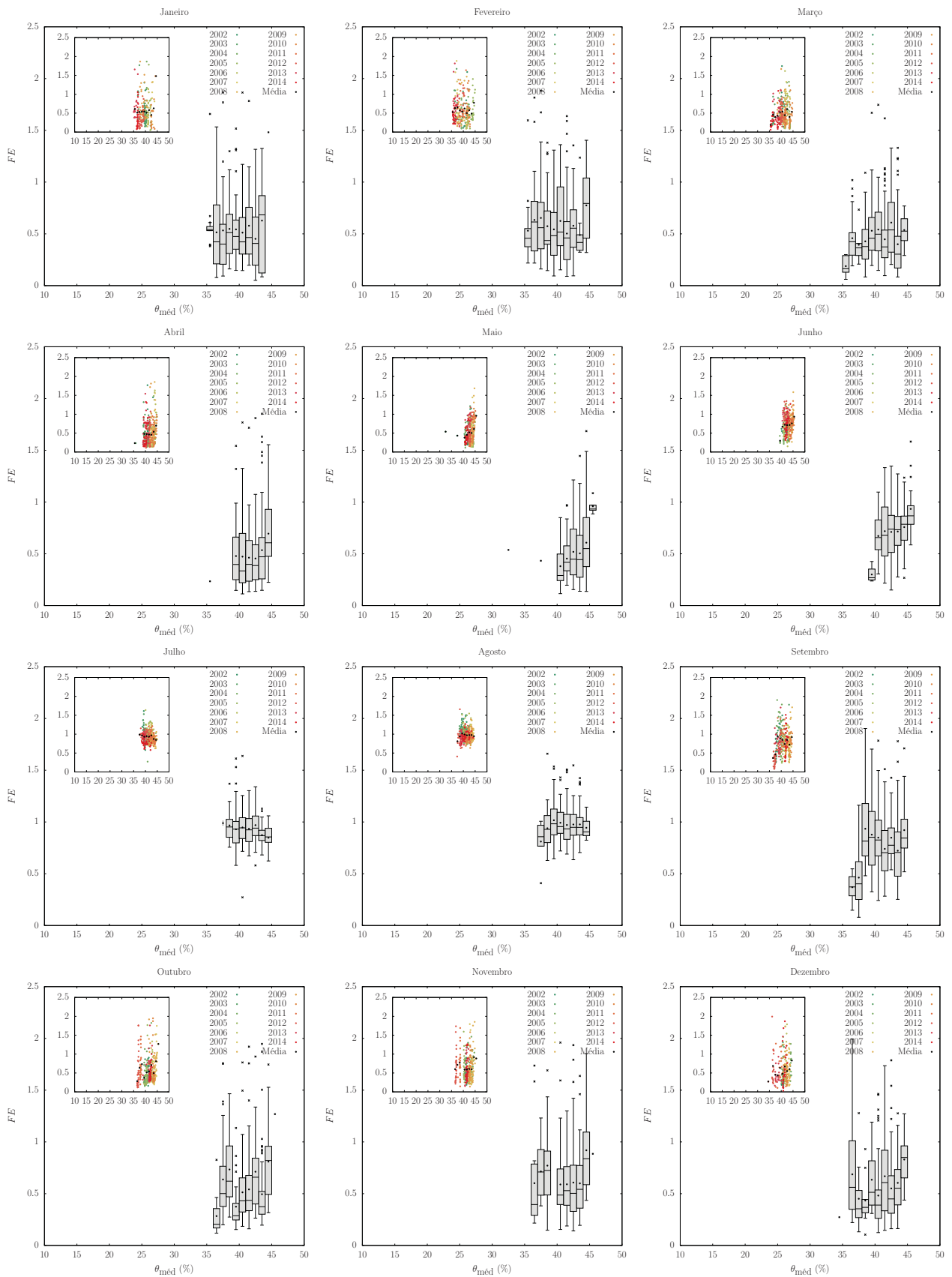


Figura 5.18: Relação entre a fração evaporativa (FE) e umidade do solo ponderada pelas espessuras z_i (θ_{med}) separadas mensalmente no campo de rotação de milho e soja irrigado US-Ne2. Todos os pontos de 2002 a 2014 estão plotados nas subfiguras de cada painel, para o respectivo mês, identificadas em cada ano pelas cores da legenda. Cada *boxplot* é correspondente à uma faixa de 1% de θ_{med} . Os pontos pretos são as médias de cada de cada faixa, as cruces pretas são *outliers* e as cruces cinzas são valores de FE em cuja faixa existem apenas 2 ou 3 pontos.

