MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/09.04.15.21-TDI

OS EFEITOS DAS PARAMETRIZAÇÕES DO COMPRIMENTO DE RUGOSIDADE TÉRMICA NA SIMULAÇÃO DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE TERRESTRE NO MODELO SSIB DO G3DVAR

Leonardo Ribeiro Paraiso Araujo

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, aprovada em 01 de outubro de 2015.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3K78S7L>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Membros:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)
Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/09.04.15.21-TDI

OS EFEITOS DAS PARAMETRIZAÇÕES DO COMPRIMENTO DE RUGOSIDADE TÉRMICA NA SIMULAÇÃO DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE TERRESTRE NO MODELO SSIB DO G3DVAR

Leonardo Ribeiro Paraiso Araujo

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, aprovada em 01 de outubro de 2015.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3K78S7L>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Araujo, Leonardo Ribeiro Paraiso.

Ar15e Os efeitos das parametrizações do comprimento de rugosidade térmica na simulação da temperatura de superfície terrestre no modelo SSiB do G3DVar / Leonardo Ribeiro Paraiso Araujo. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxvi + 110 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/09.04.15.21-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientador : Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves.

1. Comprimento de rugosidade térmico. 2. Fluxos de calor. 3. Temperatura de superfície terrestre. I.Título.

CDU 551.525.2

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Mestre*** em

Meteorologia

Dr. Luiz Fernando Sapucci

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves

Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Débora Regina Roberti

Convidado(a) / UFSM / Santa Maria - RS

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

Título: "OS EFEITOS DAS PARAMETRIZAÇÕES DO COMPRIMENTO DE RUGOSIDADE TÉRMICA NA SIMULAÇÃO DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE TERRESTRE NO MODELO SSiB do G3DVar"

Aluno (a): ***Leonardo Ribeiro Paraiso Araujo***

São José dos Campos, 01 de Outubro de 2015

A Deus, pelo dom da vida, aos meus pais, minha irmã e a Bruna, minha grande cúmplice. Dedico.

AGRADECIMENTO

Agradeço em primeiro lugar a Deus que iluminou o meu caminho durante toda esta caminhada e por me proporcionar a paz interior que todo ser humano necessita para ser produtivo.

Agradeço aos meus pais, Ubirácio e Izilda, por ser meu alicerce para todas as coisas que a vida me oferta. Pelos seus ensinamentos, afetividade e sempre acreditarem em meu potencial. Não há palavra para descrever o sentimento que sinto por vocês.

Agradeço a minha irmã, companheira e conselheira Carolina. Por me ajudar a compreender esta fase complicada da minha vida. Sem seus conselhos as coisas teriam sido mais difíceis.

Agradeço a minha “namorida”, Bruna, que por tantas vezes acalmou meu coração com sua compreensão, pacificidade e amor. Minha fonte de inspiração para poder continuar caminhando.

Ao Guilherme Martins, Vinícius Capistrano, Paulo Kubota, Ariane de Mattos, João de Mattos por pequenas ajudas que no final se tornam grandes. Muito obrigado!

Aos colegas da turma de 2013, muito obrigado!

Ao CPTEC/INPE por conceder o uso de suas instalações para o desenvolvimento deste trabalho. Muito Obrigado.

Às secretárias da PGMET que me ajudaram com assuntos burocráticos. Muito Obrigado!

À CAPES pelo financiamento da minha bolsa de mestrado.

