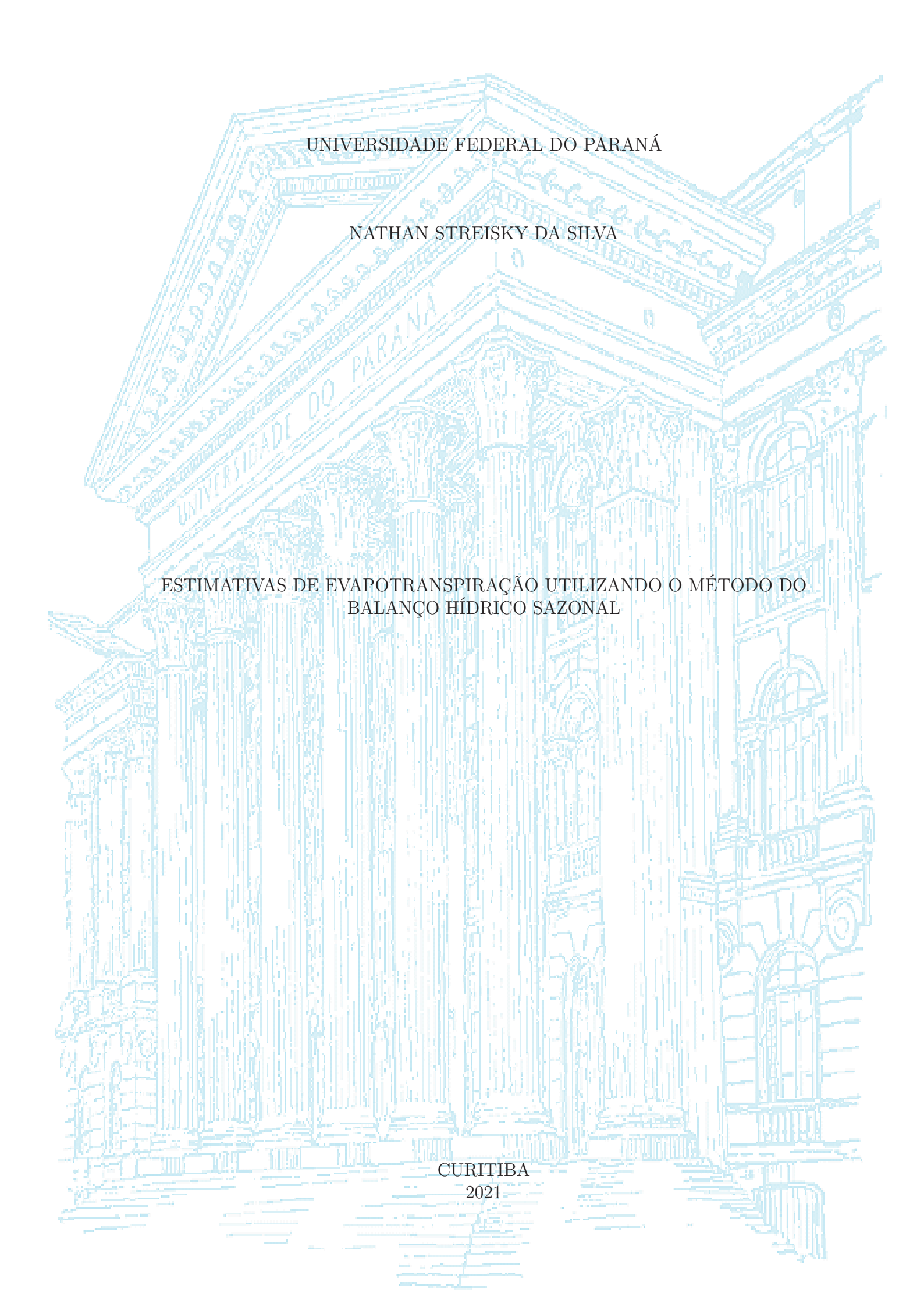




UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

NATHAN STREISKY DA SILVA

ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO O MÉTODO DO
BALANÇO HÍDRICO SAZONAL

CURITIBA
2021

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

NATHAN STREISKY DA SILVA

ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO O MÉTODO DO
BALANÇO HÍDRICO SAZONAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. PhD. Nelson Luís da Costa Dias

CURITIBA
2021

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

S586e Silva, Nathan Streisky da
Estimativas de evapotranspiração utilizando o método do balanço hídrico sazonal [recurso eletrônico] / Nathan Streisky da Silva. – Curitiba, 2021.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, 2021.

Orientador: Nelson Luís da Costa Dias.

1. Evapotranspiração. 2. Sensoriamento remoto. 3. Balanço hidrológico. I. Universidade Federal do Paraná. II. Dias, Nelson Luís da Costa. III. Título.

CDD: 551.572

Bibliotecária: Vanusa Maciel CRB- 9/1928

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **NATHAN STREISKY DA SILVA** intitulada: **Estimativas de evapotranspiração utilizando o método do balanço hídrico sazonal**, 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 mestre 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, 30 de Agosto de 2021.

Assinatura Eletrônica

31/08/2021 14:06:15.0

NELSON LUÍS DA COSTA DIAS

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

31/08/2021 14:42:30.0

MICHAEL MANNICH

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

31/08/2021 16:42:45.0

IRANI DOS SANTOS

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

*Em memória de meu avô,
Lineu Streisky.*

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Clemilson Bueno da Silva e Leticia Streisky por todo o esforço e apoio incondicional em toda a minha vida. Obrigado por tudo.

A minha irmã Alana Streisky da Silva pelo companheirismo e apoio durante todos os anos de nossas vidas.

A minha namorada Juliana Vieira Schulomei pela compreensão e também pelo apoio durante os difíceis momentos dos últimos anos.

Aos meus familiares, em especial à minha avó Maria Ivone Nieviadonski Streisky pelo suporte para que chegar até aqui fosse possível.

Ao meu orientador Professor Nelson Luís da Costa Dias pelas grandes orientações e conselhos.

Aos meus amigos e colegas de pós-graduação Lucas Emilio Bernardelli Hoeltgebaum, Leatrice Talita Rodrigues, André Luís Diniz dos Santos e Rafael de Carvalho Bueno. Agradecimento também a todos os amigos de longa data pelo suporte em todos esses anos.

Ao Programa de Pós-Graduação em engenharia Ambiental – PPGEA pelo acolhimento.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq e também a Agência Nacional de Águas – ANA pelo apoio financeiro.

Aos professores do programa pelos ensinamentos ao longo desses anos e um agradecimento especial ao professor Maurício Felga Gobbi pelo auxílio.

Aos professores Irani dos Santos e Michael Mannich por aceitarem participar da banca de avaliação.

Ao responsável pela secretaria do PPGEA Leonildo Alves Leal pelo seu profissionalismo e competência.

*“The saddest aspect of life right now
is that science gathers knowledge
faster than society gathers wisdom.”*

Isaac Asimov

RESUMO

O cálculo de estimativas confiáveis de evapotranspiração é de extrema importância para a gestão de bacias hidrográficas, lagos e reservatórios. Apesar dos avanços tecnológicos dos equipamentos, realizar medições diretas de evapotranspiração ainda é um desafio devido ao alto custo dos aparelhos e também da necessidade de uma mão de obra qualificada para operação dos mesmos. A alternativa para isso é a utilização de modelos matemáticos que buscam representar com fidelidade as complexas interações que ocorrem na natureza. O objetivo deste estudo foi a realização de estimativas de evapotranspiração real para diferentes bacias hidrográficas dentro do território brasileiro utilizando o método do Balanço Hídrico Sazonal (BHS). O BHS fornece uma estimativa de armazenamento ao final de uma recessão hidrológica através de uma análise do comportamento da depleção da água do aquífero. Com as estimativas de armazenamento, a equação do balanço hídrico pode ser resolvida e a evapotranspiração estimada. Para aprimorar as estimativas de evapotranspiração foi utilizado também o Modelo Hidrometeorológico de Evapotranspiração mensal (MHE). O BHS e o MHE foram aplicados inicialmente para 5 bacias hidrográficas nos estados de Goiás, Minas Gerais, Paraná, Rio Grande do Sul e São Paulo. Os resultados iniciais demonstraram que os modelos BHS–MHE podem fornecer estimativas de evapotranspiração real compatíveis com a climatologia do local. Dentro deste trabalho, foram avaliados os produtos de evapotranspiração real obtidos por sensoriamento remoto GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2 e SSEBop. O armazenamento dos produtos de satélite e também dos modelos BHS–MHE foram comparados ao armazenamento obtido a partir da missão GRACE. A comparação demonstrou que os produtos de satélite inicialmente não conservam massa ao longo do tempo e que após uma simples correção pelo balanço hídrico, todos os resultados convergiram.

Palavras-chave: evapotranspiração, análise de recessão, modelo hidrometeorológico, sensoriamento remoto.

ABSTRACT

The obtention of reliable evapotranspiration estimates is extremely important for the management of watersheds, lakes and reservoirs. Despite technological advances in methods and equipment, performing direct measurements of evapotranspiration is still a challenge due to the high cost of the measuring devices and also the need for skilled human resources to operate them. The alternative is the use of mathematical models that attempt to represent effectively the events that occur in nature. This study aims to perform areal evapotranspiration estimates for different watersheds within the Brazilian territory using the Seasonal Water Budget (SWB) method. The SWB provides estimates of storage at the end of a hydrological recession through the aquifer depletion behavior. With the storage estimates, the water balance equation can be easily solved and the evapotranspiration estimated. The Hydrometeorological Evapotranspiration Model (HEM) was also used to improve the evapotranspiration estimates. The SWB–HEM models were applied to 5 watersheds in the states of Goiás, Minas Gerais, Paraná, Rio Grande do Sul and São Paulo. Initial results demonstrated that the SWB–HEM models can provide evapotranspiration estimates compatible with the local climatology. Within this work, the areal evapotranspiration obtained by remote sensing products GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2 and SSEBop were also evaluated. The storage of the satellite products as well as the SWB–HEM models were compared to the storage obtained from the GRACE mission. The comparison showed that satellite products initially do not conserve mass over time but that after a simple correction for water balance, all results converged.

Key words: evapotranspiration, recession analysis, hydrometeorological model, remote sensing.

Lista de Figuras

1.1	Principais processos do ciclo hidrológico.	23
1.2	Fluxos e reservas de águas globais. Adaptada de Peixoto e Kettani (1973).	24
3.1	Distribuição da água armazenada no solo.	43
3.2	Hidrograma genérico.	47
3.3	Representação do cálculo de média ponderada.	49
3.4	Fluxograma do Balanço Hídrico Sazonal.	49
4.1	Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio das Caldas.	54
4.2	Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio São João.	55
4.3	Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio da Onça.	57
4.4	Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio Imbituva.	58
4.5	Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio Carreiro.	60
5.1	Exemplo da localização dos pontos mais próximos e distantes da envoltória.	62
5.2	Representação da variação da envoltória superior.	63
5.3	Análise linear para a bacia do rio Carreiro – RS.	63
5.4	Sazonalidade de $P-Q$ e E_{BHS} utilizando 100% da envoltória superior para a bacia do rio das Caldas – GO.	65
5.5	Sazonalidade de $P-Q$ e E_{BHS} utilizando 100% da envoltória superior para a bacia do rio Carreiro – RS.	66
5.6	Análise de sensibilidade do BHS para sazonalidade da bacia do rio da Onça – SP.	66
5.7	Análise de sensibilidade para a série histórica de E_{BHS} mensal para a bacia do rio Imbituva – PR.	67
5.8	Detalhe dos totais acumulados de $P-Q$ e E_{BHS} para a bacia do rio São João – MG entre os anos de 1977 e 1987.	67

5.9	Análise de sensibilidade do MHE para sazonalidade da bacia do rio da Onça – SP.	69
5.10	Comparação entre as sazonalidades de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio da Onça – SP considerando a envoltória com 100% dos pontos.	70
5.11	Detalhe das séries de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio das Caldas considerando a envoltória de 100% para o período de 1996–1998.	71
5.12	Séries de evapotranspiração real do CRAE e do MHE para a bacia do rio das Caldas – GO.	73
5.13	Séries de evapotranspiração real do CRAE e do MHE para a bacia do rio da Onça – SP.	73
5.14	Comparação entre as irradiâncias líquidas utilizadas pelos modelos MHE e CRAE para a bacia do rio Carreiro – RS.	74
5.15	Totais acumulados de $P - Q$, CRAE e MHE para a bacia do rio da Onça – SP.	74
6.1	Distribuição das bacias no território brasileiro.	78
6.2	Totais acumulados de E_R dos produtos de satélites e de $P - Q$	79
6.3	Totais acumulados de E_R dos produtos de satélites e de $P - Q$ após a correção pelo balanço hídrico.	80
6.4	Sazonalidade produtos de satélites GLEAM v3.3a., GLEAM v3.3b, MOD16A, SSEBop e do MHE.	82
6.5	Séries históricas de médias mensais produtos de satélites GLEAM v3.3a., GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A, SSEBop e do MHE.	83
6.6	Comparação entre o BHS e o GRACE para a bacia do rio da Onça no estado de São Paulo destacando a diminuição do armazenamento de água no solo durante um período de crise hídrica.	84
6.7	Série de armazenamento para a bacia do rio das Caldas – GO.	85
6.8	ΔS para a bacia do rio das Caldas – GO.	86
6.9	Série de armazenamento para a bacia do rio Lontra – TO	87
6.10	Série de armazenamento para a bacia do rio Guaporé – RS.	87
E.1	Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio das Caldas – GO. . . .	109
E.2	Sazonalidade do BHS para a bacia do rio das Caldas – GO.	109
E.3	Sazonalidade do MHE para a bacia do rio das Caldas – GO.	110
E.4	Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio São João – MG. . . .	110
E.5	Análise de sensibilidade da sazonalidade do BHS rio São João – MG. . . .	110
E.6	Análise de sensibilidade da sazonalidade do MHE rio São João – MG. . . .	111
E.7	Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio da Onça – SP. . . .	111
E.8	Análise de sensibilidade da sazonalidade do BHS rio da Onça – SP. . . .	111
E.9	Análise de sensibilidade da sazonalidade do MHE rio da Onça – SP. . . .	112

E.10	Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio Imbituva – PR.	112
E.11	Análise de sensibilidade da sazonalidade do BHS rio Imbituva – PR.	112
E.12	Análise de sensibilidade da sazonalidade do MHE rio Imbituva – PR.	113
E.13	Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio Carreiro – RS.	113
E.14	Análise de sensibilidade da sazonalidade do BHS rio Carreiro – RS.	113
E.15	Análise de sensibilidade da sazonalidade do MHE rio Carreiro – RS.	114
F.1	Séries de E_R para a bacia do rio Jauaperi – RO.	115
F.2	Séries de E_R para a bacia do Rio Braço Sul – MG.	115
F.3	Séries de E_R para a bacia do rio Lontra – TO.	116
F.4	Séries de E_R para a bacia do rio Mearim – MA.	116
F.5	Séries de E_R para a bacia do rio Alpercatas – MA.	116
F.6	Séries de E_R para a bacia do rio Ondas – BA.	117
F.7	Séries de E_R para a bacia do rio Santo Antônio – BA.	117
F.8	Séries de E_R para a bacia do rio Muriaé – MG.	117
F.9	Séries de E_R para a bacia do rio Congonhas – PR.	118
F.10	Séries de S para a bacia do rio da Várzea – RS.	118
F.11	Séries de E_R para a bacia do rio Guaporé – RS.	118
G.1	Séries de S para a bacia do rio Jauaperi – RO.	119
G.2	Séries de S para a bacia do rio Braço Sul – MG.	119
G.3	Séries de S para a bacia do rio Lontra – TO.	120
G.4	Séries de S para a bacia do rio Mearim – MA.	120
G.5	Séries de S para a bacia do rio Alpercatas – MA.	120
G.6	Séries de S para a bacia do rio de Ondas – BA.	121
G.7	Séries de S para a bacia do rio Santo Antônio – BA.	121
G.8	Séries de S para a bacia do rio Muriaé – MG.	121
G.9	Séries de S para a bacia do rio Congonhas – PR.	122
G.10	Séries de S para a bacia do rio da Várzea – RS.	122
G.11	Séries de S para a bacia do rio Guaporé – RS.	122

Lista de Tabelas

2.1	Coeficientes α de Priestley–Taylor	34
4.1	Bacias hidrográficas.	53
4.2	Informações das estações próximas a bacia do rio das Caldas – GO.	54
4.3	Informações das estações próximas a bacia do rio São João – MG.	55
4.4	Informações das estações próximas a bacia do rio da Onça – SP.	56
4.5	Informações das estações próximas a bacia do rio das Imbituva – PR.	58
4.6	Informações das estações próximas a bacia do rio Carreiro – RS.	59
5.1	Resultados da análise de sensibilidade para as diferentes bacias hidrográficas e diferentes porcentagens de abrangência da envoltória superior. O valor de κ é adimensional e a constante de recessão T_r é em dias.	64
5.2	Resumo da climatologia das bacias hidrográficas. Todos os valores apresentados são médias anuais em mm. A porcentagem (%) apresentada é referente do total de E_{BHS} em relação ao total de P . Os resultados apresentados são referentes à envoltória de 97% para a bacia do rio Imbituva – PR e 100% para os outros estados. C_s é o coeficiente de escoamento superficial.	65
5.3	Constantes da equação de Angstrom–Prescott para as bacias estudadas.	68
5.4	Ajustes do MHE em relação ao BHS. Os resultados apresentados são referentes à envoltória de 97% para o PR e 100% para os outros estados.	70
5.5	Estatísticas do CRAE em relação ao MHE.	72
6.1	Resumo de informações sobre as bacias.	77
6.2	Raiz do desvio quadrático médio (mm dia^{-1}) dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE para todas as bacias hidrográficas.	80
6.3	Raiz do desvio quadrático médio (mm dia^{-1}) dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE retirando as bacias do Nordeste.	81
6.4	Índice de concordância reformulado de Willmot – d_r entre os produtos de satélite e o MHE.	82

6.5	Índice de concordância reformulado de Willmot – d_r para o armazenamento estimado a partir dos produtos de satélite e o GRACE.	86
D.1	Ajustes das estimativas de E_R do MHE em relação ao BHS para as bacias utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas. Os resultados apresentados são referentes à envoltória de 100% para todos os estados. . .	106
D.2	Coeficiente de determinação (r^2) para as estimativas de E_R dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.	106
D.3	Índice de concordância reformulado de Willmott (d_r) para as estimativas de E_R dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.	107
D.4	Eficiência de Kling–Gupta (KGE) para as estimativas de dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.	107
D.5	Coeficiente de determinação (r^2) para as estimativas de S dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores do GRACE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.	107
D.6	Raiz do desvio quadrático médio ($RMSE$) em mm para as estimativas de S dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores do GRACE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.	108
D.7	Índice de concordância reformulado de Willmott (d_r) para as estimativas de S dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores do GRACE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.	108

Lista de siglas

AA	<i>Advection–Aridity</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BErB	Balço de Energia-razão de Bowen
BHS	Método do Balço Hídrico Sazonal
CRAE	<i>Complementary Relationship Areal Evapotranspiration</i>
CRLE	<i>Complementary Relationship Lake Evaporation</i>
DLR	<i>Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt</i>
GLEAM	<i>Global Land Evaporation Model</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IV	Índice de vegetação
MHE	Modelo Hidrometeorológico de Evapotranspiração Mensal
MODIS	<i>Moderate resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
SEBS	<i>Surface Energy Balance System</i>
SI	Sistema Internacional de Medidas
SEB	<i>Simplified Energy Balance</i>
SSEB	<i>Simplified Surface Energy Balance</i>
SSEBop	<i>Operational Simplified Surface Energy Balance</i>

UFG	Universidade Federal de Goiás
VOD	<i>Vegetation Optical Depth</i>

Lista de símbolos

Letras Romanas – Maiúsculas

A	Área de uma bacia hidrográfica ou do lago/reservatório
C	Constante relacionada ao tamanho do reservatório na equação de Horton; fluxo de calor por condução na equação de Cummings e Richardson
C_s	Coefficiente de escoamento superficial
E	Evaporação
E_{BHS}	Evapotranspiração real do BHS corrigida
E_{MHE}	Evapotranspiração real do MHE
E_p	Evaporação potencial
E_R	Evapotranspiração real
E_{Ri}	Evapotranspiração real do mês i
E_{Rc}	Evapotranspiração real situada ao centro do mês i
E_{Rd}	Evapotranspiração real situada à direita do mês i
E_{Re}	Evapotranspiração real situada à esquerda do mês i
E_{R,n_w}	Evapotranspiração real do BHS multiplicada pelo coeficiente de peso
ESI	Fator de estresse evaporativo no modelo GLEAM
E_t	Evapotranspiração
E_{tp}	Evapotranspiração potencial
E_{tw}	Evapotranspiração real do ambiente saturado
E_{t0}	Evapotranspiração de referência
G	Fluxo de calor no solo
H	Fluxo de calor sensível, ângulo horário do sol
I	Índice de calor pela equação de Thornthwaite

K	Quantidade de energia utilizada para aquecer a água na equação de Cum- mings e Richardson
KGE	Eficiência de Kling–Gupta
R_a	Irradiância atmosférica
R_a	Irradiância emitida pela superfície
R_l	Irradiância líquida
R_{sea}	Irradiância solar extra-atmosférica
LE	Fluxo de calor latente
L	Calor latente de vaporização
N	Coeficiente de transferência de massa na equação de Harbeck
P	Precipitação
Q	Vazão
$RMSE$	Raiz do desvio quadrático médio
R_{s0}	Constante solar
S	Armazenamento de água no solo; fator de estresse evaporativo no modelo GLEAM
S_{max}	Amplitude do armazenamento de água da bacia
T_a	Temperatura do ar
T_d	Temperatura do ponto de orvalho
T_m	Temperatura ajustada para uma determinada altitude h pela equação de Linacre
T_{max}	Temperatura do ar máxima
T_{min}	Temperatura do ar mínima
T_s	Temperatura da superfície
T_r	Constante de recessão

Letras Romanas – Minúsculas

a	Coeficiente da equação de Thornthwaite
a_p	Coeficiente da equação de Angstrom–Prescott
b_p	Coeficiente da equação de Angstrom–Prescott

c	Coeficiente da equação de Thornthwaite; constante na equação de Linacre
c_0	Coeficientes da regressão linear múltipla
c_1	Coeficiente de regressão da primeira variável independente de uma regressão linear múltipla
c_2	Coeficiente de regressão da segunda variável independente de uma regressão linear múltipla
c_3	Coeficiente de regressão da terceira variável independente de uma regressão linear múltipla
d_r	Índice de concordância reformulado de Willmott
c_p	Calor específico do ar
e_a	Pressão de vapor d'água no ar
e_a^*	Pressão de vapor d'água do ar saturado
e_d	Pressão de saturação de vapor d'água à temperatura do ponto de orvalho
e_s	Pressão de vapor d'água na superfície evaporante
e_s^*	Pressão de vapor d'água em uma superfície saturada
f	Fator de uso consuntivo pela equação de Blaney–Criddle
$f(\cdot)$	Notação de função
h	Altitude
k	Coeficiente de uso consuntivo pela equação de Blaney–Criddle
m_c	Comprimento total de E_{Rc}
m_d	Comprimento total de E_{Rd}
m_e	Comprimento total de E_{Re}
n	Número de horas de brilho de sol (insolação); porcentagem de horas diurnas do mês em relação ao total anual na equação de Blaney-Criddle
n_c	Comprimento de E_{Rc} dentro do mês de ocorrência i
n_d	Comprimento de E_{Rd} dentro do mês de ocorrência i
n_e	Comprimento de E_{Re} dentro do mês de ocorrência i
n_i	Comprimento equivalente do registro.
p	Pressão Atmosférica
p_w	Coeficiente de peso para as evapotranspirações negativos do BHS

$(r_a/r)^2$	Distância média terra–sol
r^2	Coeficiente de determinação
u	Velocidade do vento

Letras Gregas – Maiúsculas

Δ_a	Derivada da pressão de saturação de vapor d’água em em relação à temperatura T_a
------------	--

Letras Gregas – Minúsculas

α	Constante da equação de Priestley-Taylor, albedo
β	Razão de Bowen
γ	Constante psicrométrica
δ	Declinação solar
ε	Emissividade da superfície
ε_{ac}	Emissividade atmosférica a céu claro
κ	Tangente da envoltória superior do gráfico $Q(t) \times Q(t + \Delta t)$
ρ_{NIR}	Refletância do infravermelho próximo
ρ_{RED}	Refletância do vermelho
σ	Constante de Stephan–Boltzmann, desvio padrão
ϕ	Latitude
ψ	Fator de vento na equação de Horton

SUMÁRIO

1	Introdução	22
1.1	Ciclo hidrológico	22
1.2	Quantificação das reservas de água	24
1.3	Definição do problema	25
1.4	Objetivos	26
1.5	Organização do texto	27
2	Revisão bibliográfica	28
2.1	Modelos baseados no método de transferência de massa	28
2.2	Modelos baseados em temperatura	30
2.3	Modelos baseados em irradiância e balanço de energia	32
2.4	Modelos baseados na relação complementar	35
2.5	Método do Balanço Hídrico	36
2.6	Modelos chuva–vazão	38
2.7	Modelos baseados em sensoriamento remoto	39
3	Método do Balanço Hídrico Sazonal	42
3.1	Estimativa do armazenamento	43
3.2	Identificação dos períodos entre recessões	46
3.3	Cálculo da evapotranspiração real	46
3.4	Modelo Hidrometeorológico de Evapotranspiração Mensal	48
4	Bacias hidrográficas de estudo	52
4.1	Descrição das bacias hidrográficas	53
4.1.1	Rio das Caldas – GO	53
4.1.2	Rio São João – MG	53
4.1.3	Rio da Onça – SP	56
4.1.4	Rio Imbituva – PR	57
4.1.5	Rio Carreiro – RS	59
5	Aplicação dos modelos BHS e MHE	61
5.1	Análise linear de recessão	61
5.2	Estimativas de evapotranspiração com o BHS	64

5.3	Estimativas de evapotranspiração com o MHE	68
5.4	Comparação entre os modelos MHE e CRAE	71
6	Estimativas de Evapotranspiração por Sensoriamento Remoto . . .	75
6.1	Estimativas de evapotranspiração	75
6.2	Estimativas de armazenamento	83
7	Conclusões e Recomendações	88
	Referências	90
Apêndice A	Formulação matemática dos estimadores utilizados	100
Apêndice B	Dedução do BHS	102
Apêndice C	Irradiância Líquida	104
Apêndice D	Tabelas estatísticas	106
Apêndice E	Evapotranspiração real dos modelos BHS–MHE	109
Apêndice F	Evapotranspiração real dos produtos de satélite	115
Apêndice G	Armazenamento dos produtos de satélite	119

Capítulo 1

Introdução

A água em suas diferentes formas sempre foi fonte de interesse e curiosidade para os seres humanos (Brutsaert, 2005). Além de ser um dos pontos centrais de um desenvolvimento socioeconômico sustentável, a água é essencial para a manutenção de bens e serviços e desempenha também um papel fundamental na compreensão e adaptação às mudanças climáticas.

Devido ao crescimento populacional, o inevitável aumento na demanda de água para o cultivo de alimentos, abastecimento de indústrias e utilização por parte de populações urbanas e rurais tem aumentado a pressão em relação aos recursos hídricos. Essa pressão acaba sendo sentida de forma mais intensa em regiões onde o recurso é naturalmente limitado e a escassez chama cada vez mais atenção para a necessidade do desenvolvimento de tecnologias que possibilitem a utilização desse recurso de forma eficiente e econômica.

Estimar a perda de água que ocorre por evapotranspiração é um importante fator a ser levado em consideração na gestão de recursos hídricos, mas também com aplicações no gerenciamento de culturas agrícolas, previsões e monitoramento de secas, etc. Para o setor energético, estimativas de evaporação em lago são fundamentais, uma vez que a perda de água para atmosfera significa diretamente uma diminuição da capacidade de produção de energia.

1.1 Ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico é o princípio fundamental da hidrologia e refere-se ao movimento contínuo da água em suas diferentes fases na natureza, sendo essencialmente governado pela energia solar associada à gravidade. Sob determinadas condições meteorológicas, a água presente na atmosfera sofre o processo de condensação e se precipita em direção ao solo, podendo no caminho ser interceptada pela vegetação. Uma parte da água precipitada que chega ao solo forma o escoamento superficial, o qual se manifesta inicialmente no formato de pequenos filetes que posteriormente convergem formando cursos de água mais estáveis como arroios e rios. A outra parte da água precipitada percola de forma

mais lenta até as camadas mais profundas do solo formando o armazenamento de água subterrâneo, ficando retida pelo processo de capilaridade e sendo aproveitada posteriormente pela vegetação ou naturalmente retornando para os corpos hídricos como rios e lagos.

Finalmente, o ciclo hidrológico é fechado pelo processo físico de transferência da água do solo e superfícies líquidas para a atmosfera denominado evaporação. Quando esse processo ocorre passando através dos estômatos das plantas recebe o nome de transpiração. O termo evapotranspiração refere-se à junção desses processos, evaporação e transpiração, que geralmente são tratados de forma combinada devido à dificuldade de realizar uma separação entre eles sobre a superfície de uma grande região (da ordem de dezenas de metros quadrados até milhares de quilômetros quadrados), onde tanto a evaporação direta de superfícies líquidas quanto a transpiração contribuem para o fluxo total de massa de vapor d'água para a atmosfera. A figura 1.1 representa graficamente alguns processos do ciclo hidrológico.

Dentre os diversos componentes do ciclo hidrológico, a evapotranspiração se destaca por ser uma variável de difícil medição e também porque a água evaporada se torna indisponível para usos posteriores, sendo esse um importante ponto a ser levado em consideração no planejamento e gestão de recursos hídricos, projetos de irrigação, eficiência e distribuição dos serviços ofertados pelos setor energético e, em alguns casos, recreação.

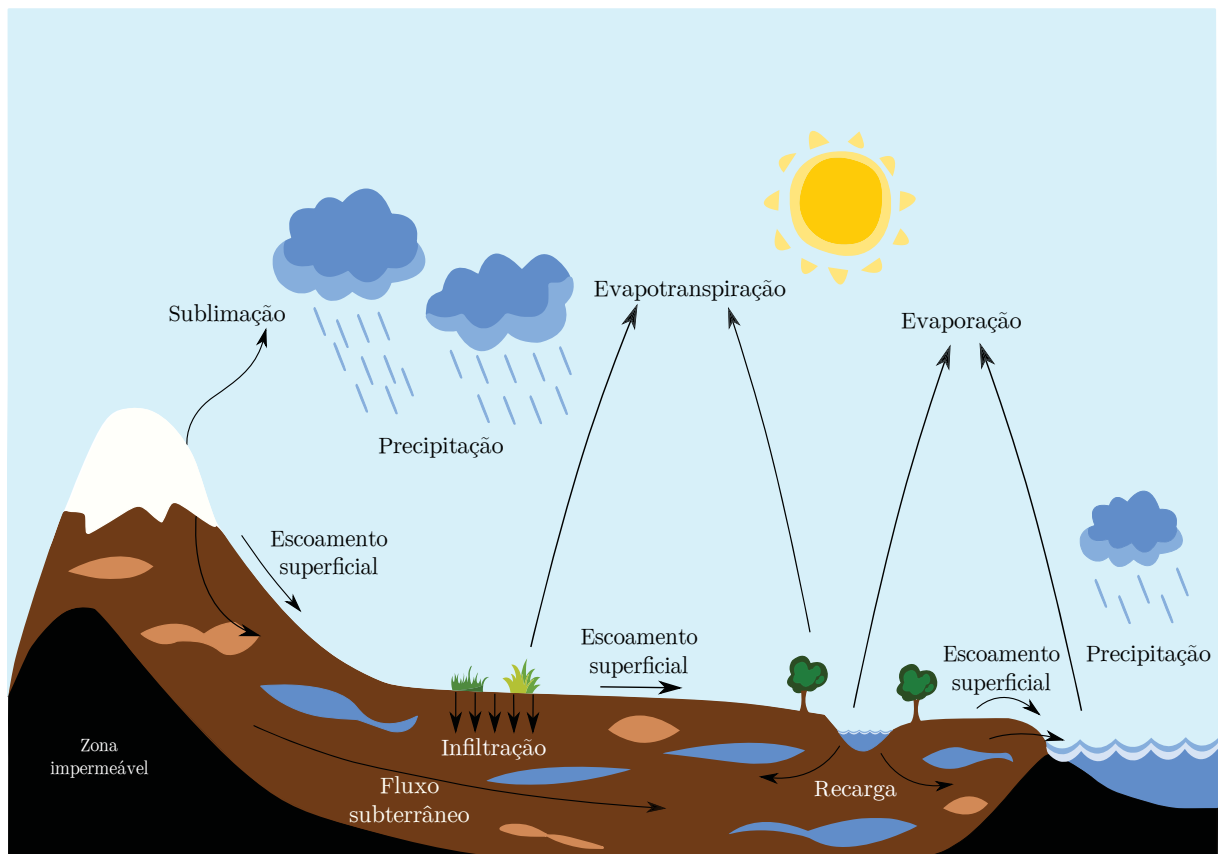


Figura 1.1: Principais processos do ciclo hidrológico.

1.2 Quantificação das reservas de água

Diversos estudos foram conduzidos com o objetivo de determinar a quantidade de água disponível nos componentes mais importantes do ciclo hidrológico em uma escala global (Nace, 1967; Lvovitch, 1973; Baumgartner et al., 1975; Korzun, 1978; Trenberth et al., 2007), e apesar das dificuldades na obtenção de dados e também na realização dessas estimativas, os valores encontrados pelos diversos autores concordam de maneira bastante razoável e fornecem uma ideia geral da quantidade de água no planeta. Segundo Peixoto e Kettani (1973), estima-se que a Terra possua pouco mais de $1380 \times 10^{15} \text{ m}^3$ de água. A figura 1.2 representa graficamente os valores das reservas e dos fluxos de água.

É importante destacar que essa quantificação não deixa transparecer a importância relativa de cada componente do ciclo. Quando comparada com os oceanos, a quantidade de água na atmosfera se torna irrisória, mas é ela que dá origem ao processo de precipitação sendo essa uma fase fundamental do ciclo hidrológico.

Outro ponto importante a ser destacado é a variabilidade temporal e espacial da água em circulação. Mesmo em grandes rios, a variação entre os períodos de cheia e seca pode ser muito alta e um dos modos de amortecer essa variabilidade acaba sendo a utilização de reservatórios que garantem água para abastecimento, geração de energia, irrigação, etc. (Oki e Kanae, 2006).

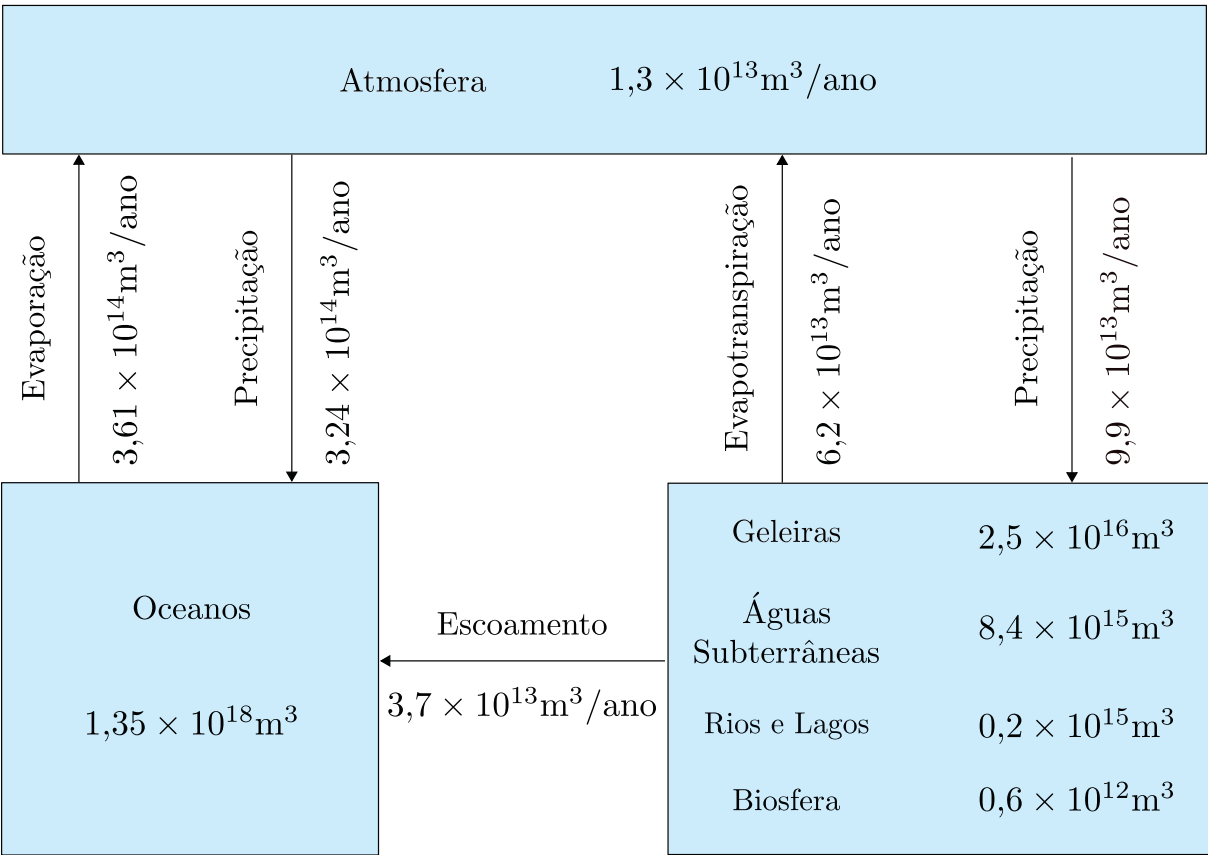


Figura 1.2: Fluxos e reservas de águas globais. Adaptada de Peixoto e Kettani (1973).

1.3 Definição do problema

Nos últimos anos, grandes avanços foram obtidos em relação à medição direta de evapotranspiração com a utilização de lisímetros, do método de covariância de vórtices turbulentos, de cintilômetros, entre outros. Entretanto, a aplicação de equipamentos de medição direta e/ou de equipamentos que permitem a medição dos fluxos para o método de covariância, geralmente envolve investimentos financeiros iniciais e gastos com manutenção que são muito altos e que acabam inviabilizando a instalação de um número suficiente de equipamentos para a formação de uma rede de monitoramento representativa dentro de uma bacia hidrográfica (Liou e Kar, 2014).

Nesse contexto, a utilização de equações e modelos matemáticos baseados em princípios físicos e que utilizam dados que são comumente medidos em estação hidrometeorológicas (precipitação, vazão, temperatura do ar, umidade relativa, velocidade do vento, etc.), torna-se uma alternativa para a obtenção de séries históricas de evapotranspiração.

De forma simples, os principais métodos de estimativa de evapotranspiração podem ser divididos em hidrológicos ou micrometeorológicos. Os métodos hidrológicos em geral utilizam o princípio da conservação de massa e também de conceitos hidrológicos para determinar a evapotranspiração sobre uma bacia hidrográfica enquanto as abordagens micrometeorológicas utilizam o método do balanço de energia-razão de Bowen ou o método de covariância de vórtices turbulentos para a estimativa dos fluxos de calor latente e sensível (Zhao et al., 2013; Ochoa-Sánchez et al., 2019).

Dentro dos métodos hidrológicos, o grande desafio é garantir que os modelos estão de fato conservando a massa durante o período de análise. Uma das simplificações possíveis é realizar a utilização da equação do balanço hídrico durante longos períodos de tempo, de modo que a variação do armazenamento de água no solo seja desprezível. Nesse caso, a evapotranspiração real de uma bacia pode ser calculada como sendo a precipitação (P) menos a vazão (Q). Entretanto, essa simplificação não permite avaliar a sazonalidade da evapotranspiração e nem a tendência interanual do armazenamento.

Dentro dos estudos de balanço hídrico em bacias hidrográficas, a realização de medições ou estimativas do total de água armazenado no solo são necessárias. Uma das formas de avaliar a quantidade de água no solo é por meio de uma análise de recessão. Brutsaert (1982) define uma recessão como sendo um período de tempo sem precipitação no qual a vazão do rio resulta primariamente da drenagem da água armazenada nos aquíferos. As análises de recessão são úteis em diversas áreas do planejamento e gestão de recursos hídricos, previsões de períodos de seca, calibração e utilização de modelos chuva-vazão, estudos sobre a capacidade de armazenamento da bacia, etc. (Tallaksen, 1995).

Diversos estudos foram realizados com o objetivo de avaliar e quantificar os efeitos das vazões de recessão com o armazenamento de água no solo e com a evapotranspiração na bacia. Daniel (1976) estimou a evapotranspiração para uma bacia no Alabama utilizando

um modelo conceitual específico para o armazenamento da água subterrânea e concluiu que a evapotranspiração era uma razão constante da vazão. Griffiths e Clausen (1997) apresentaram uma abordagem onde a vazão de recessão é resultado diversas formas de armazenamento como por exemplo aquíferos, lagos e pântanos. A partir disso, algumas equações gerais para a vazão de recessão puderam ser deduzidas considerando o armazenamento dominante dentro das diferentes bacias. Bart e Tague (2017) avaliaram os efeitos provocados por incêndios na vazão de recessão em oito bacias localizadas no estado da Califórnia e demonstraram que nesses locais ocorreu uma diminuição na taxa de depleção da água armazenada no solo devido à diminuição da vegetação.