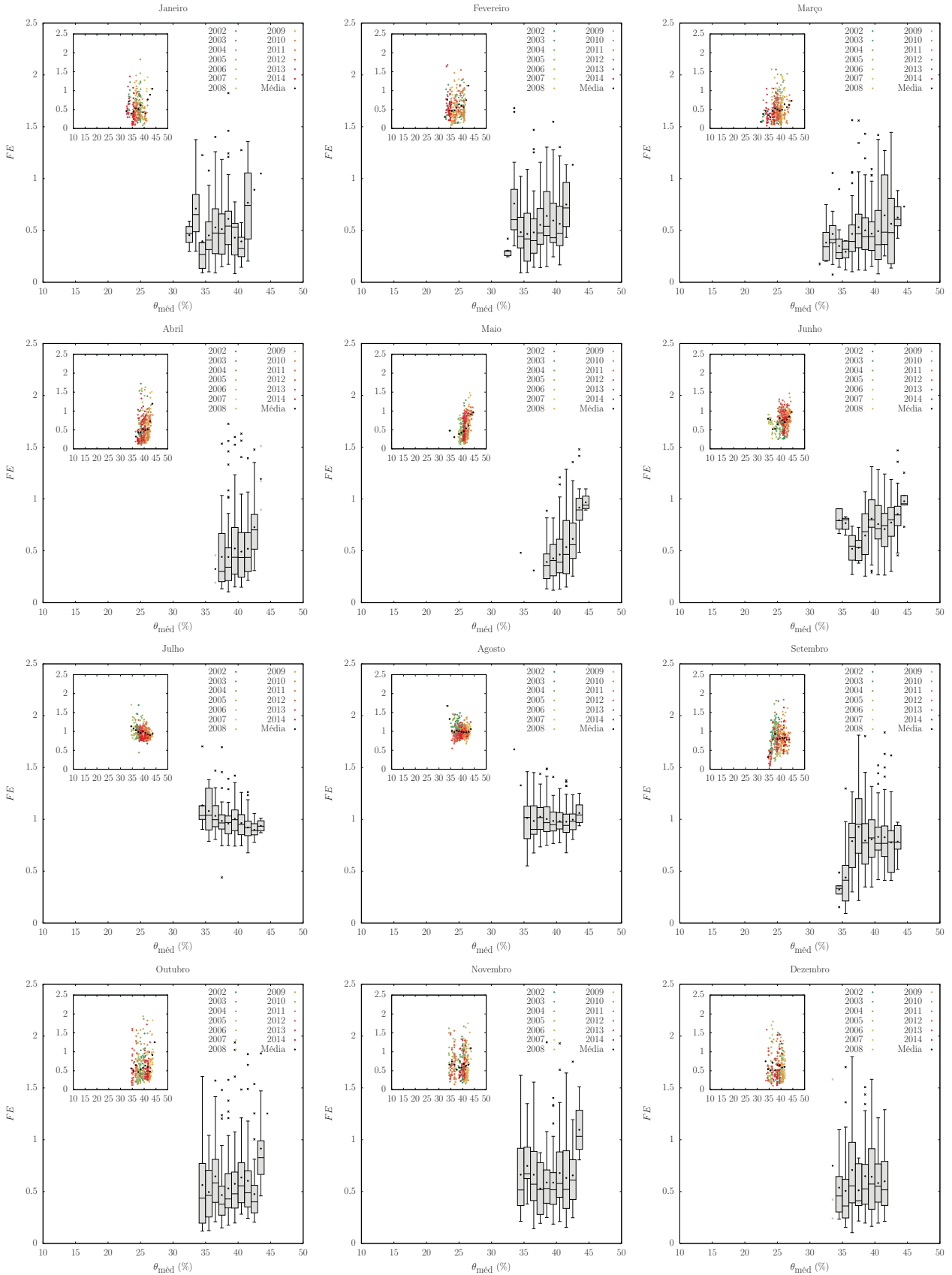


Figura 5.19: Relação entre a fração evaporativa (FE) e umidade do solo ponderada pelas espessuras z_i (θ_{med}) separadas mensalmente. Médias entre os dados dos campos irrigados US-Ne1 e US-Ne2. Todos os pontos de 2002 a 2014 estão plotados nas subfiguras de cada painel, para o respectivo mês, identificadas em cada ano pelas cores da legenda. Cada *boxplot* é correspondente à uma faixa de 1% de θ_{med} . Os pontos pretos são as médias de cada de cada faixa, as cruces pretas são *outliers* e as cruces cinzas são valores de FE em cuja faixa existem apenas 2 ou 3 pontos.

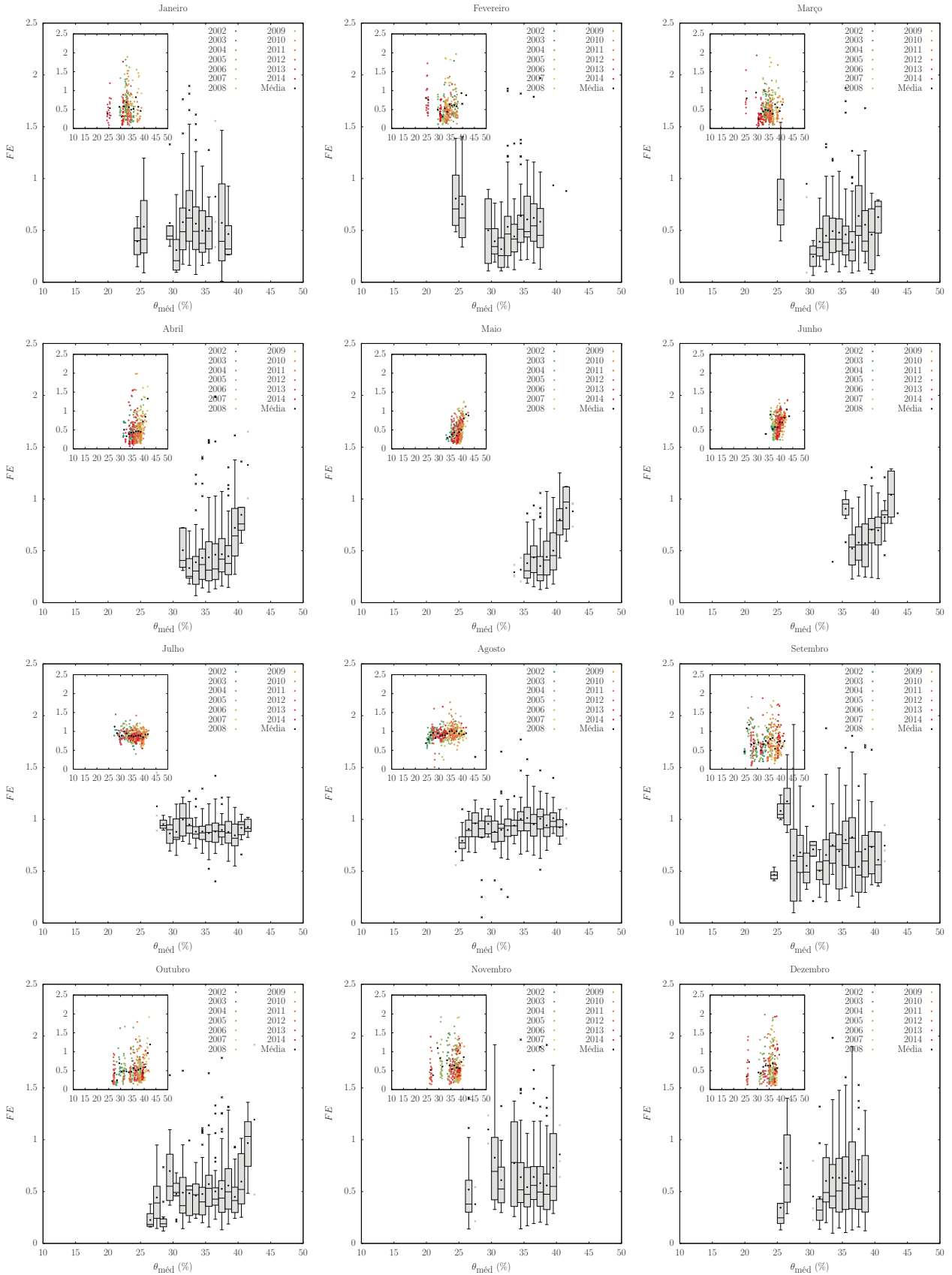


Figura 5.20: Relação entre a fração evaporativa (FE) e umidade do solo ponderada pelas espessuras z_i (θ_{med}) separadas mensalmente no campo de rotação de milho e soja não-irrigado US-Ne3. Todos os pontos de 2002 a 2014 estão plotados nas subfiguras de cada painel, para o respectivo mês, identificadas em cada ano pelas cores da legenda. Cada *boxplot* é correspondente à uma faixa de 1% de θ_{med} . Os pontos pretos são as médias de cada de cada faixa, as cruces pretas são *outliers* e as cruces cinzas são valores de FE em cuja faixa existem apenas 2 ou 3 pontos.