RESUMO

O objetivo do presente trabalho foi simular realisticamente a temperatura de superfície terrestre (TST) prognosticada pelo modelo de superfície o *Simplified Simple Biosphere* (SSiB), acoplado ao Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (MCGA-CPTEC/INPE). A principal finalidade do SSiB é resolver os processos de superfície, tais como fluxos de energia e umidade, fornecendo-os ao MCGA-CPTEC/INPE, os quais são de extrema importância na interface entre a superfície e a atmosfera. Entretanto, o modelo SSiB apresenta dificuldades em simular estes fluxos turbulentos o que afeta diretamente no balanço de energia em superfície e contribui para os erros nas previsões da temperatura de superfície terrestre (TST), particularmente no período diurno. A inexatidão da TST é um dos fatores que causa discrepância no resultado da temperatura de brilho (T_B) utilizada na assimilação de dados, uma vez que a TST possui relevância no cálculo de T_B dos canais com sensibilidade a superfície. Uma das soluções apontada pela literatura e que foi aplicada neste trabalho é a parametrização do comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}), que em muitos modelos de superfície, inclusive modelo SSiB, tem a mesma consideração que o comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_{0m}). Isto está incorreto, uma vez que na camada atmosférica que está em contato com a superfície o transporte da quantidade de movimento é em parte relacionado com arrasto sobre os obstáculos de rugosidade, o que não se aplica a transferência de calor, no qual tem somente a difusividade molecular como mecanismo de transporte. Assim, o objetivo deste trabalho é implementar quatro formulações do z_{0h} dentro do modelo SSiB e avalia-las com a versão controle do SSiB, isto é, sem parametrização do z_{0h}. Os resultados confirmaram que os maiores erros nas previsões de 24 horas para os fluxos de calor sensível, latente e a TST são encontrados para os períodos diurnos em todos os experimentos. Além disto, a já existente superestimativa da TST simulada pela versão controle foi amplificada por todas as formulações de z_{0h}, embora os resultados também indicassem que o prognostico para os fluxos de calor apresentaram um melhor desempenho com relação aos dados de reanálise do ERA-Interim. Ainda foi verificado o impacto destas parametrizações nas previsões de 24 horas na temperatura do ar a 2 metros, a qual é influenciada diretamente pelo fluxo de calor sensível. Os resultados não demonstram sinais de haver uma coerência no acoplamento.

THE EFFECTS OF THE THERMAL ROUGHNESS LENGTH PARAMETERIZATION IN THE LAND SURFACE TEMPERATURE SIMULATION IN THE SSIB MODEL OF G3DVAR

ABSTRACT

This dissertation objective is to realistically simulate the prognostic Land Surface Temperature (LST) from the Simplified Simple Biosphere (SSiB) land surface model coupled to the Atmospheric Gerneral Circulation Model (AGCM) from the *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais* (MCGA-CPTEC/INPE). The main role of SSiB is to provide the land surface processes such as energy and water fluxes to the MCGA-CPTE/INPE, which are of critical importance in the interface surface-atmosphere. Nevertheless, the SSiB model shows difficulties when simulating these turbulent fluxes that in turn affect the energy balance at surface and contribute to forecast errors in the LST, particularly during the daytime. The uncertainty in the LST is one of the reasons for discrepancy in the brightness temperature (T_B) used in data assimilation, given that LST plays a fundamental role in the calculation of T_B in the satellite channels sensitive to the surface. One of the suggested solutions presented in the literature to this problem and also followed in this work the parameterization of the thermal roughness length (z_{0h}) that in many cases, SSiB included, has the same formulation as the aerodynamic roughness length (z_{0m}). This approach is not the most appropriated since that in the atmospheric layer that is directly in contact with the surface, the momentum transport is in part related to the dragging from rough obstacles, what does not applies to heat transfer, therefore the transport is made through molecular diffusivity. Thus, four formulations for z_{0h} within the SSiB framework were implemented and then intercompared. The results confirm that the largest errors in the 24h forecasts for sensible and latent heat fluxes and LST were performed for the daytime period for all experiments. Furthermore, a pre-existent overestimate of the simulated LST for the control run and amplified by all formulations for was found in addition to an enhancement of this variable. Although the remote sensedd LST presents better aaggreementwith respect to the information from ERA-interm. It was analyzed the impact of the proposed parameterizations in the weather (24 hours forecat) in the 2 meters that has influence from the sensible heat flux.The results did not demonstrate indication that there is coherence in the coupling.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Exemplos da variação espacial da superfície terrestre. _____ 2

Figura 2.1 - Evolução da CLA, adaptada de Stull (1988), em latitudes médias em respostas ao aquecimento e resfriamento da superfície. _____ 8

Figura 2.2 - Representação da magnitude das alturas da Camada Superfície (CS) em metros. _____ 10

Figura 2.3 - Caracterização do transporte relacionado ao momentum (em cima) e calor (abaixo). Ao lado as resistências e variáveis correspondentes ao $z0m$ (ram, U) e $z0h$ (rah, TST). _____ 20

Figura 2.4 - Diagrama de exemplificação de três tipos de temperaturas: TST temperatura da superfície Terrestre, $Taero$ temperatura aerodinâmica e $Tar2m$ é a temperatura do ar a 2 metros. _____ 28

Figura 3.1 - Representação do esquema de superfície (TESSEL) do Era-Interim. _____ 32