Considerando que durante um período recessão existe uma relação de proporcionalidade entre o armazenamento de água no solo e a vazão de recessão, essa relação pode ser escrita como

$$S = T_r Q \quad (1.1)$$

onde S é o armazenamento de água no solo, Q é a vazão e T_r é a constante de recessão (Linsley et al., 1958; Brutsaert, 2005).

A grande desvantagem da equação (1.1), é que o valor de S refere-se em princípio ao armazenamento de água subterrânea e não à umidade das camadas mais superficiais que alimentam a maior parte da evaporação na bacia. Isso significa que as vazões de recessão são sensíveis apenas aos processos evaporativos que ocorrem em regiões onde as raízes da vegetação estão diretamente em contato com a superfície do freático. Desse modo, a evapotranspiração estimada estaria muito mais relacionada com a zona ripária do que com as áreas mais distantes dos cursos d'água, onde as raízes da vegetação e as reservas de água subterrânea são essencialmente desacopladas. Consequentemente, o valor de S não pode ser considerado representativo da bacia como um todo até que toda a umidade do solo tenha sido deplecionada e a evapotranspiração reduzida consideravelmente (Brutsaert, 2005). Essa dificuldade foi amenizada por Dias e Kan (1999) através do método do Balanço Hídrico Sazonal (BHS) que consiste na integração da equação do balanço hídrico por períodos de tempo grandes o suficiente de forma que ao final de cada um deles, a água armazenada no solo deve-se principalmente ao armazenamento subterrâneo.

O objetivo deste trabalho é a utilização do Método do Balanço Hídrico Sazonal para a realização de estimativas de evapotranspiração real através das de recessão em diversas bacias do território brasileiro.

1.4 Objetivos

O principal objetivo deste estudo é o desenvolvimento e a aplicação dos métodos do Balanço Hídrico Sazonal (BHS) e também do Modelo Hidrometeorológico de Evapotranspiração Mensal (MHE) para a realização de estimativas de evapotranspiração real em

diferentes condições climáticas do território brasileiro. De uma maneira ampla, deseja-se observar qual o comportamento dos modelos em comparação ao clima de cada região estudada, de modo que os resultados obtidos pelos modelos BHS–MHE possam ser utilizados de maneira tanto científica quanto operacional. Neste trabalho, foram observados e avaliados em parceria com a Agência Nacional de Águas alguns produtos de evapotranspiração real obtidos por sensoriamento remoto. Os modelos BHS–MHE foram utilizados como uma etapa de comparação com os produtos de sensoriamento remoto que posteriormente serão utilizados para estimativas de evapotranspiração em larga escala no território brasileiro. É objetivo deste trabalho também o estudo das estimativas de armazenamento de água no solo produzidos tanto pelos modelos BHS–MHE quanto pelos produtos de satélite em comparação com o produto de satélite da missão GRACE que consegue produzir medições do total de água armazenada em uma determinada região.

1.5 Organização do texto

A organização do trabalho foi realizada da seguinte maneira. O capítulo 2 faz uma breve revisão sobre a literatura disponível e também introduz alguns conceitos necessários para o entendimento do texto. O capítulo 3 apresenta toda formulação matemática relacionada aos modelos BHS e MHE. O capítulo 4 apresenta a descrição física das bacias hidrográficas estudadas. O capítulo 5 demonstra análises lineares de recessão, a aplicação dos modelos BHS e MHE e também as comparações com o modelo CRAE. O capítulo 6 apresenta as estimativas de evapotranspiração e armazenamento a partir de produtos de sensoriamento remoto e o capítulo 7 apresenta as principais conclusões do trabalho.

Capítulo 2

Revisão bibliográfica

Os estudos sobre evapotranspiração vêm sendo realizados desde a Grécia antiga mas apresentaram um desenvolvimento sólido durante o século XX com Thornthwaite, Penman e outros pesquisadores (Brutsaert, 1982). Ainda nos dias de hoje os processos evaporativos continuam a ser amplamente estudados sob diversas óticas.

Embora seja possível observar a evolução do pensamento na literatura, os estudos sobre os processos evaporativos foram abordados de diferentes maneiras ao longo do tempo. Portanto, buscou-se realizar uma divisão da revisão bibliográfica com base nos principais conceitos utilizados. Alguns destes métodos possuem mais de uma fundamentação principal, como por exemplo a equação de Penman que utiliza como base tanto o método de transferência de massa quanto o método do balanço de energia. Sendo assim, a classificação proposta neste capítulo busca apenas seguir uma evolução lógica do pensamento e não restringir os modelos aos grupos determinados.

Apesar de importantes historicamente, nem todas as equações apresentadas nesta revisão bibliográfica foram utilizadas nesta pesquisa. Por isso, para uma leitura mais focada no contexto do trabalho, as seções 2.5 e 2.7 são recomendadas.

2.1 Modelos baseados no método de transferência de massa

Um dos primeiros trabalhos que tentaram quantificar a evaporação a partir de uma superfície líquida foi realizado por Dalton (1802). Durante o capítulo “*Experimental essay on the constitution of mixed gases*”, ele resumiu o consenso de cientistas anteriores em alguns pontos como por exemplo a taxa de evaporação ser diferente dependendo do fluido e ser maior na presença de um fluxo de ar do que quando o mesmo está parado (Brutsaert, 1982). A equação de Dalton, também conhecida como método de transferência de massa, pode ser escrita como

$$E = f(u)(e_s - e_a), \quad (2.1)$$

onde E é a evaporação da superfície em $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{Pa}^{-1}$, $f(u)$ é uma função da velocidade do vento u em m s^{-1} , e_s é a pressão de vapor d'água na superfície evaporante em Pa e e_a é a pressão de vapor d'água no ar em Pa. Quando a superfície está saturada (caso de uma superfície líquida ou do solo logo após uma chuva, etc.), então

$$e_s = e_s^* = e^*(T_s), \quad (2.2)$$

onde T_s é a temperatura da superfície e $e^*(\cdot)$ é a curva de pressão de saturação de vapor d'água em função da temperatura. A partir do trabalho de Dalton, diversas equações surgiram utilizando o método de transferência de massa.

A partir de um estudo teórico, Horton (1917) desenvolveu a equação para evaporação em lagos

$$E = C(\psi e_s - e_a), \quad (2.3)$$

onde C é uma constante relacionada ao tamanho do reservatório em $\text{mm dia}^{-1} \text{Pa}^{-1}$ e ψ é um fator que leva em consideração a velocidade do vento próxima da superfície (adimensional).

A partir de diversas medições de evaporação em reservatórios no oeste dos Estados Unidos, Harbeck (1962) apresentou a seguinte equação para estimativa da evaporação em lago

$$E = Nu(e_s - e_a), \quad (2.4)$$

onde E é a evaporação do lago em mm dia^{-1} , N é o coeficiente de transferência de massa em $\text{mm dia}^{-1} \text{mm}^{-1} \text{dia}^{-1} \text{Pa}^{-1}$, u é a velocidade do vento em mm dia^{-1} . O coeficiente N representa uma combinação de algumas variáveis como por exemplo o tamanho do lago, a densidade do ar e a estabilidade atmosférica. Esse coeficiente foi determinado inicialmente para diversos lagos pequenos no Texas através de uma correlação entre a variação da altura de água do lago (ΔH) em mm, sendo essa variação resultante do evaporação do lago, com o produto de transferência de massa $u(e_s - e_a)$. Os valores de N encontrados foram então correlacionados com a área dos lagos estudados obtendo assim uma expressão geral para o coeficiente de transferência de massa em função da área $N = 1,6878 \times 10^{-11} A^{-0,05}$ onde A é a área do lago em km^2 (Brutsaert, 1982, p. 171).

Apesar das equações que utilizam apenas método de transferência de massa geralmente serem aplicadas para estimar a evaporação em lago e esse não ser o objetivo deste estudo, elas foram apresentadas por também estarem presentes em alguns métodos de estimativa de evapotranspiração real que serão apresentadas posteriormente.

2.2 Modelos baseados em temperatura

Os modelos baseados em temperatura são bastante utilizados devido à grande disponibilidade de dados. Geralmente são modelos empíricos e desenvolvidos a partir de alguma correlação estatística.

Equação de Blaney–Criddle

Blaney e Morin (1942) apresentaram uma equação empírica a partir dos resultados obtidos em estudos realizados na região sudoeste dos Estados Unidos. A equação foi desenvolvida estabelecendo uma relação entre a evapotranspiração de algumas culturas predeterminadas e a temperatura do ar, a umidade relativa e a insolação, sendo modificada posteriormente por Blaney e Criddle (1950) excluindo o termo de umidade relativa. O trabalho de Blaney e Criddle (1950) foi desenvolvido para a estimativa de evapotranspiração em termos do uso consuntivo, ou seja, a evapotranspiração sendo soma entre a quantidade de água utilizada pelas plantas para a transpiração e crescimento vegetal com a água que evaporou do solo. Em síntese, o cálculo de evapotranspiração anual é realizado a partir do somatório mensal do produto entre um coeficiente relacionado à cultura e um coeficiente relacionado às características climatológicas. A equação de Blaney e Criddle (1950) pode ser escrita como

$$E_t = kf \Rightarrow kn \left(\frac{45,7T_a + 813}{100} \right), \quad (2.5)$$

onde E_t é a evapotranspiração mensal da cultura em mm mês⁻¹, k é um coeficiente adimensional de uso consuntivo mensal que varia conforme a cultura e a localidade, f é o fator de uso consuntivo mensal que se refere ao produto entre a média mensal de temperatura do ar (T_a) em graus Celsius (°C) e a porcentagem mensal de horas de brilho de sol possíveis em relação ao total anual (n). Em geral, trabalhos que utilizam a quantidade de horas de brilho de sol, normalmente para estimativa da irradiância solar, relacionam o total de horas de brilho de sol medido n com o total de horas de brilho de sol possível N para algum determinado dia do ano, sendo o valor de N dependente apenas da latitude. Entretanto, Blaney e Criddle (1950, p. 15) justificam a utilização da relação entre o total horas mensal com o total de horas anual devido ao fato das medições de horas de brilho de sol não serem plenamente disponíveis. Evidentemente, a equação (2.5) é um método para a estimativa de evapotranspiração em áreas de cultivo bem definidas, não sendo recomendada para regiões onde o valor de k não pode ser determinado. A equação (2.5) foi apresentada utilizando o sistema internacional de medidas (SI) e pode ser encontrada em Blaney e Criddle (1962).

Equação de Thornthwaite

O trabalho Thornthwaite (1948) foi desenvolvido em um contexto de classificação climática e é provavelmente o mais popular dentre os métodos baseados em temperatura.

Além da possibilidade de sua utilização como base para uma classificação de climas, existem dois pontos que justificam o sucesso do seu trabalho (Vianello e Alves, 2012). Em primeiro lugar, a equação é bastante simples, depende inicialmente apenas de medições da temperatura do ar e pode ser expressa por

$$E_t = cT_a^a, \quad (2.6)$$

onde E_t é a evapotranspiração mensal, T_a é a média mensal da temperatura do ar e a e c são coeficientes que variam conforme o local, sendo em geral pequenos para climas frios e grandes para climas quentes.

Em segundo lugar, o trabalho de Thornthwaite difundiu o conceito de evapotranspiração potencial e que hoje é amplamente utilizado na agricultura. Brutsaert (1982) define evapotranspiração potencial como a máxima taxa de evapotranspiração de uma área coberta de forma completa e uniforme por uma vegetação com crescimento ativo e bem suprida de água.

A equação de Thornthwaite para evapotranspiração potencial é

$$E_{tp} = 16 \left(\frac{10T_a}{I} \right)^a, \quad (2.7)$$

onde E_{tp} é a evapotranspiração potencial em mm mês⁻¹, T_a é a média mensal de temperatura do ar em °C, I é um índice de calor definido como a soma dos valores individuais de 12 meses dado por $i = (0,5T_a)^{1,514}$ e o valor de a é definido por

$$a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 1,792 \times 10^{-3} I + 0,49239. \quad (2.8)$$

Equação de Linacre

A partir de algumas aproximações e relações empíricas como a obtenção da irradiância solar a partir da temperatura do ar, latitude e altitude, Linacre (1977) desenvolveu uma equação para a estimativa de evaporação a partir da equação de Penman utilizando apenas medições de temperatura. A equação pode ser escrita como

$$E_t = \frac{\frac{T_m c}{100 - \phi} + 15(T_a - T_d)}{80 - T_a}, \quad (2.9)$$

onde E_t é a evapotranspiração em mm dia⁻¹ (ou E para quando a equação está sendo aplicada sobre superfícies líquidas); $c = 500$ para vegetação ($c = 700$ para superfícies líquidas); T_a é a temperatura do ar em °C; T_d é a temperatura do ponto de orvalho em °C; ϕ é a latitude em graus; e T_m é a temperatura ajustada para a altitude do local dada pela equação $T_m = T_a + 0,006h$ em °C, onde h é a altitude em metros (m). A equação (2.9) foi aplicada em 6 diferentes localidades ao redor do mundo com diferentes latitudes e altitudes e comparada com resultados obtidos a partir de tanques de evaporação. Com exceção de

duas localidades, todas as estimativas apresentaram um erro de aproximadamente $0,5 \text{ mm dia}^{-1}$. Para as duas localidades que apresentaram erros maiores, os autores discutem que as prováveis causas para esses resultados foram a pouca ventilação do tanque para uma região e a existência de efeitos de advecção na outra.

Apesar da simplicidade dos métodos baseados em temperatura, devido ao seu empirismo é recomendado que eles sejam utilizados para propósitos práticos quando a temperatura for a única informação hidrometeorológica disponível. Do contrário, a utilização de métodos baseados no balanço de massa ou energia que serão discutidos na sequência é a mais recomendada

2.3 Modelos baseados em irradiância e balanço de energia

Para qualquer sistema no planeta terra, a evaporação atua como um processo de ligação entre o balanço de água e o balanço de energia (Brutsaert, 1982). De forma simplificada, a equação do balanço de energia pode ser escrita como

$$R_l = LE + H + G, \quad (2.10)$$

onde R_l é a irradiância líquida, LE é o fluxo de calor latente, H é o fluxo de calor sensível e G é o fluxo de calor no solo. Todas as quantidades na equação (2.10) são expressas em W m^{-2} .

Um dos primeiros estudos conduzidos utilizando como base o balanço de energia foi realizado por Cummings e Richardson (1927). Considerando duas superfícies semelhantes (como por exemplo tanques de evaporação) e que recebem a mesma quantidade de energia, o total de irradiância que sai de cada um dos sistemas não pode ser igual se as temperaturas de ambas as superfícies forem diferentes. Assim sendo, se as temperaturas de superfície forem conhecidas e o balanço de energia para um dos sistemas puder ser mensurado, o total de irradiância líquida para o outro sistema pode ser estimado.

A equação do balanço de energia apresentada por Cummings e Richardson (1927) para um tanque de evaporação pode ser escrita como

$$R_l = LE + H + K + C, \quad (2.11)$$

onde K é o calor utilizado para aquecer a água em W m^{-2} e C é o quantidade de calor perdida por condução através das paredes dos tanques W m^{-2} . As demais variáveis foram definidas anteriormente. Utilizando da razão de Bowen $H/LE = \beta$, a equação (2.11) pode

ser rearranjada para a estimativa de evaporação seguindo a expressão

$$LE = \frac{R_l - K - C}{1 + \beta}. \quad (2.12)$$

O trabalho de [Cummings e Richardson \(1927\)](#), assim como diversos outros, foi influenciado pelo trabalho de [Bowen \(1926\)](#). Bowen apresentou uma equação que estabelece uma relação entre a evaporação e a troca de calor na superfície utilizando da razão entre o gradiente de temperatura e vapor de água. A equação para a razão de Bowen é

$$\beta = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a}, \quad (2.13)$$

onde $\gamma = (c_p p) / (0,622L)$ é a constante psicrométrica que relaciona o calor específico do ar com o calor latente de vaporização, c_p é o calor específico do ar a pressão constante em $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$, p é a pressão atmosférica em Pa e L é o calor latente de evaporação em J kg^{-1} .

Equação de Penman

A equação desenvolvida por [Penman \(1948\)](#) trouxe uma grande contribuição para o cálculo e também o entendimento dos processos evaporativos em uma superfície saturada, tal como a de um lago, sendo utilizada como base para diversos estudos teóricos e experimentais. A equação de Penman é

$$LE = \frac{\Delta_a}{\Delta_a + \gamma} (R_l - G) + \frac{\gamma}{\Delta_a + \gamma} Lf(u)(e_a^* - e_a), \quad (2.14)$$

onde

$$\Delta_a \equiv \frac{e_s^* - e_a^*}{T_s - T_a} \approx \frac{de^*(T_a)}{dT}, \quad (2.15)$$

onde Δ_a é a derivada da pressão de saturação de vapor d'água em relação à temperatura (T), sendo $T = T_a$; T_s é a temperatura da superfície saturada; e_a^* é a pressão de vapor do ar saturado. As demais variáveis foram definidas anteriormente.

O principal objetivo da formulação da equação de Penman foi a eliminação do termo de temperatura da superfície que geralmente é de difícil medição em superfícies vegetadas. Devido à sua definição matemática, a equação de Penman só se aplica verdadeiramente sobre superfícies saturadas, sendo muitas vezes definida como evaporação potencial. Entretanto, essa definição deve ser utilizada com cuidado já que os termos evapotranspiração e evaporação potencial possuem significados ligeiramente diferentes. [Brutsaert \(1982\)](#) define evaporação potencial como a evaporação que ocorre em áreas grandes e homogêneas e que estão suficientemente úmidas para que o ar em contato com essa superfície esteja totalmente saturado. Note que essa definição não leva em consideração a transpiração das plantas, que mesmo a uma taxa potencial, pode variar até mesmo dentre uma mesma espécie devido aos diferentes estágios de crescimento e outros aspectos biológicos.

Outro ponto importante sobre a equação de Penman é que quanto mais árida for a região, maior a diferença observada entre $e_a^* - e_a$ e consequentemente maior o valor de E . Considerando que o limite de energia disponível na equação (2.10) é dado por R_l e que o valor de $G = 0$, isso implica que o valor de E nessa situação poderia ultrapassar R_l , tornando o valor H negativo. Apesar desse cenário não ser impossível, a sua ocorrência só é possível em uma situação muito específica onde se tem uma região muito úmida circundada por uma região muito quente (uma cultura bem irrigada em uma região desértica por exemplo). Esse fenômeno é chamado de efeito oásis e ocorre quando o fluxo de calor sensível originado geralmente de uma região muito árida é transportado através da ação do vento para uma região com ampla disponibilidade de água, contribuindo com uma energia adicional para o processo de evapotranspiração e permitindo que o valor de LE exceda a irradiância líquida (De Bruin et al., 2005).

Equação de Priestley–Taylor

Priestley e Taylor (1972) obtiveram uma relação empírica para a realização de estimativas de evaporação a partir de superfícies saturadas sob condições de mínima advecção. Para isso, eles analisaram dados obtidos sobre o oceano e também sobre superfícies saturadas, obtendo a equação

$$LE = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_l - G), \quad (2.16)$$

onde α varia entre 1,26 e 1,28. Os resultados indicam também que a equação (2.16) pode ser utilizada em outras regiões e superfícies grandes o suficiente para que os efeitos de advecção possam ser desprezados, mas apenas em condições de saturação, o que restringe a sua aplicação aos primeiros dias após um evento de precipitação. Desde a sua publicação até os dias de hoje, diversos trabalhos apresentaram diferentes valores de α e que muitas vezes estão relacionados com o tipo de cobertura do solo. A tabela 2.1 apresenta alguns valores dos coeficientes que podem ser encontrados na literatura e também o local em que o estudo foi realizado.

Tabela 2.1: Coeficientes α de Priestley–Taylor

Referência	α	Local de estudo
McNaughton e Black (1973)	1,18	Floresta úmida de Abetos
Giles et al. (1985)	0,73	Floresta de Abeto-de-Douglas (coníferas)
Kustas et al. (1996)	0,6–1,0	Mistura de pastagem e área de cultivo
Gavin e Agnew (2004)	1,25 – 0,80 (Período úmido e período seco)	Região alagada (<i>wetland</i>)
Fisher et al. (2005)	0,87	Floresta de Coníferas
Arasteh e Tajrishy (2008)	1,20–2,47	Superfície líquida em condições áridas

Equação de Hargreaves–Samani

A equação de Hargreaves e Samani (1985), apesar não ser baseada no balanço de energia, utiliza a irradiância solar extra-atmosférica e a diferença entre o máximo e o mínimo de temperatura do local e por isso é recomendada para locais onde os dados são

limitados. A equação pode ser escrita como

$$E_{t0} = 0,00023 R_{sea} (T_{max} - T_{min})^{0,5} (\overline{T_a} + 17,8), \quad (2.17)$$

onde E_{t0} é a evapotranspiração de referência em mm dia^{-1} ; R_{sea} é a irradiância solar extra-atmosférica em mm dia^{-1} ; T_{max} , T_{min} e $\overline{T_a}$ são as temperaturas máximas, mínimas e médias diárias respectivamente, todas em $^{\circ}\text{C}$. Evidentemente, a equação de Hargreaves–Samani foi baseada e calibrada para algumas situações específicas e tem seu foco voltado diretamente para a agricultura. Entretanto, devido à sua simplicidade, ela pode ser amplamente testada e assim pequenas modificações ajustes regionais podem ser feitos. Uma das suas principais características é que ao incluir a diferença entre a temperatura máxima e mínima, a equação (2.17) fornece a possibilidade de avaliar os efeitos de nebulosidade e umidade relativa na evapotranspiração, uma vez que tanto o aumento de nebulosidade quanto de umidade relativa diminuem a diferença entre as temperaturas e também as taxas de evapotranspiração.

2.4 Modelos baseados na relação complementar

Bouchet (1963) introduziu o conceito de relação complementar entre a evapotranspiração potencial e a evapotranspiração real. Considerando um cenário onde a variação da evapotranspiração depende apenas da disponibilidade de água e não de energia, uma diminuição no valor de E_t abaixo do seu limite potencial disponibiliza uma determinada quantidade de energia no formato de fluxo de calor sensível para a atmosfera. Esse efeito provoca um aumento na temperatura do ar e também no deficit de pressão de vapor, que consequentemente aumenta a evapotranspiração potencial do ambiente (com maior temperatura e menor umidade, mais água pode ir para a atmosfera). Essa relação é chamada de relação complementar e segundo Morton (1983a) ela pode ser representada pela equação

$$E_R + E_{tp} = 2E_{tw}, \quad (2.18)$$

onde E_R é a evapotranspiração real, E_{tp} é a evapotranspiração potencial e E_{tw} é a evapotranspiração real do ambiente saturado.

Brutsaert e Stricker (1979) apresentaram uma abordagem utilizando a relação complementar considerando os efeitos de advecção regionais. Dentro do modelo proposto, o termo de E_{tp} pode ser obtido a partir da equação de Penman. Como o segundo termo da equação (2.14) já considera os efeitos de advecção, não existe a necessidade da utilização de equações auxiliares com esse objetivo. O termo E_{tw} foi obtido considerando uma condição de mínima advecção e utilizando a equação (2.16) de Priestley–Taylor. A equação

proposta por Brutsaert e Stricker (1979) é

$$E_R = (2\alpha - 1) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_l - G) - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u)(e_a^* - e_a) \quad (2.19)$$

Todas as notações e símbolos utilizados foram definidos anteriormente nas equações (2.14) e (2.16).

Morton (1983a,b, 1986) desenvolveu extensivamente os conceitos da relação complementar através dos seus modelos CRAE (*Complementary Relationship Areal Evapotranspiration*) e CRLE (*Complementary Relationship Lake Evaporation*). O modelo CRAE para a estimativa de evapotranspiração real é baseado na solução numérica das equações de balanço de energia e balanço de massa para obtenção da temperatura de equilíbrio (T_p) e também da evapotranspiração potencial. Utilizando a temperatura de equilíbrio, os valores de E_{tw} e consequentemente o valor de E_R podem ser estimados. Todos os passos para utilização do modelo CRAE podem ser encontrados em Morton (1983a) no anexo C.

2.5 Método do Balanço Hídrico

O método do balanço hídrico é baseado no princípio da conservação de massa e, nesse contexto, o fluxo de água da superfície terrestre para a atmosfera recebe o nome de evapotranspiração real e refere-se ao valor de evapotranspiração média sobre a bacia hidrográfica. A grande vantagem desse método é que assim como o método do balanço de energia, ele é baseado na física dos fenômenos e não em equações puramente empíricas. A equação do balanço hídrico pode ser escrita como

$$\frac{dS}{dt} = P - Q - E_R, \quad (2.20)$$

onde P é a precipitação, Q é a vazão, E_R é a evapotranspiração real e S é o armazenamento de água no solo. Os valores de P , Q e E_R são usualmente expressos em mm por unidade de tempo (dias por exemplo) e os valores de S são expressos em mm. Integrando a equação (2.20) sobre um período Δt , obtemos a seguinte expressão

$$\frac{S_f - S_i}{\Delta t} = \overline{P} - \overline{Q} - \overline{E_R}, \quad (2.21)$$

onde S_i é o armazenamento no início do período Δt , S_f é o armazenamento ao final do período Δt e a barra ($\overline{}$) significa média da variável durante o período Δt .

Apesar da simplicidade da equação, a utilização do método do balanço hídrico é dificultada principalmente devido à necessidade de conhecimento dos valores de água armazenada no solo. Uma maneira frequentemente utilizada para realizar o cálculo do balanço hídrico quando os valores de S não estão disponíveis é a utilização de grandes períodos de

tempo Δt , geralmente em escalas anuais, considerando assim que a variação do armazenamento seja zero. Apesar das suas limitações, o método do balanço hídrico é amplamente utilizado no mundo todo.

Yeh et al. (1998) realizaram estimativas de evapotranspiração no estado de Illinois utilizando o balanço hídrico no solo e na atmosfera de forma separada. Os valores de evapotranspiração encontrados foram muito semelhantes entre si. Uma conclusão bastante interessante obtida a partir desse estudo é que a sazonalidade da evapotranspiração pelo balanço hídrico no solo foi fortemente influenciada pelo armazenamento de água no solo, enquanto a sazonalidade da evaporação pelo balanço hídrico na atmosfera é resultado principalmente fluxos laterais de vapor d'água.

Kosugi e Katsuyama (2007) utilizaram o método do balanço hídrico de longo curso para estimar a evapotranspiração real na bacia experimental de Kiryu no Japão e a compararam com dados obtidos através de método de covariância de vórtices turbulentos com e sem correção pelo balanço de energia. Os resultados demonstraram que E_R não mudou significativamente com o passar dos anos apesar das diversas alterações na vegetação (antrópicas e naturais) ocorridas durante os períodos de análise. A comparação do balanço hídrico com o método de covariância de vórtices turbulentos demonstrou a necessidade de correção dos dados de fluxo pelo fechamento do balanço de energia. Nesse trabalho nenhum valor de armazenamento de água no solo foi utilizado.

Os estudos citados anteriormente são exemplos que utilizam diferentes metodologias para resolver a equação do balanço hídrico. Yeh et al. (1998) utilizaram medições do armazenamento de água no solo e assim as estimativas de evapotranspiração puderam ser realizadas em escala mensal enquanto Kosugi e Katsuyama (2007) utilizaram uma escala de tempo anual considerando que a variação armazenamento de ano para ano é igual a zero.

Um outro método para realizar o fechamento da equação do balanço hídrico é a utilização de uma equação auxiliar para realizar uma estimativa de armazenamento. Isso pode ser feito utilizando uma análise de recessão de hidrogramas.

Brutsaert e Nieber (1977) desenvolveram um método para descrever o comportamento da água armazenada no aquífero durante um período de recessão onde a vazão é uma função não-linear do armazenamento. Essa relação pode ser descrita por

$$Q = aS^b, \quad (2.22)$$

onde a e b são constantes e são determinadas a partir da análise de recessão. A partir dessa relação, os valores de armazenamento e consequentemente de evapotranspiração podem ser estimados. Entretanto, o valor de S nesse contexto refere-se apenas ao conteúdo de água armazenada nas camadas mais profundas do solo e não aos níveis mais superiores que são responsáveis pela maior parte dos processos evaporativos e por isso não pode

simplesmente ser utilizado para estimar a evapotranspiração real, uma vez que o termo de armazenamento na equação (2.22) não é sensível à água armazenada na zona não-saturada.

Dentro desse contexto, Dias e Kan (1999) apresentaram o método do Balanço Hídrico Sazonal (BHS), utilizado neste estudo, onde os valores de S são estimados ao final de longos períodos de recessão onde apenas a água da zona saturada está contribuindo para a vazão do rio e com isso a equação (2.20) pode ser aplicada entre sucessivos períodos de recessão. O nome Balanço Hídrico Sazonal veio do fato de que como o modelo trabalha com períodos de Δt entre aproximadamente 15 e 90 dias, ele consegue capturar a sazonalidade da evapotranspiração ao longo dos meses do ano, algo que não é possível com o balanço hídrico de longo curso.

2.6 Modelos chuva–vazão

Os modelos chuva–vazão são modelos que buscam descrever as relações entre a precipitação incidente e o escoamento superficial em um sistema de drenagem em função dos diversos parâmetros que podem ser utilizados para descrever o local de estudo como as características físicas do solo ou dados climatológicos. A partir dos modelos chuva–vazão, informações como a evapotranspiração real de uma bacia hidrográfica podem ser obtidas. Dependendo da sua estrutura esses modelos podem ser classificados em diversas categorias como por exemplo modelos determinísticos, estocásticos ou concentrados.

Guo et al. (2017) utilizaram 3 modelos chuva–vazão conceituais concentrados, ou seja, modelos que levam em consideração os conceitos físicos relacionados aos processos hidrológicos e que não levam em consideração a variabilidade espacial da bacia para avaliar como as mudanças na evapotranspiração potencial estimada pelos modelos podem alterar os resultados obtidos no escoamento superficial. Foram avaliadas 5 bacias hidrográficas em diferentes locais da Austrália. Guo et al. (2017) demonstraram que ao realizar algumas alterações nas variáveis que afetam os processos evaporativos (temperatura, umidade relativa, velocidade do vento e irradiância solar) foram observados grandes impactos na previsão da vazão do rios.

Ferreira et al. (2021) utilizaram o modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) para avaliar as estimativas de evapotranspiração potencial do modelo a partir das equações de Penman–Monteith, Priestley–Taylor e Hargreaves no bioma do Cerrado brasileiro. As estimativas de evapotranspiração potencial do modelo foram então convertidas para evapotranspiração real levando em consideração o total de água interceptada pelas plantas, o total transpiração da vegetação e também a água evaporada do solo. As estimativas de evapotranspiração real do modelo foram então comparadas aos valores obtidos pelo método de covariância de vórtices turbulentos. Em geral, o modelo produz bons resultados para os períodos secos porém superestima os resultados para o período chuvoso.

2.7 Modelos baseados em sensoriamento remoto

O sensoriamento remoto é atualmente uma das ferramentas mais utilizadas para a obtenção de estimativas de evapotranspiração em diferentes escalas espaciais e temporais. A aplicação dessa metodologia possui diversas vantagens como por exemplo a realização de estimativas de evapotranspiração em locais onde técnicas convencionais são difíceis de aplicar como regiões montanhosas, desertos, etc.

As abordagens mais comuns na estimativa de evapotranspiração utilizando o sensoriamento remoto podem ser divididas em métodos baseados no índice da vegetação e/ou no balanço de energia (também chamado de *thermal approach*).

Índice de Vegetação

Os métodos que utilizam o índice de vegetação (IV) são baseados na observação da densidade foliar da vegetação e frequentemente são combinados com dados observados na superfície. Quanto mais ativa for a vegetação, maior a quantidade de energia absorvida na região visível do espectro eletromagnético devido à produção da clorofila e outros pigmentos que absorvem os comprimentos de onda. A reflexão da irradiância na região do infravermelho próximo também é maior devido à dispersão desses comprimentos de onda pelas paredes das células (Glenn et al., 2010). Essa relação é a base para o índice de diferença normalizada de vegetação (*Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI)), que dentre as metodologias que utilizam IV é a mais comum principalmente devido à sua simplicidade. Essa relação pode ser descrita pela equação

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_{\text{NIR}} - \rho_{\text{Red}}}{\rho_{\text{NIR}} + \rho_{\text{Red}}}, \quad (2.23)$$

onde ρ_{NIR} é a refletância do infravermelho próximo (com comprimento de onda entre 750 nm até 2500 nm) e ρ_{Red} é a refletância do vermelho (com comprimento de onda entre 620 nm até 750 nm). Os valores de NDVI variam entre 1 e -1 . Quando mais próximo de 1, maior a atividade vegetal do local e quanto mais próximo de -1 , menor a atividade vegetal do local.

Yebra et al. (2013) utilizaram dados de evapotranspiração observados em 16 torres de fluxo ao redor do mundo (predominantemente nos Estados Unidos) e compararam os valores medidos com diferentes metodologias para estimativa de evapotranspiração utilizando 6 produtos de IV oriundos do satélite MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*).

Apesar dos bons resultados que podem ser obtidos a partir das metodologias que utilizam índice de vegetação, naturalmente eles apresentam algumas limitações que são inerentes aos métodos e devem ser levadas em consideração. Como o índice da vegetação utiliza como base a densidade foliar, sua aplicação não é adequada para representar a evaporação direta do solo. Outra limitação observada refere-se ao fato de que os modelos

não podem ser transferidos diretamente para a aplicação em locais diferentes daqueles em que foram desenvolvidos (Glenn et al., 2007).

Balanco de energia

O métodos que utilizam o balanço de energia são mais comuns e uma de suas grandes vantagens é que eles são baseados na física do balanço de energia. Em geral, a equação (2.10) é aplicada e os valores de R_l , G e H são estimados por estações no solo ou outros produtos de sensoriamento remoto disponibilizados por exemplo pelo MODIS ou pelo GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*).

Comumente, os métodos baseados no balanço de energia relacionam situações de máxima e mínima temperatura de superfície com situações de máxima e mínima disponibilidade de água. Alguns exemplos de modelos podem ser citados como o SSEB (*Simplified Surface Energy Balance*) que é baseado na hipótese de que a evapotranspiração de uma região varia linearmente com a temperatura da superfície e o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) que calcula a evapotranspiração a partir da resolução da equação do balanço de energia.

Bezerra et al. (2015) utilizaram os modelos SSEB e SEBAL para estimar a evapotranspiração em plantações de algodão e mamona no Nordeste Brasileiro. Ambos os modelos foram comparados com o método do Balanço de Energia-razão de Bowen (BErB) utilizando dados de irradiância líquida e fluxo de calor no solo medidos no local. Os autores concluíram que os resultados foram satisfatórios e bastante similares entre si. O SEBAL apresentou melhores resultados em comparação com o método BErB e isso foi relacionado com o fato de que o modelo é mais complexo fisicamente enquanto o SSEB é baseado em uma teoria mais simples e considera apenas a relação entre a temperatura da superfície e a evapotranspiração.

Mesmo com sua base física, os modelos de balanço de energia também possuem limitações que incluem sensibilidade dos sensores, problemas de escala, divergências obtidas nos resultados entre os diferentes modelos, interpretação física das diferentes variáveis e de como elas afetam os modelos, etc. (Glenn et al., 2007; Liou e Kar, 2014).

GRACE

A missão GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) é uma projeto conjunto entre NASA (*National Aeronautics and Space Administration*, Estados Unidos) e DLR (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*, Alemanha) (Watkins et al., 2015; NASA/JPL, 2019), que possui como objetivo a realização de medições do campo gravitacional da terra. A missão consiste de dois satélites artificiais separados por uma distância de 220 km. Conforme eles percorrem o seu trajeto, as regiões do planeta que possuem uma gravidade mais forte afetam a trajetória do primeiro satélite. Com essa diferença, o GRACE é capaz de determinar as variações do campo gravitacional da Terra. Um dos fatores que altera esse campo são as mudanças das massas de água e, com isso, o GRACE consegue relacionar a variação do campo gravitacional com o armazenamento de água no

solo

Lembrando da equação do balanço hídrico (2.20), se a variação do armazenamento de água no solo pode ser obtida com o GRACE, a evapotranspiração real da bacia pode ser facilmente estimada. Rodell et al. (2004) utilizaram o GRACE e compararam com outras três estimativas de evapotranspiração obtidas a partir de dados de sensoriamento remoto e reanálise para a bacia do rio Mississippi. As estimativas obtidas pelo GRACE ficaram na média dos outros modelos utilizados no trabalho.

Capítulo 3

Método do Balanço Hídrico Sazonal

O método do Balanço Hídrico Sazonal (BHS) desenvolvido por [Dias e Kan \(1999\)](#) possui como objetivo realizar a estimativa da evapotranspiração real de uma bacia hidrográfica utilizando como base a equação do balanço hídrico aplicada a um período específico entre recessões.

Durante um evento de precipitação, parte da água que chega ao solo infiltra e parte forma o escoamento superficial. O caminho que a água tende a seguir após o contato com o solo depende de fatores como quantidade de água precipitada, características do solo, cobertura vegetal, etc. Conforme o tempo passa após o início da infiltração, a umidade das camadas mais inferiores do solo vai aumentando e o aquífero freático vai sendo recarregado.

De forma geral, o solo abaixo da superfície pode ser dividido em camadas verticais que dependem da quantidade de poros que estão ocupados pela água. Essencialmente, essa divisão pode ser feita entre zona saturada onde todos os poros são completamente preenchidos com água e a zona não saturada (também chamada de zona vadosa) onde os poros podem conter tanto gases quanto água ([Bear, 2012](#)).

A figura 3.1 representa graficamente os principais componentes do armazenamento de água no solo. A região que se estende da superfície do solo até a chamada zona intermediária é a mais afetada por eventos externos como por exemplo precipitação, irrigação, neve e mudanças na temperatura do ar. A água presente nessa região pode percolar para as camadas mais profundas ou retornar para a atmosfera por evaporação direta e/ou transpiração das plantas.

A zona intermediária ocorre entre o limite da zona de água no solo e da superfície do lençol (franja capilar). Nessa região, a fração de água que ocupa os espaços maiores entre os poros do solo está sujeita aos efeitos das forças gravitacionais e pode ser drenada para as camadas mais inferiores recarregando o aquífero freático. O restante da água nessa região pode ser dividida em água higroscópica ligada quimicamente com as partículas do solo e não disponível para as plantas e a água capilar sendo essa a principal fonte de água para a vegetação.

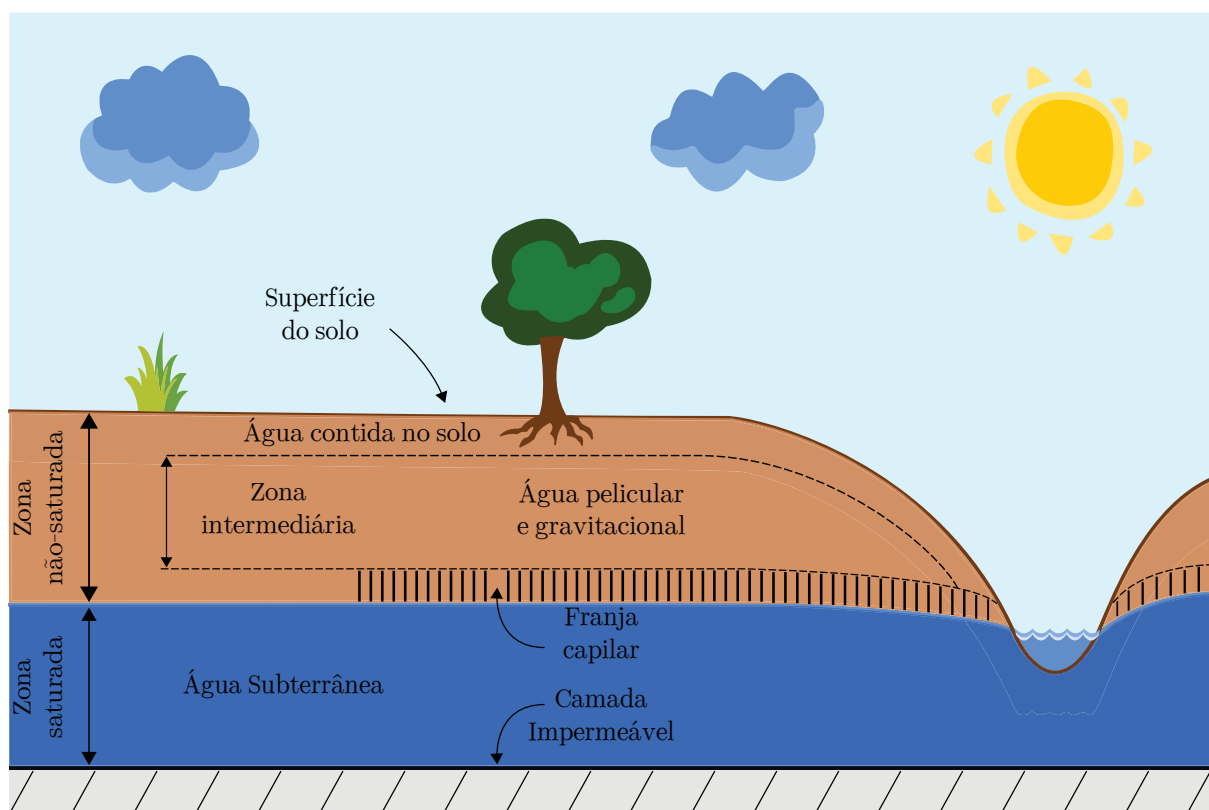


Figura 3.1: Distribuição da água armazenada no solo.

A zona saturada é formada acima da camada impermeável e seu limite superior é a superfície do freático. Essa região é a responsável pela manutenção das vazões durante os períodos de estiagem e a avaliação da taxa de depleção do lençol é a base para os estudos de análise de recessão.