Capítulo 6

Conclusões

Neste trabalho foi avaliado o balanço hídrico e de energia em duas bacias agrícolas através da análise da variação do armazenamento, utilizando dados localmente medidos de vazão, precipitação, evapotranspiração e umidade do solo, além de informações de sensoriamento remoto. Estas informações foram utilizadas para avaliar a variabilidade temporal da água armazenada nas bacias, os resíduos associados e a variabilidade espaço-temporal da evapotranspiração e umidade do solo.

Também foi desenvolvido um grupo de métodos de preenchimento de falhas em dados de fluxo de calor latente. O método dos períodos análogos (MPA) mostrou-se bastante útil para preenchimento de séries de LE quando não se tem outra informação de suporte, a não ser o próprio dado em questão, além de ser um método de simples implementação. Os resultados dos testes em 5 estações de fluxo da rede AmeriFlux mostraram que o MPA obteve melhor desempenho que o único método (o VDM) até então existente com a mesma característica, isto é, não depender de outros dados, em especial para falhas de menor tamanho, as mais comuns nas séries temporais. Além disso, as versões multivariadas do MPA também foram melhores que os métodos de regressão linear similares, especialmente por incluir como variável adicional a própria variável a ser preenchida.

Com relação aos estudos do balanço hídrico nas bacias ITHA e ASHL do rio Wahoo, pôde-se constatar alguns resultados interessantes. Primeiramente foi observado que forçar o fechamento do balanço de energia para os dados de LE e H conduziu a valores mais consistentes de E quando comparado ao fechamento do balanço hídrico de longo prazo. Este resultado segue conclusões semelhantes a de outros trabalhos como Steinwand et al. (2006); Kosugi e Katsuyama (2007); Scott (2010); Barr et al. (2012) e Mauder et al. (2018), com concordância do balanço

hídrico de longo prazo de 96,7% e 98,2% em ITHA e ASHL, respectivamente. Pôde-se ainda notar que incluir o termo de energia de assimilação de carbono não mudou significativamente o balanço de energia. Além disso, uma possível recarga profunda do aquífero pode explicar a quantidade faltante para o fechamento do balanço hídrico.

As medições pontuais de evapotranspiração nos campos irrigados US-Ne1 e US-Ne2 e não-irrigado US-Ne3 se mostraram representativas das bacias hidrográficas, pois estas são compostas principalmente deste tipo de cobertura de solo. Além disso, foi possível confirmar a homogeneidade desta variável nas bacias de forma indireta através de análises de sensoriamento remoto com dados de radiação da superfície e índice NDVI. Por outro lado, as medições de umidade do solo superficial obtidas pela missão SMAP mostraram que a variabilidade espacial desta variável é significativa, especialmente nos meses de junho, julho e agosto, período que compreende o pico e o final da estação de crescimento.

A análise das variáveis disponíveis nas bacias permitiu estudar os resíduos da equação de balanço hídrico em escala aproximadamente mensal e em escala anual. Neste segundo caso, foram observados valores médios de 10% para as duas bacias mesmo quando o balanço hídrico de longo prazo não foi forçado a fechar, considerando apenas o fechamento do balanço de energia para os dados de LE . Estes valores são similares aos obtidos por Scott (2010) e Graf et al. (2014), por exemplo, em bacias muito menores (1,5–1,9 ha e 38,52, respectivamente). Os maiores valores dos resíduos agrupados mensalmente foram observados no final do período de crescimento.

Estimativas de armazenamento S foram feitas considerando-se a zona não-saturada (S_{nsat}) e saturada (S_{sat}) do solo e considerando a equação de balanço hídrico com $\varepsilon = 0$. Os dois resultados concordaram bem com as medições de armazenamento obtidas pela missão GRACE (S_{grace}), mesmo considerando um único ponto de grade sobre as bacias, que sozinho contempla uma área muito maior que a da bacia hidrográfica.

As estimativas de armazenamento S , S_{sat} , S_{nsat} e S_{grace} foram usadas para estimar a evapotranspiração pelo balanço hídrico. Novamente, resultados encorajadores foram obtidos, com os melhores resultados sendo observados com uso de S_{grace} e S . Além disso, utilizar somente os dados de umidade do solo para se obter o armazenamento produziu bons resultados. O método do balanço hídrico sazonal (BHS), para obtenção de S_{sat} também gerou valores de evapotranspiração razoáveis. As estimativas são comparáveis a outros trabalhos similares, como

Wilson et al. (2001), que encontrou uma diferença anual média de 10% entre os valores estimados e medidos. Neste trabalho, em base anual, as diferenças foram 9% (com S), 11% (com S_{sat} e S_{nsat}) e 8% com S_{grace} , em ASHL, por exemplo.

Notadamente, o período de pior resultado de evapotranspiração utilizando-se S foi o mesmo em que variabilidade espacial da umidade do solo superficial foi maior e em que os resíduos foram maiores. E como foi visto, os valores de S , e conseqüentemente de E , nestas bacias possuem grande dependência com a umidade do solo.

Este trabalho mostrou a importância de um método relativamente simples, o método do balanço hídrico, tanto para estimativas de evapotranspiração quanto para o acoplamento com o balanço de energia. Além disso, nota-se que o uso de boas e cuidadosas medições *in situ*, que representem bem a bacia estudada, em conjunto com os dados de sensoriamento remoto, cada vez mais difundidos e com melhores resolução espacial e temporal, podem ajudar a se obter melhor entendimento do ciclo hidrológico, e que poderá melhorar o gerenciamento deste recurso e a previsibilidade destas variáveis seja em escala local, regional ou mesmo global.

Os resultados deste trabalho levantaram oportunidades para futuras investigações e algumas recomendações importantes.

Primeiramente a de que a medição da umidade do solo em bacias pode trazer importantes ganhos nas estimativas de S , especialmente quando associadas à medição da vazão, variável esta que já é bastante difundida. Foi mostrado que juntar as estimativas de armazenamento nas zonas não-saturadas e saturadas (pelo BHS) melhorou os resultados. Assim, nota-se que para boas estimativas de evapotranspiração pelo método do balanço hídrico passa pela instrumentação bem distribuída da umidade do solo a fim de capturar as possíveis variações espaciais desta variável.