Figura 3.2 - Mapa da fração de vegetação da reanálise do Era-Interim. _____ 32

Figura 4.1 - Mapa de vegetação utilizado pelo modelo SSiB. _____ 40

Figura 4.2 - Mapa da fração de vegetação do modelo SSiB. _____ 40

Figura 4.3 - Diagrama do modelo SSiB. Tr é a temperatura na altura de referência, Tc é a temperatura do dossel, Ta é a temperatura do ar dentro do espaço aéreo do dossel, Tg é a temperatura do solo, resistência aerodinâmicas ($ra, rb\ e\ rd$) e resistência de superfície ($rsurf, rc\ e\ rg$) _____ 41

Figura 5.1 - Campo da diferença entre a média da TST (K) dos dados de satélite GLST e a média das previsões de 24 horas da TST para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. _____ 50

Figura 5.2 - Campo da diferença entre a média da TST (K) dos dados de satélite GLST e a média das previsões de 24 horas da TST para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. _____ 51

Figura 5.3 - Campo da diferença entre a média da TST (K) dos dados de satélite GLST e a média das previsões de 24 horas da TST para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08._____ 53

Figura 5.4 - Campo da diferença entre a média da TST (K) dos dados de satélite GLST e a média das previsões de 24 horas da TST para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08._____ 54

Figura 5.5 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor latente (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 57

Figura 5.6 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor latente (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. . A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 58

Figura 5.7 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor latente (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 59

Figura 5.8 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor latente (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 60

Figura 5.9 - Variação temporal do viés das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z. _____ 62

Figura 5.10 - Variação temporal do REQM das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z. _____ 63

Figura 5.11 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor sensível (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 65

Figura 5.12 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor sensível (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 66

Figura 5.13 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor sensível (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 67

Figura 5.14 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor sensível (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 68

Figura 5.15 - Variação temporal do viés das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z. _____ 70

Figura 5.16 - Variação temporal do REQM das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z. _____ 71

Figura 5.17 - Campo da diferença entre a média de temperatura da superfície terrestre (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da TST para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 73

Figura 5.18 - Diferença entre a média de temperatura da superfície terrestre (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da TST para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 74

Figura 5.19 - Campo da diferença entre a média de temperatura da superfície terrestre (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da TST para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 75

Figura 5.20 - Diferença entre a média de temperatura da superfície terrestre (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da TST para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 76

Figura 5.21 - Variação temporal do viés das previsões de 24 horas da temperatura de superfície terrestre (TST) inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z. _____ 78

Figura 5.22 - Variação temporal do REQM das previsões de 24 horas do temperatura de superfície terrestre (TST) inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z. _____ 79

Figura 5.23 - Campo da diferença entre a média de temperatura do ar a 2 metros (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da Temperatura do ar a 2 metros para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. . A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 81

Figura 5.24 - Campo da diferença entre a média de temperatura do ar a 2 metros (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da Temperatura do ar a 2 metros para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 82

Figura 5.25 - Campo da diferença entre a média de temperatura do ar a 2 metros (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da Temperatura do ar a 2 metros para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 83

Figura 5.26 - Campo da diferença entre a média de temperatura do ar a 2 metros (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da Temperatura do ar a 2 metros para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol. _____ 84

Figura 5.27 - Variação temporal do viés das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z. _____ 86

Figura 5.28 - Variação temporal do REQM das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z. _____ 87

Figura 5.29 – Ciclo diurno (Média horária) das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente nos pontos a) PNE, b) PN, c) SE e d) S. _____ 93

Figura 5.30 – Ciclo diurno (Média horária) das previsões de 24 horas do fluxo de calor senível nos pontos a) PNE, b) PN, c) SE e d) S _____ 94

Figura 5.31 – Ciclo diurno (Média horária) das previsões de 24 horas da Temperatura de superfície nos pontos a) PNE, b) PN, c) SE e d) S._____ 95

Figura 5.32 - Ciclo diurno (Média horária) das previsões de 24 horas do Temperatura do ar a 2 metros pontos a) PNE, b) PN, c) SE e d) S _____ 96

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Número de canais assimilados por sensores, assim como número total de canais sensíveis a superfície _____ 35

Tabela 4.1 - Parâmetros utilizados pelo modelo SSiB. _____ 39

Tabela 4.2 - Formulações de z_{0h} implementadas no modelo SSiB. _____ 45

Tabela 4.3 - Relação da fração de cobertura de vegetação para o Era-Interim e modelo SSiB para os pontos definidos Norte (PN), Nordeste (PNE), Sudeste (PSE) e Sul (PS). _ 48