3.1 Estimativa do armazenamento

O ponto fundamental do BHS é a realização de estimativas da quantidade de água armazenada na bacia. O armazenamento de água e o comportamento da vazão durante um período de recessão são principalmente definidos pelas propriedades hidráulicas do solo (Zecharias e Brutsaert, 1988).

Diversos estudos buscam entender e descrever não apenas a vazão no período de recessão, mas também a sua relação com o armazenamento de água no solo. Arnold et al. (1995) utilizaram filtros recursivos para realizar a separação entre o escoamento superficial e o subterrâneo a partir de uma série histórica de vazões. Brutsaert e Sugita (2008) utilizaram a análise de recessão para avaliar a tendência do armazenamento de água na Mongólia e concluíram que apesar do desenvolvimento humano observado na região, não houve evidência de que o armazenamento de água estaria diminuindo. Zhang et al.

(2014) avaliaram também a tendência do armazenamento de água no solo em 17 bacias espalhadas pela Austrália e concluíram que durante os últimos 45 anos o armazenamento apresentou uma tendência negativa em todas as bacias.

Para a definição do armazenamento do BHS, consideremos a equação instantânea do balanço hídrico

$$\frac{dS}{dt} = P - Q - E_R, \quad (3.1)$$

onde S é o armazenamento de água no solo, P é a precipitação, Q é a vazão e E_R é a evapotranspiração real. Brutsaert (1982) define uma recessão como sendo um período em que $P = 0$. Considerando que ao final de uma longa recessão o valor de E_R é tão pequeno que possa ser desprezado, a equação do balanço hídrico pode ser simplificada para

$$\frac{dS}{dt} = -Q, \quad (3.2)$$

ou seja, pode-se dizer que a vazão é uma função do armazenamento representado pela equação

$$Q = f(S). \quad (3.3)$$

Brutsaert e Nieber (1977) sugerem que a equação (3.3) pode ser escrita no formato $Q = aS^b$, onde a e b são constantes. O resultado da equação (3.2) quando $S = (\frac{1}{a}Q)^{\frac{1}{b}}$ torna-se

$$-\frac{dQ}{dt} = a^{\frac{1}{b}}bQ^{\frac{2b-1}{b}}. \quad (3.4)$$

Fazendo $\alpha = a^{\frac{1}{b}}b$ e $\beta = \frac{2b-1}{b}$,

$$-\frac{dQ}{dt} = \alpha Q^\beta. \quad (3.5)$$

O trabalho de Brutsaert e Nieber (1977) foi uma grande contribuição para o desenvolvimento da teoria do fluxo de água armazenada no solo. Ao utilizar a relação $dQ/dt \times Q$ na equação (3.5), eles eliminaram a dependência da definição de um ponto inicial $t = 0$. Entretanto, o que tornou o método amplamente utilizado foi a percepção de que as soluções analíticas para a equação de Boussinesq que descrevem o comportamento de esvaziamento de um aquífero horizontal não confinado podem ser expressas no mesmo formato da equação (3.5). Uma dessas soluções pode ser obtida linearizando a equação de Boussinesq e realizando o truncamento do harmônico fundamental na expansão de Fourier. No entanto, devido ao fato do truncamento omitir os termos de maior ordem, a solução linearizada da equação só é válida para longos períodos de tempo após o início da recessão. A relação linear entre a vazão de recessão e o armazenamento da bacia é amplamente estudada na literatura. Chapman (1999) explorou diferentes algoritmos para realizar a separação entre o escoamento superficial e o subterrâneo e demonstrou que a relação linear entre a vazão de recessão e o armazenamento de água no solo pode produzir aproximações tão boas quanto as relações não lineares. Fenicia et al. (2006) utilizaram a relação linear

entre a vazão de recessão e o armazenamento como parte da calibração de um modelo de chuva-vazão.

Quando a relação linear entre a vazão de recessão e o armazenamento de água no solo é válida, ou seja, para longos período de Δt após o início da recessão, o valor de b dentro da equação (3.5) é $b = 1$ e consequentemente $\alpha = a$, simplificando a equação para

$$\frac{dQ}{dt} = -aQ, \quad (3.6)$$

onde $a = 1/T_r$ e T_r é a constante de recessão. Integrando a equação (3.6) entre t e Δt , obtém-se

$$Q(t + \Delta t) = Q(t)e^{-\frac{\Delta t}{T_r}}. \quad (3.7)$$

Fazendo $\kappa = e^{-\frac{\Delta t}{T_r}}$,

$$Q(t + \Delta t) = \kappa Q(t), \quad (3.8)$$

onde κ é tangente da envoltória superior do gráfico $Q(t) \times Q(t + \Delta t)$. Esse método para a estimativa do valor de κ é chamado de método de correlação. Com a ocorrência de uma precipitação, os períodos de recessão são interrompidos produzindo segmentos de recessão de duração variável através da série histórica de vazões. Em razão dessa variabilidade, as análises dos períodos de recessão tornam-se mais difíceis. O método de correlação consiste em realizar a plotagem do gráfico $Q(t) \times Q(t + \Delta t)$ para os períodos de recessão e ajustar uma reta aos pontos do gráfico, produzindo uma “curva de recessão” característica (neste caso representada pela envoltória superior ajustada) para toda a bacia e amenizando o problema da variabilidade das recessões. A tangente da curva ajustada é o valor de κ e pode ser utilizado para estimar a constante de recessão através da relação $\kappa = e^{-\frac{\Delta t}{T_r}}$ (Nathan e McMahon, 1990; Tallaksen, 1995; Smakhtin, 2001; Sujono et al., 2004).

A equação (3.8) representa uma simples equação exponencial e pode ser utilizada para descrever a vazão de recessão. Substituindo a equação (3.8) em (3.2) e integrando entre t e Δt , a seguinte expressão para a estimativa do armazenamento pode ser obtida por

$$S = T_r Q. \quad (3.9)$$

Com o valor de T_r definido, é possível estimar o armazenamento do solo com base nos valores de vazão da bacia.

Como todo o desenvolvimento do modelo é baseado na premissa inicial de que durante um período de recessão apenas a água armazenada na zona saturada está contribuindo para a vazão do rio, a estimativa do armazenamento S no modelo também é válida apenas nessas condições. Por isso, o valor de S estimado pela equação (3.9) só pode ser considerado realista ao final de uma longa recessão hidrológica. Em outras palavras, obtendo-se os valores de vazão ao final de cada recessão, o armazenamento de água no solo e consequentemente a diferença entre esses valores (ΔS) pode ser calculada e um

balanço hídrico entre dois finais de recessão consecutivos pode ser efetuado. O apêndice B apresenta um desenvolvimento matemático mais detalhado do BHS.

3.2 Identificação dos períodos entre recessões

A figura 3.2 representa um hidrograma genérico. É possível notar que as irregularidades no hidrograma tornam a identificação de um final de recessão mais difícil. Na figura, Δt descreve um período irregular do hidrograma, sendo S_i o armazenamento inicial (o armazenamento final do período Δt anterior), S_f é o armazenamento referente ao último dia da recessão do período de análise atual e a linha azul pontilhada representa uma recessão “bem definida”, ou seja, uma recessão sem nenhum evento de precipitação que possa ocasionar um aumento do escoamento superficial. Para facilitar a identificação das recessões e conseqüentemente a estimativa do armazenamento, um algoritmo foi elaborado e alguns critérios empíricos obtidos após diversos testes para as bacias utilizadas foram adotados. Os critérios foram:

- Nenhum período $\Delta t < 15$ dias foi aceito. Quando encontrados, eles foram somados ao período posterior;
- Períodos em que $15 \text{ dias} \leq \Delta t < 60 \text{ dias}$ foram aceitos para o cálculo do balanço hídrico entre recessões quando a vazão no último dia de recessão fosse menor que o valor da média móvel dos 60 dias anteriores para o dia em questão, caso contrário o período corrente foi somado ao período posterior;
- Períodos em que $\Delta t \geq 60 \text{ dias}$ foram aceitos quando a vazão do último dia de recessão era menor do que duas vezes o valor da média móvel dos 60 dias anteriores para o dia em questão, caso contrário o período corrente foi somado ao período posterior.

A determinação de um período mínimo de 15 dias entre as recessões deve-se à dificuldade de se especificar qual é o tempo necessário para a ocorrência de uma recessão significativa, principalmente devido à grande heterogeneidade de bacias utilizadas neste estudo. Por isso uma generalização foi necessária atribuindo um período mínimo de Δt . A linha vermelha na figura 3.2 representa o comportamento da média móvel de 60 dias para um hidrograma genérico.

3.3 Cálculo da evapotranspiração real

Utilizando a equação (3.1) e integrando-a entre t e Δt , obtém-se

$$\frac{S_f - S_i}{\Delta t} = \overline{P} - \overline{Q} - \overline{E_R} \quad (3.10)$$

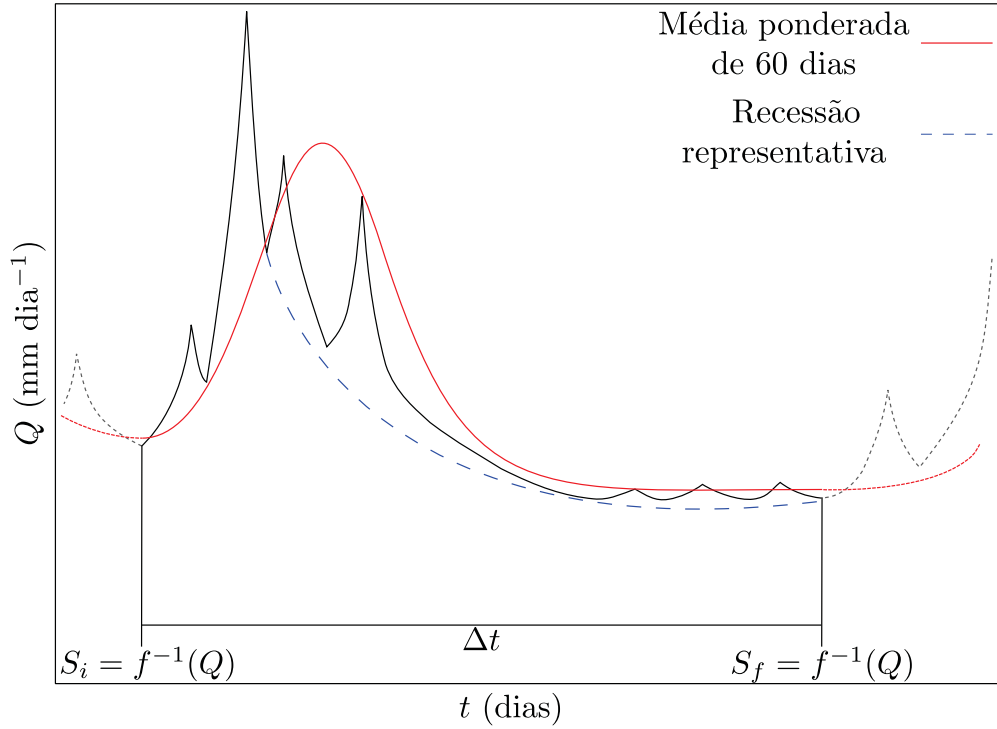


Figura 3.2: Hidrograma genérico.

onde $\bar{P}$, $\bar{Q}$ e $\bar{E}_R$ indicam a média de precipitação, vazão e evapotranspiração real ao longo de Δt em mm dia^{-1} . Isolando o termo de evapotranspiração tem-se

$$\bar{E}_R = \bar{P} - \bar{Q} - \frac{S_f - S_i}{\Delta t}. \quad (3.11)$$

Com as recessões identificadas, realizar a análise linear para a determinação da constante de recessão T_r e consequentemente o armazenamento ao final de cada recessão se torna uma tarefa simples e a evapotranspiração real do BHS pode ser estimada pela seguinte equação:

$$\bar{E}_R = \bar{P} - \bar{Q} - \frac{T_r Q_f - T_r Q_i}{\Delta t}. \quad (3.12)$$

Mesmo após a aplicação dos filtros comentados anteriormente, o BHS pode apresentar valores de evapotranspiração negativa. Esses valores podem aparecer em períodos durante os quais se tem pouca ou nenhuma incidência de chuva e/ou quando o valor de $S_f \gg S_i$ aliado a um valor de Δt muito pequeno. A solução utilizada para resolver esse problema foi tornar os valores $E_R < 0$ iguais a zero e compensá-los de acordo com a magnitude dos valores positivos ao longo da série. Para isso um coeficiente do peso n_w dos valores

negativos em relação aos valores positivos foi utilizado:

$$p_w = \left| \frac{\sum(E_R < 0)}{\sum(E_R > 0)} \right|, \quad (3.13)$$

onde $\sum E_R$ é o somatório das evapotranspirações, positivas e negativas, para todo o período de análise.

Após a obtenção de p_w , esse coeficiente de peso é multiplicado pelo valores de E_R obtendo-se um valor que deve ser subtraído do valor de evapotranspiração do período Δt analisado, gerando assim o valor de evapotranspiração compensado seguindo a equação:

$$E_{BHS} = (1 - p_w) \overline{E_R} \quad (3.14)$$

onde E_{BHS} é o valor de evapotranspiração real já compensada pela remoção dos valores negativos. Esse procedimento no desenvolvimento do BHS resolve os valores negativos ao mesmo tempo em que preserva a conservação de massa, uma vez que as evapotranspirações negativas estão sendo apenas redistribuídos ao longo da série, mantendo também a sazonalidade da serie de evapotranspiração. O E_{BHS} não possui uma escala de tempo definida, uma vez que a obtenção dos valores de evapotranspiração são obtidos dentro da escala de tempo de cada um dos períodos de recessão de forma individual.

Como no caso do BHS Δt representa um período de comprimento variável entre duas recessões, para uma utilização consistente com os valores de E_R foram calculadas as médias mensais de evapotranspiração. Esse procedimento é realizado por meio da aplicação de médias ponderadas pela duração de cada período entre recessões (Δt) dentro de cada mês. O cálculo da evapotranspiração média ponderada é realizado utilizando

$$\overline{E_{Ri}} = \frac{n_e \overline{E_{Re}} + n_c \overline{E_{Rc}} + n_d \overline{E_{Rd}}}{n_e + n_c + n_d}, \quad (3.15)$$

onde os subscritos e , c e d representam os períodos de evapotranspiração à esquerda, ao centro e à direita dos limites de um determinado mês i e n_e , n_c e n_d são os comprimentos dos períodos de evapotranspiração dentro do mês de referência. A representação dessa equação pode ser observada na figura 3.3. A figura 3.4 apresenta um fluxograma elaborado para esquematizar as etapas do BHS.

3.4 Modelo Hidrometeorológico de Evapotranspiração Mensal

Como as escalas tempo para o balanço hídrico na equação (3.12) são dependentes do comportamento das recessões e também da qualidade das estimativas das vazões, existe uma possibilidade de que o BHS, mesmo após o ajuste dos valores para médias mensais

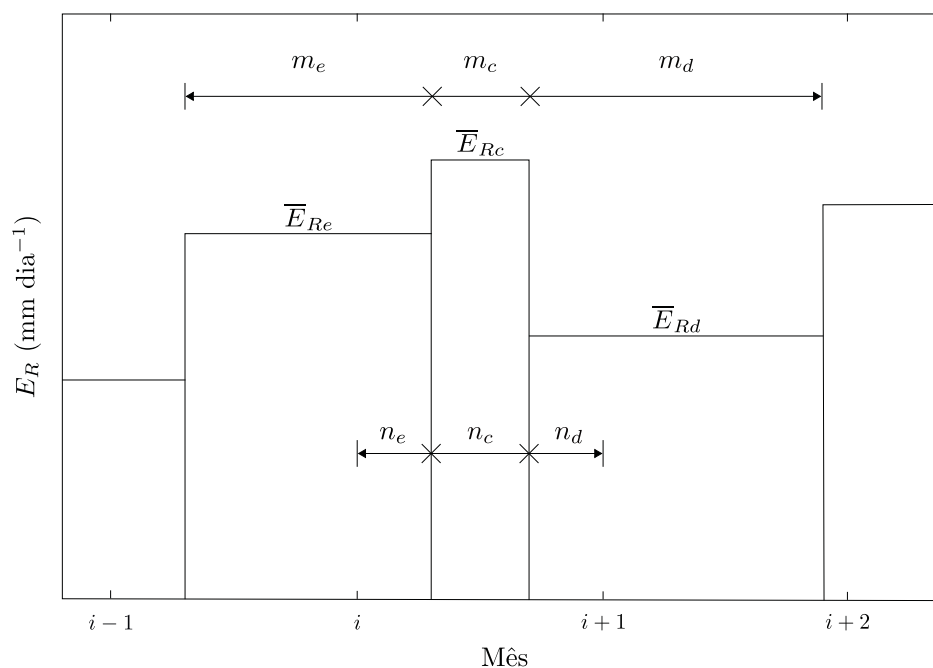


Figura 3.3: Representação do cálculo de média ponderada.

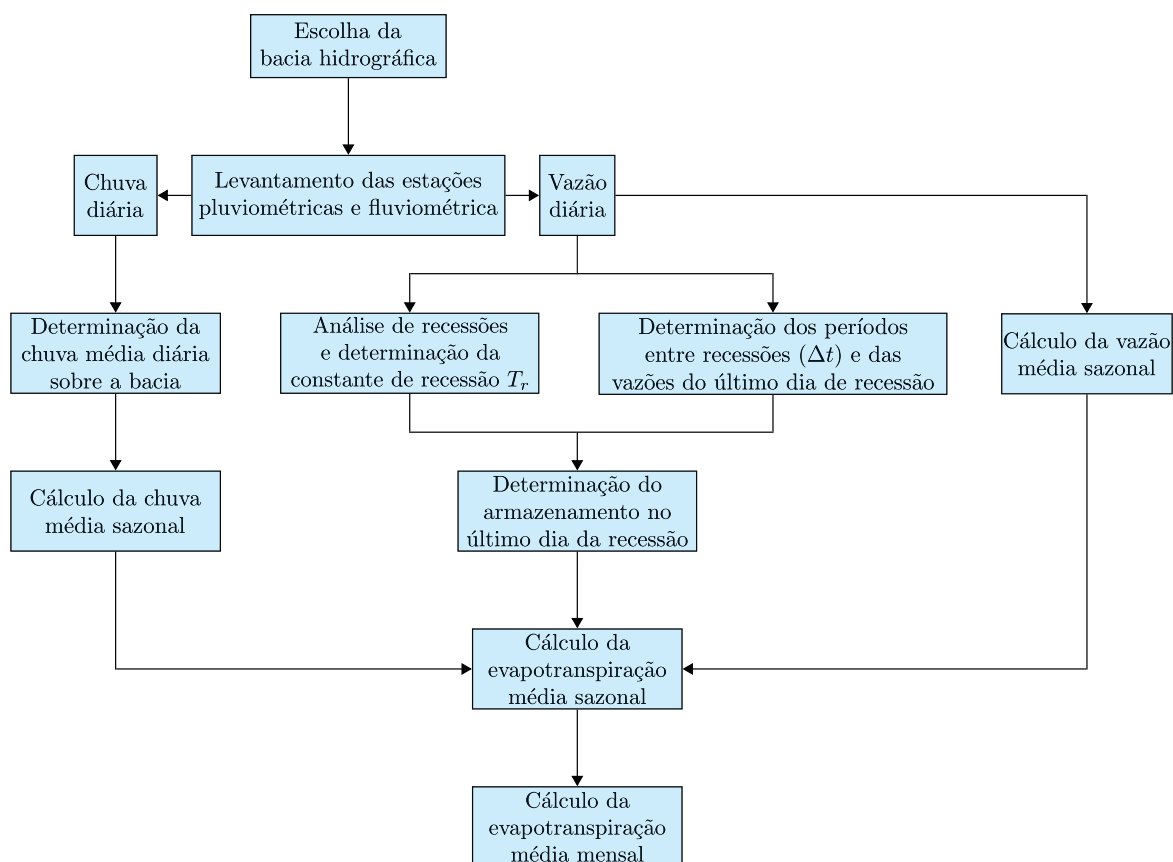


Figura 3.4: Fluxograma do Balanço Hídrico Sazonal.

utilizando a equação (3.15), não esteja representando corretamente a sazonalidade da evapotranspiração.

Por isso, Dias e Kan (1999) apresentaram o Modelo Hidrometeorológico de Evapotranspiração Mensal (MHE) que consiste na aplicação de uma regressão linear múltipla utilizando variáveis hidrometeorológicas, possibilitando a realização de um melhor ajuste dos valores de evapotranspiração do BHS. O MHE é um produto mensal com escala espacial do tamanho da bacia trabalhada.

Diversos estudos utilizam dados hidrometeorológicos em diferentes abordagens para estimar a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica. Thakur et al. (2011) utilizaram o modelo *Surface Energy Balance System* (SEBS) para estimar a evapotranspiração em regiões próximas ao lago Tuz na Turquia. O modelo SEBS utiliza como entrada dados de temperatura da superfície, umidade relativa e velocidade do vento. Em conjunto com diversos modelos matemáticos, Tabari et al. (2012) utilizaram regressões múltiplas lineares e não lineares para estimar a evapotranspiração em uma região montanhosa no Irã. Dados de temperatura, umidade relativa, irradiância solar e velocidade do vento foram utilizadas como variáveis independentes das regressões múltiplas. Eles concluíram que apesar das regressões não se destacarem como os melhores resultados da pesquisa, elas podem ser utilizadas na previsão de estimativas de evapotranspiração para a região. Perugu et al. (2013) utilizaram também dados de temperatura, número de horas de brilho de sol, velocidade do vento e umidade relativa como variáveis independentes de uma regressão linear múltipla para estimar a evapotranspiração em diferentes localidades na Índia.

O MHE é uma regressão linear múltipla que utiliza como variáveis independentes dados hidrometeorológicos medidos na região de análise. Originalmente o MHE foi formulado baseado na relação empírica entre a evapotranspiração real e um limite superior que em geral é a evapotranspiração potencial (Budyko et al., 1974, p. 97; Brutsaert, 1982, p. 243) seguindo as equações:

$$\frac{\overline{E_R}}{\overline{E_{tp}}} = c_0 + c_1(\overline{P} - \overline{Q}) + c_2(\overline{e}_a^* - \overline{e}_a) + c_3(\overline{S}), \quad (3.16)$$

ou

$$\frac{\overline{E_R}}{\overline{E_{tp}}} = c_0 + c_1 \left(1 - \frac{\overline{Q}}{\overline{P}} \right) + c_2 \left(1 - \frac{\overline{e}_a}{\overline{e}_a^*} \right) + c_3 \left(1 - \frac{\overline{S}}{S_{max}} \right), \quad (3.17)$$

onde $\overline{E_R}$ é a evapotranspiração real da bacia em mm dia⁻¹ estimada pelo BHS; c_0 , c_1 , c_2 e c_3 são os coeficientes determinados pela regressão e S_{max} é a amplitude do armazenamento de água da bacia em mm calculado pelo BHS. As demais variáveis foram definidas anteriormente no capítulo 2. Dias e Kan (1999) utilizaram como limite superior das equações (3.16) e (3.17) a irradiância líquida, a evaporação potencial de Penman e a evaporação potencial de Priestley–Taylor.

O MHE apresenta uma versatilidade sobre quais variáveis podem ser utilizadas devido à disponibilidade de dados e também em relação ao formato da equação a ser utilizado. Por isso, a realização das estimativas de evapotranspiração do MHE, os parâmetros da regressão linear múltipla foram estimados utilizando a evapotranspiração obtida pelo BHS como variável dependente e as variáveis independentes foram $\bar{P} - \bar{Q}$ e $\bar{e}_a^* - \bar{e}_a$. Neste trabalho, a evaporação potencial de Penman e a evaporação potencial Priestley–Taylor não foram empregadas e a irradiância líquida foi utilizada como mais uma variável independente da regressão e não como um limite superior de evapotranspiração. A ideia por trás dessa mudança é tornar a aplicação do MHE mais simples e prática permitindo também uma versatilidade maior dos dados de entrada. Caso os dados de irradiância líquida não estejam disponíveis ou não possam ser calculados por exemplo, esse termo pode ser facilmente substituído pela irradiância solar. O procedimento para o cálculo da irradiância líquida está descrito no apêndice C.

A equação para estimativa de evapotranspiração real pelo MHE utilizada foi:

$$E_{MHE} = c_0 + c_1(\bar{P} - \bar{Q}) + c_2(\bar{e}_a^* - \bar{e}_a) + c_3(\bar{R}_l). \quad (3.18)$$

Dias e Kan (1999) citam que devido à utilização de médias ponderadas pelo BHS, a qualidade das estimativas pode ser comprometida em virtude da existência de períodos de evapotranspiração muito longos entre dois finais de recessão. Por isso eles analisaram o *comprimento equivalente do registro* representado pela equação

$$n_i = \frac{m_e n_e + m_c n_c + m_d n_d}{n_e + n_c + n_d}, \quad (3.19)$$

onde m_e , m_c e m_d são os comprimentos totais dos períodos de E_R e n_e , n_c e n_d são os comprimentos dentro do mês de referência i (figura 3.3). Quanto maior foi o valor de n_i , mais irreal a estimativa de evapotranspiração tende a ser, já que um grande período de tempo teria os mesmos valores de E_R . Para resolver esse problema, Dias e Kan (1999) consideraram na utilização do MHE apenas os meses com $n_i \leq 45$ dias. Isso reduziu o número de pontos das variáveis disponíveis para as regressões mas foi necessário para garantir a qualidade das estimativas.

Entretanto, com as considerações utilizadas para a identificação das recessões citadas no capítulo 3, a quantidade de meses onde $n_i > 45$ neste trabalho foi muito pequena. Por isso, as análises do MHE foram feitas utilizando todos os meses, independente do comprimento equivalente encontrado.

Capítulo 4

Bacias hidrográficas de estudo

A escolha das bacias hidrográficas que foram utilizadas para a realização de estimativas de evapotranspiração real utilizando os modelos BHS e MHE seguiu os seguintes critérios:

- Bacias hidrográficas em diferentes locais do território brasileiro e com áreas de drenagem no ponto de medição de vazão entre aproximadamente 800 e 1500 km²;
- Bacias hidrográficas com séries históricas de dados hidrológicos com no mínimo 30 anos de dados;
- Bacias hidrográficas com séries históricas dados meteorológicos longas e consistentes (sem grandes períodos de falhas).

A qualidade dos dados de vazão é fundamental para a aplicação do BHS e por isso a escolha das bacias também foi realizada priorizando locais onde os dados das estações fluviométricas apresentassem poucas falhas. O tamanho médio das bacias foi escolhido para evitar grandes variações climáticas que podem ocorrer em grandes bacias e alguns efeitos antrópicos como a regularização de vazões devido à presença de reservatórios. A chuva média sobre a bacia hidrográfica foi calculada utilizando o método de Thiessen. Para as séries históricas de dados meteorológicos de cada local, a estação mais próxima foi considerada como sendo representativa de toda a bacia e os períodos de falhas da estação principal foram corrigidos com medições realizadas em estações próximas através de regressões lineares.

Levando em consideração essas informações, foram selecionadas 5 bacias hidrográficas distribuídas entre os estados de Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná e Rio Grande do Sul para a realização das estimativas de evapotranspiração com os modelos BHS e MHE. A tabela 4.1 apresenta algumas informações gerais sobre as bacias hidrográficas utilizadas no estudo.

Nas próximas seções serão descritas as características das bacias utilizadas juntamente com as algumas informações sobre as estações hidrometeorológicas. As notações P, F e M dentro das tabelas representam estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas

Tabela 4.1: Bacias hidrográficas.

Código	Bacia	Estado	Área de drenagem (km ²)	Início	Fim
–	–	–	–	–	–
60654000	Rio das Caldas	Goiás	1290	01/1980	12/2018
40300001	Rio São João	Minas Gerais	1560	01/1977	12/2019
61913500	Rio da Onça	São Paulo	918	01/1975	12/2019
64442800	Rio Imbituva	Paraná	1340	01/1981	12/2016
86480000	Rio Carreiro	Rio Grande do Sul	1330	01/1957	12/2019

respectivamente. Os dados dessas estações foram obtidos através dos banco de dados *on-line* HIDROWEB – Agência Nacional de Águas (ANA) ([Agência Nacional de Águas – ANA, 2021](#)), Banco de Dados Meteorológicos (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) ([Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, 2021](#)) e Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) do estado de São Paulo ([Departamento de Águas e Energia Elétrica – DAEE, 2021](#)).

4.1 Descrição das bacias hidrográficas

4.1.1 Rio das Caldas – GO

A bacia do rio das Caldas está localizada na região central do estado de Goiás entre as latitudes 16°20'S e 16°54'S e longitudes 49°40'O e 48°40'O. As altitudes da nascente e foz são de 1100 e 653 metros respectivamente e a maior parte do relevo da bacia é considerado ondulado (cerca de 40,54% do total da área da bacia). O rio das Caldas possui uma extensão de cerca de 104 km sendo tributário da margem direita do rio Meia-Ponte no município de Hidrolândia ([Santos et al., 2019](#)). O bioma predominante da região é o Cerrado e, de acordo com a classificação climática de Köppen–Geiger, o clima da região é o Aw, sendo esse um clima tropical de inverno seco e verão chuvoso. A temperatura média anual está em torno de 24°C e a precipitação média anual em torno de 1800 mm ([Cardoso et al., 2014](#)). A bacia hidrográfica apresenta uma predominância de latossolo vermelho ([Reis et al., 2015](#)). A área de drenagem da bacia hidrográfica na estação fluviométrica Fazenda Sucuri é de 1290 km² e o período de análise para o BHS foi de janeiro de 1980 a dezembro de 2018. A tabela 4.2 apresenta algumas informações referentes às estações utilizadas no estudo da bacia do rio das Caldas e a figura 4.1 apresenta a distribuição geográfica dessas estações.

4.1.2 Rio São João – MG

A bacia do rio São João está localizada entre as latitudes 19°40'S e 20°21'S e as longitudes 44°25'O e 44°51'O na região Centro-Oeste do estado de Minas Gerais e faz parte da bacia do rio Pará. As altitudes aproximadas da nascente e foz são de 1100 e 600

Tabela 4.2: Informações das estações próximas a bacia do rio das Caldas – GO.

Bacia	Item	Código	Nome da Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Início	Fim
Rio das Caldas	1 – P	1649003	Fazenda Bonita de Baixo	16°57'	49°40'	742	05/1971	04/1999
	2 – P	1649004	Goiânopolis	16°31'	49°00'	900	09/1973	08/2019
	3 – P	1649013	Goiânia	16°40'	49°15'	659	01/1949	06/2019
	4 – P/M	A037	Silvânia	16°40'	48°37'	946	04/2011	10/2020
	5 – F	60654000	Fazenda Sucuri	16°54'	49°06'	698	01/1980	12/2018
	6 – P/M	–	UFG/EA*	16°35'	49°16'	740	01/1980	12/2018
	7 – P/M	83423	Goiânia/INMET	16°39'	49°15'	720	01/1961	12/2018
	8 – M	A002	Goiânia/INMET	16°38'	49°13'	727	05/2001	10/2020

* Estação agrometeorológica - Universidade Federal de Goiás (Universidade Federal de Goiás, 2020)

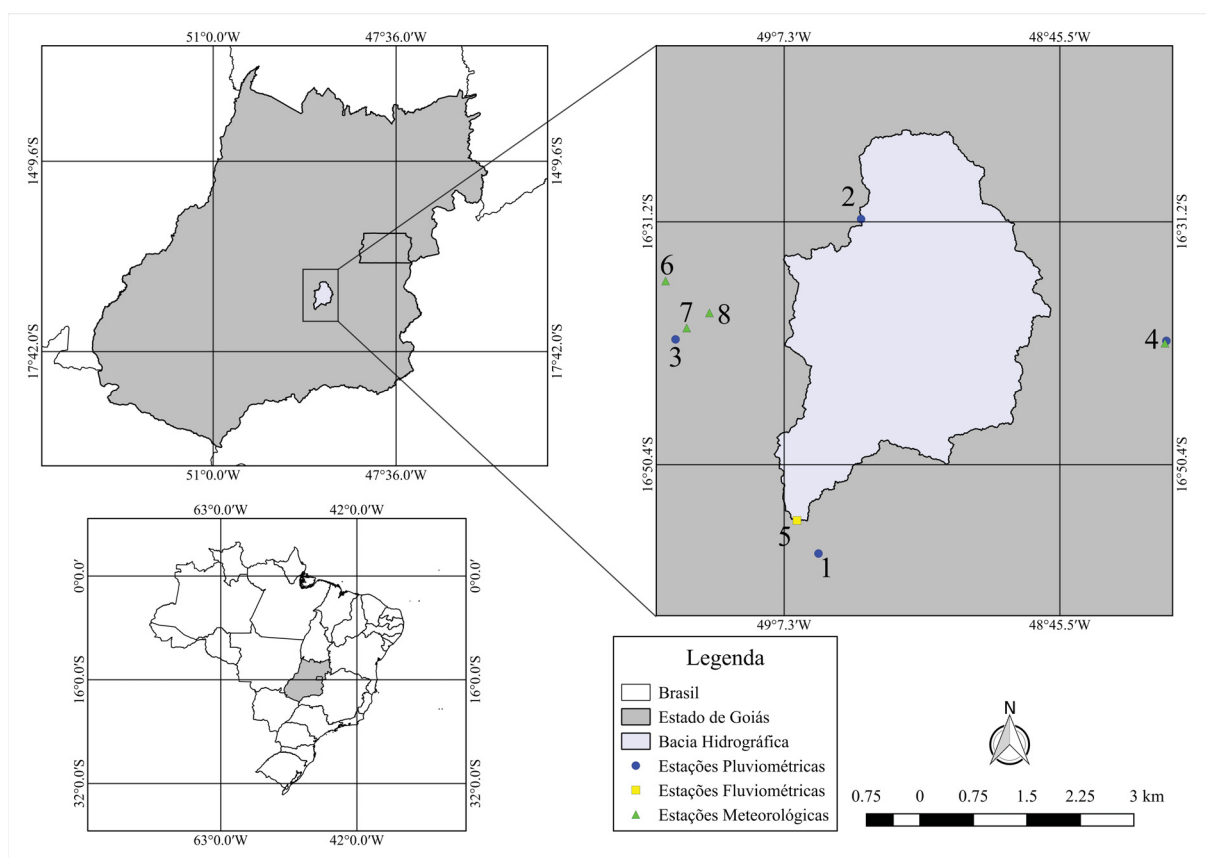


Figura 4.1: Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio das Caldas.

metros respectivamente e a bacia possui um relevo que varia entre plano e forte ondulado, sem a ocorrência de regiões montanhosas (Sousa et al., 2019). O bioma predominante na região é o Cerrado (Instituto Brasileiro de Geografia Estatística – IBGE, 2021) e, de acordo com a classificação climática de Köppen–Geiger, o clima da região é o Cwb, sendo um clima temperado úmido com inverno seco (Alvares et al., 2013). A temperatura média da região no inverno é cerca de 16°C e no verão 23°C (Tonietto et al., 2006). A precipitação média anual está em torno de 1300 e 1400 mm (Silva e Reboita, 2013). Apesar de solos como o latossolo vermelho distrófico ou neossolo litólico húmico estarem presentes, o argissolo vermelho-amarelo distrófico apresenta uma maior predominância

na região da bacia (Fundação Estadual do Meio Ambiente – FEAM, 2021). A área de drenagem da bacia hidrográfica na estação fluviométrica Jaguaruna é de 1560 km² e o período de análise para o BHS foi de janeiro de 1977 a dezembro de 2019. A tabela 4.3 apresenta algumas informações referentes às estações utilizadas no estudo da bacia do rio São João e a figura 4.2 apresenta a distribuição geográfica dessas estações.

Tabela 4.3: Informações das estações próximas a bacia do rio São João – MG.

Bacia	Item	Código	Nome da Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Início	Fim
Rio São João	1 – P	1944011	Jaguaruna	19°43'	44°48'	685	07/1941	06/2020
	2 – P	1944021	Velho da Taipa	19°41'	44°45'	585	02/1959	03/2012
	3 – P	1944062	Fazenda Santa Rita	19°58'	44°29'	820	04/1988	06/2020
	4 – P	1944082	Pará de Minas	19°51'	44°34'	853	02/2013	11/2019
	5 – P	2044002	Itaúna	20°04'	44°34'	859	01/1967	12/2016
	6 – P	2044003	Carmo do Cajuru	20°11'	44°47'	746	04/1941	06/2020
	7 – P	2044006	Divinópolis	20°08'	44°53'	672	01/1959	06/2020
	8 – P	2044020	Calambau	20°04'	44°29'	943	05/1970	06/2020
	9 – P	2044026	Fazenda Coqueiros	20°07'	44°28'	922	04/1974	06/2020
	10 – P	2044041	Fazenda Laranjeiras	20°06'	44°29'	895	11/1976	04/2020
	11 – F	40300001	Jaguaruna	19°44'	44°49'	640	01/1977	12/2019
	12 – M	83533	Bom Despacho	19°42'	45°21'	695	12/1980	01/2019
	13 – M	83580	Belo Horizonte – Lourdes	19°55'	43°55'	915	10/1966	10/1969
	14 – M	83587	Belo Horizonte	19°56'	43°57'	915	10/1944	11/2020
	15 – M	83632	Ibirité	20°01'	44°04'	822	04/1959	11/2020
	16 – M	83635	Divinópolis	20°09'	44°51'	787	10/1995	11/2020
	17 – M	A535	Florestal	19°53'	44°25'	753	06/2008	11/2020

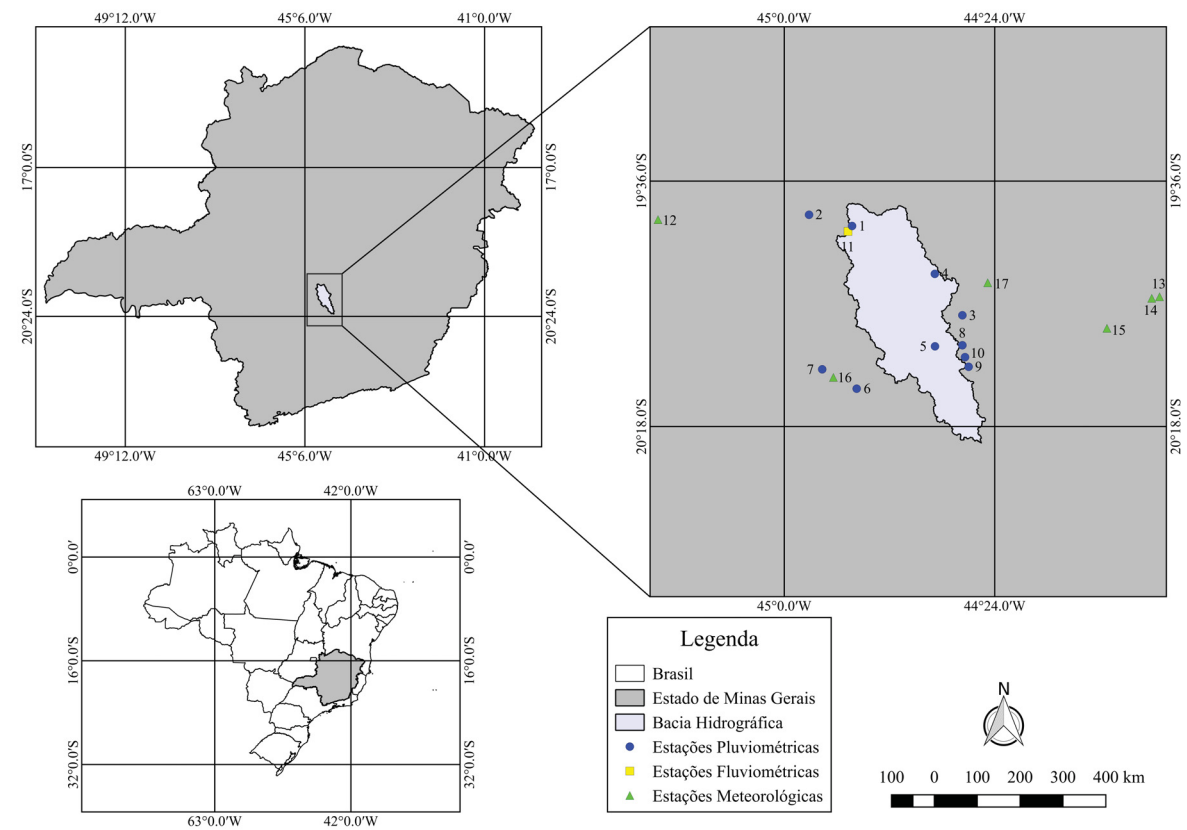


Figura 4.2: Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio São João.

4.1.3 Rio da Onça – SP

A bacia do rio da Onça está localizada na região central do estado de São Paulo entre as latitudes 21°02'S e 21°36'S e as longitudes 47°38'O e 47°06'O. No ponto da estação fluviométrica Fazenda Santa Terezinha, a área de drenagem da bacia é de 918 km² e em sua foz o rio da Onça torna-se afluente do rio Mogi Guaçu, próximo aos municípios Sertãozinho e Pitangueira. As altitudes da nascente e da foz são de 800 e 500 m aproximadamente. O bioma predominante da região é o da Mata Atlântica e o uso e ocupação do solo divide-se entre áreas de cultura de cana-de-açúcar e áreas de preservação (Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Mogi Guaçu, 2012). De acordo com a classificação climática de Köppen–Geiger, o clima da região é caracterizado como Cwa, clima subtropical úmido, com médias anuais de precipitação entre 1300 e 1600 mm e de temperatura entre 20°C e 22°C (Alvares et al., 2013). O solo da região da bacia é composto principalmente de latossolo com algumas regiões de neossolo (Rossi, 2017). O período utilizado para a análise do BHS foi de janeiro de 1975 a dezembro de 2019. A tabela 4.4 apresenta algumas informações referentes às estações utilizadas no estudo da bacia do rio da Onça e a figura 4.3 apresenta a distribuição geográfica dessas estações.