Observou-se que nestas bacias especificamente, em que a proporção de S_{sat} é muito menor que a de S_{nsat} em S , as estimativas de evapotranspiração pelo segundo é melhor e muito semelhante ao armazenamento total. Estudos semelhantes em outras bacias podem mostrar se existe uma relação entre a proporção de S_{sat} com os valores de coeficiente de escoamento superficial médio nas bacias e se nos casos em que Q/P for maior, os valores de estimativas usando apenas o BHS podem ser melhores.

Os bons resultados obtidos com as medições do GRACE utilizando-se apenas um ponto de grade também elevam o interesse por outros estudos em outras bacias deste porte, isto é, menores que a escala de medição do GRACE.

Outra análise menos explorada neste trabalho mas que também pode auxiliar o entendimento do balanço hídrico, em especial através da evapotranspiração, é o estudo das relações entre a fração evaporativa e a umidade do solo. Foi observado que nos meses de julho e agosto a fração evaporativa foi aproximadamente constante para todas as faixas de variação de umidade do solo, o que pode indicar um regime independente da umidade do solo e limitado pela energia. Mais estudos poderiam indicar se esta situação confirma, também, a menor acurácia do método do balanço hídrico para evapotranspiração neste período.

Referências Bibliográficas

- Abudu, S., Bawazir, A. S., e King, J. P. (2009). Infilling missing daily evapotranspiration data using neural networks. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 136(5):317–325.
- Alavi, N., Warland, J. S., e Berg, A. A. (2006). Filling gaps in evapotranspiration measurements for water budget studies: evaluation of a Kalman filtering approach. *Agricultural and Forest Meteorology*, 141(1):57–66.
- Aubinet, M., Vesala, T., e Papale, D. (2012). *Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis*. Springer Science & Business Media.
- Baffaut, C., Baker, J. M., Biederman, J. A., Bosch, D. D., Brooks, E. S., Buda, A. R., Demaria, E. M., Elias, E. H., Flerchinger, G. N., Goodrich, D. C., et al. (2020). Comparative analysis of water budgets across the US Long-Term Agroecosystem Research network. *Journal of Hydrology*, página 125021.
- Bamberger, I., Hörtnagl, L., Walser, M., Hansel, A., e Wohlfahrt, G. (2014). Gap-filling strategies for annual VOC flux data sets. *Biogeosciences*, 11(8):2429–2442.
- Barr, A., Van der Kamp, G., Black, T., McCaughey, J., e Nesic, Z. (2012). Energy balance closure at the BERMS flux towers in relation to the water balance of the White Gull Creek watershed 1999–2009. *Agricultural and Forest Meteorology*, 153:3–13.
- Barr, J. G., Engel, V., Fuentes, J. D., Zieman, J. C., O'Halloran, T. L., Smith III, T. J., e Anderson, G. H. (2010). Controls on mangrove forest-atmosphere carbon dioxide exchanges in western Everglades National Park. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 115(G2).
- Barr, J. G. e Fuentes, J. (2016). (2004-) AmeriFlux US-Skr Shark River Slough (Tower SRS-6) Everglades, Dataset.

- Beckie, R. (2005). *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Capítulo 5: Fundamental hydrologic equations, páginas 59–75. John Wiley & Sons Ltd.
- Beven, K. J. (2011). *Rainfall-runoff modelling: the primer*. John Wiley & Sons.
- BGI (2020). Department Biogeochemical Integration. Max Planck Institute for Biogeochemistry. REddyProcWeb online tool. Acesso em: 29 de dezembro de 2019.
- Boudhina, N., Zitouna-Chebbi, R., Mekki, I., Jacob, F., Ben Mechlia, N., Masmoudi, M., e Prévot, L. (2018). Evaluating four gap-filling methods for eddy covariance measurements of evapotranspiration over hilly crop fields. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 7(2):151–167.
- Bowen, I. S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical review*, 27(6):779.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. Springer Science & Business Media.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction*. Cambridge University Press.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., e Mays, L. W. (1988). *Applied hydrology*. McGraw-Hill.
- Cleverly, J. R., Dahm, C. N., Thibault, J. R., Gilroy, D. J., e Coonrod, J. E. A. (2002). Seasonal estimates of actual evapo-transpiration from *Tamarix ramosissima* stands using three-dimensional eddy covariance. *Journal of Arid Environments*, 52(2):181–197.
- Collischonn, W. e Dornelles, F. (2013). *Hidrologia para engenharia e ciências ambientais*, volume 1. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos.
- Costa, M. A. e Mineti, L. (2019). DTScanF: Dynamic Time Scan Forecasting. doi: 10.5281/zenodo.2603008.
- Costa, M. A., Mineti, L. B., Prates, M. O., e Cardenas, R. R. (2019). Dynamic Time Scan Forecasting. *arXiv preprint arXiv:1906.05399*.
- da Silva, N. S. (2021). Estimativas de evapotranspiração utilizando o método do balanço hídrico sazonal. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Paraná.
- DAAC, O. (2018a). MODIS and VIIRS Land Products Global Subsetting and Visualization Tool. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. Acesso em 07 de agosto de 2020. Série de dados obtidas para o produto MYD11A2 em 41.2592N,96.7221W, entre 2000-01-01 e 2020-07-31 e tamanhos 201 x 201 km.