LISTA DE ABREVIATURA E SIMBOLOS

AIRS	*Atmospheric Infrared Sounder*
AMSU-A	*Advanced Microwave Sounding Unit-A*
BUFR	*Binary Universal Form for the Representation of meteorological* data
CLA	Camada Limite Atmosférica
COLA	*Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies*
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRTL	Experimento Controle (mesmo que o experimento Ori)
CS	Camada Superficial
CZ09	Experimento descrito em Chen e Zhang, 2009
ECMWF	*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
GFS	Global Forecast System
GLST	GOES *Land Superface Temperature*
GOES	*Geostacionary Operational Environmental Satellite*
GPS	*Global Positioning System*
GSI	*Gridpoint Statistical Interpolation*
GVF	*Green Vegetation Fraction*
G3DVar	Global Variacional em 3 Dimensões
H	Fluxo de Calor Sensível
HIRS	*High Resolution Infrared*
IAF	Índice de Área Foliar
IASI	*Infrared Atmospheric Sounding Interferometer*
IFS	*Integration Forecast System*
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
κ	Constante de Von Karman

K	Kelvin
L	Fluxo de Calor Latente
LSM	*Land Surface Model*
LST	*Land Superface Temperature*
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MHS	*Microwave Humidity Sounder*
MTR	Modelo de Transferência Radiativa
NCEP	*National Centers for Environmental Prediction*
NESDIS	*National Environmental Satellite, Data, and Information Service*
NOAA	*National Oceanic and Atmospheric Administration*
Ori	Experimento Original
PN	Ponto Norte
PNE	Ponto Nordeste
PNT	Previsão Numérica de Tempo
PNTC	Previsão Numérica de Tempo e Clima
PrepBURF	*Prepared Binary Universal Form for the Representation of meteorological data*
PS	Ponto Sul
PSE	Ponto Sudeste
r_a	Resistência Aerodinâmica entre o Espaço Aéreo do Dossel e Altura de Referência
r_b	Resistência da Camada Limite
r_c	Resistência Estomática da Vegetação de Porte Alto
r_d	Resistência entre o Espaço Aéreo do Dossel e o Solo
Re_*	Número de Reynolds
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio
r_g	Resistência Estomática da Vegetação Rasteira

r_{surf}	Resistência da Superfície do Solo Nu
S	Sul
SiB	*Simple Biosphere Model*
SSiB	*Simplified Simple Biosphere Model*
T_{ar}	Temperatura do Ar a 2 Metros
T_{aero}	Temperatura aerodinâmica
T_B	Temperatura de Brilho
T_c	Temperatura do Dossel
T_g	Temperatura do Solo
TESSEL	*Tiled ECMWF Scheme for Suface Exchanges over Land*
TOFD	*Turbulent Orographic Form Drag*
TST	Temperatura da Superfície Terrestre
TSMO	Teoria da Similaridade Monin-Obukhov
USA	*United States of America*
W	West
Y08	Experimento descrito em Yang et al. (2008)
Z	Hora Zulu
z_{0h}	Comprimento de rugosidade térmico
z_{0m}	Comprimento de rugosidade aerodinâmico
Z12	Experimento descrito em Zheng et al. (2012)
Z95	Experimento descrito em Zilitinkevich (1995)
3DVar	Variacional em 3 Dimensões