Tabela 4.4: Informações das estações próximas a bacia do rio da Onça – SP.

Bacia	item	Código	Nome da Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Início	Fim
Rio das Caldas	1 – P	2147012	Fazenda das Flores	21°19'	47°47'	720	08/1954	10/2019
	2 – P	2147013	Fazenda Resfriado	21°17'	47°56'	590	09/1943	06/2020
	3 – P	2147014	Cravinhos	21°21'	47°43'	700	11/1936	11/2019
	4 – P	2147016	Fazenda Capão da Cruz	21°26'	47°54'	580	02/1950	05/2020
	5 – P	2147026	Prainha do Tamanduá	21°29'	47°36'	610	06/1965	06/2000
	6 – P	2147027	Luiz Antônio	21°34'	47°42'	670	09/1970	05/2020
	7 – P	2147044	Sertãozinho	21°08'	47°59'	548	01/1937	01/1985
	8 – P	2148007	Usina São Francisco	21°11'	48°07'	490	01/1954	09/2020
	9 – P	2148020	Pradópolis	21°22'	48°04'	540	01/1966	06/2020
	10 – F	5C-017	Fazenda Santa Terezinha	21°12'	48°02'	520	11/1969	06/2018
	11 – M	83669	São Simão	21°28'	47°32'	620	01/1961	01/2021
	12 – M	83726	São Carlos	21°58'	47°53'	859	01/1961	01/2021
	13 – M	A747	Pradópolis	21°20'	48°06'	541	04/2008	01/2021
	14 – M	C5-104M	Pradópolis	21°22'	48°04'	540	01/1976	06/2002

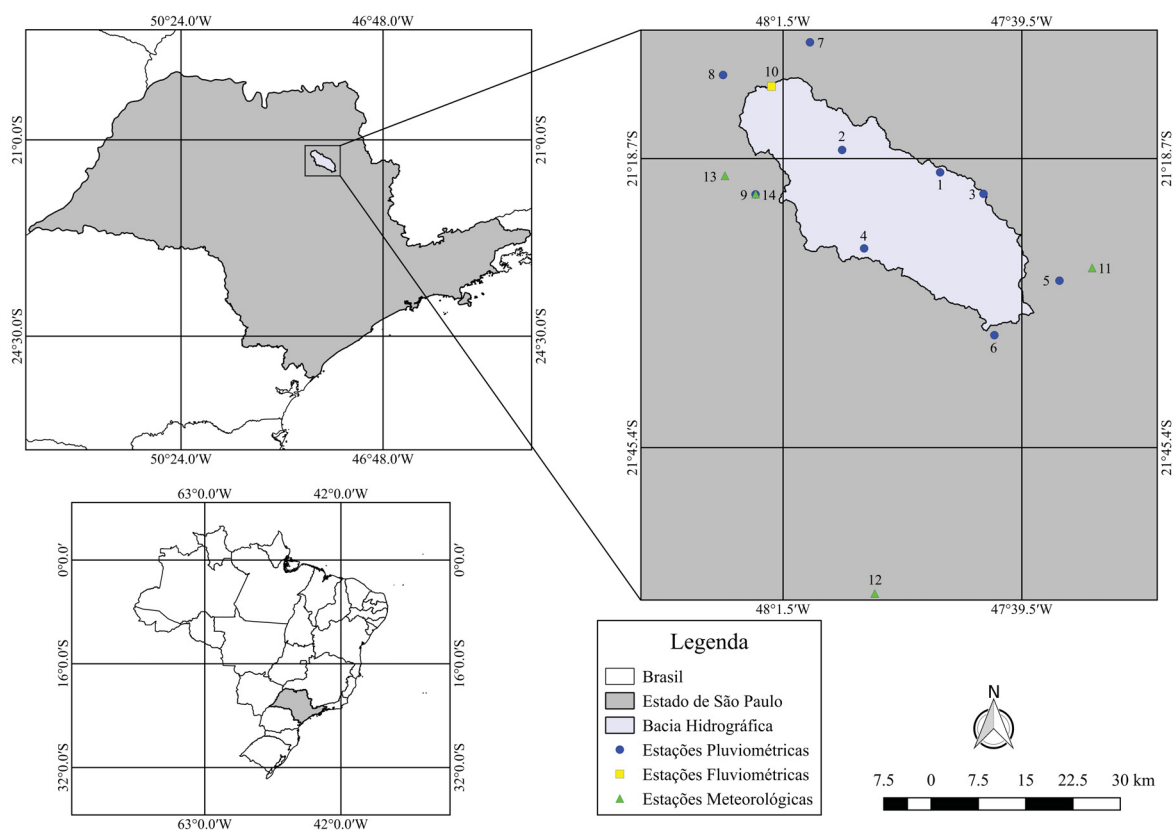


Figura 4.3: Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio da Onça.

4.1.4 Rio Imbituva – PR

A bacia do rio Imbituva está localizada entre as latitudes $25^{\circ}06'S$ e $25^{\circ}39'S$ e longitudes $50^{\circ}27'O$ e $50^{\circ}49'O$ no segundo planalto paranaense na região Centro-Sul do estado. O rio Imbituva possui uma extensão aproximada de 129 km até o seu encontro pela margem esquerda com o rio Tibagi e uma área de drenagem total de 1970 km² (Comitê da Bacia do Rio Tibagi, 2009). As altitudes da nascente e da foz são de 900 e 750 m aproximadamente. O bioma da região é o bioma de Mata Atlântica composto predominantemente por Floresta Ombrófila Mista. Trata-se de uma composição florestal muito comum no Sul do Brasil sendo conhecida também pelo nome Mata das Araucárias devido à presença da *Araucaria angustifolia* (Roderjan et al., 2002). De acordo com a classificação climática de Köppen–Geiger o clima da região é o Cfb, clima temperado úmido, sendo caracterizado por uma distribuição de chuvas uniformes ao longo do ano. A temperatura média anual é de 18°C e precipitação média anual de 1600 mm (Alvares et al., 2013). Os solos mais recorrentes na região da bacia são classificados como argissolos e latossolos (Comitê da Bacia do Rio Tibagi, 2009). A área de drenagem da bacia hidrográfica na estação fluviométrica Lajeado é de 1340 km² e o período de análise para o BHS foi de janeiro de 1981 a dezembro de

2016. A tabela 4.5 apresenta algumas informações referentes às estações utilizadas no estudo da bacia do rio Imbituva e a figura 4.4 apresenta a distribuição geográfica dessas estações.

Tabela 4.5: Informações das estações próximas a bacia do rio das Imbituva – PR.

Bacia	Item	Código	Nome da Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Início	Fim
Rio Imbituva	1 – P	2550007	Irati	25°28'	50°37'	1011	01/1967	02/2004
	2 – P	2550025	Teixeira Soares (Ext. Exp)	25°27'	50°34'	893	01/1963	05/2017
	3 – P	2550040	Angai	25°31'	50°28'	1000	01/1976	01/1999
	4 – P	2550043	Apiaba	25°19'	50°46'	900	01/1976	09/2017
	5 – P	2550044	Fernandes Pinheiro	25°25'	50°32'	850	05/1976	01/1999
	6 – P	2550045	Teixeira Soares	25°22'	50°28'	950	01/1976	09/2017
	7 – P	2550048	Imbituva	25°14'	50°36'	869	01/1976	09/2017
	8 – P	2550049	Região/km-9	25°18'	50°30'	950	01/1976	01/1999
	9 – P	2550061	Irati SE	25°28'	50°38'	1011	01/1988	01/1999
	10 – F	64442800	Lajeado	25°11'	50°31'	1340	01/1981	12/2019
	11 – P/M	83836	Irati/INMET	25°27'	50°37'	881	09/1966	11/2020
	12 – M	83811	Ivaí/INMET	25°00'	50°51'	808	01/1961	11/2020
	13 – M	2550024	Ponta Grossa/Iapar	25°13'	50°01'	880	01/1954	12/2001

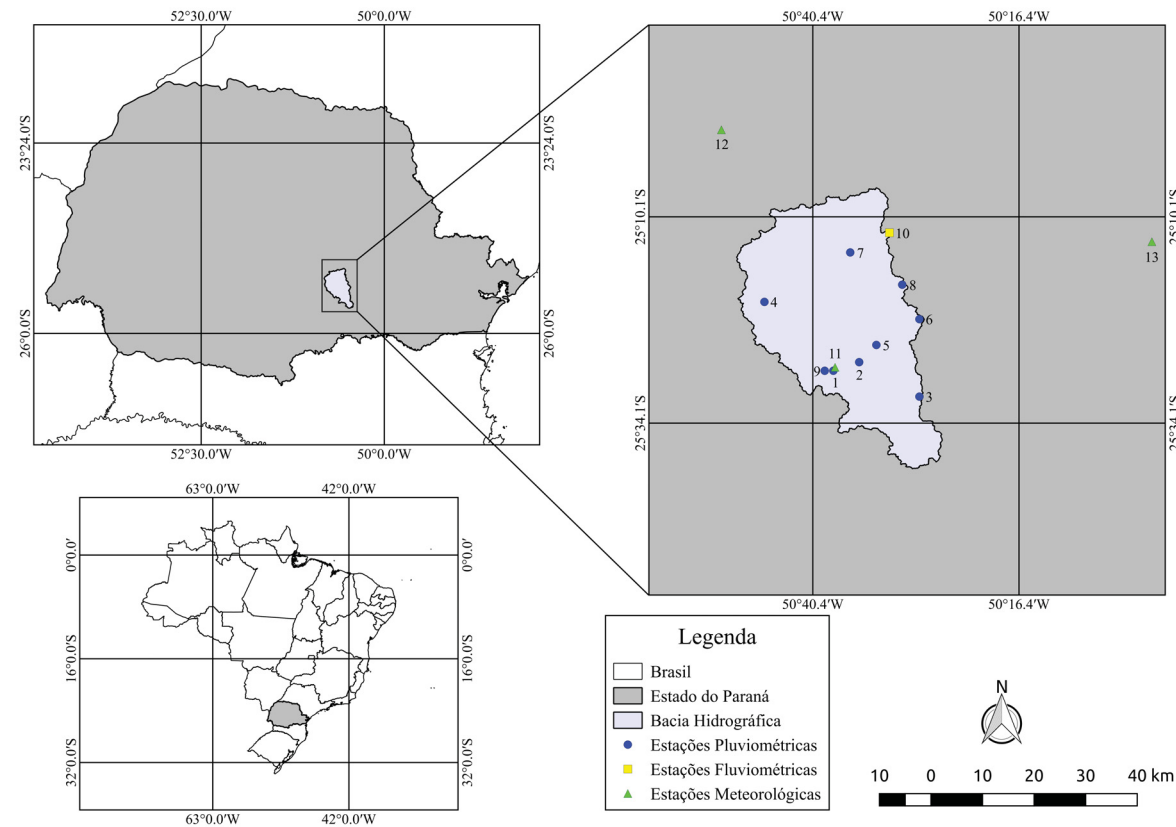


Figura 4.4: Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio Imbituva.

4.1.5 Rio Carreiro – RS

A bacia do rio Carreiro está localizada na região central do estado do Rio Grande do Sul entre as latitudes $28^{\circ}15'S$ e $29^{\circ}05'S$ e longitudes $51^{\circ}34'O$ e $52^{\circ}02'O$. As altitudes aproximadas da nascente e foz são de 800 e 100 metros respectivamente e a área de drenagem total da bacia é de 2561 km². O bioma predominante na região é o de Mata Atlântica e pela classificação climática de Köppen–Geiger a bacia hidrográfica encontra-se em uma região de transição entre os climas Cfa (clima sub-tropical) e Cfb (clima temperado). Ambos os climas são caracterizados por chuvas bem distribuídas ao longo do ano, entretanto, o clima Cfa possui temperaturas mais elevadas durante o verão. A média de precipitação anual da região está entre 2200 e 2500 mm e a temperatura média anual varia entre $16^{\circ}C$ e $18^{\circ}C$. O solo da região é composto de forma predominante por plintossolos mas apresenta também a presença de latossolos e nitossolos. A área de drenagem da bacia na estação fluviométrica Passo Miglivaca é de 1330 km² e o período utilizado para a análise do BHS foi de janeiro de 1957 a dezembro de 2019. A tabela 4.6 apresenta algumas informações referentes às estações utilizadas no estudo da bacia do rio Carreiro e a figura 4.5 apresenta a distribuição geográfica dessas estações.

Tabela 4.6: Informações das estações próximas a bacia do rio Carreiro – RS.

Bacia	Item	Código	Nome da Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Início	Fim
Rio Carreiro	1 – P	2851014	Lagoa Vermelha	$28^{\circ}13'$	$51^{\circ}30'$	842	01/1915	08/1985
	2 – P	2851020	Passo das Pedras	$28^{\circ}15'$	$51^{\circ}51'$	750	01/1963	12/2012
	3 – P	2851022	Passo Miglivaca	$28^{\circ}37'$	$51^{\circ}52'$	380	01/1958	12/2019
	4 – P	2851028	Trinta e cinco	$28^{\circ}23'$	$51^{\circ}50'$	650	01/1963	12/2012
	5 – P	2851052	Nossa Senhora de Fátima	$28^{\circ}27'$	$51^{\circ}32'$	263	01/2003	12/2019
	6 – P	2852052	Campo do Meio	$28^{\circ}19'$	$52^{\circ}03'$	750	01/2003	12/2019
	7 – F	86480000	Passo Miglivaca	$28^{\circ}37'$	$51^{\circ}51'$	480	01/1957	07/2020
	8 – M	83914	Passo Fundo	$28^{\circ}12'$	$52^{\circ}23'$	684	01/1961	01/2021
	9 – M	83916	Lagoa Vermelha	$28^{\circ}12'$	$51^{\circ}30'$	833	01/1961	01/2021
	10 – M	83941	Bento Gonçalves	$29^{\circ}08'$	$51^{\circ}30'$	624	01/1961	12/2013
	11 – M	83942	Caxias do Sul	$29^{\circ}09'$	$51^{\circ}12'$	750	01/1961	01/2021

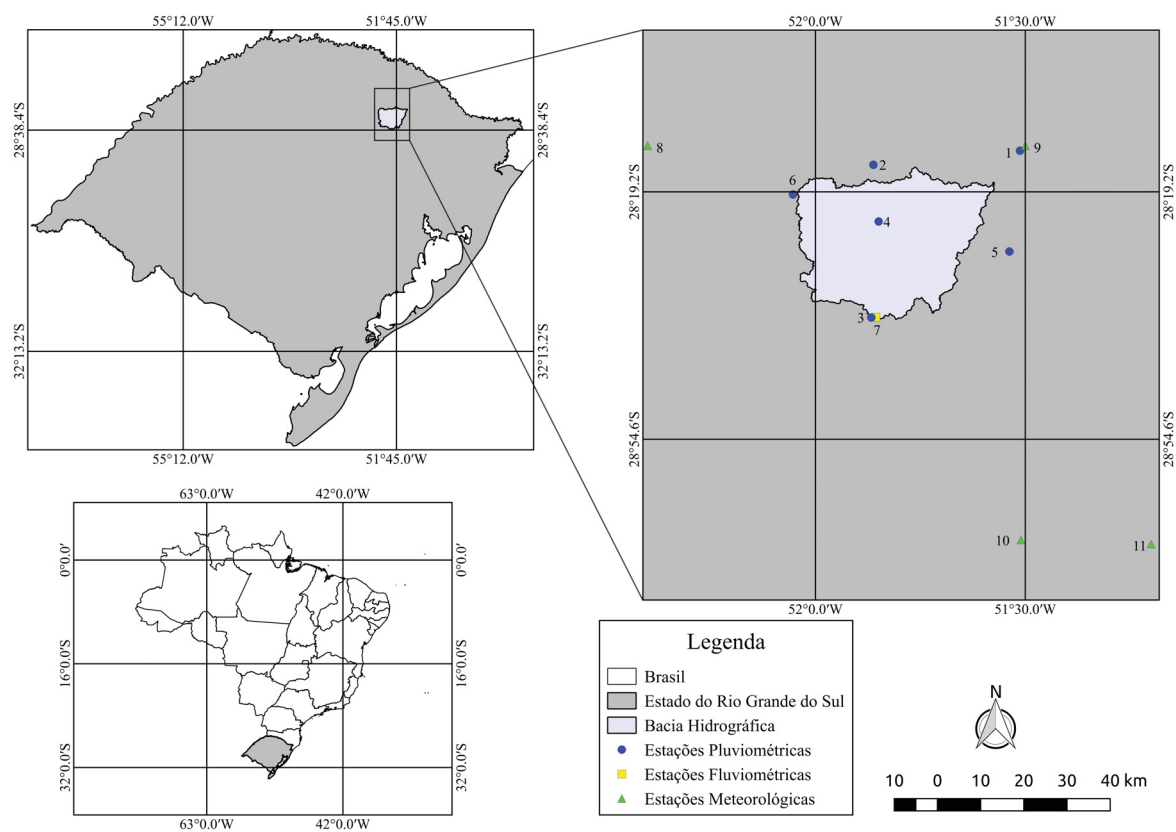


Figura 4.5: Estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas na região da bacia do rio Carreiro.

Capítulo 5

Aplicação dos modelos BHS e MHE

A aplicação do BHS foi realizada considerando os conceitos abordados no capítulo 3 para as bacias descritas no capítulo 4. Neste capítulo serão apresentados os resultados das análises de recessão e os principais resultados de evapotranspiração real estimada pelo BHS. Serão apresentados também os resultados obtidos com a aplicação do MHE, assim como uma breve comparação entre os modelos MHE e CRAE. Todos os valores de P , Q e E_R neste trabalho são apresentados em mm dia^{-1} , incluindo as médias mensais que são equivalentes aos valores diários, ou seja, o total de E_R do mês dividido pelo número de dias do mês. Todos os valores de R_i foram convertidos de W m^{-2} para mm dia^{-1} através da conversão de fluxo de energia para fluxo de massa.

5.1 Análise linear de recessão

As análises lineares foram realizadas utilizando os conceitos abordados no capítulo 3. Em resumo, a análise linear é feita a partir da extração dos períodos de recessão da série histórica de vazões e da definição do valor da constante de recessão através da envoltória superior do gráfico $Q(t) \times Q(t + \Delta t)$.

A utilização da envoltória superior se deve ao fato de que ela representa os períodos de recessão mais longos, quando a taxa de variação entre vazões consecutivas é menor. Os pontos mais distantes da envoltória estão associados ao decaimento inicial da hidrógrafa após um evento de precipitação e podem incluir valores de vazão que ainda estão sendo influenciados pelo escoamento superficial e não apenas pela água subterrânea (Linsley et al., 1958, p. 155). Por isso, quanto mais eficiente for a extração dos períodos de recessão, de modo que as vazões selecionadas sejam função apenas do armazenamento, melhores serão as análises de recessão. A figura 5.1 demonstra em que região da hidrógrafa estão localizados os pontos mais próximos e mais distantes da envoltória.

A posição da envoltória é uma questão que precisa ser abordada na análise de recessão. Para minimizar os efeitos das incertezas das medições realizadas durante os períodos de baixas vazões, alguns estudos sugerem que os pontos mais próximos da envoltória não

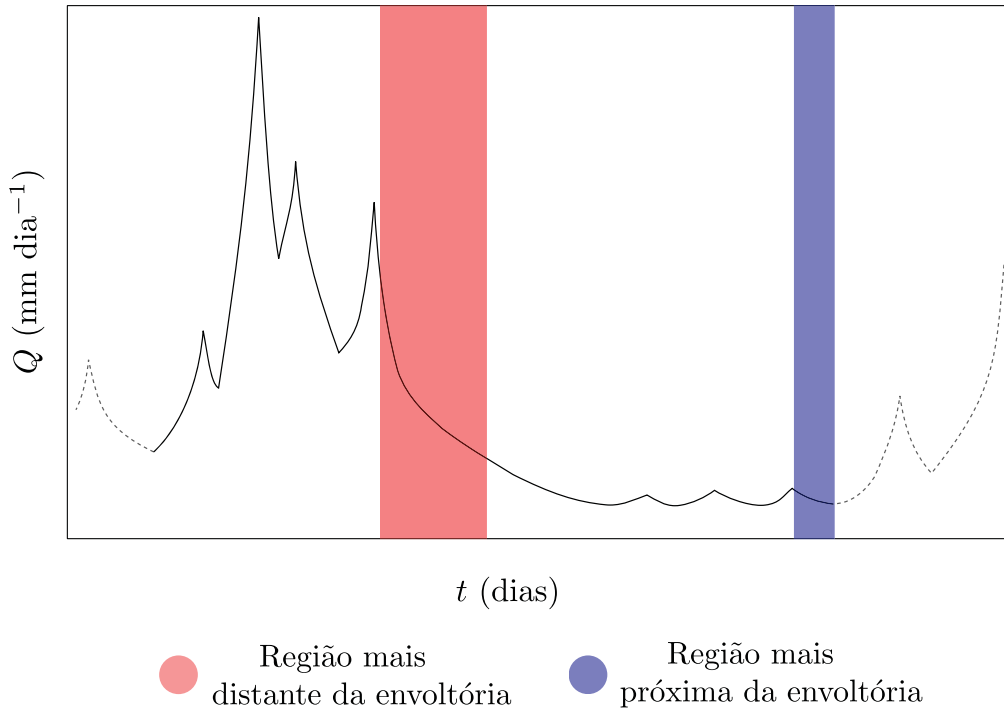


Figura 5.1: Exemplo da localização dos pontos mais próximos e distantes da envoltória.

devem ser utilizados (Troch et al., 1993; Brutsaert e Sugita, 2008; Sánchez-Murillo et al., 2015). Entretanto, para algumas bacias hidrográficas essa mudança pode alterar significativamente os valores da constante de recessão e consequentemente a evapotranspiração real estimada. A figura 5.2 apresenta uma análise linear genérica para exemplificar como ocorre a variação da envoltória superior.

Por esse motivo uma análise de sensibilidade foi realizada variando a porcentagem do total de pontos compreendidos pela envoltória para observar as mudanças na evapotranspiração estimada. Foram utilizados valores de 100%, 99%, 97% e 95%. Valores abaixo de 95% não foram aplicados para evitar que a análise de recessão abrangesse períodos de vazão mais influenciados pelo escoamento superficial. Evidentemente, diferentes bacias podem apresentar comportamentos distintos em relação às alterações das envoltórias, entretanto, os valores utilizados foram escolhidos após diversos testes e por isso estão sendo considerados como representativos do processo de obtenção da constante de recessão. São apresentados a seguir apenas os valores das constantes de recessão conforme a variação da envoltória. A questão de como essa variação afeta os resultados dos modelos BHS e MHE é discutida durante as próximas seções juntamente com os resultados de evapotranspiração. A figura 5.3 apresenta como exemplo a análise linear para a bacia do rio Carreiro e a tabela 5.1 apresenta um resumo da análise de sensibilidade realizada para cada uma

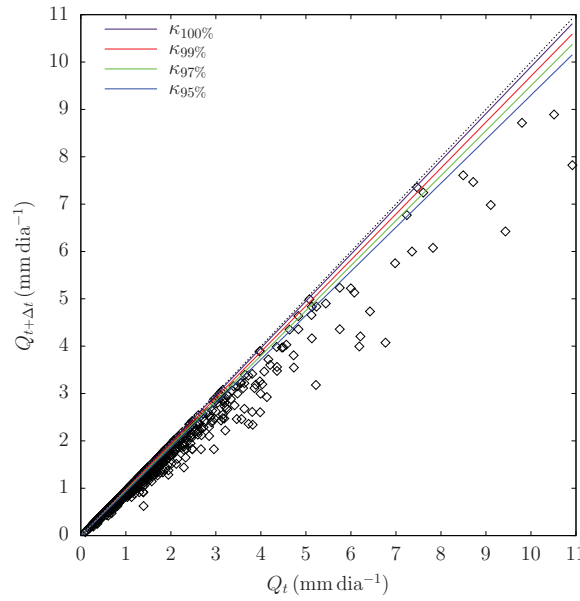


Figura 5.2: Representação da variação da envoltória superior.

das bacias.

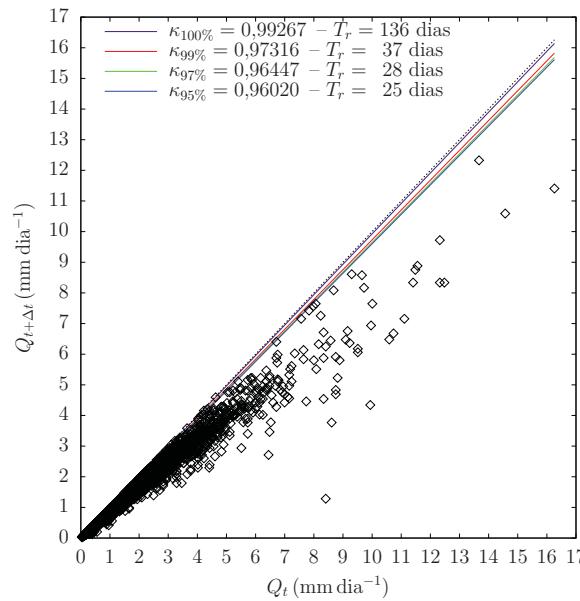


Figura 5.3: Análise linear para a bacia do rio Carreiro – RS.

A bacia do rio Carreiro apresentou a maior variação com o desvio padrão do valor de $\kappa = 0,01441$, enquanto a bacia do rio das Caldas apresentou a menor variação com o desvio padrão de $\kappa = 0,00194$. As mudanças nos valores da envoltória e da constante de recessão indicam o quão rápido é o decaimento da taxa de vazão após um evento de precipitação. A bacia do rio da Onça por exemplo possui um decaimento mais lento do que a bacia do rio São João, devido aos maiores valores κ , demonstrando que mesmo ao

Tabela 5.1: Resultados da análise de sensibilidade para as diferentes bacias hidrográficas e diferentes porcentagens de abrangência da envoltória superior. O valor de κ é adimensional e a constante de recessão T_r é em dias.

%	Rio das Caldas		Rio São João		Rio da Onça		Rio Imbituva		Rio Carreiro	
	κ	T_r	κ	T_r	κ	T_r	κ	T_r	κ	T_r
100	0,99568	230	0,99101	110	0,99774	443	0,99743	388	0,99267	136
99	0,99365	154	0,98599	71	0,99675	308	0,99171	120	0,97316	37
97	0,99242	131	0,98287	58	0,99411	169	0,98809	83	0,96447	28
95	0,99107	111	0,98095	52	0,99333	149	0,98523	67	0,9602	25
Desvio padrão	0,00194	52	0,00439	26	0,00209	136	0,00526	150	0,01441	53

considerar pontos que não estão exatamente ao final da recessão (envoltória de 95%), a taxa de decaimento da vazão do rio da Onça é ainda menor.

A escolha da envoltória final a ser utilizada em cada bacia foi realizada priorizando aquela que gerava a menor quantidade de valores negativos no BHS para que não houvesse a necessidade de que esses valores fossem compensados ao longo da série, mantendo assim o comportamento original do BHS. Foi considerado também o comportamento do MHE em relação à irradiância líquida, uma vez que ela representa o limite superior da disponibilidade de energia para a evapotranspiração real. Alguns resultados mais representativos dessa análise serão apresentados durante as próximas seções. Com exceção da bacia do rio Imbituva no Paraná em que a envoltória utilizada foi de 97%, para todos os outros locais a envoltória utilizada foi de 100%.

5.2 Estimativas de evapotranspiração com o BHS

Após a obtenção das constantes de recessão, o cálculo da evapotranspiração real com a equação (3.12) foi realizada e os resultados mais representativos são apresentados a seguir.

Os maiores valores de evapotranspiração foram obtidos para a bacia do rio das Caldas e os menores valores para a bacia do rio Carreiro com médias anuais de 1190,27 mm e 946,15 mm respectivamente. A bacia do rio das Caldas apresentou também a maior taxa de evapotranspiração em relação ao total precipitado com 76,47%. A tabela 5.2 apresenta um resumo da climatologia das bacias hidrográficas.

A bacia do rio das Caldas, rio São João e rio da Onça apresentam uma forte sazonalidade na precipitação existindo meses em que esse valor pode chegar a zero. Por isso é esperado que a evapotranspiração também diminua durante a estação seca não apenas devido à disponibilidade de energia, mas também pela indisponibilidade de água. Um exemplo desse comportamento pode ser observado pela figura 5.4 que representa a sazonalidade da evapotranspiração para a bacia do rio das Caldas – GO.

As bacias hidrográficas da região Sul (rios Imbituva e Carreiro) estão inseridas em locais onde o clima favorece uma distribuição homogênea das chuvas ao longo do ano tornando a sazonalidade da precipitação muito menos evidente. Em razão disso, espera-

Tabela 5.2: Resumo da climatologia das bacias hidrográficas. Todos os valores apresentados são médias anuais em mm. A porcentagem (%) apresentada é referente do total de E_{BHS} em relação ao total de P . Os resultados apresentados são referentes à envoltória de 97% para a bacia do rio Imbituva – PR e 100% para os outros estados. C_s é o coeficiente de escoamento superficial.

Código	Bacia	$\bar{P}$	$\bar{Q}$	$\bar{E}_{BHS}$	%	C_s
60654000	Rio das Caldas – GO	1556,34	368,86	1190,27	76,47%	0.2865
40300001	Rio São João – MG	1369,09	373,45	998,85	72,95%	0.2722
61913500	Rio da Onça– SP	1425,20	346,18	1086,29	76,22%	0.2459
64442800	Rio Imbituva – PR	1630,68	675,12	958,03	58,08%	0.4147
86480000	Rio Carreiro – RS	1747,08	800,95	946,15	54,15%	0.4595

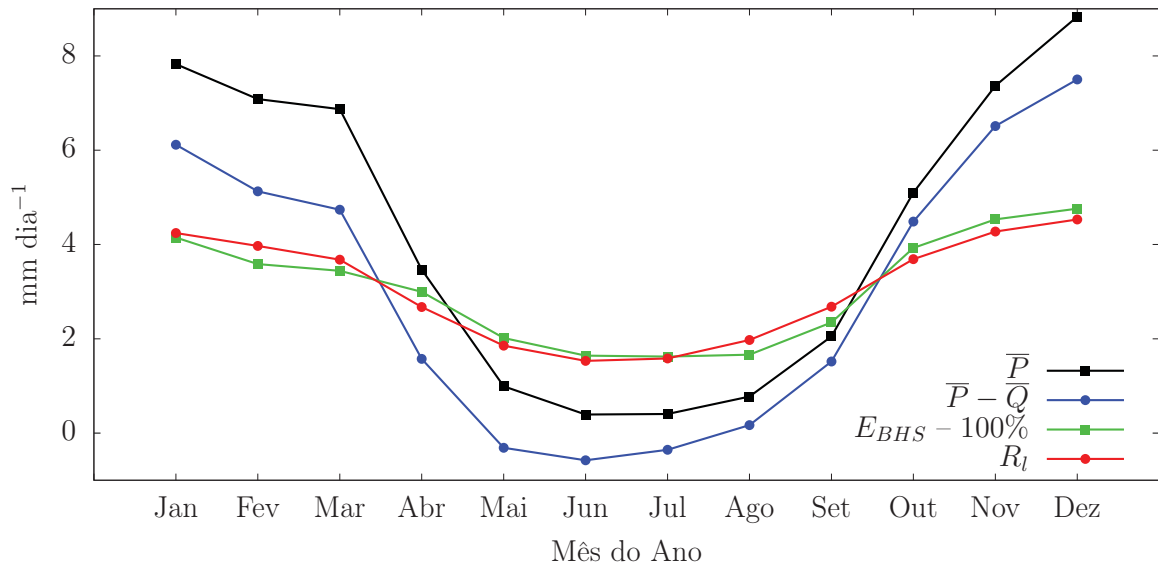


Figura 5.4: Sazonalidade de $P - Q$ e E_{BHS} utilizando 100% da envoltória superior para a bacia do rio das Caldas – GO.

se que a sazonalidade da evapotranspiração seja mais controlada pela disponibilidade de energia. A figura 5.5 apresenta a sazonalidade da evapotranspiração para a bacia do rio Carreiro como um exemplo do comportamento das bacias do sul. A figura 5.5 apresenta também a sazonalidade da irradiância líquida, observa-se que a precipitação não apresenta nenhum tipo de comportamento sazonal enquanto o BHS consegue claramente capturar esse efeito que por sua vez é muito similar a sazonalidade de R_l .

Apesar da mudança na envoltória superior, o comportamento geral da série de evapotranspiração é mantido e um exemplo desse efeito na sazonalidade pode ser visualizado pela figura 5.6 e na série histórica de evapotranspiração pela figura 5.7.

O armazenamento de água no solo possui um papel importante na manutenção do corpo hídrico durante o período seco e justamente por isso as sazonalidades de $P - Q$ e do BHS apresentam comportamentos diferentes. Em uma situação em que não houvesse armazenamento, os valores de $P - Q$ e evapotranspiração seriam iguais. A figura 5.8

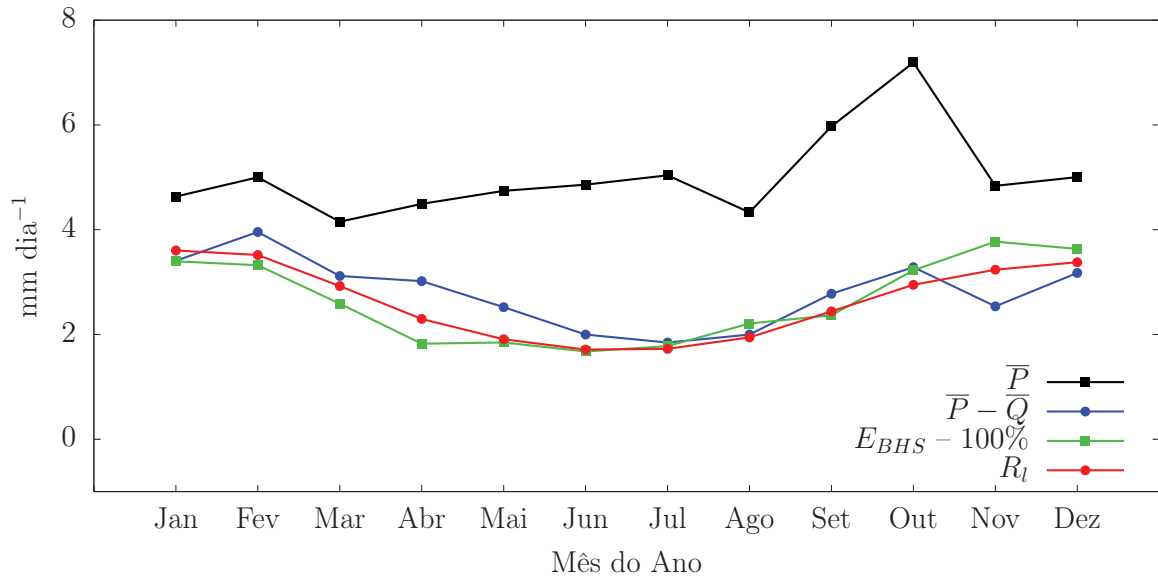


Figura 5.5: Sazonalidade de $P - Q$ e E_{BHS} utilizando 100% da envoltória superior para a bacia do rio Carreiro – RS.

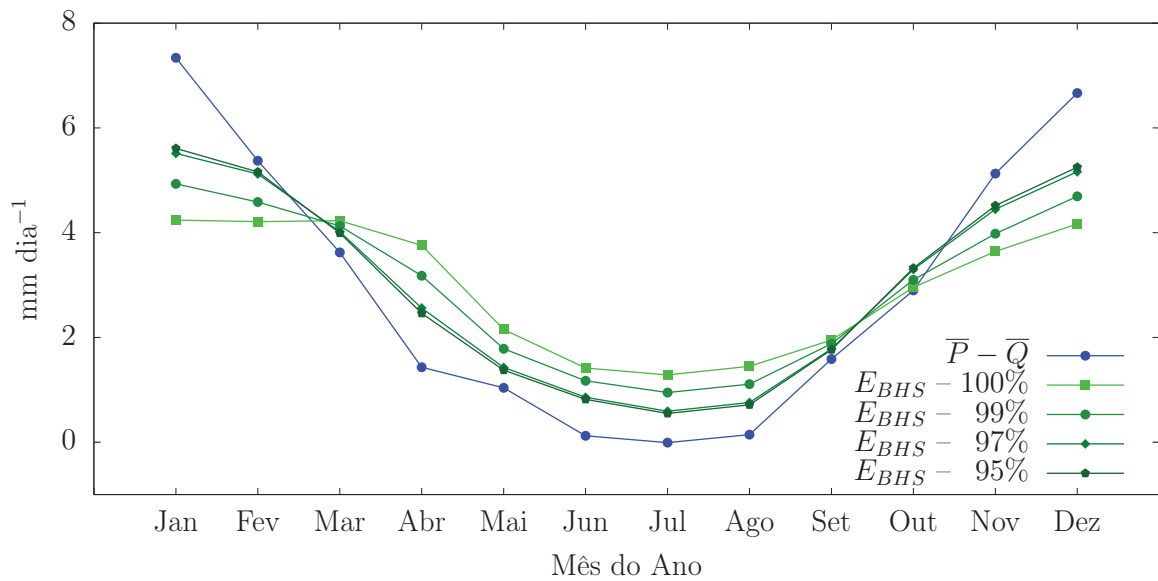


Figura 5.6: Análise de sensibilidade do BHS para sazonalidade da bacia do rio da Onça – SP.

apresenta os totais acumulados de $P - Q$ e E_{BHS} para a bacia do rio São João onde é possível visualizar os efeitos da variação interanual do armazenamento de água. Nota-se que praticamente em todos os anos existe um momento em que os valores de $P - Q$ e E_{BHS} tendem ao encontro, indicando o fechamento do balanço de massa para a bacia.

Outra consequência observada devido ao armazenamento de água é a existência de uma defasagem na sazonalidade de E_{BHS} e $P - Q$. Nota-se por exemplo que na figura

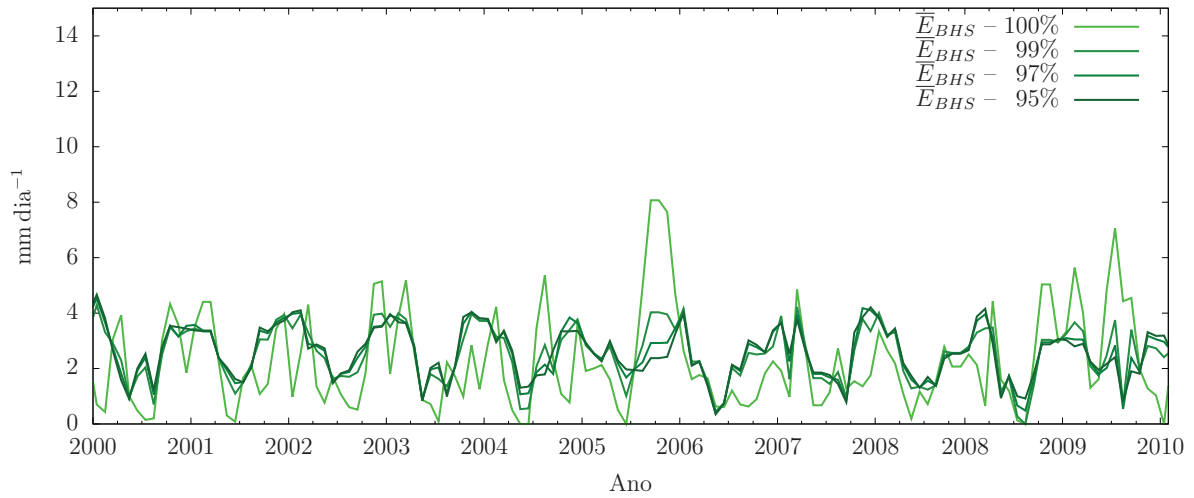


Figura 5.7: Análise de sensibilidade para a série histórica de E_{BHS} mensal para a bacia do rio Imbituva – PR.

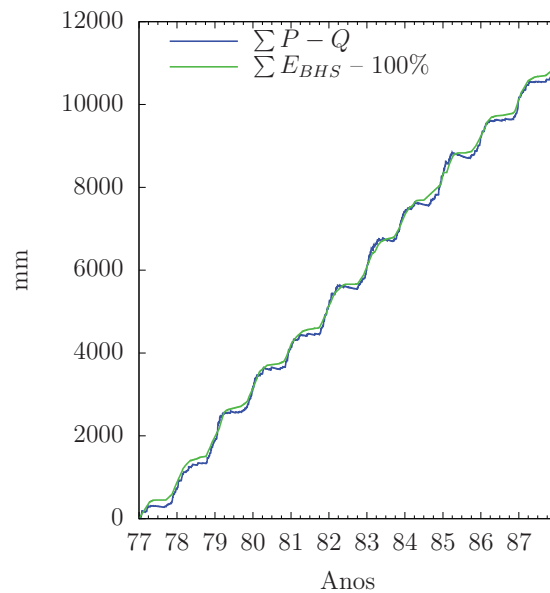


Figura 5.8: Detalhe dos totais acumulados de $P - Q$ e E_{BHS} para a bacia do rio São João – MG entre os anos de 1977 e 1987.