- DAAC, O. (2018b). MODIS and VIIRS Land Products Global Subsetting and Visualization Tool. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. Acesso em 07 de agosto de 2020. Série de dados obtidas para o produto MYD13Q1 em 41.2592N,96.7221W, entre 2000-01-01 e 2020-07-31 e tamanhos 200.25 x 200.25 km.
- DAAC, O. (2018c). MODIS and VIIRS Land Products Global Subsetting and Visualization Tool. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. Acesso em 02 de agosto de 2021. Série de dados obtidas para o produto MOD16A2 em 41.4048N,96.8854W, entre 2000-01-01 e 2021-07-26 e tamanhos 2.5 x 2.5 km.
- Das, N. N., Entekhabi, D., Dunbar, R. S., Chaubell, M. J., Colliander, A., Yueh, S., Jagdhuber, T., Chen, F., Crow, W., O'Neill, P. E., Walker, J. P., Berg, A., Bosch, D. D., Caldwell, T., Cosh, M. H., Collins, C. H., Lopez-Baeza, E., e Thibeault, M. (2019). The SMAP and Copernicus Sentinel 1A/B microwave active-passive high resolution surface soil moisture product. *Remote Sensing of Environment*, 233:111380.
- Das, N. N., Entekhabi, D., Dunbar, R. S., Kim, S., Yueh, S., Colliander, A., O'Neill, P. E., Jackson, T., Jagdhuber, T., Chen, F., Crow, W. T., Walker, J., Berg, A., Bosch, D., Caldwell, T., e Cosh, M. (2018). SMAP/Sentinel-1 L2 Radiometer/Radar 30-Second Scene 3 km EASE-Grid Soil Moisture, Version 2. Acesso em: 07 Ago .2020.
- Del Grosso, S. J., Parton, W., Derner, J. D., Chen, M., e Tucker, C. J. (2018). Simple models to predict grassland ecosystem C exchange and actual evapotranspiration using NDVI and environmental variables. *Agricultural and Forest Meteorology*, 249:1–10.
- Denager, T., Looms, M. C., Sonnenborg, T. O., e Jensen, K. H. (2020). Comparison of evapotranspiration estimates using the water balance and the eddy covariance methods. *Vadose Zone Journal*, 19(1):e20032.
- Denmead, O. T. e Shaw, R. H. (1962). Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions 1. *Agronomy journal*, 54(5):385–390.
- Dias, N. L. e Kan, A. (1999). A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration. *Water Resources Research*, 35(11):3409–3418.
- Didan, K. (2015). MYD13Q1 MODIS/Aqua Vegetation Indices 16-Day L3 Global 250m SIN Grid V006. *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*.

- Divine, D. e Sibray, S. (2017). An Overview of Secondary Aquifers in Nebraska. Relatório técnico, University of Nebraska–Lincoln, Conservation and Survey Division.
- DNR (2019). Nebraska Department of Natural Resources. Registered Wells. <https://www.nebraskamap.gov/datasets/nebraska::registered-wells-dnr/about>. Acesso em: 01 de dezembro de 2021.
- Du, Q., Liu, H., Feng, J., e Wang, L. (2014). Effects of different gap filling methods and land surface energy balance closure on annual net ecosystem exchange in a semiarid area of China. *Science China Earth Sciences*, 57(6):1340–1351.
- Duchon, C. E. e Essenberg, G. R. (2001). Comparative rainfall observations from pit and aboveground rain gauges with and without wind shields. *Water Resources Research*, 37(12):3253–3263.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthony, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., et al. (2001a). Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and forest meteorology*, 107(1):43–69.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthony, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., et al. (2001b). Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107(1):71–77.
- Federer, C. A. (1973). Forest transpiration greatly speeds streamflow recession. *Water Resources Research*, 9(6):1599–1604.
- Fischer, M., Trnka, M., Kučera, J., Deckmyn, G., Orság, M., Sedlák, P., Žalud, Z., e Ceulemans, R. (2013). Evapotranspiration of a high-density poplar stand in comparison with a reference grass cover in the Czech–Moravian Highlands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 181:43 – 60.
- Fisher, J. B., Melton, F., Middleton, E., Hain, C., Anderson, M., Allen, R., McCabe, M. F., Hook, S., Baldocchi, D., Townsend, P. A., Kilic, A., Tu, K., Miralles, D. D., Perret, J., Lagouarde, J.-P., Waliser, D., Purdy, A. J., French, A., Schimel, D., Famiglietti, J. S., Stephens, G., e Wood, E. F. (2017). The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. *Water Resources Research*, 53(4):2618–2626.

- Foken, T. (2008). The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, 18(6):1351–1367.
- Ford, T. W., Wulff, C. O., e Quiring, S. M. (2014). Assessment of observed and model-derived soil moisture-evaporative fraction relationships over the United States Southern Great Plains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(11):6279–6291.
- Goodison, B. E. (1978). Accuracy of Canadian snow gage measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 17(10):1542–1548.
- Graf, A., Bogena, H. R., Drüe, C., Hardelauf, H., Pütz, T., Heinemann, G., e Vereecken, H. (2014). Spatiotemporal relations between water budget components and soil water content in a forested tributary catchment. *Water resources research*, 50(6):4837–4857.
- Groisman, P. Y. e Legates, D. R. (1994). The accuracy of United States precipitation data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75(2):215–228.
- Güntner, A. (2008). Improvement of global hydrological models using GRACE data. *Surveys in geophysics*, 29(4-5):375–397.
- Harmel, R., Cooper, R., Slade, R., Haney, R., e Arnold, J. (2006). Cumulative uncertainty in measured streamflow and water quality data for small watersheds. *Transactions of the ASABE*, 49(3):689–701.
- Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of hydrology*, 282(1-4):104–115.
- Hoeltgebaum, L. E. B., Dias, N. L., e Costa, M. A. (2021). An analog period method for gap-filling of latent heat flux measurements. *Hydrological Processes*, 35(4):e14105.
- Homer, C., Dewitz, J., Jin, S., Xian, G., Costello, C., Danielson, P., Gass, L., Funk, M., Wickham, J., Stehman, S., et al. (2020). Conterminous United States land cover change patterns 2001–2016 from the 2016 national land cover database. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 162:184–199.
- Hui, D., Wan, S., Su, B., Katul, G., Monson, R., e Luo, Y. (2004). Gap-filling missing data in eddy covariance measurements using multiple imputation (MI) for annual estimations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121(1-2):93–111.

- Imukova, K., Ingwersen, J., Hevart, M., e Streck, T. (2016). Energy balance closure on a winter wheat stand: comparing the eddy covariance technique with the soil water balance method. *Biogeosciences*, 13(1):63–75.
- Isabelle, P.-E., Nadeau, D. F., Anctil, F., Rousseau, A. N., Jutras, S., e Music, B. (2020). Impacts of high precipitation on the energy and water budgets of a humid boreal forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 280:107813.
- Jacobs, A. F., Heusinkveld, B. G., e Holtslag, A. A. (2008). Towards closing the surface energy budget of a mid-latitude grassland. *Boundary-layer meteorology*, 126(1):125–136.
- Kampf, S. K., Burges, S. J., Hammond, J. C., Bhaskar, A., Covino, T. P., Eurich, A., Harrison, H., Lefsky, M., Martin, C., McGrath, D., et al. (2020). The Case for an Open Water Balance: Re-envisioning Network Design and Data Analysis for a Complex, Uncertain World. *Water Resources Research*, 56(6):e2019WR026699.
- Kan, A. (2005). *Estimativa de evapotranspiração real com base na análise de recessão dos hidrogramas*. Tese de Doutorado, UFPR.
- Kelliher, F. M., Leuning, R., Raupach, M., e Schulze, E.-D. (1995). Maximum conductances for evaporation from global vegetation types. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73(1-2):1–16.
- Kirchner, J. W. (2006). Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3).
- Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2).
- Kling, H., Fuchs, M., e Paulin, M. (2012). Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology*, 424-425:264–277.
- Kondoh, A. e Higuchi, A. (2001). Relationship between satellite-derived spectral brightness and evapotranspiration from a grassland. *Hydrological Processes*, 15(10):1761–1770.
- Kondrashov, D. e Ghil, M. (2006). Spatio-temporal filling of missing points in geophysical data sets. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 13(2):151–159.
- Kosugi, Y. e Katsuyama, M. (2007). Evapotranspiration over a Japanese cypress forest. II. Comparison of the eddy covariance and water budget methods. *Journal of Hydrology*, 334(3-4):305–311.