SUMÁRIO

Pag

1. INTRODUÇÃO 1

1.1 - OBJETIVOS 5

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 7

2.1 - CONCEITUALIZAÇÃO DA ATMOSFERA PROXÍMA À SUPERFÍCIE 7

2.1.1 Camada Limite Atmosférica (CLA) 7

2.1.2 Camada Superficial (CS) 8

2.1.4 Coeficiente de transferência 13

2.1.5 Razão entre o $z0m$ e $z0h$ ($fator\ kB-1$). 14

2.2 - COMPRIMENTO DE RUGOSIDADE 17

2.2.1 Definição 17

2.2.2 Comprimento de Rugosidade Aerodinâmico ($z0m$) 18

2.2.3 Comprimento de Rugosidade Térmico ($z0h$) 19

2.2.4 Formulações do Comprimento de Rugosidade Térmico 21

2.3 – TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE (TST) 26

3. DADOS 31

3.1 - ERA-INTERIM 31

3.2 - GOES GLST 33

3.3 - DADOS UTILIZADOS NO SISTEMA G3DVar 34

4. METODOLOGIA 37

4.1 - MODELOS 37

4.1.1 MCGA-CPTEC 37

4.1.2 Modelo de Superfície SSiB 38

4.1.3 GSI 43

4.2 - EXPERIMENTOS 44

4.3 - AVALIAÇÕES 46

4.3.1 Erro Sistemático da TST 46

4.3.2 Avaliação Espacial 47

4.3.3 Avaliações Pontuais 48
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO 49
5.1 – ERRO SISTEMÁTICO DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE 49
5.2 – AVALIAÇÃO ESPACIAL 55
5.2.1 Fluxo de Calor Latente 56
5.2.2 Fluxo de Calor Sensível 64
5.2.3 Temperatura de superfície terrestre (TST) 72
5.2.4 Temperatura do ar a 2 metros 80
5.3 - AVALIAÇÃO PONTUAL 89
5.3.1 Fluxo de Calor Latente 89
5.3.2 Fluxo de Calor Sensível 90
5.3.3 Temperatura de Superfície Terrestre (TST) 90
5.3.4 Temperatura do ar a 2 metros 91
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO 97
6.1 - SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS 100
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 103

1. INTRODUÇÃO

A grande diversidade dos tipos de superfície, como por exemplo, áreas vegetadas (cerrados, florestas, pastagens), desérticas (deserto, semiárido, árido), montanhosas e oceânicas demonstram o quão é complexa a tarefa de entender e representar, por meio da modelagem numérica, as leis e os processos de superfície no sistema terrestre. Além disto, há também a complexidade com que todos estes ecossistemas interagem entre si e com a atmosfera, para que ocorra o acoplamento de todo o sistema terrestre.

O conhecimento das leis que governam os movimentos da atmosfera é fundamental para a modelagem atmosférica. Este mesmo raciocínio pode ser verificado para a modelagem de superfície, uma vez que, para caracteriza-la existe a necessidade de se obter um conhecimento mais detalhado tanto das expressões físicas do modelo quanto da representação de cada tipo de cobertura de superfície.

A importância de se caracterizar cada cobertura do solo nos modelos de superfície (LSM, do inglês *Land Surface Model*) se faz necessária, pois em um mesmo ponto de grade do modelo pode haver dois tipos de superfície diferentes (por exemplo, vegetação-lago, cidade-floresta, Figura 1.1) e estes podem não estar bem representados. Dependendo de como está a representação de cada cobertura do solo, o impacto na camada próximo à superfície é diferenciado. Com isso as características intrínsecas de cada superfície conseguem alterar grande parte dos processos físicos, por exemplo, transferência de calor, umidade e momentum, e por meio dos fluxos destas grandezas físicas que a interação da superfície com atmosfera é afetada. Assim os fluxos são primordiais para obter boas simulações geradas pelos modelos de previsão numéricas de tempo e clima (PNTC).

Figura 1.1 – Exemplos da variação espacial da superfície terrestre.

Nos modelos de superfície (LSM) o saldo de radiação, cuja fonte principal provém da radiação solar, pode ser particionado por meio de fluxos de calor latente, sensível e calor no solo. A estrutura e variação espacial das características físicas da cobertura da superfície, representada por parâmetros como rugosidade, ajudam a controlar a transferência destes fluxos (KOHSIEK et al., 1993). Uma explicação objetiva do parâmetro de rugosidade é análoga a uma resistência. Esta resistência pondera a transferência de momentum e calor entre a superfície e atmosfera e é controlada, principalmente, pelo comprimento de rugosidade. Para cada uma destas propriedades há um transporte dominante associado, sendo que a quantidade de momentum está em parte relacionada com arrasto turbulento e o de calor com a difusão molecular. Assim existirá um exclusivo comprimento de

rugosidade para o momentum, o qual é comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_{0m}) e outro para o calor, o qual é comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}).

Inúmeros trabalhos (SHEPPARD, 1958; BRUTSAERT, 1982; ZENG; DICKINSON, 1998) fazem referência à razão entre o parâmetro de comprimento de rugosidade aerodinâmico e o comprimento de rugosidade térmico, o qual é inserido na literatura como; fator $kB^{-1} = ln(z_{0m}/z_{0h})$. Este parâmetro geralmente não é tratado corretamente pelos LSMs. Em muitos casos são estipulados os mesmos valores para ambos os comprimentos de rugosidade (momentum e calor), o que os tornam um valor fixo para todo o tipo de superfície, contribuindo para erros nos fluxos de calor e momentum. Zeng e Dickinson (1998) encontraram que o valor do z_{0h} é menor quando comparado com o z_{0m}. Yang et al. (2002), contestou o uso do fator kB^{-1}, razão dos comprimentos de rugosidade, e correlacionou z_{0h} com uma altura física (h_t) gerando um método diferenciado do convencional, nomeando pelo autor como fator $kA^{-1} = ln(h_t/z_{0h})$.