5.4 que entre os meses de março e abril a curva de $P - Q$ cai indicando o início do período seco. Entretanto, esse comportamento ocorre com a evapotranspiração apenas entre abril e maio. Esse é justamente o efeito do armazenamento de água no solo na evapotranspiração. É possível ainda que essa defasagem seja um pouco maior devido ao total de água armazenada na zona não saturada, porém, como o BHS possui a limitação de não considerar a água presente na região superior do solo, este efeito não pode ser observado.

Em resumo, pode-se dizer que o BHS apresentou estimativas coerentes com a clima-

tologia local, identificando até mesmo a sazonalidade da evapotranspiração para bacias onde isso não é evidente.

5.3 Estimativas de evapotranspiração com o MHE

A aplicação do MHE foi realizada utilizando os dados meteorológicos das estações apresentadas no capítulo 4 e com a equação de regressão linear múltipla (3.18). A evapotranspiração estimada pelo BHS foi utilizada como variável dependente e os valores de $\bar{P} - \bar{Q}$, $\bar{e}_a^* - \bar{e}_a$ e $\bar{R}_l$ foram utilizados como variáveis independentes. A partir das 3 variáveis independentes iniciais é possível obter um conjunto de 7 combinações de equações para cada bacia. Para determinar qual a melhor combinação de variáveis foram utilizados o coeficiente de determinação (r^2), o desvio padrão (σ), a raiz do desvio quadrático médio ($RMSE$), o índice de eficiência de Kling–Gupta (KGE) (Gupta et al., 2009) e o índice de concordância reformulado de Willmott (d_r) (Willmott et al., 2011). O índice d_r indica a magnitude do erro de previsão dos produtos dos valores estimados do MHE em relação ao desvio do BHS em torno da média. O KGE varia entre $-\infty < KGE < 1$ enquanto os valores de d_r podem variar entre $-1 \leq d_r < 1$. As equações utilizadas para o cálculo da irradiância líquida são apresentadas no apêndice A e a tabela 5.3 apresenta as constantes a_p e b_p da equação de Angstrom–Prescott. Para o cálculo da irradiância líquida são necessários também os valores de albedo (α) e emissividade (ε) da superfície. O albedo é a razão entre a irradiância solar refletida e a irradiância solar incidente enquanto a emissividade é razão entre a irradiância atmosférica absorvida e a irradiância atmosférica incidente. Foram utilizados valores de α e ε em consonância aos encontrados em Brutsaert (1982) para todas as bacias, sendo $\alpha = 0,15$ e $\varepsilon = 0,98$. Evidentemente, ao se utilizar o albedo e a emissividade de maneira constante, não estão sendo consideradas as diferenças entre locais com vegetação natural e áreas urbanas assim como também as forçantes que afetam a sazonalidade como a latitude. Apesar disso, os valores foram considerados como constantes principalmente devido à dificuldade de se obtê-los para todos os locais.

Tabela 5.3: Constantes da equação de Angstrom–Prescott para as bacias estudadas.

Código	Bacia	a_p	b_p	Referência
60654000	Rio das Caldas – GO	0,282	0,490	Dornelas et al. (2006)
40300001	Rio São João – MG	0,238	0,368	Assis et al. (1998)
61913500	Rio da Onça – SP	0,130	0,730	Vianello e Alves (2012)
64442800	Rio Imbituva – PR	0,184	0,422	Lena et al. (2020)
86480000	Rio Carreiro – RS	0,210	0,610	Bexaira et al. (2018)

Para todas as bacias as melhores combinações das regressões lineares múltiplas foram obtidas utilizando todas as variáveis independentes. Esse comportamento era esperado visto que cada uma delas atua de forma fundamental nos processos evaporativos como a disponibilidade hídrica inserida em $P - Q$ ou a disponibilidade de energia em R_l . A

relação entre o deficit de pressão de vapor e a evapotranspiração pode ser mais complexa de ser analisada, principalmente quando grandes áreas com diferentes tipos de superfície (solo exposto, vegetação rasteira, florestas em estágios avançados, etc.) são consideradas. Do ponto de vista meteorológico, as taxas de evapotranspiração tendem a aumentar em função do aumento do deficit de pressão de vapor e isso ocorre devido a uma maior “demanda” de água pela atmosfera. Por outro lado, do ponto de vista fisiológico das plantas, um aumento no deficit de pressão de vapor pode significar uma diminuição na evapotranspiração devido ao fechamento dos estômatos (Massmann et al., 2019). Apesar dessa complexidade, a relação entre evapotranspiração e deficit de pressão de vapor é importante e precisa ser levada em consideração.

A mudança na envoltória superior da análise de recessão também afeta os resultados do MHE, uma vez que o BHS é utilizado como variável independente. Entretanto, apenas as bacias dos rios Caldas e Onça apresentaram variações significativas entre as respostas do MHE para as diferentes envoltórias. Um exemplo desse resultado pode ser visualizado na figura 5.9. Nota-se que o comportamento da sazonalidade do MHE para a bacia do rio da Onça é similar ao padrão observado na sazonalidade do BHS (figura 5.6). Entretanto, quando comparadas diretamente, é possível visualizar como a sazonalidade do MHE muda em relação ao BHS devido a uma redistribuição de água ao longo do ano. Este comportamento pode ser visualizado pela figura 5.10. Essa mudança pode ser mais ou menos significativa dependendo do resultado original do BHS e também da sensibilidade dos modelos em relação ao deslocamento da envoltória.

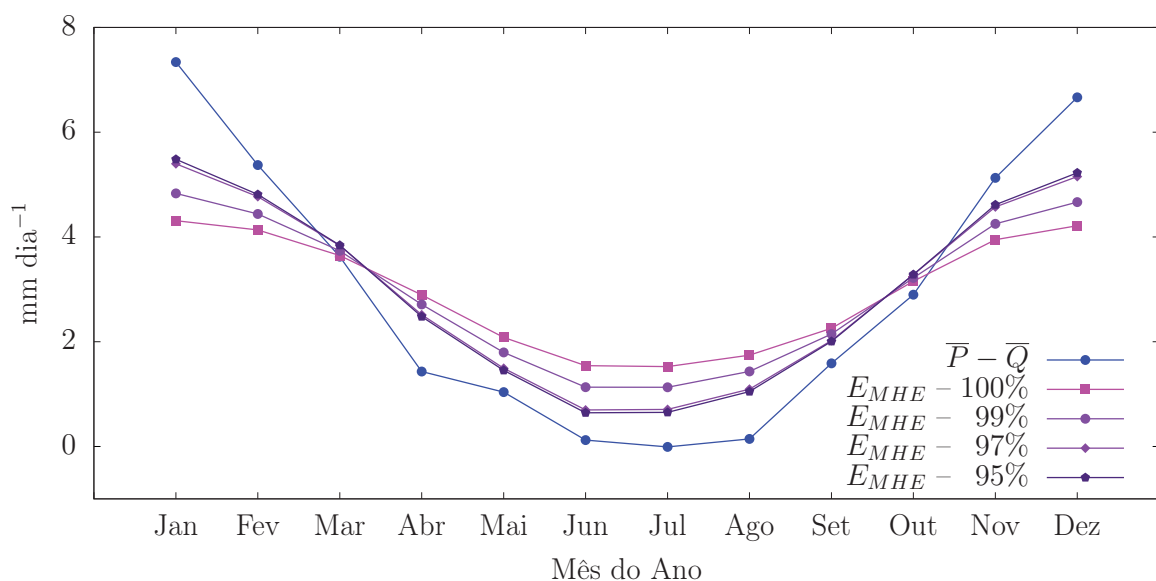


Figura 5.9: Análise de sensibilidade do MHE para sazonalidade da bacia do rio da Onça – SP.

A tabela 5.4 apresenta os resultados dos melhores ajustes obtidos pelo MHE em relação

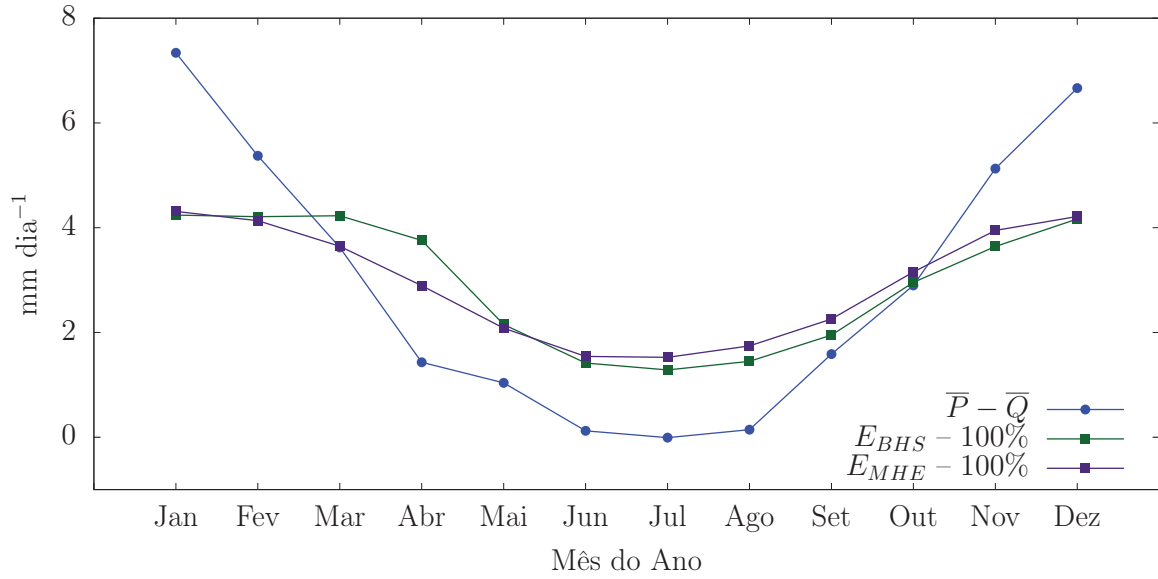


Figura 5.10: Comparação entre as sazonalidades de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio da Onça – SP considerando a envoltória com 100% dos pontos.

ao BHS para cada uma das bacias considerando as envoltórias mencionadas anteriormente. Como o período de dados meteorológicos nem sempre possuía a mesma quantidade de anos do BHS, o MHE foi aplicado conforme a disponibilidade dos dados e o período utilizado é apresentado também na tabela 5.4.

Tabela 5.4: Ajustes do MHE em relação ao BHS. Os resultados apresentados são referentes à envoltória de 97% para o PR e 100% para os outros estados.

Código	Bacia	r^2	σ	$RMSE$	KGE	d_r	Período de análise
–	–	–	(mm dia ⁻¹)	(mm dia ⁻¹)	–	–	–
60654000	Rio das Caldas – GO	0,518	1,149	1,108	0,604	0,679	1980–2018
40300001	Rio São João – MG	0,848	1,869	0,792	0,888	0,833	1996–2019
61913500	Rio da Onça – SP	0,500	1,123	1,124	0,585	0,676	1975–2019
64442800	Rio Imbituva – PR	0,517	0,746	0,721	0,603	0,691	1981–2016
86480000	Rio Carreiro – RS	0,299	0,722	1,104	0,360	0,602	2002–2019

Todas as bacias mantiveram a conservação de massa e o padrão de sazonalidade obtidos pelo BHS indicando que apesar da dificuldade obter se obter uma explicação para cada um dos resultados principalmente pela falta de uma comparação com dados medidos em campo, ambos os modelos continuam obedecendo as bases físicas sob os quais eles foram construídos, fornecendo assim um nível de segurança na sua utilização.

Por fim, uma característica muito importante do MHE é a sua capacidade de desagregação dos períodos com evapotranspiração igual. Devido à existência de longos períodos de recessão, com mais de um mês de duração, o BHS pode apresentar algumas estimativas que permanecem iguais ou muito parecidas durante alguns meses e não descrevem o real comportamento da evapotranspiração em escalas de tempo menores. O MHE consegue desagregar esses períodos por meio das variáveis hidrometeorológicas e tornar as estima-

tivas mais realistas. Essa característica do BHS pode também estar relacionada ao fato de que o modelo não considera o armazenamento da zona não saturada e de que o MHE por sua vez esteja considerando isso indiretamente. Um exemplo desse comportamento pode ser visualizado pela figura 5.11. Nota-se que durante os períodos de inverno dos anos de 1996 e 1998 destacados na figura, o BHS permanece igual por alguns meses enquanto o MHE consegue desagregar esses períodos tornando as estimativas mais variáveis. Os demais resultados gráficos das bacias estudadas podem ser encontrados no apêndice E

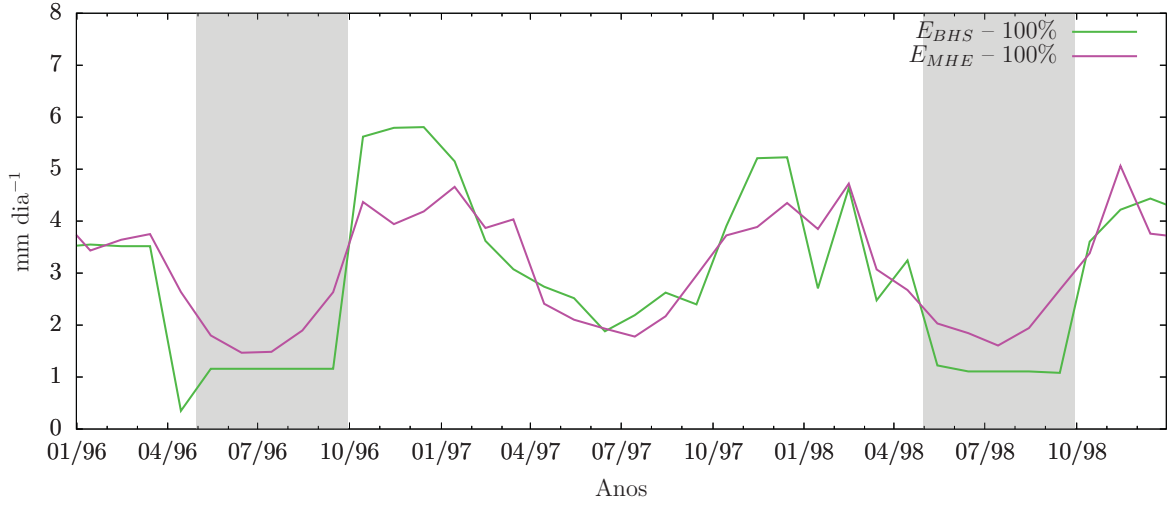


Figura 5.11: Detalhe das séries de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio das Caldas considerando a envoltória de 100% para o período de 1996–1998.

5.4 Comparação entre os modelos MHE e CRAE

O modelo *Complementary Relationship Areal Evapotranspiration* (CRAE) desenvolvido por Morton (1983a) é baseado na teoria de que a evapotranspiração potencial possui uma resposta negativa em relação à mudança da disponibilidade de água para evapotranspiração real. Esse conceito é chamado de relação complementar e foi apresentado inicialmente por Bouchet (1963).

A equação geral da relação complementar pode ser escrita como:

$$E_R + E_{tp} = 2E_{tw}, \quad (5.1)$$

onde E_R é a evapotranspiração real, E_{tp} é a evapotranspiração potencial e E_{tw} é a evapotranspiração real do ambiente saturado.

Toda a formulação matemática do CRAE é bastante extensa e por isso não será descrita neste trabalho. No entanto ela pode ser encontrada detalhadamente em Morton (1983a) no apêndice C.

Diversos estudos aplicaram e avaliaram o desempenho do modelo CRAE e alguns desses trabalhos podem ser comentados. [Hobbins et al. \(2001\)](#) aplicaram o CRAE nos Estados Unidos e compararam os resultados de algumas bacias com a evapotranspiração real estimada pelo balanço hídrico de longo curso (considerando a variação do armazenamento igual a zero). Uma conclusão interessante obtida pelos autores é que o modelo CRAE tende a subestimar a E_R em regiões úmidas e superestimar em locais mais áridos. Entretanto, de forma geral o CRAE apresentou resultados piores em regiões mais áridas. [Claessens et al. \(2006\)](#) utilizaram o CRAE para corroborar as estimativas de evapotranspiração obtidas a partir balanço hídrico de longo curso na bacia do rio Ipswich nos Estados Unidos. O principal objetivo do trabalho foi avaliar como os efeitos de urbanização da bacia afetaram os componentes do balanço hídrico. Eles demonstraram que a evapotranspiração apresentou um aumento na tendência geral com o passar dos anos e que isso se deve às mudanças climáticas da região e não às alterações no uso e ocupação do solo. [Ma et al. \(2015\)](#) avaliaram os resultados de evapotranspiração obtidos pelo CRAE e também pelo modelo de relação complementar descrito por [Brutsaert e Stricker \(1979\)](#) (chamado de *Advection-Aridity model* (AA)) em comparação com o método BErB no planalto do Tibete na Ásia. Ambos os modelos apresentaram bons resultados em comparação ao método BErB. Entretanto, o modelo CRAE apresentou um viés um pouco maior do que o modelo AA em relação aos dados medidos. [Ma et al. \(2015\)](#) atribuíram isso ao fato de que como o CRAE não leva em consideração os efeitos do vento na evapotranspiração os resultados podem estar sendo afetados. Neste trabalho as estimativas do CRAE foram comparadas aos valores de evapotranspiração obtidos pelos melhores ajustes do MHE e alguns resultados são brevemente apresentados a seguir.

Os melhores resultados da comparação entre os modelos CRAE e MHE foram obtidos para a bacia do rio da Onça e ambas as bacias do Sul apresentaram também bons resultados na comparação com o MHE. É interessante observar que assim como mencionado por [Hobbins et al. \(2001\)](#) e [Ma et al. \(2015\)](#), os melhores resultados do CRAE neste estudo também foram obtidos para as regiões onde o clima tende a ser mais úmido. A tabela 5.5 apresenta brevemente as estatísticas de comparação entre os modelos e as figuras 5.12 e 5.13 apresentam a comparação entre as séries de evapotranspiração do CRAE e do MHE para as bacias dos rios das Caldas e Onça respectivamente.

Tabela 5.5: Estatísticas do CRAE em relação ao MHE.

Código	Bacia	r^2	σ	$RMSE$	KGE	d_r
–	–	–	(mm dia ⁻¹)	(mm dia ⁻¹)	–	–
60654000	Rio das Caldas – GO	0,749	1,3552	1,323	0,566	0,435
40300001	Rio São João – MG	0,829	1,0687	1,087	0,533	0,737
61913500	Rio da Onça – SP	0,921	1,3049	0,408	0,828	0,833
64442800	Rio Imbituva – PR	0,919	1,0967	0,437	0,530	0,731
86480000	Rio Carreiro – RS	0,949	1.1767	0,581	0,363	0,601

A irradiância líquida estimada pelo CRAE foi comparada com os valores obtidos para

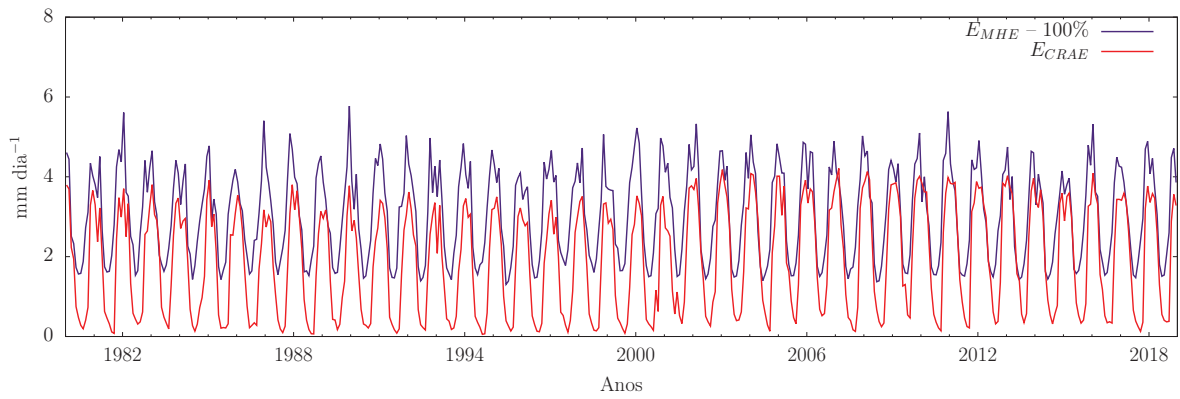


Figura 5.12: Séries de evapotranspiração real do CRAE e do MHE para a bacia do rio das Caldas – GO.

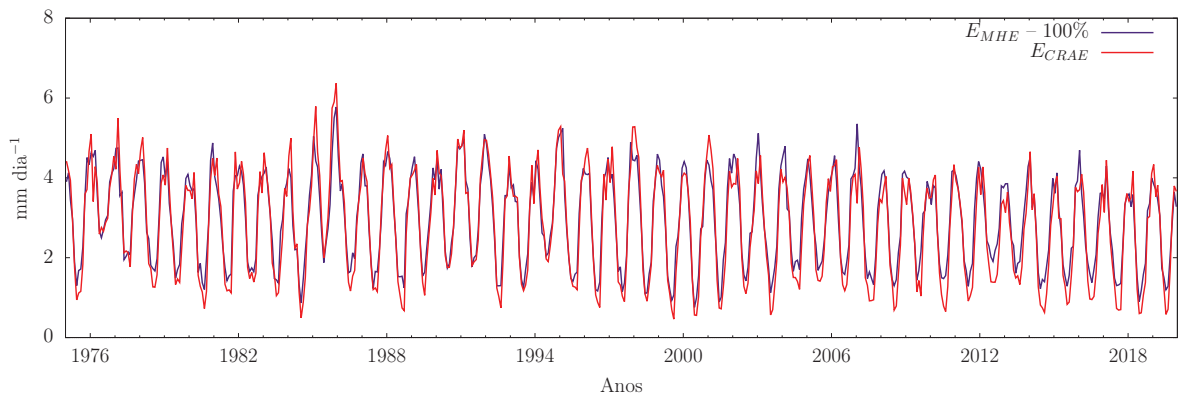


Figura 5.13: Séries de evapotranspiração real do CRAE e do MHE para a bacia do rio da Onça – SP.

a utilização do MHE. Em geral a irradiância líquida do CRAE apresentou resultados consistentemente menores do que o MHE e um exemplo desse comportamento para a bacia do rio Carreiro pode ser observado pela figura 5.14. Ma et al. (2015) mencionam que uma das fontes de erro nas estimativas de evapotranspiração produzidas pelo CRAE está na utilização dos mesmos valores constantes mencionados no trabalho original de Morton (1983a). Em sua aplicação do modelo no planalto tibetano, os autores realizaram uma análise de sensibilidade de alguns dos parâmetros constantes do CRAE e observaram que com a aplicação dos valores do trabalho original, a estimativa de evapotranspiração estava superestimando os valores medidos em mais de 60% e que por isso antes da utilização do modelo uma calibração deveria ser realizada. Neste trabalho nenhuma calibração do CRAE foi realizada e todos os valores utilizados foram retirados dos trabalhos originais e isso pode explicar a diferença observada entre os resultados.

Finalmente, apesar dos bons resultados obtidos para algumas bacias com o CRAE em relação ao MHE, um ponto importante de ser mencionado é que o modelo não apresentou conservação de massa ao longo do tempo, enquanto o MHE respeita esse limite físico.

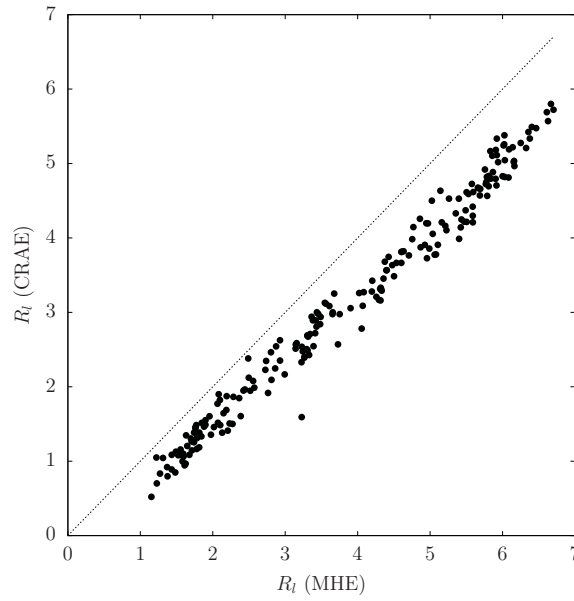


Figura 5.14: Comparação entre as irradiâncias líquidas utilizadas pelos modelos MHE e CRAE para a bacia do rio Carreiro – RS.

Um exemplo desse comportamento pode ser observado pela figura 5.15 para a bacia do rio da Onça. Evidentemente a comparação do CRAE com o MHE está aberta a críticas pelo fato de que ambos são modelos que apenas estimam a evapotranspiração real e não foram utilizados dados medidos em campo. Entretanto, o fato de que os valores obtidos através do MHE conservam massa ao longo dos anos oferece confiabilidade na utilização do modelo.

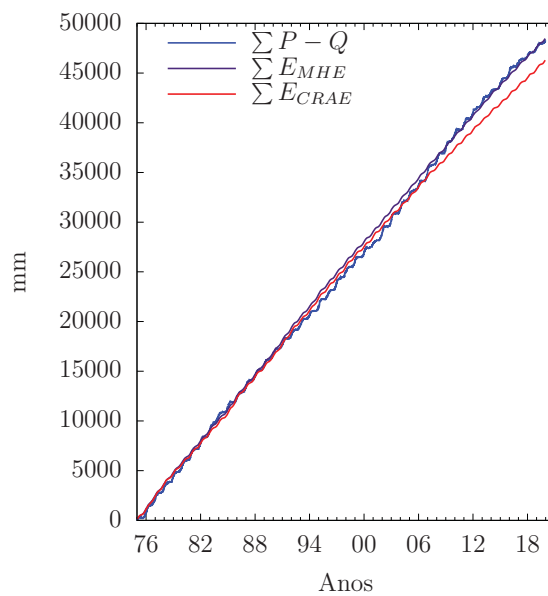


Figura 5.15: Totais acumulados de $P - Q$, CRAE e MHE para a bacia do rio da Onça – SP.

Capítulo 6

Estimativas de Evapotranspiração por Sensoriamento Remoto

Nas últimas décadas, o sensoriamento remoto vem sendo utilizado de forma conjunta com diversos modelos matemáticos para a estimativa da evapotranspiração e também dos outros componentes do balanço de energia na superfície da Terra. Um dos principais pontos da grande utilização do sensoriamento remoto é a sua capacidade de fornecer estimativas operacionais de evapotranspiração em grandes escalas. Neste capítulo serão analisadas as estimativas de evapotranspiração e armazenamento de água no solo utilizando alguns produtos de sensoriamento remoto.

6.1 Estimativas de evapotranspiração

Como citado na seção 2.7, os principais métodos de estimativa de evapotranspiração real por sensoriamento remoto podem ser divididos em metodologias que utilizam o índice de vegetação (IV) e/ou o balanço de energia. As metodologias que utilizam o IV são mais indiretas, dependem da estimativa da densidade foliar da vegetação e devem ser combinadas com dados meteorológicos para calcular a demanda atmosférica de água e a energia disponível para a evaporação (Glenn et al., 2010; Senay et al., 2011). Os métodos baseados no balanço de energia são mais comuns e geralmente utilizam a temperatura da superfície. A variação temporal e espacial da temperatura de superfície fornece informações sobre a partição da irradiância líquida entre os fluxos de calor latente, calor sensível e calor no solo. Em geral, esses modelos procuram também relacionar a temperatura de superfície com situações extremas de máxima e mínima disponibilidade de água (Senay et al., 2011; Liou e Kar, 2014).

Evidentemente existem problemas associados ao uso dos produtos de satélites como as diferentes escalas espaciais e temporais que interferem nos diversos usos das estimativas de evapotranspiração, períodos com dados indisponíveis devido à presença de nuvens,

necessidade de correção dos métodos baseados no balanço de energia devido à interferência da emissividade da superfície e apesar dos esforços direcionados, os parâmetros utilizados pelos modelos ainda possuem incertezas e precisam de aperfeiçoamentos (Liou e Kar, 2014).

Apesar do avanço das tecnologias utilizadas pelos satélites, a acurácia das estimativas de evapotranspiração obtidas a partir dos produtos podem variar e o seu uso de forma isolada deve ser considerado com cuidado. Por isso, dentro do contexto do projeto “Apri-moramento da estimativa de uso de água de evaporação líquida e irrigação no Brasil e modelagem da qualidade da água na UGRH Paranapanema” de parceria entre a Universidade Federal do Paraná (UFPR) e a Agência Nacional de Águas (ANA), foram avaliados pela equipe do projeto os produtos de satélite GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2 e SSEBop para a estimativa de evapotranspiração real. O projeto possui como um dos objetivos gerais o refinamento metodológico para estimativa dos usos consuntivos da água de evaporação líquida e irrigação no Brasil.

O presente trabalho se encaixa no escopo geral do projeto na avaliação do comportamento da sazonalidade dos produtos de satélite mencionados em relação aos modelos BHS–MHE. A ideia geral é de que como os modelos desenvolvidos neste trabalho conseguem capturar os efeitos de sazonalidade da evapotranspiração, faz sentido fazer uma comparação das estimativas mensais dos produtos de satélites.

A seguir serão realizadas algumas breves descrições sobre os produtos de satélite utilizados. Para informações mais detalhadas, a literatura referenciada deve ser consultada.

O *Global Land Evaporation Amsterdam Model* (GLEAM) foi desenvolvido para estimar a evapotranspiração real e a umidade do solo na zona de raízes utilizando dados como precipitação, temperatura do ar e umidade do solo. Para a utilização do modelo GLEAM são calculadas a evapotranspiração potencial pelo método de Priestley e Taylor (1972), o fator de estresse evaporativo (ESI) obtido a partir de uma relação entre a umidade do solo na zona das raízes e profundidade óptica da vegetação (*Vegetation Optical Depth* (VOD)) e a evaporação da parcela de água da precipitação que foi interceptada pela vegetação (E_i). A equação utilizada pelo GLEAM pode ser escrita como:

$$E_R = E_{tp} ESI + E_i. \quad (6.1)$$

O GLEAM fornece dois conjuntos de dados de estimativas de evapotranspiração que diferem entre si apenas em relação à fonte dos dados de entrada e a cobertura temporal. O GLEAM v3.3a utiliza dados de sensoriamento remoto e reanálise para o período entre 1980–2018 enquanto o GLEAM v3.3b utiliza apenas dados de sensoriamento remoto para o período entre 2003–2018. Todos os conjuntos de dados do GLEAM são disponibilizados em uma grade de $0,25^\circ$ e com uma resolução temporal de 1 dia. Informações mais detalhadas sobre os produtos GLEAM podem ser encontrados em Miralles et al. (2011) e Martens

et al. (2017).

O algoritmo MOD16A2 é um produto de evapotranspiração obtido a partir do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). O algoritmo é baseado na equação de Penman–Monteith (Monteith, 1965) e fornece estimativas de evapotranspiração para intervalos de 8 dias, mensais e anuais, e utiliza dados de sensoriamento remoto e reanálise como por exemplo o índice de área foliar, a temperatura do ar e o albedo. No produto MOD16A2 a evapotranspiração é calculada como sendo o total da soma entre a evaporação do solo, a transpiração da vegetação, a evaporação da água interceptada pela vegetação e também a evapotranspiração que ocorre durante o período noturno. A resolução espacial do produto MOD16A2 é de 500 metros e a resolução temporal é de 8 dias. (Mu et al., 2007, 2011).

O modelo *Operational Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop) faz parte da classe de modelos SEB (*Surface Energy Balance*) que utilizam a equação do balanço de energia (2.10) como base. O SSEBop é considerado um modelo de fonte única (*single-source*), ou seja, é um modelo onde a vegetação e o solo são analisados em um balanço de energia combinado (Senay et al., 2017). De forma simplificada, o SSEBop determina a evapotranspiração utilizando a temperatura da superfície e também algumas condições de contorno predefinidas para os mínimos e máximos fluxos de calor latente a partir da identificação dos *pixels* “frios” e “quentes”. A resolução espacial do SSEBop é de 30 metros e a resolução temporal dos produtos pode ser mensal ou anual. Informações mais detalhadas sobre a formulação do SSEBop podem ser encontradas em Senay et al. (2013).

A análise dos produtos de satélite mencionados foi realizada para 11 diferentes bacias hidrográficas ao longo do território brasileiro. Essas bacias foram escolhidas e pela equipe do projeto por estarem em diferentes condições climáticas e hidrológicas, fornecendo assim algum nível de representatividade nas análises e também uma compreensão maior sobre o comportamento dos produtos de satélite e modelos matemáticos utilizados. A tabela 6.1 apresenta algumas informações sobre as bacias utilizadas nessa etapa do estudo e a figura 6.1 apresenta a distribuição geográfica das mesmas.

Tabela 6.1: Resumo de informações sobre as bacias.

Código	Bacia	Estado	Área de drenagem (km ²)	Período
14845000	Rio Jauaperi	Roraima	5680	2006–2014
17350000	Rio Braço Sul	Mato Grosso	1010	2003–2014
28240000	Rio Lontra	Tocantins	3470	2003–2014
33260000	Rio Mearim	Maranhão	15400	2003–2014
33460000	Rio Alpercatas	Maranhão	6890	2003–2014
46543000	Rio de Ondas	Bahia	5380	2003–2014
51190000	Rio Santo Antônio	Bahia	9670	2003–2013
58960000	Rio Muriaé	Minas Gerais	7210	2003–2014
64508500	Rio Congonhas	Paraná	1050	2003–2009
74270000	Rio da Várzea	Rio Grande do Sul	5340	2003–2014
86560000	Rio Guaporé	Rio Grande do Sul	2030	2003–2011

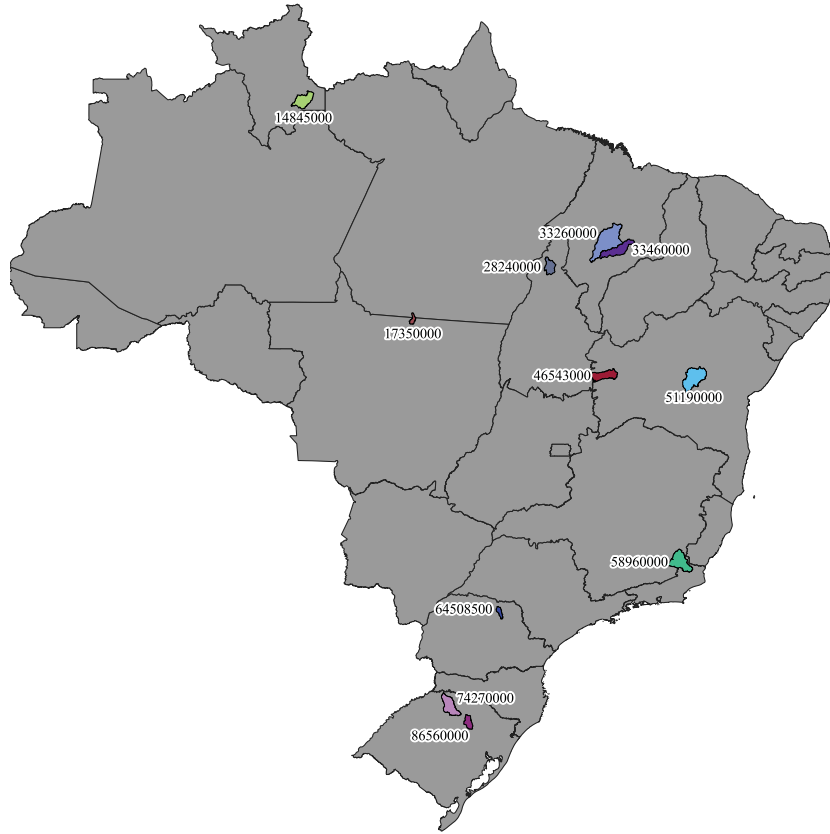
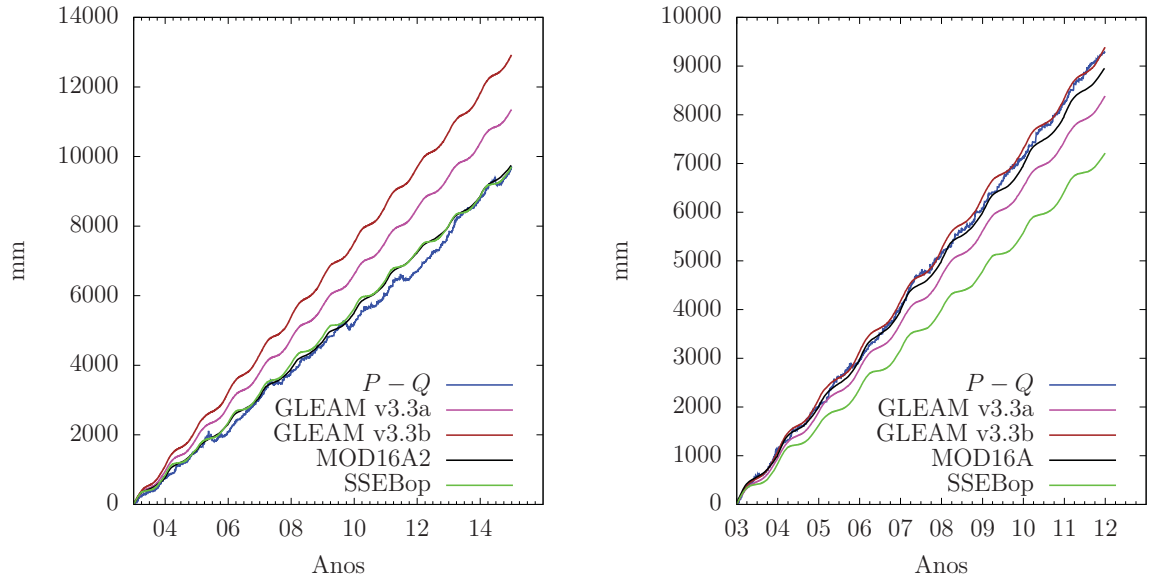


Figura 6.1: Distribuição das bacias no território brasileiro.

Inicialmente a evapotranspiração real dos produtos de satélite foi comparada ao balanço hídrico de longo curso. Essa comparação evidenciou que os produtos não estavam conservando o balanço de massa ao longo dos anos. Um exemplo desse comportamento pode ser observado pelas figuras 6.2a e 6.2b que apresentam os totais acumulados de E_R dos produtos e $P - Q$ para as bacias dos rios da Várzea e Guaporé, ambas no Rio Grande do Sul. Nota-se também que o mesmo produto de satélite pode não apresentar necessariamente o mesmo comportamento para regiões semelhantes. As bacias mencionadas para o Rio Grande do Sul são relativamente próximas (cerca de 130 km de distância) e apresentaram resultados divergentes entre si para o produto GLEAM v3.3a por exemplo. O GLEAM v3.3a superestimou a evapotranspiração para a bacia do rio da Várzea mas subestimou para a bacia do rio Guaporé em relação ao balanço hídrico de longo curso.

Apesar de alguns produtos apresentarem um desempenho relativamente bom em relação ao fechamento do balanço hídrico como é o caso dos produtos MOD16A2 e SSEBop na figura 6.2a, isso não é algo constante para todas as bacias estudadas. Isso fica muito claro ao se observar os resultados do SSEBop. Para a bacia rio da Várzea, o total acumulado é muito próximo dos resultados obtidos com $P - Q$, indicando que o produto estaria conservando massa. Entretanto, para a bacia rio Guaporé os resultados do SSEBop foram subestimados. Apesar dos gráficos de todas as bacias não estarem sendo mostrados, todos os produtos apresentaram algum erro em relação ao balanço hídrico e nenhum padrão



(a) Bacia do rio da Várzea – RS.

(b) Bacia do rio Guaporé – RS.

Figura 6.2: Totais acumulados de E_R dos produtos de satélites e de $P - Q$.

de comportamento dos produtos foi encontrado indicando que algum deles poderia ser melhor para alguma determinada região específica por exemplo.

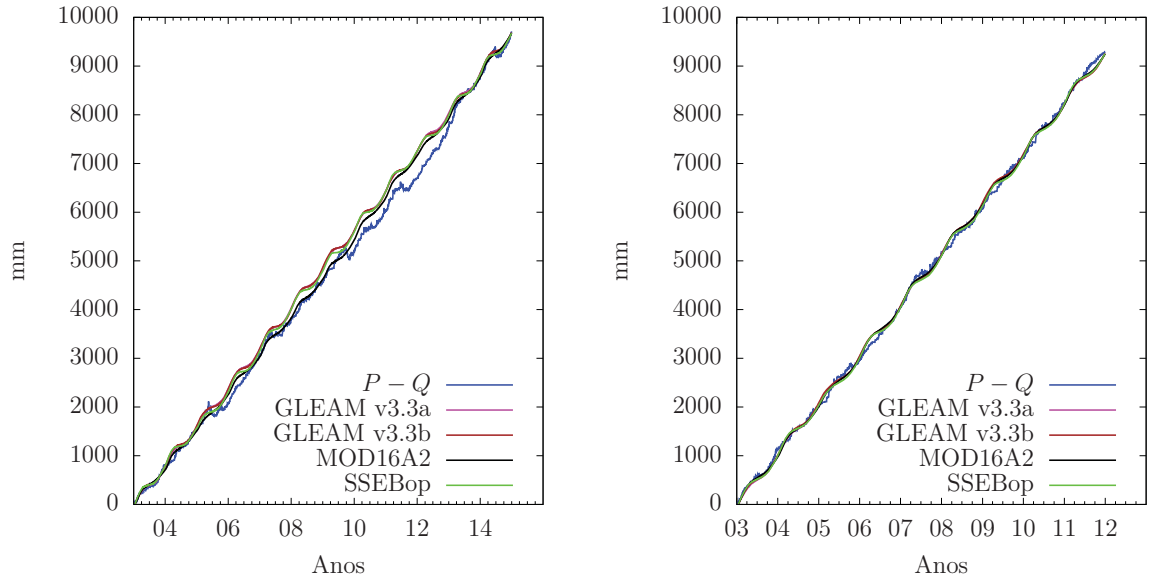
Diante desses resultados inicialmente obtidos, impor o fechamento do balanço hídrico nas séries de evapotranspiração dos produtos de satélite é uma restrição razoável, uma vez que isso considera os limites físicos impostos para os processos evaporativos. Por isso, uma correção dos valores de E_R pela média de $P - Q$ foi realizada seguindo a equação

$$E_{Ri}^{(c)} = \left(E_{Ri}^{(o)} - \frac{\sum_{i=1}^n E_{Ri}^{(o)}}{n} \right) + \left(\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - Q_i)}{n} \right), \quad (6.2)$$

onde os índices o e c indicam os valores originais e corrigidos; $E_{Ri}^{(c)}$ é a evapotranspiração real do mês i após das correções; $E_{Ri}^{(o)}$ é a evapotranspiração real do mês i antes das correções e n é o número de meses. Essa correção não afeta o formato da série de evapotranspiração como um todo e também aproxima as diferentes estimativas de evapotranspiração dos produtos. Considerando ainda as bacias do Rio Grande do Sul como exemplo, as figuras 6.3a e 6.3b apresentam os totais acumulados de E_R e $P - Q$ após a correção pelo balanço hídrico. Desse ponto em diante, a notação E_R quando referida aos produtos de satélite, diz respeito aos valores de evapotranspiração corrigidos pela média do balanço hídrico de longo curso.