- Kustas, W. P., Rango, A., e Uijlenhoet, R. (1994). A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, 30(5):1515–1527.
- Landerer, F. W., Flechtner, F. M., Save, H., Webb, F. H., Bandikova, T., Bertiger, W. I., Bettadpur, S. V., Byun, S. H., Dahle, C., Dobslaw, H., et al. (2020). Extending the global mass change data record: GRACE Follow-On instrument and science data performance. *Geophysical Research Letters*, 47(12):e2020GL088306.
- Larson, L. W. e Peck, E. L. (1974). Accuracy of precipitation measurements for hydrologic modeling. *Water Resources Research*, 10(4):857–863.
- Law, B. (2016). (2010-) AmeriFlux US-Me6 Metolius Young Pine Burn, Dataset.
- Lee, X., Massman, W., e Law, B. (2004). *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis*, volume 29. Springer Science & Business Media.
- Legates, D. R. e DeLiberty, T. L. (1993). Precipitation measurement biases in the United States. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 29(5):855–861.
- Lu, X. e Zhuang, Q. (2010). Evaluating evapotranspiration and water-use efficiency of terrestrial ecosystems in the conterminous United States using MODIS and AmeriFlux data. *Remote Sensing of Environment*, 114(9):1924–1939.
- Mauder, M., Genzel, S., Fu, J., Kiese, R., Soltani, M., Steinbrecher, R., Zeeman, M., Banerjee, T., De Roo, F., e Kunstmann, H. (2018). Evaluation of energy balance closure adjustment methods by independent evapotranspiration estimates from lysimeters and hydrological simulations. *Hydrological Processes*, 32(1):39–50.
- McDonnell, J., Sivapalan, M., Vaché, K., Dunn, S., Grant, G., Haggerty, R., Hinz, C., Hooper, R., Kirchner, J., Roderick, M., et al. (2007). Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research*, 43(7).
- Menne, M. J., Durre, I., Vose, R. S., Gleason, B. E., e Houston, T. G. (2012). An overview of the global historical climatology network-daily database. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(7):897–910.
- Meyers, T. P. e Hollinger, S. E. (2004). An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. *Agricultural and Forest Meteorology*, 125(1-2):105–115.

- Moffat, A. M., Papale, D., Reichstein, M., Hollinger, D. Y., Richardson, A. D., Barr, A. G., Beckstein, C., Braswell, B. H., Churkina, G., Desai, A. R., et al. (2007). Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 147(3-4):209–232.
- Nash, J. E. e Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3):282–290.
- NCDC (2003). *Data documentation for data set 3240 (DSI-3240)*. 151 Patton Ave, Asheville, NC 28801-5001, USA.
- Neill, C., Elsenbeer, H., Krusche, A. V., Lehmann, J., Markewitz, D., e de O. Figueiredo, R. (2006). Hydrological and biogeochemical processes in a changing Amazon: results from small watershed studies and the large-scale biosphere-atmosphere experiment. *Hydrological Processes*, 20(12):2467–2476.
- Novick, K. e Phillips, R. (2016). (1999-) AmeriFlux US-MMS Morgan Monroe State Forest, Dataset.
- NRCS (2019). Natural Resources Conservation Service. United States Department of Agriculture. Web Soil Survey. Acesso em: 17 de julho de 2019.
- Oechel, W. (2016). (1997-) AmeriFlux US-SO2 Sky Oaks – Old Stand, Dataset.
- Parent, A.-C. e Anctil, F. (2012). Quantifying evapotranspiration of a rainfed potato crop in South-eastern Canada using eddy covariance techniques. *Agricultural Water Management*, 113:45–56.
- Qiu, J., Crow, W. T., Dong, J., e Nearing, G. S. (2020). Model representation of the coupling between evapotranspiration and soil water content at different depths. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(2):581–594.
- Qiu, J., Crow, W. T., e Nearing, G. S. (2016). The impact of vertical measurement depth on the information content of soil moisture for latent heat flux estimation. *Journal of Hydrometeorology*, 17(9):2419–2430.
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., et al. (2005). On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, 11(9):1424–1439.

- Rodda, S., Thumaty, K., Jha, C., e Dadhwal, V. (2016). Seasonal variations of carbon dioxide, water vapor and energy fluxes in tropical Indian mangroves. *Forests*, 7(2):35.
- Rodell, M., Houser, P., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., et al. (2004). The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3):381–394.
- Rodell, M., McWilliams, E. B., Famiglietti, J. S., BeauDoing, H. K., e Nigro, J. (2011). Estimating evapotranspiration using an observation based terrestrial water budget. *Hydrological Processes*, 25(26):4082–4092.
- Ruehr, N. K., Martin, J. G., e Law, B. E. (2012). Effects of water availability on carbon and water exchange in a young ponderosa pine forest: Above-and belowground responses. *Agricultural and Forest Meteorology*, 164:136–148.
- Running, S., Q. (2017). MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006. *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*.
- Scott, R. L. (2010). Using watershed water balance to evaluate the accuracy of eddy covariance evaporation measurements for three semiarid ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150(2):219–225.
- Scott, R. L. e Biederman, J. A. (2019). Critical zone water balance over 13 years in a semiarid savanna. *Water Resources Research*, 55(1):574–588.
- Searcy, J. K. e Hardison, C. H. (1960). *Double-mass curves*. Número 1541. US Government Printing Office.
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B., e Teuling, A. J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3-4):125–161.
- Shao, C., Chen, J., Stepien, C. A., Chu, H., Ouyang, Z., Bridgeman, T. B., Czajkowski, K. P., Becker, R. H., e John, R. (2015). Diurnal to annual changes in latent, sensible heat, and CO₂ fluxes over a Laurentian Great Lake: A case study in Western Lake Erie. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(8):1587–1604.
- Shuttleworth, W. J. (1993). *Handbook of Hydrology*, Capítulo 4 – Evaporation, páginas 4.1 – 4.47. McGraw-Hill New York.