Hogue et al. (2005) mostraram que a parametrização errada de z_{0h} em um LSM traz estimativas errôneas do fluxos de calor sensível. Yang et al. (2009) avaliaram três modelos de superfície no modo *off-line* (Noah, CLM e SSiB versão 2) e confirmaram que os três modelos subestimam significativamente a Temperatura da Superfície Terrestre (TST), por causa da imprecisão da quantidade de transferência feita entre a superfície e atmosfera.

Além dos fluxos de calor apresentarem uma relação de dependência com o comprimento de rugosidade térmico, também podem ser parametrizados em termos da diferença da temperatura de superfície terrestre e da temperatura do ar (PRIGENT et al., 2003), sendo que esta diferença apresenta respostas da comunicação entre a atmosfera e a superfície. A TST é particularmente importante, pois responde mais rapidamente no balanço de energia local do que a

temperatura do ar, contudo há poucos dados observados em estações de superfície o que limita utilizar somente dados estimados por satélite.

Na assimilação de dados, as observações provenientes de satélites representam um grande ganho, visto que há um grande volume de informações e cobrem regiões com poucos dados convencionais, como nos casos de regiões desérticas e oceânicas. Estas observações de satélite medem radiâncias ou temperatura de brilho (T_B). Para a medida de T_B relacionada à superfície, utilizam-se canais que estão situados nas regiões do espectro eletromagnético, onde a atmosfera transmite grande parte da radiação emitida pela superfície. Estas regiões estão situadas tanto no infravermelho como no micro-ondas e são conhecidas como "canais de janela" ou canais sensíveis a superfície terrestre. Com isto a T_B dos canais sensíveis à superfície é fortemente influenciada pela emissividade terrestre e pela TST. Deste modo, a assimilação de radiância dos canais com sensibilidade à superfície terrestre irá depender o quanto o modelo de superfície consegue representar a TST, para assim poder inseri-la no cálculo da T_B feita pelo Modelo de Transferência Radiativa (MTR).

Zheng, W. et al. (2009) encontraram que há um grande viés negativo da TST simulada pelo modelo Global Forecast System (GFS), do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) principalmente no período diurno, nas regiões áridas e semiáridas. Dentro de um sistema de assimilação de dados onde é necessário comparar as radiâncias observadas com aquelas estimadas a partir de campos do modelo numérico, um grande viés frio na TST poderá levar a erros na simulação de T_B. O autor atribuiu a formulação do comprimento de rugosidade térmico como uma das causas que pode ter levado a este erro na TST e consequentemente na T_B. Posteriormente alguns estudos (CHEN, Y. et al., 2010; ZHENG, W. et al., 2012; ZENG et al., 2012) também classificaram o tratamento do z_{0h} como um dos principais fatores na determinação da TST.

Penna (2014) identificou e aplicou uma correção de viés na estimativa (previsão) da TST, por meio de técnicas estatísticas. Esta correção tem por objetivo compensar os erros produzidos pela deficiência do LSM (física do modelo) em simular a TST. A autora utilizou o sistema G3DVar, o qual é o conjunto do LSM SSiB acoplado ao Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do Centro de Pesquisa de Tempo e Estudos Climáticos (MCGA-CPTEC/INPE) e o Sistema de Interpolação Estatística em Ponto de Grade (GSI, do inglês *Gridpoint Statistical Interpolation*) que é um método de assimilação de dados variacional tridimensional (3DVar).

Como descrito acima, há grande dificuldade em simular adequadamente a TST pelos LSMs. Deste modo, este estudo se propõe a implementar e testar quatro formulações do comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}), ou seja, ajustar a física do LSM SSiB utilizado no sistema operacional G3DVar do CPTEC/INPE. Estas formulações do z_{0h} são as mais utilizadas na literatura e que apresentam impacto no dimensionamento dos fluxos de calor latente e sensível e consequentemente na temperatura de superfície terrestre. Estas formulações serão baseada nos estudos de Zilitinkevich (1995), Yang et al. (2008), Chen, F. e Zhang (2009) e Zheng, W. et al. (2012).