Como citado anteriormente, os modelos BHS–MHE foram utilizados como comparação para avaliação da sazonalidade dos produtos de satélite devido ao fato de que eles conseguem capturar a sazonalidade da evapotranspiração como visto nos capítulos anteriores.

A tabela 6.2 apresenta a raiz do desvio médio quadrático de E_R dos produtos de



(a) Bacia do rio da Várzea – RS.

(b) Bacia do rio Guaporé – RS.

Figura 6.3: Totais acumulados de E_R dos produtos de satélites e de $P - Q$ após a correção pelo balanço hídrico.

satélite em relação aos valores de $P - Q$, BHS e MHE. De forma geral, a comparação entre os produtos e os modelos apresentou desvios menores do que os valores obtidos em relação a $P - Q$. Como os produtos de satélite e os modelos buscam representar de fato os valores de E_R , eles tendem a ser mais parecidos entre si e por isso esses resultados eram esperados.

Tabela 6.2: Raiz do desvio quadrático médio (mm dia^{-1}) dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE para todas as bacias hidrográficas.

Código	GLEAM v3.3a			GLEAM v3.3b			MOD16A2			SSEbop		
	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE
14845000	2.4128	2.4368	0.6963	2.3985	2.4077	0.8462	2.9582	2.3051	0.4614	2.6943	2.3709	0.4865
17350000	3.0689	2.5299	0.4237	3.1339	2.4745	0.3862	3.6909	2.6070	1.0048	3.5070	2.7263	0.9225
28240000	2.8541	1.9684	0.9217	2.8006	1.8857	0.8264	3.1597	1.7551	0.9024	2.9980	2.0209	1.0414
33260000	2.5985	2.0633	1.9495	2.3931	1.8391	1.7532	3.0514	2.5103	2.4033	3.1022	2.6320	2.4853
33460000	2.6298	2.0384	1.9557	2.4329	1.8290	1.7664	2.9929	2.4050	2.3250	3.0174	2.4890	2.3782
46543000	2.6129	1.9425	1.9213	2.5248	1.8624	1.8706	2.7102	2.0595	2.0052	2.9656	2.3798	2.2232
51190000	1.3038	0.7310	0.8458	1.2707	0.7587	0.8922	1.4830	0.8627	0.9399	1.5184	0.9516	0.9110
58960000	2.2317	1.7714	1.0082	2.1854	1.6940	0.8882	2.3202	1.7216	1.0575	2.1118	1.7421	0.9547
64508500	1.7088	1.1949	0.9839	1.7122	1.2188	1.0160	1.7073	1.2426	1.0526	1.6248	1.1764	0.9589
74270000	1.8800	1.2857	0.6624	1.9413	1.3503	0.7538	1.8156	1.1650	0.6016	1.9783	1.3992	0.8678
86560000	1.6879	1.0685	0.7136	1.7915	1.1579	0.8470	1.6974	1.1179	0.7741	1.7939	1.1799	0.8969
Média	2.2718	1.7301	1.0984	2.2350	1.6798	1.0769	2.5079	1.7956	1.2298	2.4829	1.9153	1.2842

A diferença nos valores dos desvios entre os modelos BHS e MHE podem ser maiores ou menores dependendo de alguns fatores que serão apresentados a seguir. As bacias da região Nordeste (destacadas na tabela 6.2) apresentaram uma melhora menos expressiva do BHS para o MHE do que as bacias das demais regiões analisadas e existem dois pontos

que podem explicar esses resultados. O primeiro é que a equação do MHE não foi utilizada na sua integridade (pela equação 3.18), mas sim uma versão reduzida devido à falta de dados para o cálculo do deficit de pressão de vapor e também para a irradiância líquida. Por isso a equação do MHE reduzida utilizada para as bacias do Nordeste pode ser escrita como:

$$E_{MHE} = c_0 + c_1(\overline{P} - \overline{Q}) + c_2(\overline{R}_s). \quad (6.3)$$

Em segundo lugar, as bacias da região Nordeste comumente possuem corpos hídricos intermitentes ou com vazões que não refletem o armazenamento. Isso pode invalidar a premissa utilizada no BHS sobre a contribuição do armazenamento de água no solo para a vazão do rio e prejudicar as estimativas de evapotranspiração do modelo e também dos passos subsequentes. Esse comportamento foi encontrado a princípio apenas para a região Nordeste e não para as demais regiões. A tabela 6.3 apresenta a média dos desvios da tabela 6.2 sem considerar as bacias da região Nordeste. Percebe-se que após a retirada desses valores, os resultados dos produtos em relação ao MHE melhoram bastante e ficam mais semelhantes entre si.

Tabela 6.3: Raiz do desvio quadrático médio (mm dia⁻¹) dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEbop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE retirando as bacias do Nordeste.

–	GLEAM v3.3a			GLEAM v3.3b			MOD16A2			SSEbop		
	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE
Média	2.2635	1.7508	0.7728	2.2805	1.7413	0.7948	2.4785	1.7020	0.8363	2.3869	1.8023	0.8755

Apesar desses problemas encontrados para a região Nordeste, os resultados das comparações entre os produtos e o MHE ainda sim apresentaram uma melhora em relação ao BHS e por isso continuarão sendo utilizados nas comparações futuras.

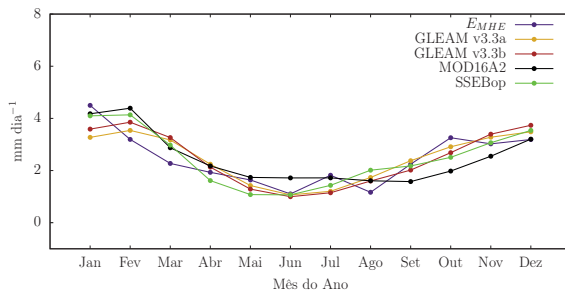
A tabela 6.4 apresenta a performance dos resultados dos produtos de satélite em relação ao MHE. Os valores foram obtidos utilizando o índice de concordância reformulado de Willmott (d_r) (Willmott et al., 2011). As demais análises estatísticas entre a evapotranspiração real dos produtos de satélite e o MHE serão apresentadas no apêndice XXX. Os valores demonstram que na média os produtos de satélite são muito semelhantes entre si e os produtos GLEAM v3.3a e GLEAM v3.3b apresentaram os maiores resultados. Entretanto, o desvio padrão médio das bacias também foi maior para esses produtos, indicando que eles variam mais para as diferentes bacias do território brasileiro. Para os produtos MOD16A2 e SSEBop as médias foram ligeiramente menores, porém como o desvio padrão médio também foi menor, isso indica que as estimativas dos produtos em relação ao MHE foram mais homogêneas ao longo do território brasileiro. Isso pode ser observado também pela diferença entre máximos e mínimos do coeficiente d_r . Apesar destas pequenas diferenças, a semelhança geral entre os resultados indica um dos pontos mais importantes desta comparação em que, após as correções através do balanço hídrico, os diferentes e

independentes métodos produziram estimativas de evapotranspiração muito semelhantes, o que acaba proporcionando uma maior confiança nos resultados obtidos.

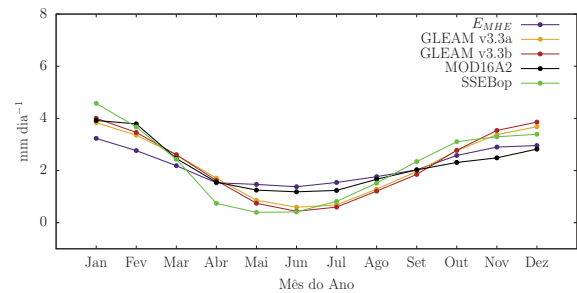
Tabela 6.4: Índice de concordância reformulado de Willmot – d_r entre os produtos de satélite e o MHE.

Código	Bacia	GLEAM v3.3a	GLEAM v3.3b	MOD16A2	SSEBop
14845000	Rio Jauaperi	0.3980	0.2956	0.5996	0.5716
17350000	Rio Braço Sul	0.7844	0.8035	0.4518	0.5130
28240000	Rio Lontra	0.6355	0.6807	0.6506	0.6154
33260000	Rio Mearim	0.6154	0.6616	0.5129	0.4866
33460000	Rio Alpercatas	0.6125	0.6589	0.5232	0.5090
46543000	Rio de Ondas	0.6393	0.6590	0.6082	0.5501
51190000	Rio Santo Antônio	0.5656	0.5288	0.5212	0.5445
58960000	Rio Muriaé	0.7117	0.7512	0.6918	0.7356
64508500	Rio Congonhas	0.6392	0.6208	0.5896	0.6283
74270000	Rio da Várzea	0.5404	0.4793	0.6359	0.4324
86560000	Rio Guaporé	0.5201	0.4250	0.4772	0.3718
Média	—	0.6056	0.5968	0.5693	0.5417
Desvio padrão	—	0.1013	0.1499	0.0766	0.0986
Max – Min	—	0.3864	0.5078	0.2399	0.3638

Finalmente, as figuras 6.4a a 6.5b apresentam alguns exemplos de resultados das sazonalidades e séries históricas de E_R demonstrando a semelhança dos resultados após as correções. Os demais resultados de evapotranspiração real das bacias estudadas para o projeto da Agência Nacional de águas podem ser encontrados no apêndice F.



(a) Bacia do rio Congonhas – PR.



(b) Bacia do rio da Várzea – RS.

Figura 6.4: Sazonalidade produtos de satélites GLEAM v3.3a., GLEAM v3.3b, MOD16A, SSEBop e do MHE.

Em um resumo da seção, os resultados obtidos indicam que a correção da evapotranspiração dos produtos de satélite pelo balanço hídrico parece ser uma restrição física razoável, visto que ao utilizá-la as evapotranspirações reais dos produtos convergiram para valores mais semelhantes entre si. A comparação entre os produtos de satélite com os modelos BHS–MHE traz também um nível de confiança na utilização dos produtos devido ao fato que estimativas independentes de evapotranspiração produziram resultados semelhantes.

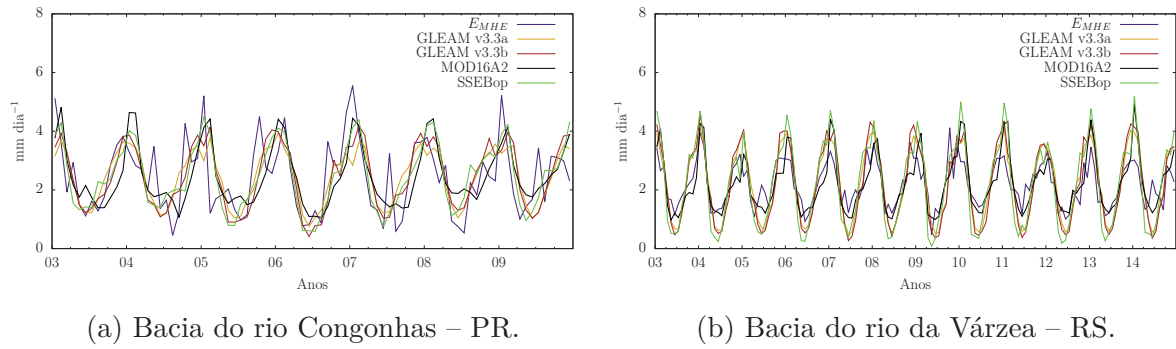


Figura 6.5: Séries históricas de médias mensais produtos de satélites GLEAM v3.3a., GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A, SSEBop e do MHE.

6.2 Estimativas de armazenamento

Como mencionado no capítulo 3, o BHS é um modelo que estima originalmente o armazenamento de água na bacia e nesse contexto a evapotranspiração real poderia ser vista apenas como o “resíduo” da equação do balanço hídrico. Por isso é interessante que algumas análises em relação ao armazenamento de água sejam feitas e discutidas, uma vez que uma boa estimativa de armazenamento contribuirá para uma boa estimativa das evapotranspirações do BHS, do MHE ou de qualquer modelo que utilize a equação do balanço hídrico.

A missão *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) é um projeto em conjunto entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) dos Estados Unidos e *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR) da Alemanha. A missão consiste em dois satélites idênticos que estão a cerca de 500 km de altitude e estão separados por uma distância de 220 km. As mudanças na distribuição de massa devido ao movimento da água podem alterar o campo gravitacional da Terra, fazendo com que a distância e a velocidade entre os satélites também seja alterada. Essas variações por sua vez são relacionadas com o armazenamento de água no solo.

Neste estudo, o produto do GRACE utilizado foi o GRACE RL06 que se refere aos blocos de concentração de massa (*mass concentration blocks* (mascons)). Mascons são regiões com alguma determinada quantidade de massa que produzem uma variação (anomalia) no campo gravitacional da Terra. Como a estimativa do armazenamento de água precisa de uma referência tanto espacial quanto temporal (Ex. a altura da lâmina de água subterrânea em um tempo t em relação à superfície impermeável), o GRACE não é capaz de fornecer o armazenamento de água absoluto no solo. Por isso, o que o GRACE de fato disponibiliza é a variação do campo de gravidade da terra em relação a uma média temporal desse campo (o período padrão do produto é de 2004–2009) e converte esse valor em termos da altura da lâmina de água equivalente para malhas de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Algumas informações sobre o GRACE e também aplicações dos produtos podem ser encontradas em Watkins et al. (2015), Brookfield et al. (2018) e Velpuri et al. (2019).

O armazenamento obtido a partir do GRACE foi comparado com o armazenamento obtido a partir do BHS e das séries de evapotranspiração do MHE e também dos produtos de satélite. Alguns dos principais resultados são apresentados a seguir. A comparação entre GRACE e BHS pode ser realizada mais diretamente, uma vez que ambos possuem estimativas de armazenamento. Devido à passagem do satélite não ser exatamente mensal, os dados do GRACE foram interpolados linearmente para facilitar as comparações. Como mencionado anteriormente os valores disponibilizados pelo GRACE são relacionados com uma média histórica e por isso eles oscilam entre positivos e negativos indicando a variação do armazenamento. Para o que o GRACE fosse mais comparável ao BHS, os valores obtidos pelo satélite foram padronizados pela média do BHS (utilizando o mesmo modelo da equação 6.2). A figura 6.6 apresenta um exemplo da comparação entre o BHS e o GRACE para a bacia do rio da Onça no estado de São Paulo.

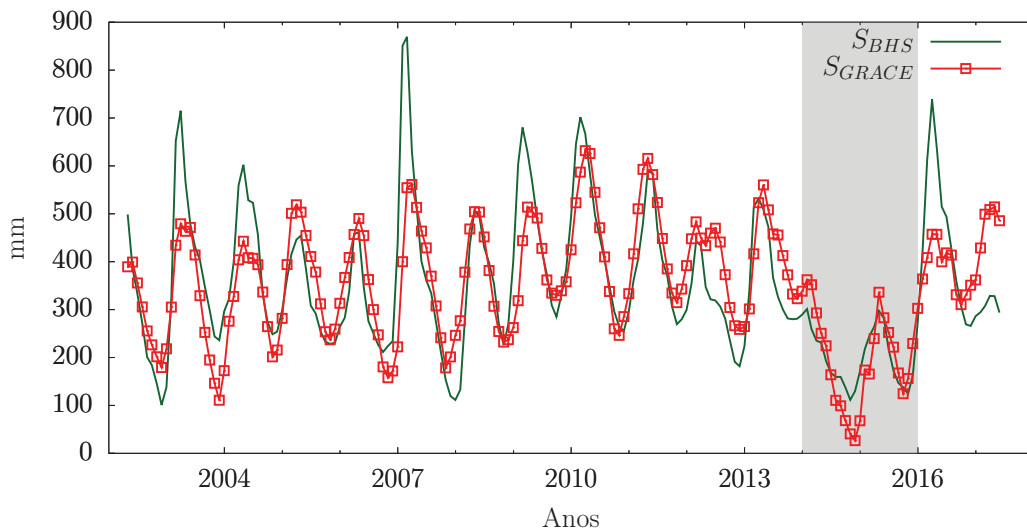


Figura 6.6: Comparação entre o BHS e o GRACE para a bacia do rio da Onça no estado de São Paulo destacando a diminuição do armazenamento de água no solo durante um período de crise hídrica.

O BHS pode apresentar alguns picos de armazenamento que podem estar relacionados tanto com os pontos de identificação das recessões como também com o fato que a resolução espacial do GRACE que, apesar de ainda um pouco indefinida na literatura, geralmente é citada como sendo da ordem de 150000 km^2 (Brookfield et al., 2018; Velpuri et al., 2019) e por isso muito maior do que a área de drenagem de qualquer bacia utilizada nesse estudo. Note na figura 6.6 a região destacada no gráfico indicando uma queda no armazenamento de água entre o período de 2014–2016. Durante esses anos, o estado de São Paulo vivenciou uma crise hídrica severa e é interessante observar como tanto o BHS quanto o GRACE conseguiram capturar essa variação.

Para a estimativa de armazenamento a partir da evapotranspiração do MHE e dos produtos de satélite a equação do balanço hídrico pode ser explicitada para o termo de

armazenamento. Essa equação pode ser escrita como

$$S_f = S_i + (\overline{P} - \overline{Q} - \overline{E_R})\Delta t, \quad (6.4)$$

onde S_f e S_i são os armazenamentos finais e iniciais para cada um dos períodos Δt e $\overline{P}$, $\overline{Q}$ e $\overline{E_R}$ são valores de precipitação, vazão e evapotranspiração médios durante o período Δt . Assim como o BHS e o GRACE, a escala de tempo utilizada foi mensal. A utilização da equação (6.4) apresenta um detalhe que é a estimativa do primeiro termo de armazenamento inicial. Existem dois modos de resolver este problema. O primeiro é a utilização de um valor arbitrário para o primeiro valor de S_i (neste estudo o valor foi utilizado foi 0). O problema dessa escolha é que ela afeta a estimativa do armazenamento porque o valor final de um período sempre vai ser o inicial do período seguinte. Entretanto, quando todas as estimativas estão padronizadas para a mesma média, a arbitrariedade da escolha do valor inicial não afeta mais as comparações entre as diferentes estimativas.

A segunda opção é utilizar ΔS ao invés do valor de S . Isso evita a necessidade da escolha de um valor inicial, uma vez que $\Delta S = (\overline{P} - \overline{Q} - \overline{E})\Delta t$ e todos os valores dessa expressão são conhecidos, porém retira também qualquer tendência que possa existir na série, sendo essa uma informação muito importante para o manejo de uma bacia hidrográfica durante um período de estiagem por exemplo. Em geral, os trabalhos que utilizam o GRACE optam por apresentar os resultados utilizando ΔS ou os dados no formato original, ou seja, a variação no entorno da média. Alguns exemplos podem ser encontrados em Swenson et al. (2006) Velpuri et al. (2019).

A figura 6.7 apresenta a série de armazenamento para a bacia do rio das Caldas em Goiás, enquanto a figura 6.8 apresenta a série de ΔS para a mesma bacia. Nota-se que a série de armazenamento apresenta uma tendência de diminuição a partir de 2013 e como isso não é percebido pela série de ΔS .

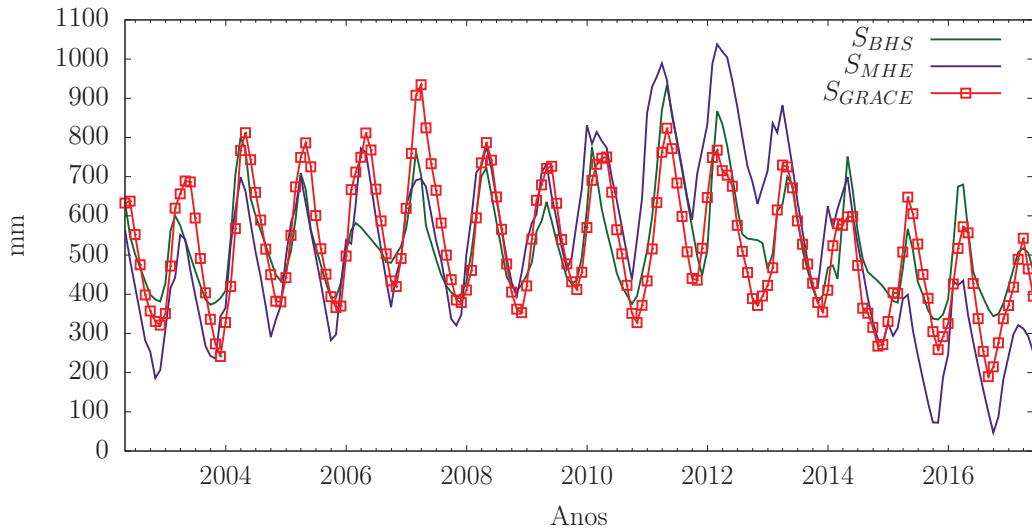


Figura 6.7: Série de armazenamento para a bacia do rio das Caldas – GO.

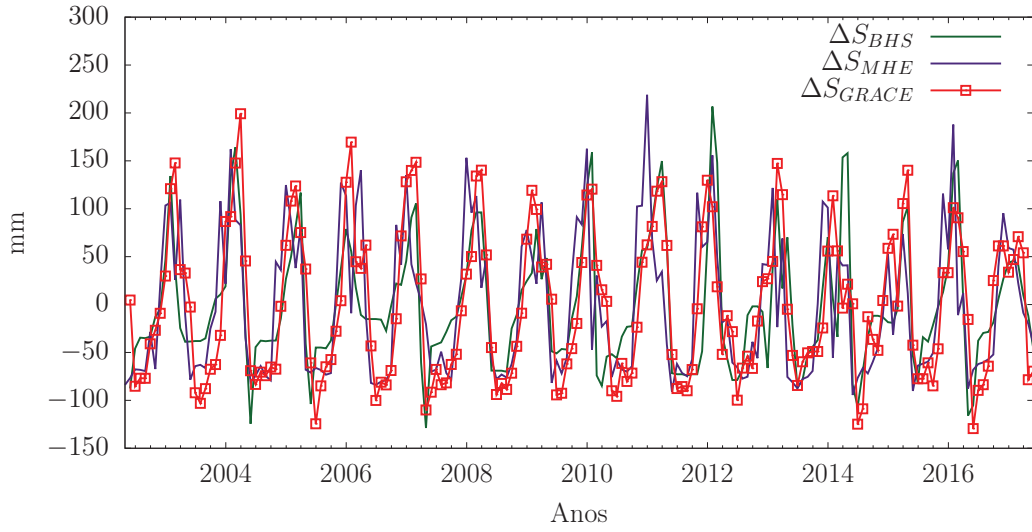


Figura 6.8: ΔS para a bacia do rio das Caldas – GO.

Finalmente, dentro do contexto do projeto de estimativa de evapotranspiração e objetivando avaliar a relação entre os diferentes produtos de sensoriamento remoto para as 11 bacias mencionadas na seção 6.1, a estimativa do armazenamento a partir dos produtos de satélite também foi realizada seguindo a equação 6.4. A tabela 6.5 apresenta o índice de concordância d_r entre os produtos de satélite e o GRACE.

Tabela 6.5: Índice de concordância reformulado de Willmot – d_r para o armazenamento estimado a partir dos produtos de satélite e o GRACE.

Código	Estado	GLEAM v3.3a	GLEAM v3.3b	MOD16A2	SSEBop	Média	Desvio padrão
14845000	RR	0.5516	0.5708	0.5950	0.5927	0.5775	0.0204
17350000	MT	0.5730	0.5716	0.6393	0.5968	0.5952	0.0316
28240000	TO	0.6217	0.6170	0.4665	0.6406	0.5865	0.0806
33260000	MA	0.7557	0.7148	0.7389	0.8116	0.7553	0.0412
33460000	MA	0.6238	0.6535	0.4984	0.6315	0.6018	0.0701
46543000	BA	0.0598	-0.0740	0.0264	0.0762	0.0221	0.0673
51190000	BA	0.2179	0.1608	0.4727	0.4917	0.3358	0.1708
58960000	MG	0.5006	0.4762	0.4036	0.5207	0.4753	0.0511
64508500	PR	0.1129	-0.1745	-0.0909	-0.1699	-0.0806	0.1346
74270000	RS	-0.1097	-0.0795	-0.1098	-0.1355	-0.1086	0.0229
86560000	RS	0.6293	0.6432	0.6544	0.6546	0.6454	0.0120
Média	–	0,4125	0,3709	0,3904	0,4283	–	–

Diferentemente da evapotranspiração, os resultados não foram constantes entre as diferentes bacias e algumas apresentaram resultados mais altos em relação ao GRACE como a 33260000 no Maranhão enquanto outras apresentaram resultados mais baixos como a 74270000 no Rio Grande do Sul. No entanto, a média geral entre as bacias para os diferentes produtos foi semelhante. Foram calculadas também as médias e os desvios-padrão entre os diferentes produtos mas para a mesma bacia (colunas mais a direita na tabela 6.5). Nota-se que a semelhança entre os resultados novamente indica que a correção dos produtos de satélite para o fechamento do balanço hídrico parece ser uma

restrição razoável. As figuras 6.9 e 6.10 apresentam alguns exemplos de comparação entre os armazenamentos estimados para cada um dos produtos de sensoriamento remoto. Os demais resultados de armazenamento das bacias estudadas para o projeto da Agência Nacional de águas podem ser encontrados no apêndice F.

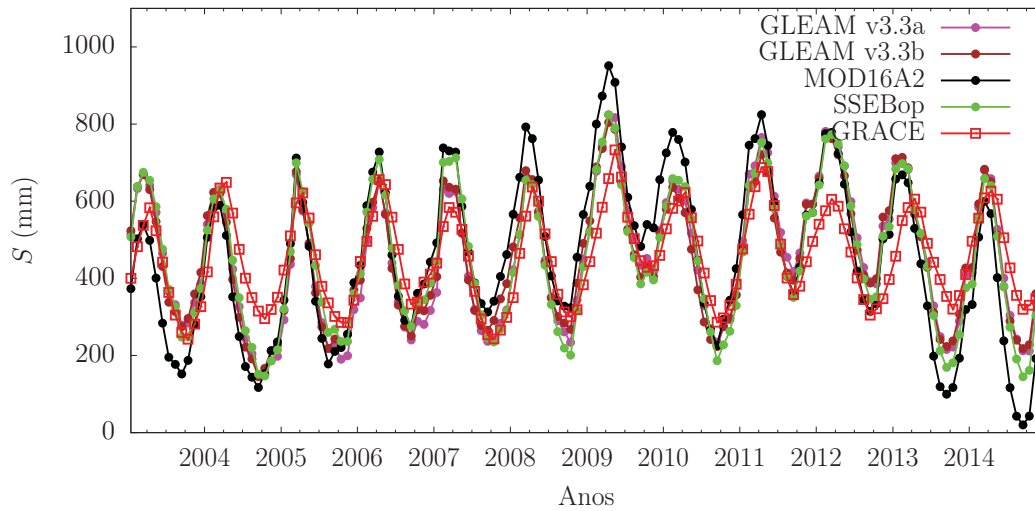


Figura 6.9: Série de armazenamento para a bacia do rio Lontra – TO .

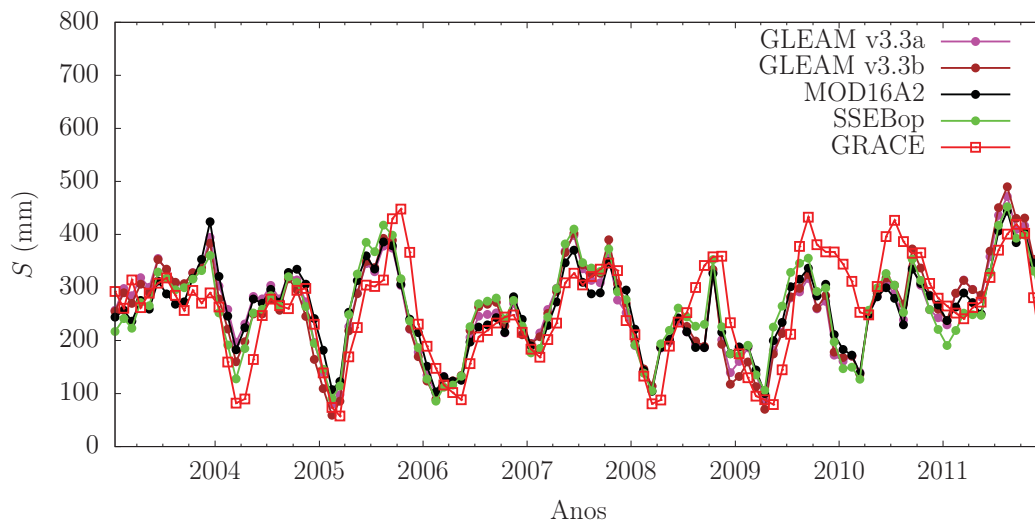


Figura 6.10: Série de armazenamento para a bacia do rio Guaporé – RS.

Em resumo pode-se dizer dadas as devidas correções, as diferentes estimativas de armazenamento produzidas de maneiras independentes a partir das evapotranspirações produziram valores semelhantes, inclusive quando comparadas ao GRACE. Isso traz para os produtos de satélite algum nível de segurança em sua utilização.

Capítulo 7

Conclusões e Recomendações

Esta pesquisa demonstrou que o BHS é um modelo funcional para a estimativa de evapotranspiração real em bacias hidrográficas para diferentes tipos de clima, solo, e vegetação. Os critérios utilizados no capítulo 3 para identificação das recessões parecem ter sido suficientes para garantir a qualidade nas estimativas. Para algumas bacias o BHS se mostrou muito sensível à escolha da envoltória superior para definição da constante de recessão e apesar da escolha da envoltória utilizada seguir alguns limites físicos, durante este trabalho não foi possível definir um critério definitivo para isso e por isso mais estudos mais aprofundados neste aspecto são necessários.

Ainda sobre o BHS, algumas bacias naturalmente apresentam uma forte sazonalidade devido ao regime de precipitação. No entanto, para locais como a bacia do rio Carreiro no Rio Grande do Sul, o BHS foi capaz de identificar a sazonalidade da evapotranspiração apesar da sazonalidade na precipitação ser praticamente inexistente. Neste caso, esse comportamento é resultado da disponibilidade de energia para os processos evaporativos ao longo do ano.

O BHS pode apresentar a existência de longos períodos com valores de evapotranspiração iguais ou muito parecidos. A aplicação do MHE através de uma regressão linear múltipla consegue facilmente resolver este problema. Um ponto muito importante sobre os modelos BHS–MHE é que ambos conservam o balanço de massa ao longo da bacia. Em resumo, os modelos BHS–MHE apresentaram resultados razoáveis em comparação ao clima da região e possuem algumas vantagens como a simplicidade matemática dos modelos e também o fato de que eles podem ser aplicados utilizando dados rotineiramente medidos no Brasil.

O MHE foi comparado também com o CRAE descrito por Morton (1983a) com o objetivo de demonstrar o comportamento do MHE em relação a um modelo bem estabelecido na literatura. Essa comparação demonstrou que o CRAE não conserva massa ao longo do tempo e também que o termo de irradiância líquida é em geral consistentemente menor que os valores estimados para utilização do MHE. Uma das possíveis explicações para isso encontrada na literatura é a falta de uma calibração dos parâmetros utilizados

pelo CRAE.

Dentro do contexto do projeto para estimativa de evaporação líquida, os modelos BHS–MHE foram comparados aos produtos de satélite GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2 e SSEBop. O objetivo principal dessa comparação era a avaliação do comportamento da sazonalidade dos produtos. Inicialmente foi verificado que os produtos não estavam conservando massa e por isso uma correção forçando o fechamento do balanço hídrico foi realizada. Após isso todas as estimativas de evapotranspiração dos produtos ficaram muito semelhantes entre si e também em relação ao MHE. Essa concordância entre os resultados traz uma maior segurança para utilização dos produtos de satélite, uma vez que todas as estimativas foram realizadas de maneira independente. Dentre os produtos de evapotranspiração, o GLEAM apresentou os melhores resultados em relação ao MHE mas com grande variabilidade dentro do território nacional. De forma contrária, o resultados do MOD16A2 em relação ao MHE foram levemente menores mas apresentaram também uma menor variabilidade ao longo do território.

Finalmente, o armazenamento de água no solo para cada um modelos e produtos foi estimado a partir da evapotranspiração e comparado aos resultados obtidos pela missão GRACE. Essa comparação demonstrou novamente que a correção para o balanço hídrico parece ser uma boa opção e que os resultados obtidos de maneira independente podem fornecer uma maior segurança para aplicação dos produtos enquanto a utilização de medições *in situ* ainda não são plenamente possíveis.

Referências

- Agência Nacional de Águas –ANA (2021). Hidroweb: Sistema Nacional de Informações Sobre Recursos Hídricos. Disponível em : <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao>. Acesso em: 30 de jun. 2021.
- Alvares, C. A., Stape, J. L., Sentelhas, P. C., Gonçalves, J. d. M., Sparovek, G., et al. (2013). Köppen’s climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(6):711–728.
- Arasteh, P. D. e Tajrishy, M. (2008). Calibrating Priestley-Taylor model to estimate open water evaporation under regional advection using volume balance method-case study: Chahnimeh reservoir, Iran. *Journal of Applied Sciences*, 8(22):4097–4104.
- Arnold, J., Allen, P., Muttiah, R., e Bernhardt, G. (1995). Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Groundwater*, 33(6):1010–1018.
- Assis, F. N., Steinmetz, S., Martins, S. R., e MENDEZ, M. (1998). Aplicabilidade de modelos de estimativa da radiação solar global. *Embrapa Clima Temperado-Artigo em periódico indexado (ALICE)*.
- Bart, R. R. e Tague, C. L. (2017). The impact of wildfire on baseflow recession rates in California. *Hydrological Processes*, 31(8):1662–1673.
- Baumgartner, A., Reichel, E., e Lee, R. (1975). *The World Water Balance: Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation and Run-off*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Bear, J. (2012). *Hydraulics of Groundwater*. Dover Books on Engineering. Dover Publications.
- Bexaira, K. P., Streck, N. A., Cera, J. C., e Prestes, S. D. (2018). Coeficientes de Angström-Prescott para estimar a radiação solar no rio grande do sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 33:401–411.
- Bezerra, B. G., Silva, B. B., Santos, C. A., Bezerra, J. R., et al. (2015). Actual evapotranspiration estimation using remote sensing: comparison of SEBAL and SSEB approaches. *Advances in Remote Sensing*, 4(03):234.

- Blaney, H. F. e Criddle, W. D. (1950). *Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*. Número 1275. US Department of Agriculture.
- Blaney, H. F. e Criddle, W. D. (1962). *Determining consumptive use and irrigation water requirements*. Número 1275. US Department of Agriculture.
- Blaney, H. F. e Morin, K. V. (1942). Evaporation and consumptive use of water empirical formulas. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 23(1):76–83.
- Bouchet, R. J. (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *IAHS Publ*, 62:134–142.
- Bowen, I. S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical review*, 27(6):779.
- Brookfield, A. E., Hill, M. C., Rodell, M., Loomis, B. D., Stotler, R. L., Porter, M. E., e Bohling, G. C. (2018). In Situ and GRACE-Based Groundwater Observations: Similarities, Discrepancies, and Evaluation in the High Plains Aquifer in Kansas. *Water Resources Research*, 54(10):8034–8044.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications*. Environmental Fluid Mechanics. Springer Netherlands.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology : an introduction*. Cambridge University Press, Cambridge New York.
- Brutsaert, W. e Nieber, J. L. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3):637–643.
- Brutsaert, W. e Stricker, H. (1979). An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water resources research*, 15(2):443–450.
- Brutsaert, W. e Sugita, M. (2008). Is Mongolia’s groundwater increasing or decreasing? The case of the Kherlen River basin/Les eaux souterraines de Mongolie s’ accroissent ou décroissent-elles? Cas du bassin versant la Rivière Kherlen. *Hydrological sciences journal*, 53(6):1221–1229.
- Budyko, M. I., Miller, D. H., e Miller, D. H. (1974). *Climate and life*, volume 508. Academic press New York.
- Cardoso, M. R. D., Marcuzzo, F. F. N., e Barros, J. R. (2014). Classificação climática de Köppen-Geiger para o estado de Goiás e o Distrito Federal. *ACTA Geográfica*, 8(16):40–55.

- Chapman, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13(5):701–714.
- Claessens, L., Hopkinson, C., Rastetter, E., e Vallino, J. (2006). Effect of historical changes in land use and climate on the water budget of an urbanizing watershed. *Water Resources Research*, 42(3).
- Comitê da Bacia do Rio Tibagi (2009). Diagnóstico do Plano da Bacia Hidrográfica do Rio Tibagi. Disponível em : <http://www.iat.pr.gov.br/Pagina/Comite-da-Bacia-do-Rio-Tibagi>. Acesso em: 30 de jun. 2021.
- Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Mogi Guaçu (2012). Plano da Bacia Hidrográfica do Rio Mogi Guaçu. Disponível em : <https://sigrh.sp.gov.br/cbhmogi/documentos>. Acesso em: 30 de jun. 2021.
- Cummings, N. W. e Richardson, B. (1927). Evaporation from lakes. *Physical Review*, 30(4):527.
- Dalton, J. (1802). Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam or vapor from waters and other liquids, both in a Torricellian vacuum and in air; on evaporation; and on the expansion of gases by heat. *Mem Proc Manch Lit Phil Soc*, 5:535–602.
- Daniel, J. F. (1976). Estimating groundwater evapotranspiration from streamflow records. *Water Resources Research*, 12(3):360–364.
- De Bruin, H., Hartogensis, O., Allen, R., e Kramer, J. (2005). Regional advection perturbations in an irrigated desert (RAPID) experiment. *Theoretical and applied climatology*, 80(2):143–152.
- Departamento de Águas e Energia Elétrica – DAEE (2021). Banco de Dados Hidrológicos. Disponível em : <http://www.hidrologia.daee.sp.gov.br>. Acesso em: 30 de jun. 2021.
- Dias, N. L. e Kan, A. (1999). A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration. *Water Resources Research*, 35(11):3409–3418.
- Dornelas, K. D. S., Oliveira, C. L., e Silva, C. A. (2006). Coeficientes médios da equação de Angström-Prescott, radiação solar e evapotranspiração de referência em Brasília. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 41:1213–1219.
- Duarte, H. F., Dias, N. L., e Maggiotto, S. R. (2006). Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural and forest meteorology*, 139(3-4):171–181.

- Fenicia, F., Savenije, H., Matgen, P., e Pfister, L. (2006). Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(1):139–150.
- Ferreira, A. N., Almeida, A., Koide, S., Minoti, R. T., e Siqueira, M. B. B. (2021). Evaluation of Evapotranspiration in Brazilian Cerrado Biome Simulated with the SWAT Model. *Water*, 13(15):2037.
- Fisher, J. B., DeBiase, T. A., Qi, Y., Xu, M., e Goldstein, A. H. (2005). Evapotranspiration models compared on a Sierra Nevada forest ecosystem. *Environmental Modelling & Software*, 20(6):783–796.
- Fundação Estadual do Meio Ambiente – FEAM (2021). Mapa de solos do Estado de Minas Gerais. Disponível em : <http://www.feam.br/-qualidade-do-solo-e-areas-contaminadas/mapa-de-solos>. Acesso em: 30 de jun. 2021.
- Gavin, H. e Agnew, C. (2004). Modelling actual, reference and equilibrium evaporation from a temperate wet grassland. *Hydrological Processes*, 18(2):229–246.
- Giles, D., Black, T., e Spittlehouse, D. (1985). Determination of growing season soil water deficits on a forested slope using water balance analysis. *Canadian Journal of Forest Research*, 15(1):107–114.
- Glenn, E. P., Huete, A. R., Nagler, P. L., Hirschboeck, K. K., e Brown, P. (2007). Integrating remote sensing and ground methods to estimate evapotranspiration. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 26(3):139–168.
- Glenn, E. P., Nagler, P. L., e Huete, A. R. (2010). Vegetation index methods for estimating evapotranspiration by remote sensing. *Surveys in Geophysics*, 31(6):531–555.
- Griffiths, G. A. e Clausen, B. (1997). Streamflow recession in basins with multiple water storages. *Journal of Hydrology*, 190(1):60–74.
- Guo, D., Westra, S., e Maier, H. R. (2017). Impact of evapotranspiration process representation on runoff projections from conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 53(1):435–454.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., e Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2):80–91.
- Harbeck, G. E. (1962). *A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory*. US Government Printing Office.