- Shuttleworth, W. J. (2008). Evapotranspiration measurement methods. *Southwest Hydrology*, 7(1):22–23.
- Singh, P., Kumar, N., e Arora, M. (2000). Degree–day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology*, 235(1-2):1–11.
- Slatyer, R. (1956). Evapotranspiration in relation to soil moisture. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 4(1):73–76.
- Steinwand, A., Harrington, R., e Or, D. (2006). Water balance for Great Basin phreatophytes derived from eddy covariance, soil water, and water table measurements. *Journal of Hydrology*, 329(3-4):595–605.
- Stoy, P. C., Mauder, M., Foken, T., Marcolla, B., Boegh, E., Ibrom, A., Arain, M. A., Arneth, A., Aurela, M., Bernhofer, C., et al. (2013). A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: The role of landscape scale heterogeneity. *Agricultural and Forest Meteorology*, 171:137–152.
- Sun, G., Noormets, A., Gavazzi, M., McNulty, S., Chen, J., Domec, J.-C., King, J., Amatya, D., e Skaggs, R. (2010). Energy and water balance of two contrasting loblolly pine plantations on the lower coastal plain of North Carolina, USA. *Forest Ecology and Management*, 259(7):1299–1310.
- Suyker, A. (2016). AmeriFlux US-Ne3 Mead - rainfed maize-soybean rotation site.
- Suyker, A. (2021a). AmeriFlux US-Ne1 Mead - irrigated continuous maize site, Ver. 10-5, AmeriFlux AMP, (Dataset).
- Suyker, A. (2021b). AmeriFlux US-Ne2 Mead - irrigated maize-soybean rotation site, Ver. 10-5, AmeriFlux AMP, (Dataset).
- Suyker, A. (2021c). AmeriFlux US-Ne3 Mead - rainfed maize-soybean rotation site, Ver. 10-5, AmeriFlux AMP, (Dataset).
- Suyker, A. E. e Verma, S. B. (2009). Evapotranspiration of irrigated and rainfed maize–soybean cropping systems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(3-4):443–452.
- Swann, A. L. e Koven, C. D. (2017). A direct estimate of the seasonal cycle of evapotranspiration over the Amazon basin. *Journal of Hydrometeorology*, 18(8):2173–2185.

- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., e Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31(9).
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7):7183–7192.
- Teuling, A., Lehner, I., Kirchner, J., e Seneviratne, S. (2010). Catchments as simple dynamical systems: Experience from a Swiss prealpine catchment. *Water Resources Research*, 46(10).
- Thiessen, A. H. (1911). Precipitation averages for large areas. *Monthly weather review*, 39(7):1082–1089.
- Tomasella, J., Hodnett, M. G., Cuartas, L. A., Nobre, A. D., Waterloo, M. J., e Oliveira, S. M. (2008). The water balance of an Amazonian micro-catchment: The effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(13):2133–2147.
- Twine, T. E., Kustas, W., Norman, J., Cook, D., Houser, P., Meyers, T., Prueger, J., Starks, P., e Wesely, M. (2000). Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103(3):279–300.
- UNL (2021). University of Nebraska-Lincoln. Land Use/Land Cover Related GIS Data. <http://snr.unl.edu/data/geographygis/land.aspx>. Acesso em: 22 de setembro de 2020.
- USGS (2002). U.S. National Water Information System. NWISWeb, New Site for the Nation's Water Data. Acesso em: 04 de junho 2020.
- Verhoef, A. e Campbell, C. L. (2005). *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Capítulo 40 — Evaporation Measurement, páginas 589–601. J. Wiley.
- Vissotto Jr., D., Hoeltgebaum, L. E. B., e de Almeida, R. C. (2016). Estimating latent heat flux over reservoirs using an artificial neural network. *Ciência e Natura*, 38:361.
- Vivoni, E. R., Moreno, H. A., Mascaro, G., Rodriguez, J. C., Watts, C. J., Garatuza-Payan, J., e Scott, R. L. (2008). Observed relation between evapotranspiration and soil moisture in the North American monsoon region. *Geophysical Research Letters*, 35(22).
- Wan, Z., Hook, S., e Hulley, G. (2015). MYD11A2 MODIS/Aqua Land Surface Temperature and Emissivity 8-Day L3 Global 1km SIN Grid V006. *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*.

- Wang, K. e Dickinson, R. E. (2012). A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Reviews of Geophysics*, 50(2).
- Watkins, M. M., Wiese, D. N., Yuan, D.-N., Boening, C., e Landerer, F. W. (2015). Improved methods for observing Earth's time variable mass distribution with GRACE using spherical cap mascons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4):2648–2671.
- Western, A. W., Grayson, R. B., e Blöschl, G. (2002). Scaling of soil moisture: A hydrologic perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1):149–180.
- Widmoser, P. e Wohlfahrt, G. (2018). Attributing the energy imbalance by concurrent lysimeter and eddy covariance evapotranspiration measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 263:287–291.
- Wiese, D., Yuan, D., Boening, C., Landerer, F., e Watkins, M. (2018). JPL GRACE mascon ocean, ice, and hydrology equivalent water height release 06 coastal resolution improvement (CRI) filtered version 1.0. Acesso em: 15 de maio 2020.
- Wiese, D. N., Landerer, F. W., e Watkins, M. M. (2016). Quantifying and reducing leakage errors in the JPL RL05M GRACE mascon solution. *Water Resources Research*, 52(9):7490–7502.
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., e Matsuura, K. (2012). A refined index of model performance. *International Journal of climatology*, 32(13):2088–2094.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., et al. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4):223–243.
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., Mulholland, P. J., Baldocchi, D. D., e Wullschlegel, S. D. (2001). A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106(2):153–168.
- Wittenberg, H. e Sivapalan, M. (1999). Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *Journal of hydrology*, 219(1-2):20–33.
- Wutzler, T., Lucas-Moffat, A., Migliavacca, M., Knauer, J., Sickel, K., Šigut, L., Menzer, O., e Reichstein, M. (2018). Basic and extensible post-processing of eddy covariance flux data with REddyProc. *Biogeosciences*, 15(16):5015–5030.

Yang, F., White, M. A., Michaelis, A. R., Ichii, K., Hashimoto, H., Votava, P., Zhu, A.-X., e Nemani, R. R. (2006). Prediction of continental-scale evapotranspiration by combining MODIS and AmeriFlux data through support vector machine. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(11):3452–3461.