1.1 - OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo principal simular o prognóstico da temperatura de superfície terrestre realizado no LSM SSiB atualmente acoplado ao MCGA do CPTEC/INPE. Para isto é proposto à implementação de quatro reconhecidas formulações do comprimento de rugosidade térmico, citadas acima, para contribuir na parametrização do modelo de superfície terrestre e assim beneficiar a previsão numérica de tempo (PNT) do CPTEC/INPE.

São expostos, abaixo, os objetivos específicos que permitem atingir o objetivo principal.

- Diagnosticar o erro sistemático da temperatura de superfície terrestre prognosticado pelo modelo SSiB sem modificações e com as quatro formulações contra os dados de TST provenientes de satélite para os horários sinóticos

- Caracterizar o comportamento do ciclo diurno das variáveis de fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, temperatura de superfície terrestre e temperatura do ar a 2 metros sem e com as modificações contra os dados de Reanalise do ERA-Interim tanto espacialmente quanto para alguns pontos selecionados.

- Impacto das quatro formulações de comprimento de rugosidade térmico na estimativa das previsões de temperatura do ar a 2 metros.

Na seção seguinte será apresentada uma revisão bibliográfica, na qual a primeira parte se descreve a região da atmosfera próxima à superfície e a teoria que engloba o comprimento de rugosidade térmico e suas propriedades. Na segunda parte serão apresentadas as definições de comprimento de rugosidade, diferenças entre os diferentes tipos de comprimento de rugosidade e um histórico de formulações existente na literatura. Na última parte da revisão bibliográfica serão explorados os conceitos de temperatura de superfície terrestre utilizados em diversas áreas. Na seção três serão apresentados os dados utilizados nesta pesquisa. Na seção quatro serão apresentadas as ferramentas (modelos), metodologia e experimentos aplicados nesta pesquisa. Na seção 5 são retratados os resultados obtidos nas simulações dos experimentos. E por fim, na seção 6 serão apresentadas as conclusões atingidas e sugestões para trabalhos futuros.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - CONCEITUALIZAÇÃO DA ATMOSFERA PROXÍMA À SUPERFÍCIE

Nesta subseção será apresentada a região da atmosfera em que está localizado o impacto do comprimento de rugosidade térmico e consequentemente a teoria de sua parametrização. Em um segundo momento, aqui, também se apresentará a fundamentação teórica necessária para o entendimento do desenvolvimento dos processos de transferência de energia, da extrapolação da temperatura de superfície para atmosfera e o conceito da formulação do comprimento de rugosidade térmico.

2.1.1 Camada Limite Atmosférica (CLA)

Segundo Stull (1988) a camada limite atmosférica (CLA) é definida como a parte inferior da troposfera que está sobre influência direta da superfície terrestre. A CLA é dominada pelas forçantes de superfície e varia significativamente na escala de tempo e espaço. Sua espessura pode variar entre centenas de metros até quilômetros, dependendo das condições atmosféricas.

Nesta região, a atmosfera é controlada por meio da transferência de propriedades (calor, momentum e umidade) da superfície. É na CLA que as mudanças drásticas do vento, da temperatura e da umidade, ou seja, gradientes verticais são mais perceptíveis do que em outras regiões da atmosfera. Outro fator considerado na CLA é o confinamento dos fluxos turbulentos dessas grandezas físicas, onde estes não conseguem atingir o topo da atmosfera. Deste modo, os elementos que constituem a superfície e a viscosidade do fluído influenciam diretamente no comportamento desta transferência. Conforme Arya (1988) e Stull (1988), as diferenças existentes no tipo de superfície e na rugosidade do terreno contribuem diretamente para a maneira como a CLA influencia no transporte de energia.

De acordo com Stull (1988), a camada limite atmosférica se modifica ao longo do

dia pelas características do comportamento dos fenômenos de transferência de calor e massa, Figura 2.1. Então é de suma importância conhecer as particularidades do comportamento do transporte turbulento para identificar cada subcamada dentro CLA. Vários autores como Sutton (1953), Stull (1988) e Oke (1987), classificaram a estrutura da CLA de modo diferente, sendo comumente aceito a subdivisão em: Camada de mistura, Camada superficial e a Subcamada laminar ou interfacial. Neste estudo o principal interesse se estende a camada superficial, pois é a camada mais adjacente à superfície e onde o movimento molecular se torna significante para a transferência de calor e de momentum.