- Hargreaves, G. H. e Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied engineering in agriculture*, 1(2):96–99.
- Hobbins, M. T., Ramírez, J. A., Brown, T. C., e Claessens, L. H. J. M. (2001). The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: The complementary relationship areal evapotranspiration and advection-aridity models. *Water Resources Research*, 37(5):1367–1387.
- Horton, R. E. (1917). A new evaporation formula developed. *Engrg. News-Record*, 78:196–199.
- Instituto Brasileiro de Geografia Estatística – IBGE (2021). Mapa de biomas do Brasil. Disponível em : <https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/informacoes-ambientais/15842-biomas.html?=&t=downloads>. Acesso em: 30 de jun. 2021.
- Instituto Nacional de Meteorologia – INMET (2021). BDMEP – Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. Disponível em : <https://bdmep.inmet.gov.br>. Acesso em: 30 de jun. 2021.
- Korzun, V. I. (1978). *World water balance and water resources of the earth*. Unesco, Paris.
- 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., Stannard, D. I., e Allwine, K. J. (1996). Variability in surface energy flux partitioning during Washita’92: Resulting effects on Penman-Monteith and Priestley-Taylor parameters. *Agricultural and Forest Meteorology*, 82(1-4):171–193.
- Lena, B. P., Jadoski, S. O., Jadoski, C. J., e Rigo, J. F. (2020). Coeficientes da equação de Angström-Prescott para a região de Guarapuava-PR. *Acta Iguazu*, 9(1):123–136.
- Linacre, E. T. (1977). A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural meteorology*, 18(6):409–424.
- Linsley, R., Kohler, M., e Paulhus, J. (1958). *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. McGraw-Hill, 2 ed.
- Liou, Y.-A. e Kar, S. K. (2014). Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms—A Review. *Energies*, 7(5):2821–2849.
- Lvovitch, M. I. (1973). The global water balance. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 54(1):28.

- Ma, N., Zhang, Y., Xu, C.-Y., e Szilagyi, J. (2015). Modeling actual evapotranspiration with routine meteorological variables in the data-scarce region of the Tibetan Plateau: Comparisons and implications. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(8):1638–1657.
- Martens, B., Miralles, D. G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R. A. M., Fernández-Prieto, D., Beck, H. E., Dorigo, W. A., e Verhoest, N. E. C. (2017). GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific Model Development*, 10(5):1903–1925.
- Massmann, A., Gentine, P., e Lin, C. (2019). When does vapor pressure deficit drive or reduce evapotranspiration? *Journal of advances in modeling earth systems*, 11(10):3305–3320.
- McNaughton, K. e Black, T. A. (1973). A study of evapotranspiration from a Douglas fir forest using the energy balance approach. *Water Resources Research*, 9(6):1579–1590.
- Miralles, D. G., Holmes, T. R. H., Jeu, R. A. M. D., Gash, J. H., Meesters, A. G. C. A., e Dolman, A. J. (2011). Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2):453–469.
- Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment. Em *Symposia of the society for experimental biology*, volume 19, páginas 205–234. Cambridge University Press (CUP) Cambridge.
- Morton, F. I. (1983a). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66(1-4):1–76.
- Morton, F. I. (1983b). Operational estimates of lake evaporation. *Journal of hydrology*, 66(1-4):77–100.
- Morton, F. I. (1986). Practical estimates of lake evaporation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 25(3):371–387.
- Mu, Q., Heinsch, F. A., Zhao, M., e Running, S. W. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote sensing of Environment*, 111(4):519–536.
- Mu, Q., Zhao, M., e Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote sensing of environment*, 115(8):1781–1800.
- Nace, R. L. (1967). Are we running out of water.

- NASA/JPL (2019). JPL GRACE and GRACE-FO Mascon Ocean, Ice, and Hydrology Equivalent Water Height Coastal Resolution Improvement (CRI) Filtered Release 06 Version 02. Disponível em : <https://doi.org/10.5067/TEMSC-3JC62>. Acesso em: 30 de jun. 2021.
- Nathan, R. J. e McMahon, T. A. (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, 26(7):1465–1473.
- Ochoa-Sánchez, A., Crespo, P., Carrillo-Rojas, G., Sucozhañay, A., e Céleri, R. (2019). Actual Evapotranspiration in the High Andean Grasslands: A Comparison of Measurement and Estimation Methods. *Frontiers in Earth Science*, 7:55.
- Oki, T. e Kanae, S. (2006). Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science*, 313(5790):1068–1072.
- Peixoto, J. P. e Kettani, M. A. (1973). The Control of the Water Cycle. *Scientific American*, 228(4):46–63.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032):120–145.
- Perugu, M., Singam, A. J., e Kamasani, C. S. R. (2013). Multiple linear correlation analysis of daily reference evapotranspiration. *Water resources management*, 27(5):1489–1500.
- Priestley, C. H. B. e Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review*, 100(2):81–92.
- Reis, C. A. F., Moraes, A. C., Pereira, A. V., Aguiar, A. V., Sousa, V. A., e Borges, H. M. D. (2015). Diagnóstico do setor de florestas plantadas no Estado de Goiás. *Embrapa*.
- Rodell, M., Famiglietti, J., Chen, J., Seneviratne, S., Viterbo, P., Holl, S., e Wilson, C. (2004). Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations. *Geophysical Research Letters*, 31(20).
- Roderjan, C. V., Galvão, F., Kuniyoshi, Y. S., e Hatschbach, G. G. (2002). As unidades fitogeográficas do estado do Paraná, Brasil. *Ciência & Ambiente*, 24(1):75–92.
- Rossi, M. (2017). *Mapa pedológico do Estado de São Paulo: revisado e ampliado.*, volume 1. Instituto Florestal. 118 p.
- Sánchez-Murillo, R., Brooks, E., Elliot, W., Gazel, E., e Boll, J. (2015). Baseflow recession analysis in the inland Pacific Northwest of the United States. *Hydrogeology Journal*, 23(2):287–303.

- Santos, L. A. C., Vieira, L. M. F., de Aquino Martins, P. T., e Ferreira, A. A. (2019). Conflitos de Uso e Cobertura do Solo para o Período de 1985 a 2017 na Bacia Hidrográfica do Rio Caldas-GO. *Revista Fronteiras. Anápolis-GO*, 8(2):51–70.
- Senay, G., Leake, S., Nagler, P., Artan, G., Dickinson, J., Cordova, J., e Glenn, E. (2011). Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. *Hydrological Processes*, 25(26):4037–4049.
- Senay, G. B., Bohms, S., Singh, R. K., Gowda, P. H., Velpuri, N. M., Alemu, H., e Verdin, J. P. (2013). Operational Evapotranspiration Mapping Using Remote Sensing and Weather Datasets: A New Parameterization for the SSEB Approach. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 49(3):577–591.
- Senay, G. B., Schauer, M. P., Friedrichs, M., Velpuri, N. M., e Singh, R. K. (2017). Satellite-based Water Use Dynamics Using Historical Landsat Data (1984-2014) in the Southwestern United States.
- Silva, E. D. e Reboita, M. S. (2013). Estudo da precipitação no estado de Minas Gerais-MG. *Revista Brasileira de Climatologia*, 13.
- Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology: a review. *Journal of hydrology*, 240(3-4):147–186.
- Sousa, R. G., Martins, L., Nunes, F. S., e Silva, F. B. (2019). Análise de precipitação, vazão, uso e cobertura do solo da terra na bacia do rio São João/MG. *Revista Augustus*, 24(49):146–154.
- Sujono, J., Shikasho, S., e Hiramatsu, K. (2004). A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrological Processes*, 18(3):403–413.
- Swenson, S., Yeh, P. J.-F., Wahr, J., e Famiglietti, J. (2006). A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois. *Geophysical Research Letters*, 33(16).
- Tabari, H., Kisi, O., Ezani, A., e Talaei, P. H. (2012). SVM, ANFIS, regression and climate based models for reference evapotranspiration modeling using limited climatic data in a semi-arid highland environment. *Journal of Hydrology*, 444:78–89.
- Tallaksen, L. (1995). A review of baseflow recession analysis. *Journal of hydrology*, 165(1-4):349–370.
- Thakur, J. K., Srivastava, P., Pratihast, A. K., e Singh, S. K. (2011). Estimation of evapotranspiration from wetlands using geospatial and hydrometeorological data. Em *Geospatial Techniques for Managing Environmental Resources*, páginas 53–67. Springer.

- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1):55–94.
- Tonietto, J., Vianello, R. L., e Regina, M. d. A. (2006). Caracterização macroclimática e potencial enológico de diferentes regiões com vocação vitícola de Minas Gerais. *Embrapa Uva e Vinho-Artigo em periódico indexado (ALICE)*.
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., e Fasullo, J. (2007). Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4):758–769.
- Troch, P. A., De Troch, F. P., e Brutsaert, W. (1993). Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions. *Water resources research*, 29(2):427–434.
- Universidade Federal de Goiás (2020). **Dados Meteorológicos:** Estação da Escola de Agronomia. Disponível em: <https://www.agro.ufg.br/p/7944-estacao-agrometeorologica>. Acesso em: 29/06/2020.
- Velpuri, N. M., Senay, G. B., Driscoll, J. M., Saxe, S., Hay, L., Farmer, W., e Kiang, J. (2019). Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Storage Change Characteristics (2003–2016) over Major Surface Basins and Principal Aquifers in the Conterminous United States. *Remote Sensing*, 11(8):936.
- Vianello, R. L. e Alves, A. R. (2012). *Meteorologia Básica e Aplicações*. 2ª ed.
- 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.
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., e Matsuura, K. (2011). A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, 32(13):2088–2094.
- Yebra, M., Van Dijk, A., Leuning, R., Huete, A., e Guerschman, J. P. (2013). Evaluation of optical remote sensing to estimate actual evapotranspiration and canopy conductance. *Remote Sensing of Environment*, 129:250–261.
- Yeh, P. J.-F., Irizarry, M., e Eltahir, E. A. (1998). Hydroclimatology of Illinois: A comparison of monthly evaporation estimates based on atmospheric water balance and soil water balance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D16):19823–19837.
- Zecharias, Y. B. e Brutsaert, W. (1988). Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. *Water Resources Research*, 24(10):1651–1658.

- Zhang, L., Brutsaert, W., Crosbie, R., e Potter, N. (2014). Long-term annual groundwater storage trends in Australian catchments. *Advances in water resources*, 74:156–165.
- Zhao, L., Xia, J., yu Xu, C., Wang, Z., Sobkowiak, L., e Long, C. (2013). Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. *Journal of Geographical Sciences*, 23(2):359–369.

Apêndice A

Formulação matemática dos estimadores utilizados

A seguir são descritas as formulações matemáticas dos estimadores estatísticos utilizados. Para todos os estimadores, O representa os valores observados ou utilizados como referência e S representa os valores simulados.

Coefficiente de determinação (R^2)

$$R^2 = \frac{(\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(S_i - \bar{S}))^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2}. \quad (\text{A.1})$$

Desvio padrão (σ)

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (O_i - \bar{O})^2}{N}}. \quad (\text{A.2})$$

Raiz do desvio quadrático médio ($RMSE$)

$$RMSE = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2 \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (\text{A.3})$$

Índice de eficiência de Kling–Gupta (KGE)

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\sigma_s / \sigma_o)^2 + (\mu_s / \mu_o)}, \quad (\text{A.4})$$

onde r é o coeficiente de correlação de Pearson, σ_s é o desvio padrão dos valores simulados, σ_o é o desvio padrão dos valores observados, μ_s é a média dos valores simulados e μ_o é a média dos valores observados.

Índice de concordância reformulado de Willmott (d_r)

$$d_r = \begin{cases} 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}, & \text{se } \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \leq c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|; \\ \frac{c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|} - 1, & \text{se } \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| > c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|. \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

Apêndice B

Dedução do BHS

Considerando a equação instantânea do balanço hídrico quando $P = 0$ e $E_R = 0$ tem-se

$$\frac{dS}{dt} = P - Q - E_R \Rightarrow \frac{dS}{dt} = -Q. \quad (\text{B.1})$$

Brutsaert e Nieber (1977) definem que a relação entre Q e S pode ser escrita como

$$Q = aS^b \Rightarrow \left(\frac{1}{a}Q\right)^{\frac{1}{b}}. \quad (\text{B.2})$$

Juntando as equações (B.1) e (B.2)

$$\frac{d\left(\frac{1}{a}Q\right)^{\frac{1}{b}}}{dt} = -Q, \quad (\text{B.3})$$

$$\left(\frac{1}{a}\right)^{\frac{1}{b}} \frac{1}{b} Q^{\frac{1-b}{b}} \frac{dQ}{dt} = -Q, \quad (\text{B.4})$$

$$-\frac{dQ}{dt} = a^{\frac{1}{b}} b Q^{\frac{2b-1}{b}}. \quad (\text{B.5})$$

Finalmente, fazendo $\alpha = a^{\frac{1}{b}} b$ e $\beta = \frac{2b-1}{b}$, obtêm-se

$$-\frac{dQ}{dt} = \alpha Q^{\beta}. \quad (\text{B.6})$$

Quando a relação entre o armazenamento e a vazão é linear, $b = 1$ e consequentemente $\alpha = a$ e $\beta = 1$.

Para o caso linear, a é equivalente ao inverso da constante de recessão ($a = 1/T_r$) e assim a equação (B.6) pode ser escrita como

$$\frac{dQ}{dt} = -\frac{1}{T_r} Q. \quad (\text{B.7})$$

Integrando a equação B.7 entre t e Δt , obtém-se

$$Q(t + \Delta t) = Q(t)e^{-\frac{\Delta t}{T_r}}. \quad (\text{B.8})$$

Para $\kappa = e^{-\Delta t/T_r}$

$$Q(t + \Delta t) = \kappa Q(t). \quad (\text{B.9})$$

A constante κ é a tangente da envoltória superior do gráfico $Q(t) \times Q(t + \Delta t)$ descrito no capítulo 3. Obtendo o valor de κ , a constante de recessão pode ser obtida pela relação $T_r = -\Delta t / \ln(\kappa)$. Considerando que a relação empírica entre a vazão e o armazenamento é válida

$$S = T_r Q, \quad (\text{B.10})$$

a equação para a estimativa de evapotranspiração entre dois finais de recessão consecutivos pode ser escrita como

$$\overline{E}_R = \overline{P} - \overline{Q} - \frac{S_f - S_i}{\Delta t} \Rightarrow \overline{P} - \overline{Q} - \frac{T_r Q_f - T_r Q_i}{\Delta t}, \quad (\text{B.11})$$

onde i e f representam os períodos finais e iniciais de cada período Δt analisado. Todas as demais variáveis foram definidas anteriormente no texto.

Apêndice C

Irradiância Líquida

O cálculo de irradiância líquida pode ser realizado utilizando a equação

$$R_l = R_s(1 - \alpha) + \varepsilon R_a - R_e, \quad (\text{C.1})$$

onde R_l é a irradiância líquida, R_a é a irradiância atmosférica incidente e R_e é a irradiância emitida pela superfície, α e ε são o albedo e a emissividade da superfície respectivamente. Todos os termos de irradiância são expressos em W m^{-2} .

A irradiância solar pode ser estimada pela equação de Angstrom–Prescott:

$$R_s = R_{sea} \left(a_p + b_p \left(\frac{n}{N} \right) \right), \quad (\text{C.2})$$

onde R_{sea} é a irradiância solar extra-atmosférica em W m^2 , n é o número de horas de brilho de sol (insolação), N é o número de horas de brilho de sol possível para cada dia do ano e a_p e b_p são constantes da equação de Angstrom–Prescott que dependem do local.

Irradiância solar extra-atmosférica é irradiância solar diária incidente sobre uma superfície horizontal na ausência de atmosfera, sendo definida por

$$R_{sea} = \frac{R_{s0}}{\pi} \left(\frac{r_a}{r} \right)^2 (H \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \sin H), \quad (\text{C.3})$$

onde R_{s0} é constante solar com o valor aproximado de $1361,5 \text{ W m}^{-2}$, $(r_a/r)^2$ é o termo de distância média da terra–sol, H é ângulo horário do sol em radianos, δ é a declinação solar em radianos e ϕ é a latitude em radianos.

A irradiância atmosférica é afetada pela cobertura de nuvens e pode ser estimada pela equação

$$R_a = \varepsilon_{ac} \sigma T_a^4 \left(1 + 0,22 \left(1 - \frac{n}{N} \right)^2 \right), \quad (\text{C.4})$$

onde ε_{ac} é a emissividade atmosférica a céu claro, σ é a constante de Stephan–Boltzmann e o seu valor é $5,6697 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ e T_a é a temperatura do ar em K. O primeiro termo da equação (C.4) ($\varepsilon_{ac} \sigma T_a^4$) é chamado de irradiância atmosférica a céu claro, enquanto o

restante da equação refere-se à nebulosidade do local.

A emissividade atmosférica a céu claro pode ser estimada utilizando a seguinte equação

$$\varepsilon_{ac} = 0.643 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}}. \quad (\text{C.5})$$

A irradiância emitida pela superfície pode ser estimada pela equação

$$R_e = \varepsilon \sigma T_s^4, \quad (\text{C.6})$$

onde ε é a emissividade da superfície e T_s é a temperatura da superfície em K. Como os valores de T_s dificilmente são disponíveis, a temperatura de superfície foi considerada como sendo igual aos valores de temperatura do ar.

Informações mais detalhadas sobre o cálculo da irradiância líquida podem ser encontrados em [Brutsaert \(1982, 2005\)](#); [Duarte et al. \(2006\)](#) e [Vianello e Alves \(2012\)](#).

Apêndice D

Tabelas estatísticas

Tabela D.1: Ajustes das estimativas de E_R do MHE em relação ao BHS para as bacias utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas. Os resultados apresentados são referentes à envoltória de 100% para todos os estados.

Código	Bacia	r^2	σ	$RMSE$	KGE	d_r	Período de análise
–	–	–	(mm dia ⁻¹)	(mm dia ⁻¹)	–	–	–
14845000	Rio Jauaperi – RO	0,0469	0,5343	2,4103	–0,1081	0,5091	2006–2014
17350000	Rio Braço Sul – MT	0,1187	0,9322	2,5400	0,0730	0,5429	2003–2014
28240000	Rio Lontra – TO	0,3567	1,3300	1,7861	0,4304	0,6078	2003–2014
33260000	Rio Mearim – MA	0,8889	2,4067	0,8509	0,9191	0,8536	2003–2014
33460000	Rio Alpercatas – MA	0,8685	2,3923	0,9082	0,9199	0,8547	2003–2014
46543000	Rio de Ondas – BA	0,8586	2,4200	0,9700	0,9043	0,8479	2003–2014
51190000	Rio Santo Antônio– BA	0,5015	0,9674	0,8062	0,6801	0,7083	2003–2013
58960000	Rio Muriaé – MG	0,5656	1,7002	1,4902	0,6493	0,7059	2003–2014
64508500	Rio Congonhas – PR	0,7662	1,2272	0,6779	0,8237	0,7583	2003–2009
74270000	Rio da Várzea – RS	0,2017	0,7361	1,1648	0,3010	0,5568	2003–2014
86560000	Rio Guaporé – RS	0,4450	0,7346	0,8203	0,5292	0,6559	2003–2011

Tabela D.2: Coeficiente de determinação (r^2) para as estimativas de E_R dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.

Código	GLEAM v3.3a			GLEAM v3.3b			MOD16A2			SSEBop		
	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE
14845000	0,1143	0,0272	0,0425	0,0936	0,0497	0,0613	0,389	0,1416	0,5198	0,1304	0,0971	0,2714
17350000	0,4826	0,1421	0,8472	0,3279	0,1862	0,8635	0,0593	0,0821	0,03227	0,0076	0,0008	0,0500
28240000	0,2706	0,2849	0,6287	0,2478	0,3149	0,6393	0,0108	0,453	0,5441	0,1395	0,3322	0,6211
33260000	0,3624	0,4603	0,4302	0,4487	0,5544	0,516	0,0146	0,0491	0,0356	0,0386	0,0424	0,0399
33460000	0,3348	0,4325	0,4116	0,4219	0,5252	0,4981	0,0305	0,0736	0,0600	0,0094	0,0080	0,0120
46543000	0,3967	0,5088	0,3967	0,4069	0,5096	0,4069	0,3443	0,4382	0,3443	0,2570	0,2552	0,2570
51190000	0,3727	0,5832	0,3809	0,4046	0,5903	0,4080	0,1884	0,4070	0,1891	0,1483	0,275	0,1686
58960000	0,4022	0,4607	0,7597	0,3849	0,4756	0,7773	0,2998	0,5011	0,6874	0,4916	0,4596	0,7641
64508500	0,1819	0,2863	0,3738	0,1935	0,2961	0,3835	0,1896	0,2575	0,3251	0,2626	0,3373	0,4426
74270000	0,1132	0,2076	0,7236	0,1017	0,2054	0,7445	0,1244	0,2432	0,5938	0,1016	0,209	0,7065
86560000	0,0509	0,2856	0,6026	0,0398	0,2800	0,5875	0,0636	0,2787	0,6064	0,0623	0,3198	0,6489

Tabela D.3: Índice de concordância reformulado de Willmott (d_r) para as estimativas de E_R dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.

Código –	GLEAM v3.3a			GLEAM v3.3b			MOD16A2			SSEbop		
	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE
14845000	0,5201	0,5203	0,3981	0,5179	0,5306	0,2957	0,3943	0,5323	0,5996	0,4582	0,5258	0,5717
17350000	0,5787	0,5497	0,7845	0,5688	0,5652	0,8036	0,4790	0,5290	0,4519	0,502	0,4977	0,5131
28240000	0,5575	0,5787	0,6356	0,5646	0,6112	0,6808	0,4971	0,6174	0,6506	0,5225	0,5487	0,6154
33260000	0,5936	0,6094	0,6155	0,6323	0,6564	0,6617	0,5127	0,5202	0,5129	0,4882	0,4843	0,4866
33460000	0,5873	0,6056	0,6125	0,6258	0,6533	0,6589	0,5168	0,5293	0,5232	0,5063	0,5064	0,5091
46543000	0,6117	0,6483	0,6394	0,6327	0,674	0,6591	0,5879	0,6208	0,6082	0,5388	0,5439	0,5501
51190000	0,6496	0,7058	0,5656	0,6638	0,7038	0,5288	0,5806	0,6369	0,5213	0,5655	0,6052	0,5445
58960000	0,6060	0,6699	0,7117	0,6189	0,6966	0,7512	0,5838	0,6684	0,6918	0,6340	0,6844	0,7357
64508500	0,5775	0,6024	0,6392	0,5777	0,5955	0,6209	0,564	0,5803	0,5897	0,5922	0,6043	0,6284
74270000	0,5247	0,5239	0,5405	0,5053	0,5051	0,4793	0,5387	0,5627	0,6359	0,4966	0,4713	0,4324
86560000	0,4468	0,5095	0,5201	0,4167	0,4645	0,4251	0,4452	0,5015	0,4772	0,4198	0,4597	0,3718

Tabela D.4: Eficiência de Kling–Gupta (KGE) para as estimativas de dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores de $P - Q$, BHS e MHE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.

Código –	GLEAM v3.3a			GLEAM v3.3b			MOD16A2			SSEbop		
	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE	$P - Q$	BHS	MHE
14845000	–0,0873	–0,1990	–0,2575	–0,0494	–0,1038	–0,2478	–0,7844	0,0351	0,6442	–0,5928	–0,0742	0,4847
17350000	0,1454	0,0335	0,7447	0,1151	0,0914	0,8275	–0,5033	–0,0714	0,0801	–0,3070	–0,3786	–0,0849
28240000	0,0646	0,1393	0,4243	0,1161	0,2425	0,5883	–0,1458	0,3173	0,5791	–0,0725	0,0786	0,2726
33260000	0,1841	0,2670	0,2751	0,3145	0,4148	0,4281	–0,1276	–0,0149	–0,0272	–0,4972	–0,4936	–0,4845
33460000	0,1686	0,2598	0,2655	0,2990	0,4088	0,4179	–0,1173	–0,0108	–0,0211	–0,2747	–0,2652	–0,2468
46543000	0,2563	0,3679	0,3496	0,3299	0,4553	0,4390	0,1988	0,2988	0,2805	0,0125	0,0403	0,0511
51190000	0,4288	0,7213	0,6142	0,5094	0,7633	0,6094	0,2212	0,5191	0,3956	0,1210	0,3431	0,3038
58960000	0,2531	0,3315	0,5322	0,3151	0,4002	0,6562	0,2189	0,3603	0,5400	0,3164	0,3686	0,5876
64508500	0,2260	0,4154	0,5310	0,2958	0,4898	0,6009	0,2659	0,4303	0,5321	0,3579	0,5278	0,6489
74270000	0,2283	0,4465	0,4010	0,2442	0,4531	0,2349	0,1766	0,4254	0,6374	0,2649	0,4520	0,0988
86560000	0,1765	0,5342	0,4394	0,1794	0,5059	0,2401	0,2182	0,5205	0,3379	0,2416	0,4991	0,1065

Tabela D.5: Coeficiente de determinação (r^2) para as estimativas de S dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores do GRACE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.

Código	Estado	GLEAM v3.3a	GLEAM v3.3b	MOD16A2	SSEBop
14845000	Rio Jauaperi – RO	0,3108	0,3032	0,5008	0,4369
17350000	Rio Braço Sul – MT	0,3109	0,3122	0,4826	0,4050
28240000	Rio Lontra – TO	0,7329	0,6746	0,6065	0,7644
33260000	Rio Mearim – MA	0,7639	0,6556	0,8072	0,8953
33460000	Rio Alpercatas – MA	0,6950	0,6505	0,6862	0,7871
46543000	Rio de Ondas – BA	0,5244	0,3954	0,5445	0,6347
51190000	Rio Santo Antônio – BA	0,2512	0,1479	0,4556	0,5746
58960000	Rio Muriaé – MG	0,4437	0,3248	0,3807	0,3832
64508500	Rio Congonhas – PR	0,0943	0,0155	0,0405	0,0127
74270000	Rio da Várzea – RS	0,0649	0,0739	0,0042	0,0447
86560000	Rio Guaporé – RS	0,4615	0,5190	0,4849	0,5123

Tabela D.6: Raiz do desvio quadrático médio ($RMSE$) em mm para as estimativas de S dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores do GRACE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.

Código	Estado	GLEAM v3.3a	GLEAM v3.3b	MOD16A2	SSEBop
14845000	Rio Jauaperi – RO	129,1648	124,2090	112,2102	118,0266
17350000	Rio Braço Sul – MT	220,1531	219,2567	186,6060	209,8408
28240000	Rio Lontra – TO	92,3028	94,0208	135,9907	91,3877
33260000	Rio Mearim – MA	83,8977	97,8681	88,5412	66,5891
33460000	Rio Alpercatas – MA	108,4234	100,8531	140,6101	107,4722
46543000	Rio de Ondas – BA	149,3434	169,0822	156,4795	151,8541
51190000	Rio Santo Antônio– BA	100,4932	106,3577	70,4963	65,8578
58960000	Rio Muriaé – MG	85,7297	94,6330	97,6214	84,2445
64508500	Rio Congonhas – PR	84,8950	112,2654	99,7434	110,1391
74270000	Rio da Várzea – RS	155,0467	150,4140	153,8891	162,1793
86560000	Rio Guaporé – RS	71,2156	68,3660	68,1387	67,4892

Tabela D.7: Índice de concordância reformulado de Willmott (d_r) para as estimativas de S dos produtos corrigidos GLEAM v3.3a, GLEAM v3.3b, MOD16A2, SSEBop em relação ao valores do GRACE para todas as bacias hidrográficas utilizadas no projeto da Agência Nacional de Águas.

Código	Estado	GLEAM v3.3a	GLEAM v3.3b	MOD16A2	SSEBop
14845000	Rio Jauaperi – RO	0,5490	0,5506	0,6513	0,6261
17350000	Rio Braço Sul – MT	0,5567	0,5582	0,688	0,6177
28240000	Rio Lontra – TO	0,5379	0,5863	0,2275	0,5098
33260000	Rio Mearim – MA	0,8656	0,8011	0,7577	0,7959
33460000	Rio Alpercatas – MA	0,5874	0,7075	0,3151	0,4859
46543000	Rio de Ondas – BA	−0,4978	−0,6513	−0,6090	−0,6220
51190000	Rio Santo Antônio– BA	0,1093	0,0767	0,4575	0,443
58960000	Rio Muriaé – MG	0,5203	0,4636	0,4069	0,5586
64508500	Rio Congonhas – PR	−0,0929	−0,5681	−0,3490	−0,5235
74270000	Rio da Várzea – RS	−0,4674	−0,4116	−0,3989	−0,5456
86560000	Rio Guaporé – RS	0,6528	0,7137	0,6343	0,6919

Apêndice E

Evapotranspiração real dos modelos BHS–MHE

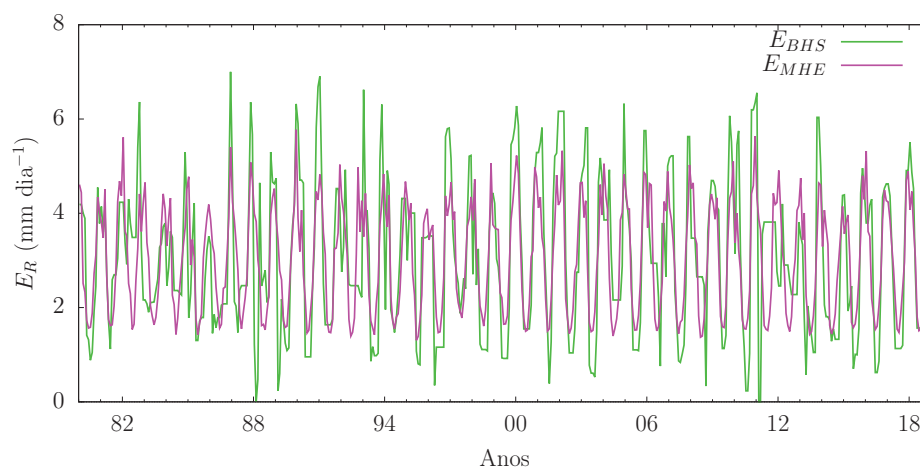


Figura E.1: Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio das Caldas – GO.

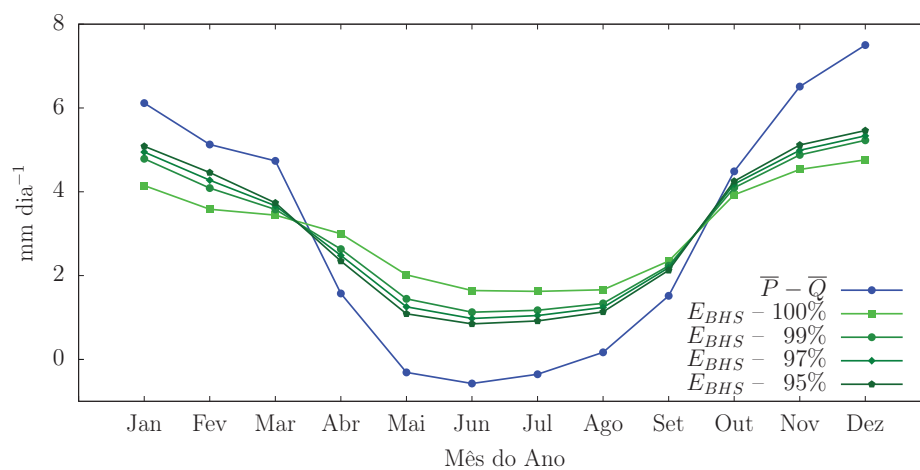


Figura E.2: Sazonalidade do BHS para a bacia do rio das Caldas – GO.

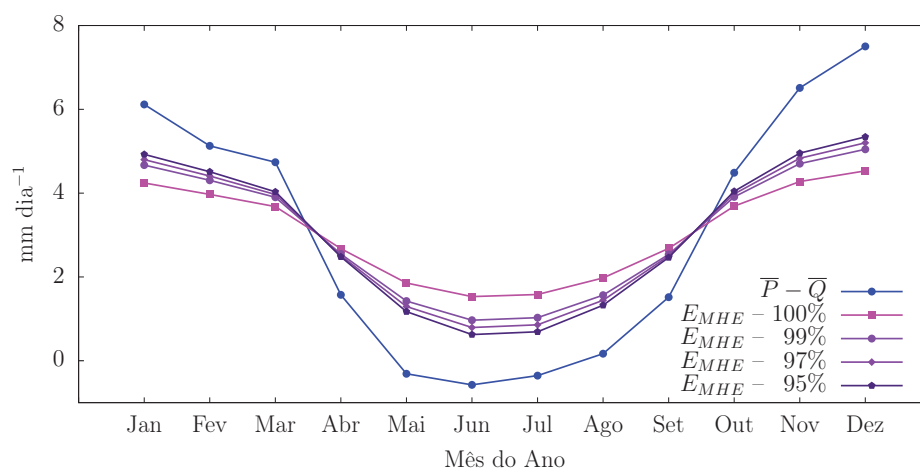


Figura E.3: Sazonalidade do MHE para a bacia do rio das Caldas – GO.

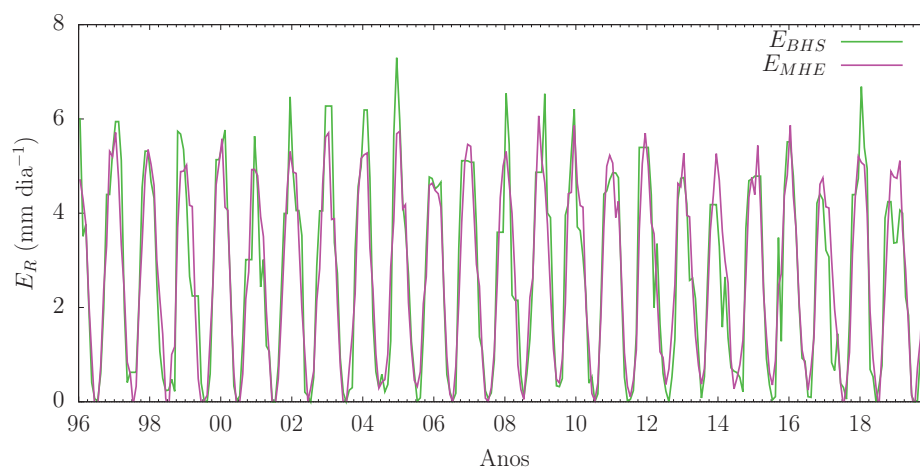


Figura E.4: Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio São João – MG.

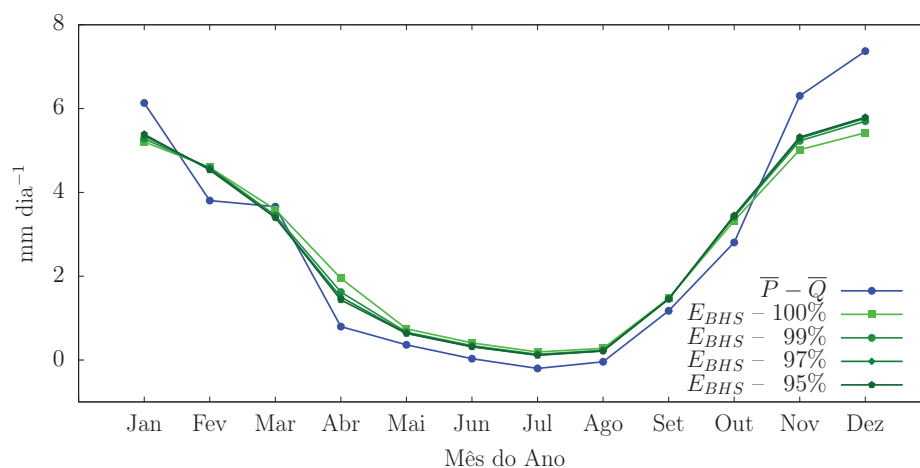


Figura E.5: Análise de sensibilidade da sazonalidade do BHS rio São João – MG.

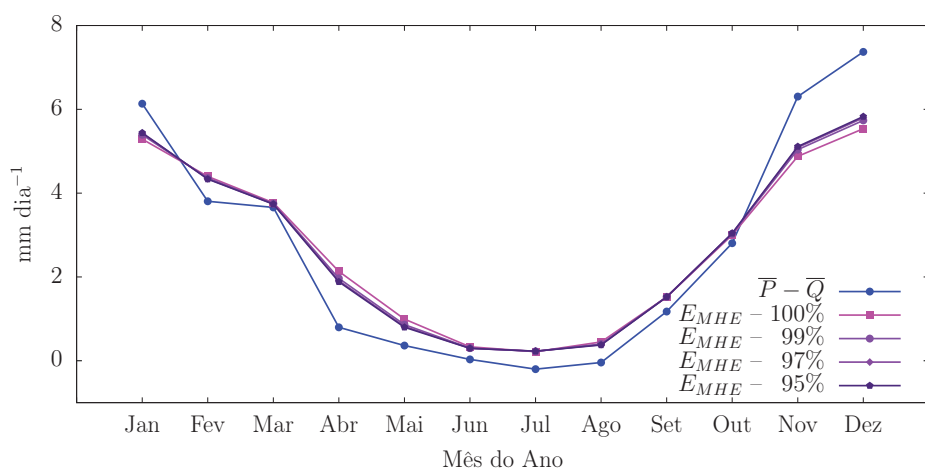


Figura E.6: Análise de sensibilidade da sazonalidade do MHE rio São João – MG.

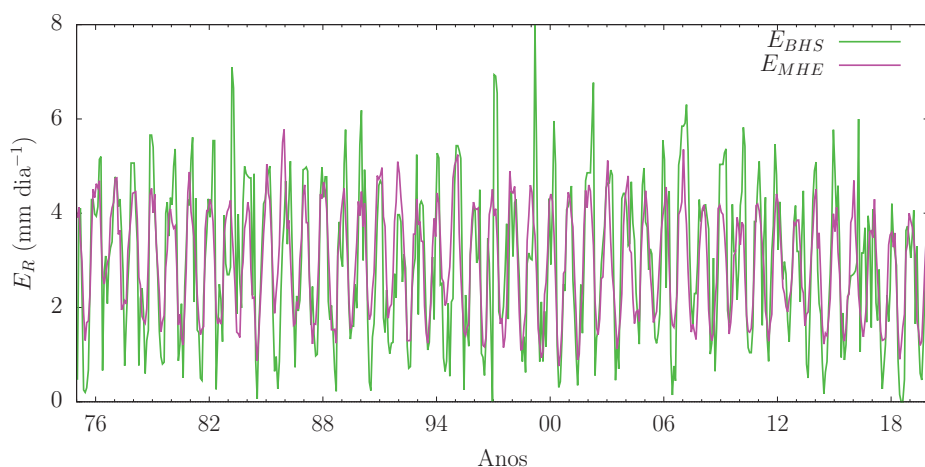


Figura E.7: Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio da Onça – SP.

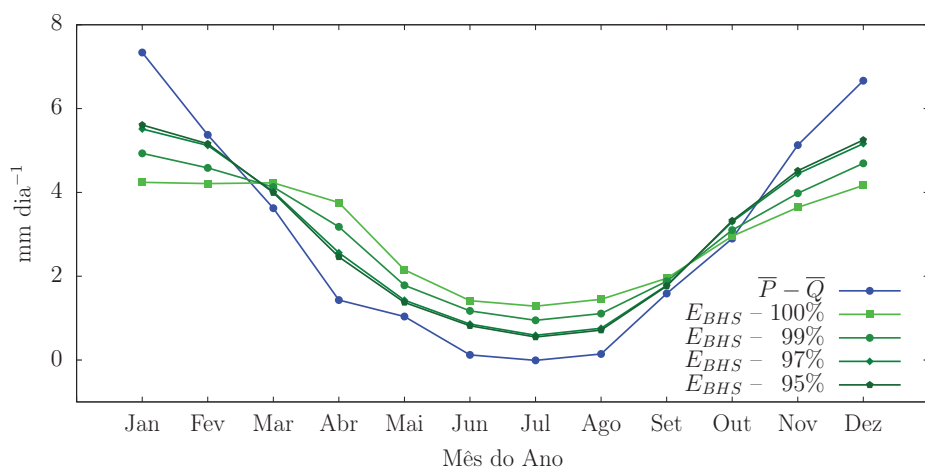


Figura E.8: Análise de sensibilidade da sazonalidade do BHS rio da Onça – SP.

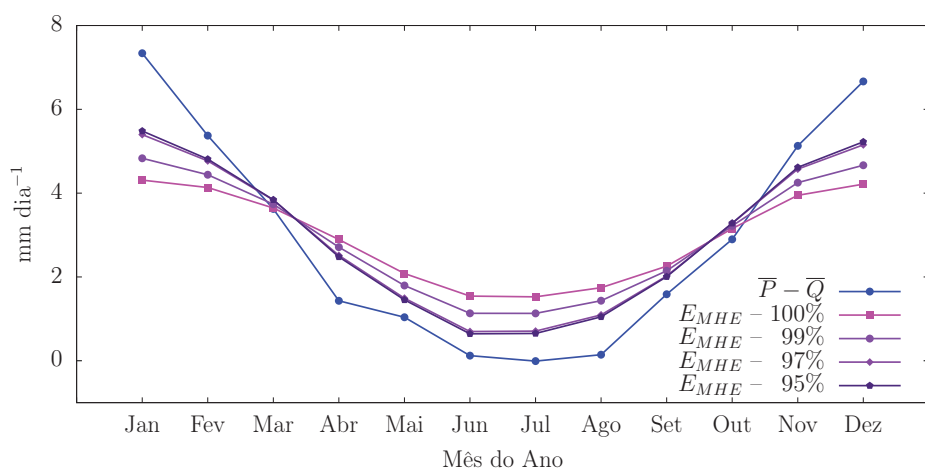


Figura E.9: Análise de sensibilidade da sazonalidade do MHE rio da Onça – SP.