Zahn, E., Chor, T., e Dias, N. (2016). A simple methodology for quality control of micrometeorological datasets. *Am J Environ Eng*, 6(4A):135–142.

Apêndice A

Calibração dos parâmetros da análise de recessão

Na seção 5.3 foi mostrado que a inclinação da envoltória κ pode influenciar nas estimativas de armazenamento. Este parâmetro foi, portanto, calibrado para a área de estudo. Foram testadas 9 faixas de corte para κ (chamado de κ_c). Por corte entende-se a porcentagem de dados mantidos abaixo da envoltória, que foram de 95,00% a 99,99%. Para a análise de recessão é necessário fixar os valores mínimo e máximo dos intervalos entre as recessões. Além disso, uma média móvel é aplicada sobre os valores de vazão para remoção de picos que dificultem a identificação destes períodos. Importante ressaltar que os valores de vazão são mantidos para outras análises. Maiores detalhes sobre estes intervalos são mostrados por da Silva (2021). O maior intervalo entre recessões considerado é de 60 dias e os menores testados foram 15, 30 e 45 dias. As médias móveis foram testadas com 30, 60, 90 e 120 dias. Os valores de r , REQM e índice KGE são apresentados, para as duas bacias, na tabela A.1, comparando-se os valores de evapotranspiração estimados e os medidos.

Para determinação da envoltória superior, os testes procederam modificando-se os valores de κ nas estimativas de S e a evapotranspiração foi calculada através de (5.17). Como métrica foi usada a correlação de Pearson r e a REQM entre os valores estimados e medidos de E . Estes resultados estão plotados na figura A.1.

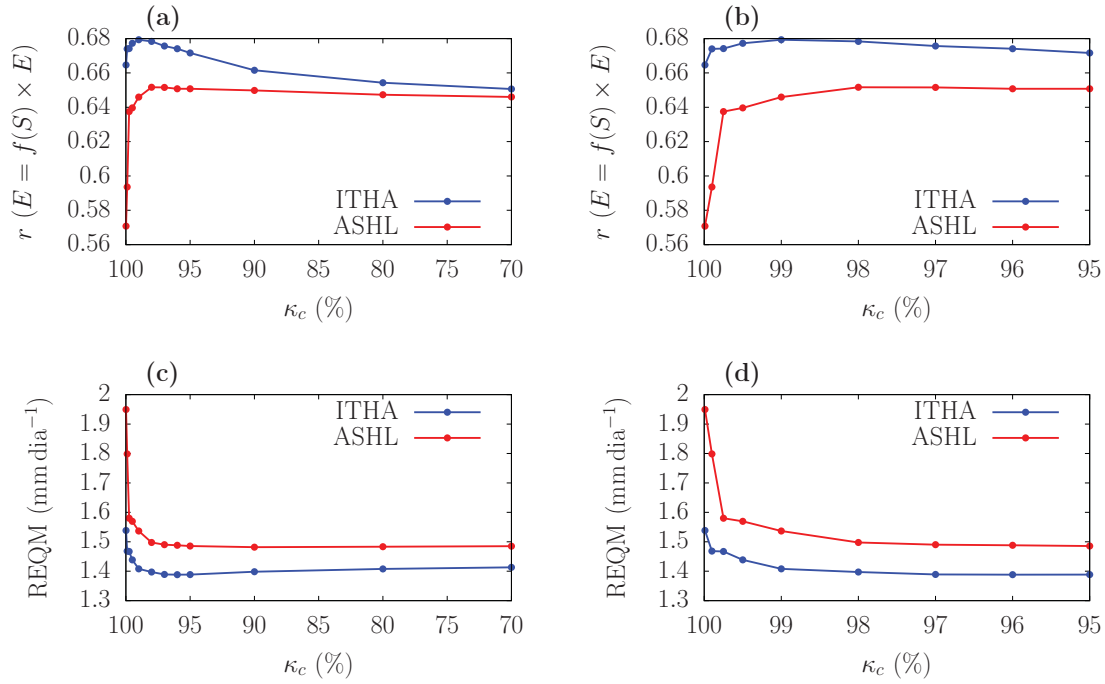


Figura A.1: Variação de r e REQM em função de κ_c para os valores testados. Em (a) e (c) são apresentados toda a faixa de variação de κ_c e em (b) e (d) apenas para os maiores valores para melhor visualização.

Nota-se que em ITHA $k_c = 99,00\%$ apresentou o maior r enquanto em ASHL o maior valores de r ocorreu em $k_c = 98,00\%$. Quanto à REQM, os valores decaem rapidamente entre 100% e 98% e após se mantém quase constantes. Desta forma, como uma análise mais geral e considerando um único valor de cada parâmetro para as duas bacias (utilizando-se ASHL como parâmetro), que estão localizadas nas mesmas regiões, chegou-se aos valores de $\kappa_c = 98,00\%$.

Com relação aos intervalos mínimos de recessão e ao número de dias utilizados na média móvel de vazão testados, os resultados das estatísticas são apresentados na tabela A.1. As estatísticas divergem levemente entre si, mas considerando-se o índice KGE, para ITHA e ASHL o melhor resultado foi observado para o tempo mínimo de 45 dias, com diferença nas duas bacias apenas para o tempo da média móvel, que foi de 30 e 60 dias, respectivamente, sendo adotado os valores considerando-se a bacia maior.

Tabela A.1: Estatísticas para os testes da análise de recessão variando-se o número de dias utilizados na média móvel e tempo mínimo dos intervalos de recessão para as duas bacias.

Média Móvel	Tempo Mínimo	ITHA			ASHL		
		r	REQM	KGE	r	REQM	KGE
30	15	0,7729	1,0928	0,7532	0,7747	1,0772	0,7397
30	30	0,7876	1,0199	0,7477	0,7680	1,0481	0,7294
30	45	0,8301	0,8880	0,8003	0,7914	0,9763	0,7719
60	15	0,7691	1,0971	0,7489	0,7784	1,0667	0,7512
60	30	0,7691	1,0580	0,7452	0,7843	1,0020	0,7534
60	45	0,8065	0,9502	0,7981	0,8121	0,9273	0,7944
90	15	0,7652	1,0991	0,7378	0,7751	1,0763	0,7397
90	30	0,7685	1,0509	0,7416	0,7672	1,0523	0,7347
90	45	0,8134	0,9214	0,7906	0,7899	0,9707	0,7572
120	15	0,7877	1,0457	0,7550	0,7706	1,0807	0,7233
120	30	0,7576	1,0781	0,7359	0,7687	1,0393	0,7191
120	45	0,8036	0,9509	0,7772	0,7833	0,9802	0,7489