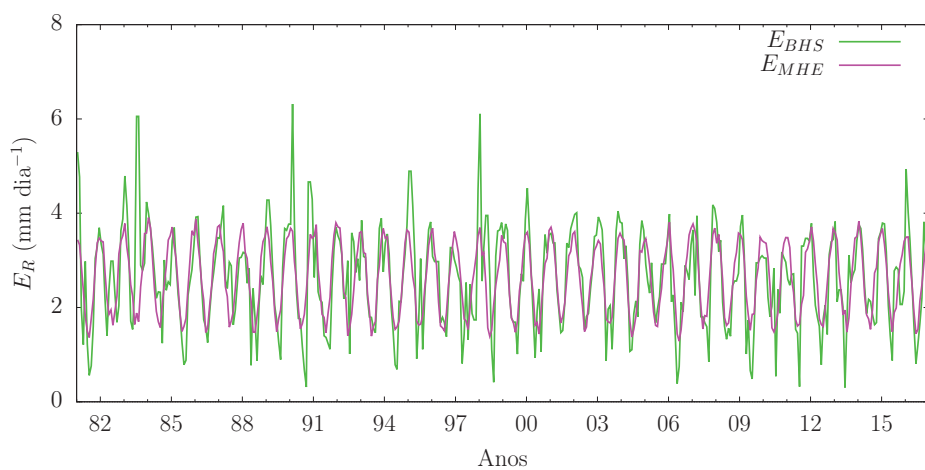


Figura E.10: Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio Imbituva – PR.

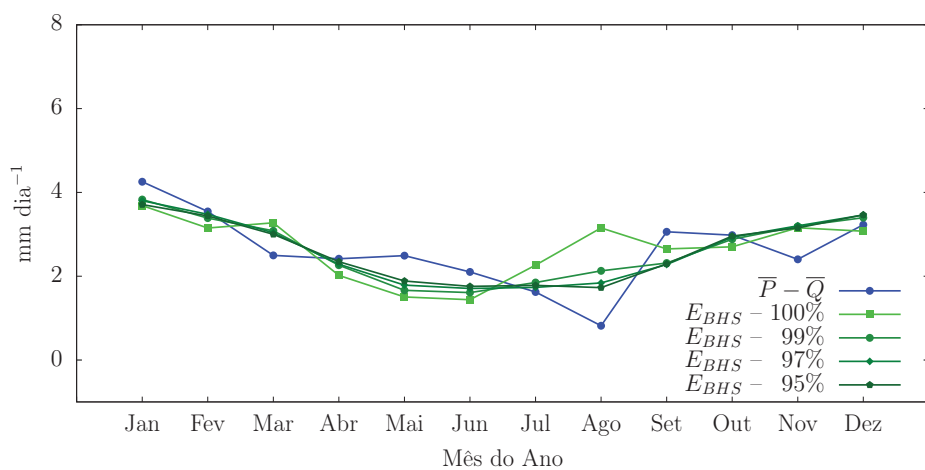


Figura E.11: Análise de sensibilidade da sazonalidade do BHS rio Imbituva – PR.

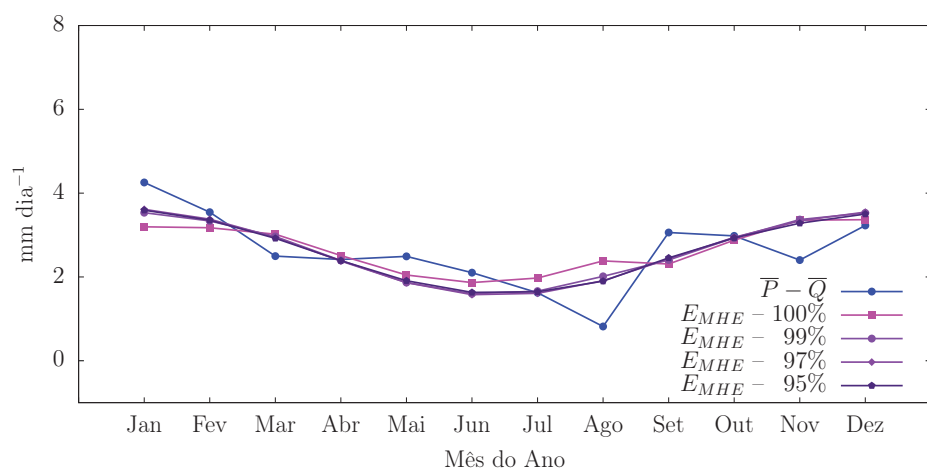


Figura E.12: Análise de sensibilidade da sazonalidade do MHE rio Imbituva – PR.

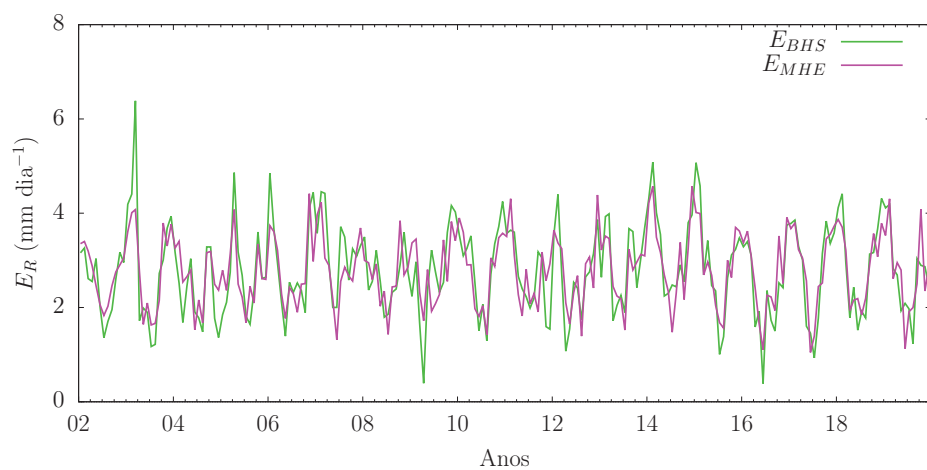


Figura E.13: Série histórica de E_{BHS} e E_{MHE} para a bacia do rio Carreiro – RS.

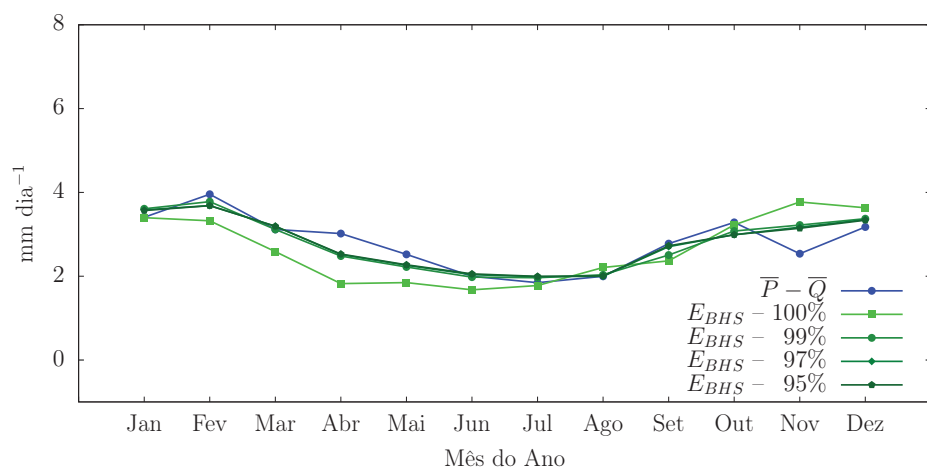


Figura E.14: Análise de sensibilidade da sazonalidade do BHS rio Carreiro – RS.

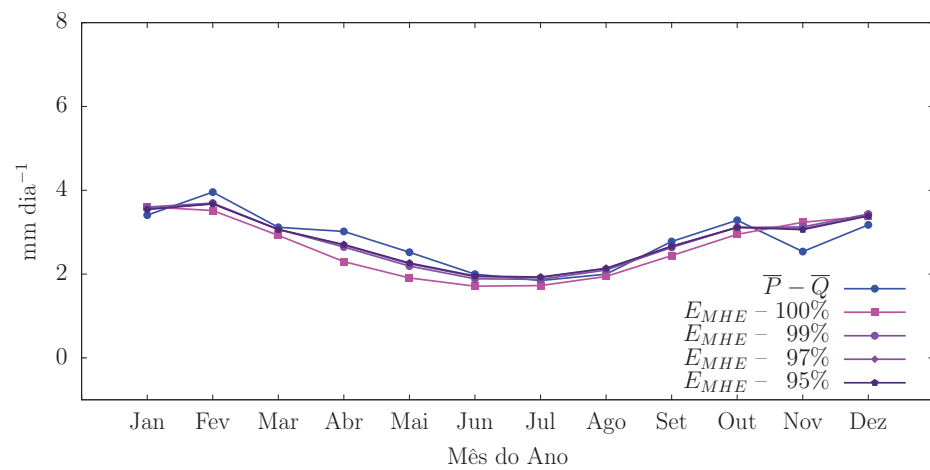


Figura E.15: Análise de sensibilidade da sazonalidade do MHE rio Carreiro – RS.

Apêndice F

Evapotranspiração real dos produtos de satélite

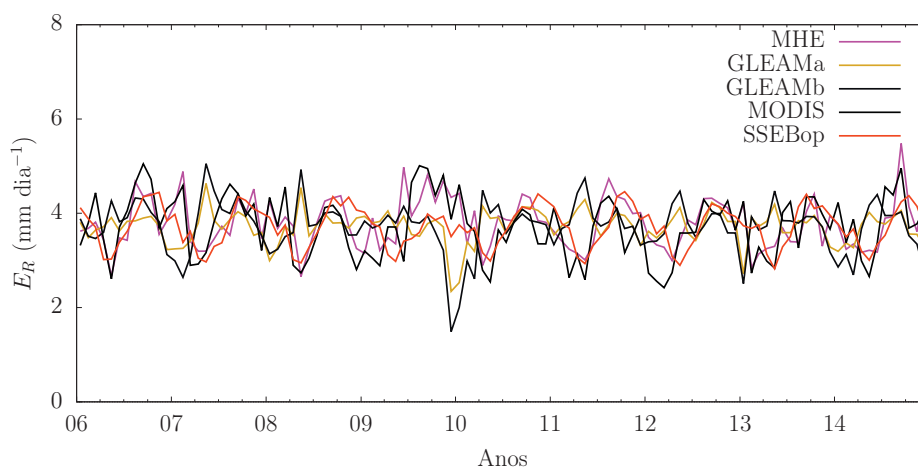


Figura F.1: Séries de E_R para a bacia do rio Jauaperi – RO.

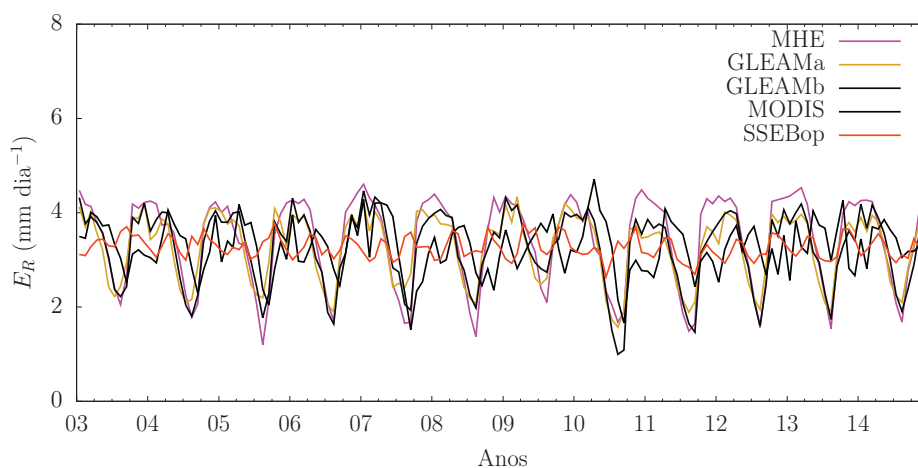


Figura F.2: Séries de E_R para a bacia do Rio Braço Sul – MG.

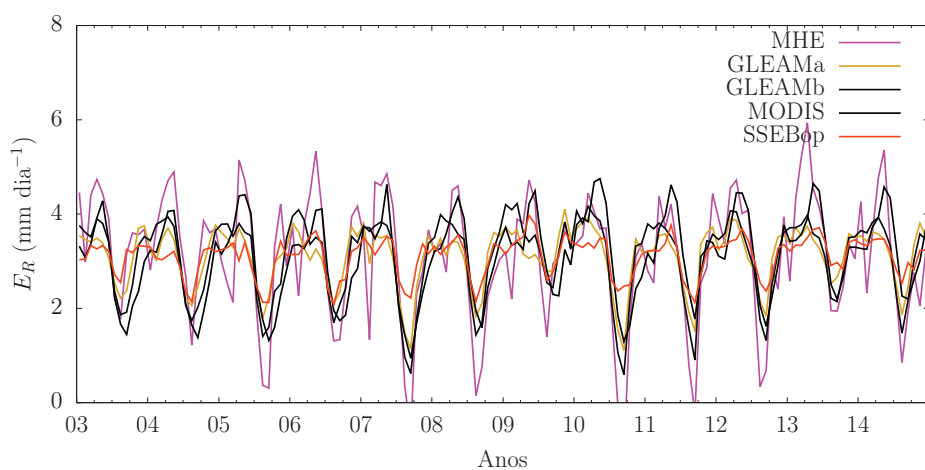


Figura F.3: Séries de E_R para a bacia do rio Lontra – TO.

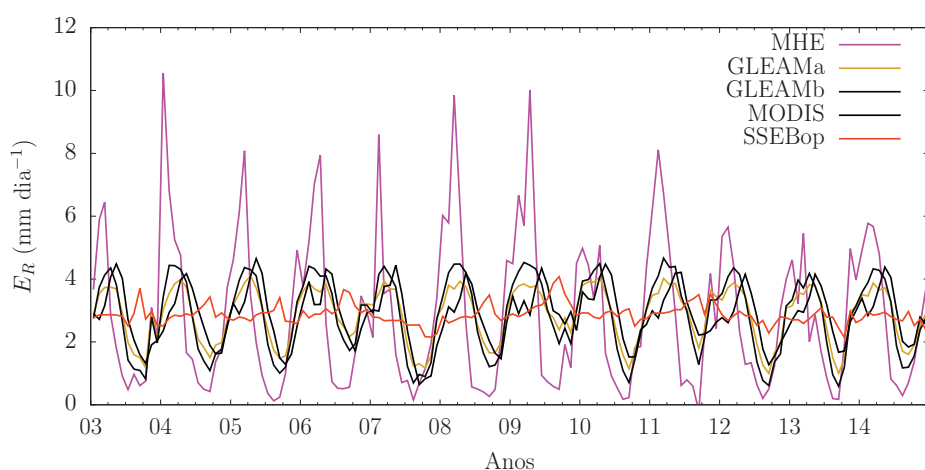


Figura F.4: Séries de E_R para a bacia do rio Mearim – MA.

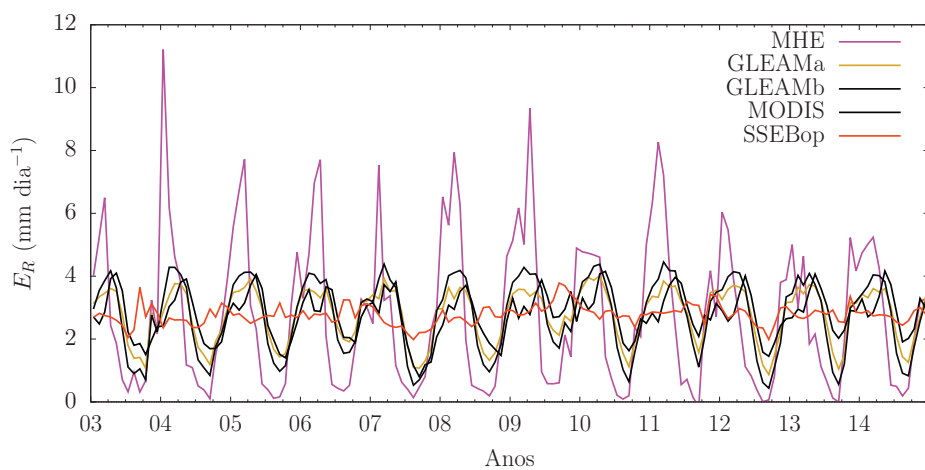


Figura F.5: Séries de E_R para a bacia do rio Alpercatas – MA.

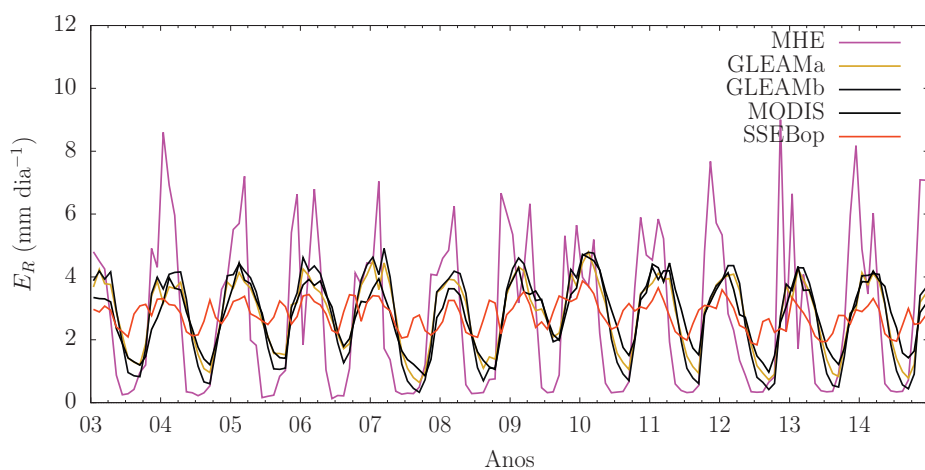


Figura F.6: Séries de E_R para a bacia do rio Ondas – BA.

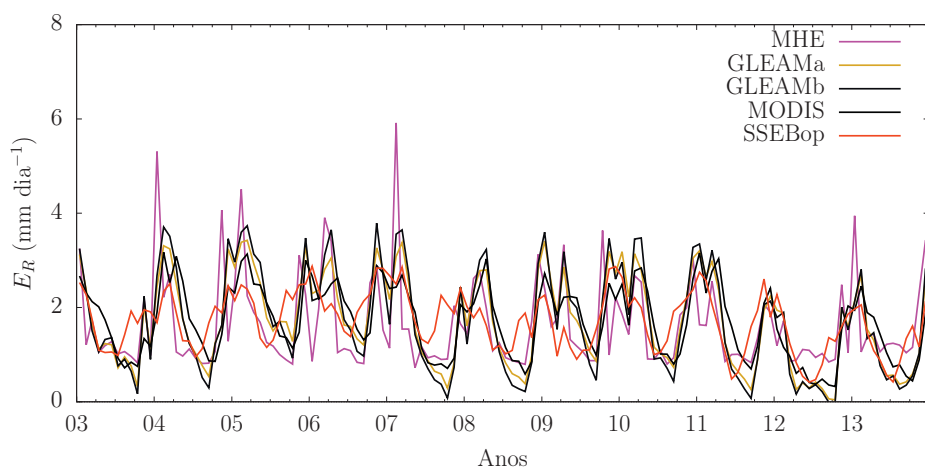


Figura F.7: Séries de E_R para a bacia do rio Santo Antônio – BA.

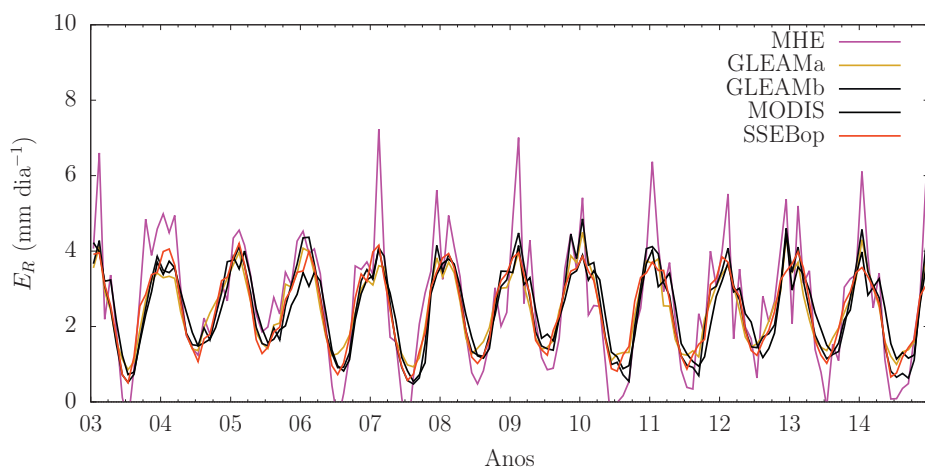


Figura F.8: Séries de E_R para a bacia do rio Muriaé – MG.

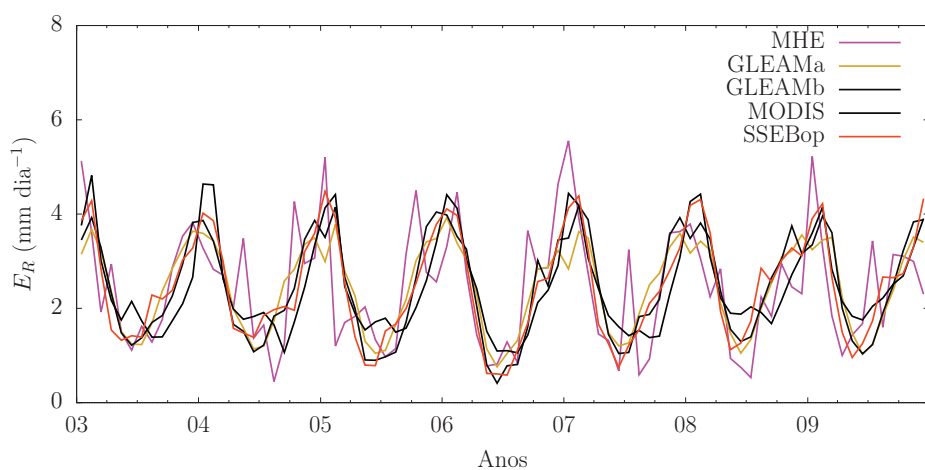


Figura F.9: Séries de E_R para a bacia do rio Congonhas – PR.

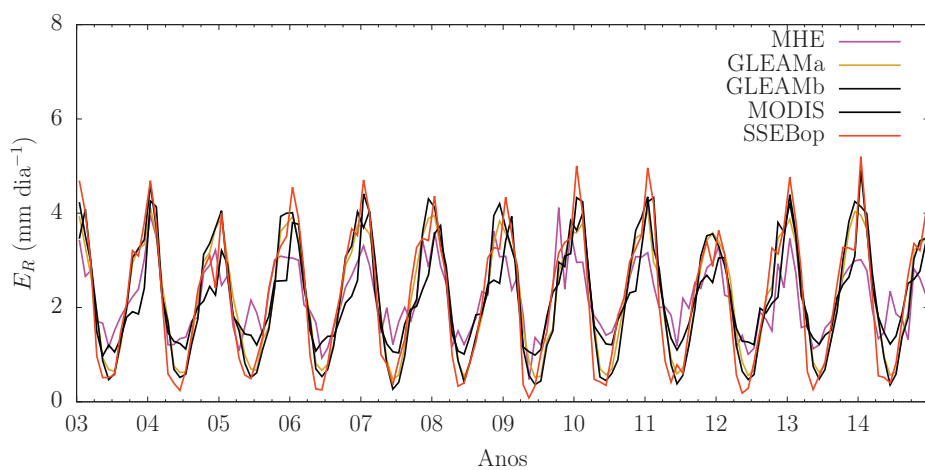


Figura F.10: Séries de S para a bacia do rio da Várzea – RS.

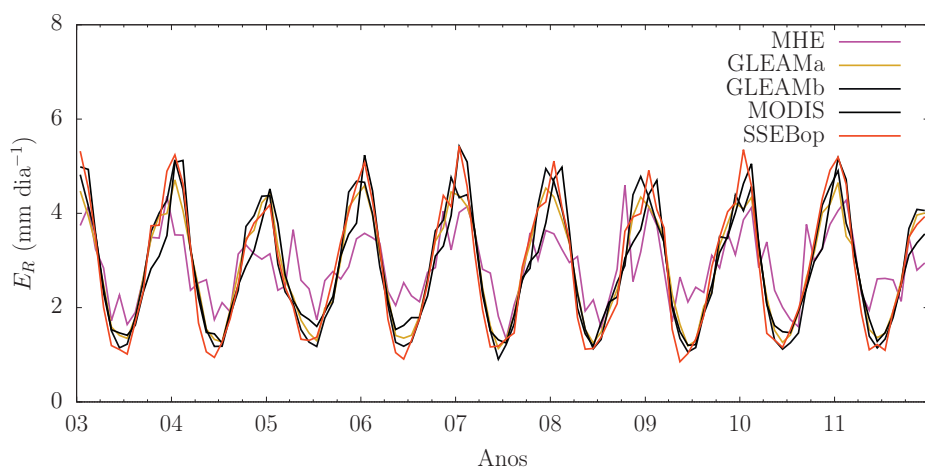


Figura F.11: Séries de E_R para a bacia do rio Guaporé – RS.

Apêndice G

Armazenamento dos produtos de satélite

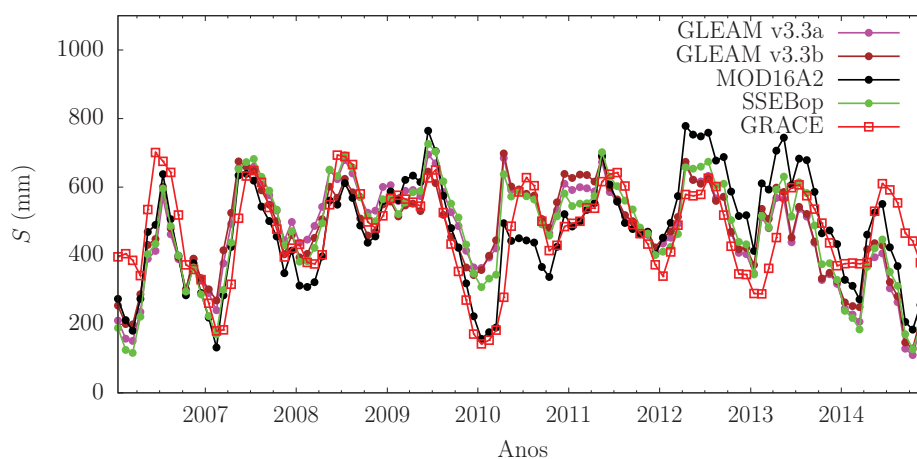


Figura G.1: Séries de S para a bacia do rio Jauaperi – RO.

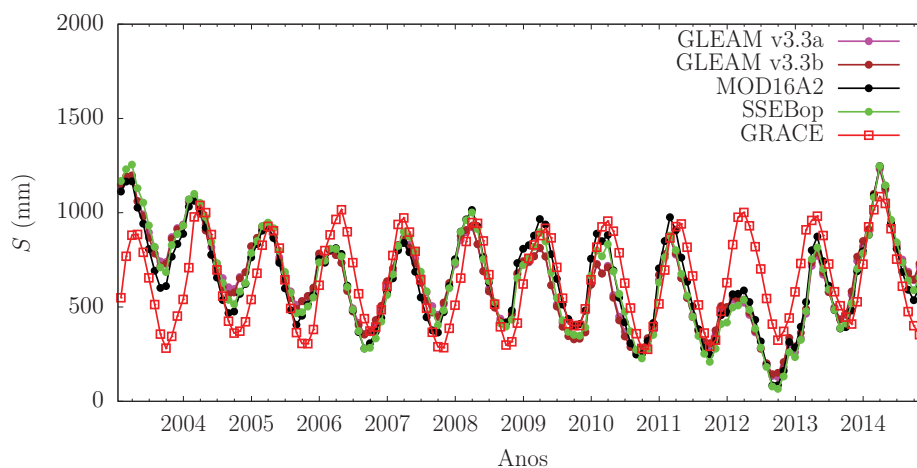


Figura G.2: Séries de S para a bacia do rio Braço Sul – MG.

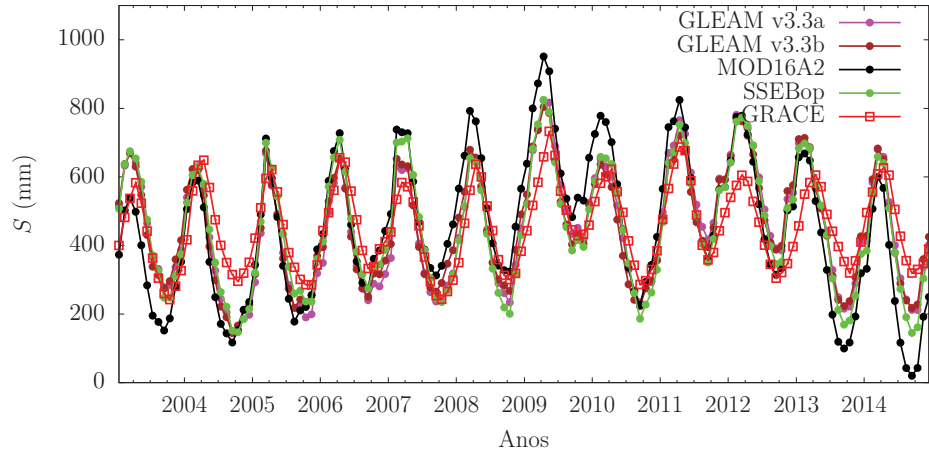


Figura G.3: Séries de S para a bacia do rio Lontra – TO.

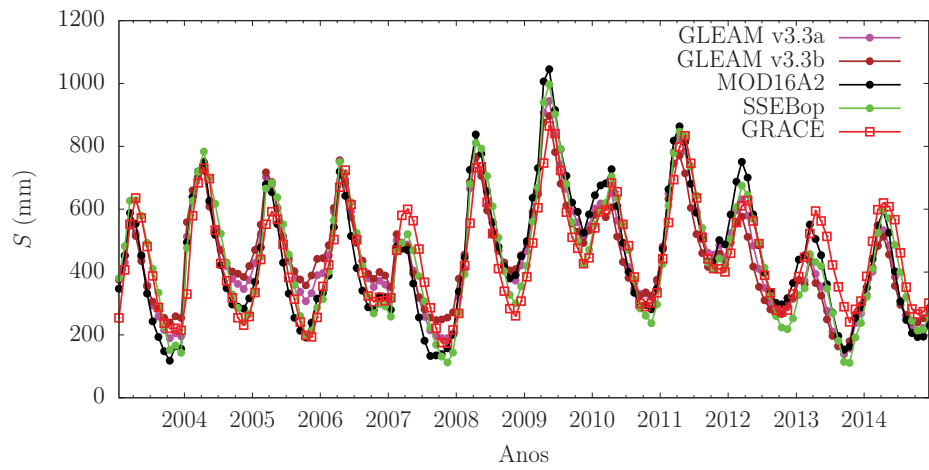


Figura G.4: Séries de S para a bacia do rio Mearim – MA.

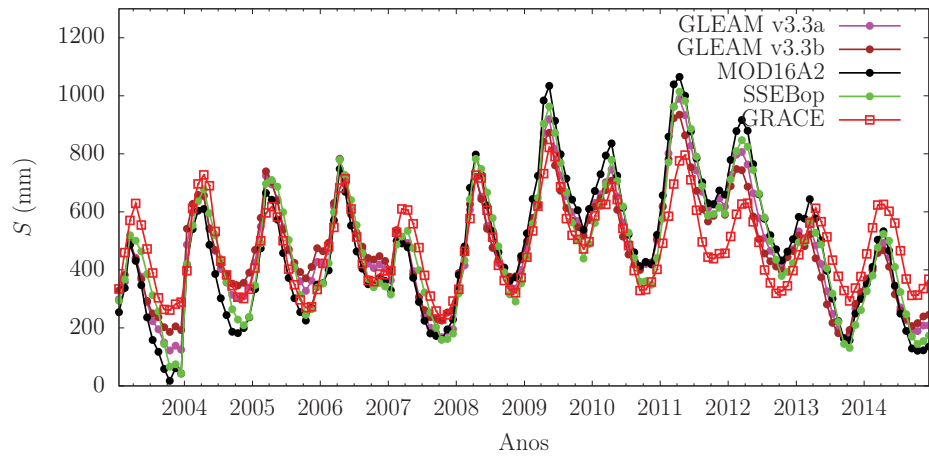


Figura G.5: Séries de S para a bacia do rio Alpercatas – MA.

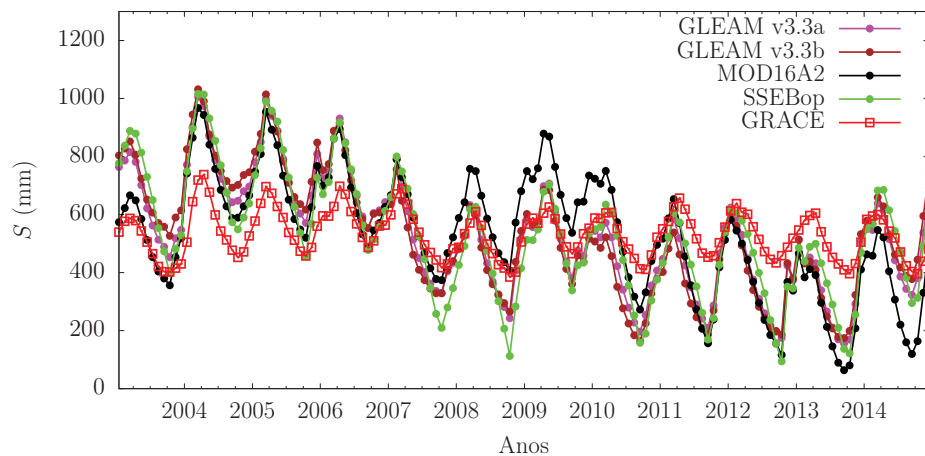


Figura G.6: Séries de S para a bacia do rio de Ondas – BA.

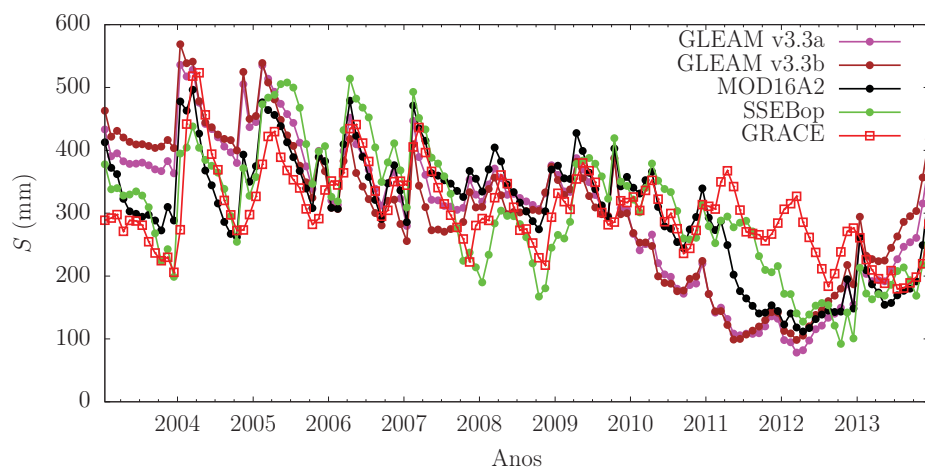


Figura G.7: Séries de S para a bacia do rio Santo Antônio – BA.

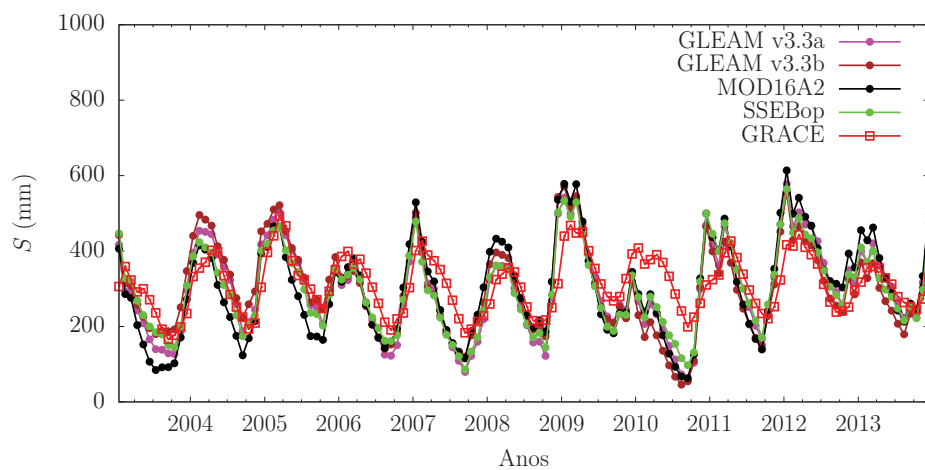


Figura G.8: Séries de S para a bacia do rio Muriaé – MG.

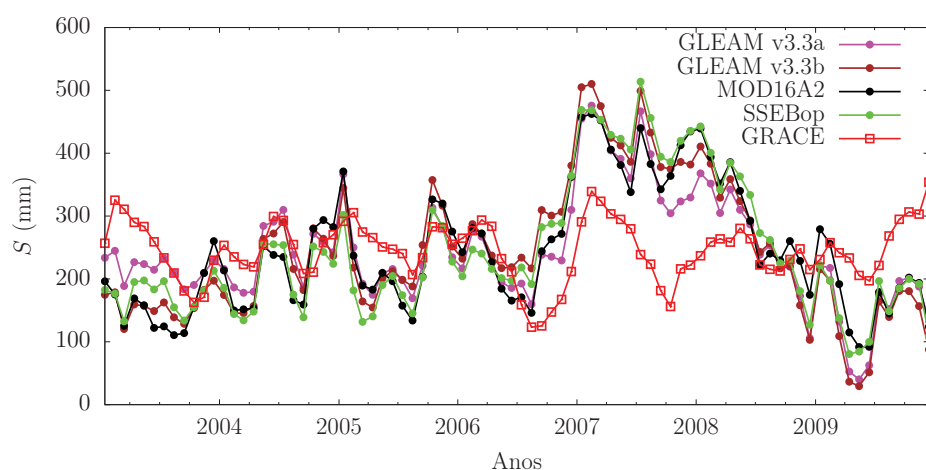


Figura G.9: Séries de S para a bacia do rio Congonhas – PR.

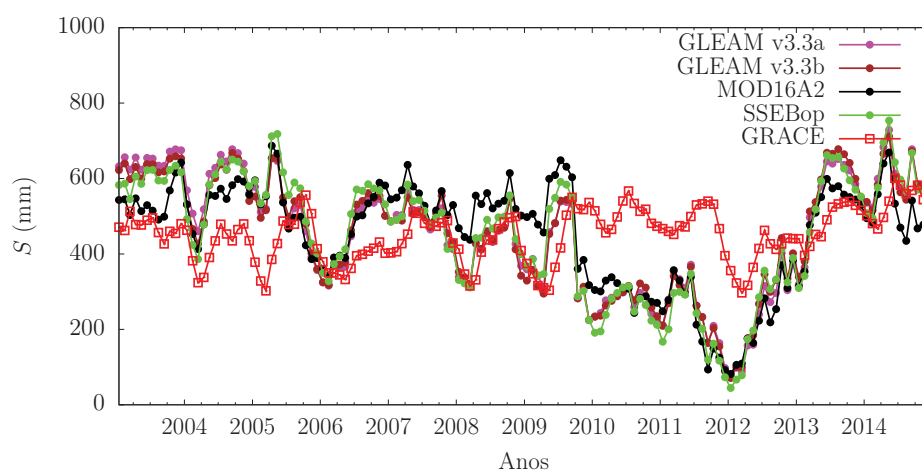


Figura G.10: Séries de S para a bacia do rio da Várzea – RS.

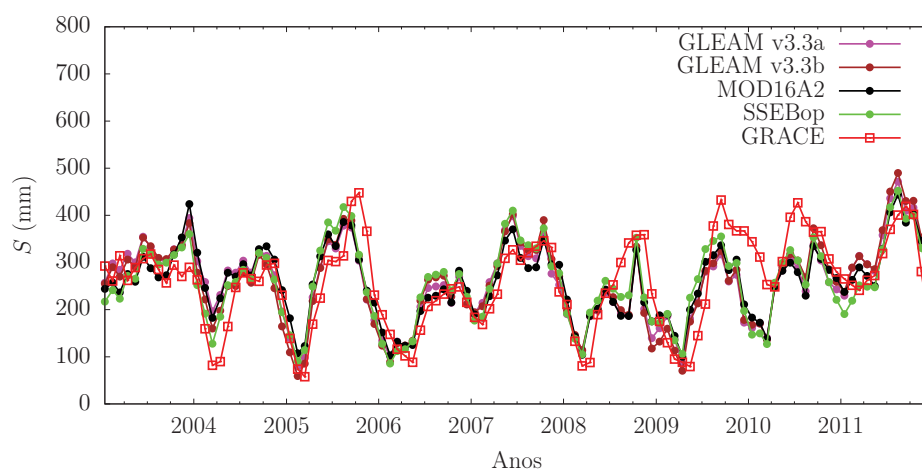


Figura G.11: Séries de S para a bacia do rio Guaporé – RS.