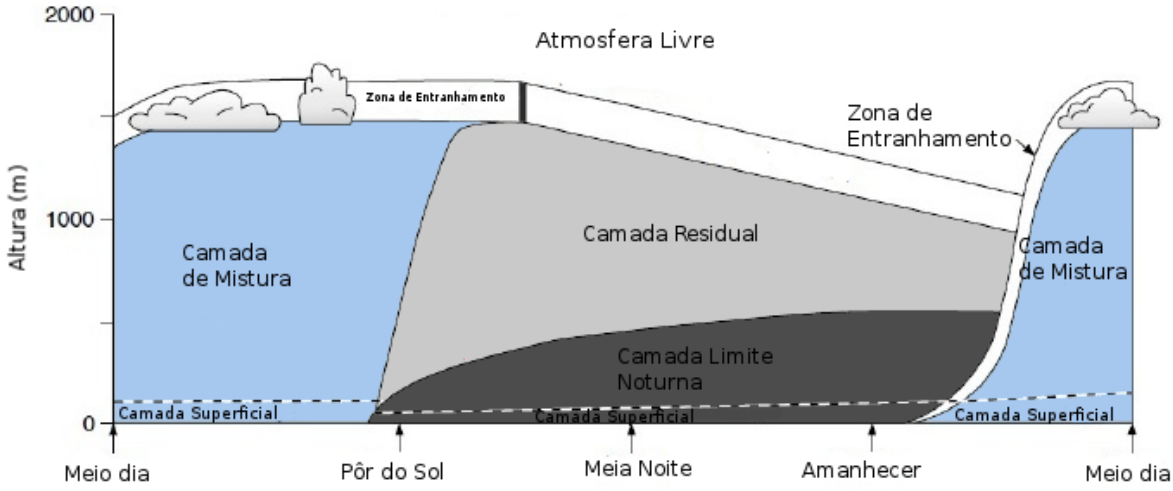

Figura 2.1 - Evolução da CLA, adaptada de Stull (1988), em latitudes médias em respostas ao aquecimento e resfriamento da superfície.

Fonte: Correia (2012).

2.1.2 Camada Superficial (CS)

A Camada Superficial (CS) é a região inferior da CLA que se estende, aproximadamente, nos primeiros metros acima da superfície. É caracterizada pela existência dos gradientes verticais de temperatura, de umidade e de velocidade do

vento que são determinados pela turbulência induzida pelas forçantes. São também, transportados para, ou da interface da superfície terrestre. Passível de medição, a CS é alvo de muito estudo por ocorrerem expressivos processos de transferências de momentum, calor sensível, calor latente e aerossóis, entre a superfície terrestre e a atmosfera.

Na CS pode ser encontrada a subcamada dinâmica, que embora seja considerada uma região totalmente turbulenta, a qual está suficientemente perto da superfície de forma que os efeitos das forças inerciais possam ser desprezados, ao mesmo tempo está longe, de modo que os efeitos da viscosidade do ar e da estrutura dos elementos de superfície não afetam o movimento (BRUTSAERT, 1982). Tem sido comprovado, experimentalmente, que na subcamada dinâmica os perfis da velocidade média do vento, temperatura média e umidade específica média podem ser todos descritos por funções logarítmicas de z (altura de referência), desde que, liberados ou absorvidos uniformemente na superfície (BRUTSAERT, 1982).

Abaixo da subcamada dinâmica ainda pode existir a subcamada interfacial, a qual é a subcamada imediatamente adjacente à superfície, ou seja, que faz contato direto. Nesta subcamada os perfis logarítmicos não devem ser considerados válidos (BRUTSAERT, 1982). O fluxo pode ser considerado totalmente turbulento, desde que a turbulência não seja inibida e os efeitos da viscosidade do fluido afetem o fluxo. O transporte de calor é dependente da difusividade molecular enquanto que o transporte de momentum é afetado pela força de flutuabilidade (*buoyancy*) e pela difusão molecular.

Dependendo do tipo de superfície encontrada pelo fluxo nesta subcamada, outras formas de nomeá-la podem ser definidas como, por exemplo, subcamada viscosa (superfície suave), subcamada rugosa (superfície rugosa) e subcamada do dossel (superfície vegetada). Assim ocorrem diferentes tipos de fluxos e espessuras para

cada uma destas subcamadas interfaciais.

Na Figura 2.2, que está representando a esquematização da CS, a qual foi descrita acima e suas respectivas ordens de magnitude de altura. A variável h é considerada a altura típica de cada tipo de obstáculo de rugosidade.

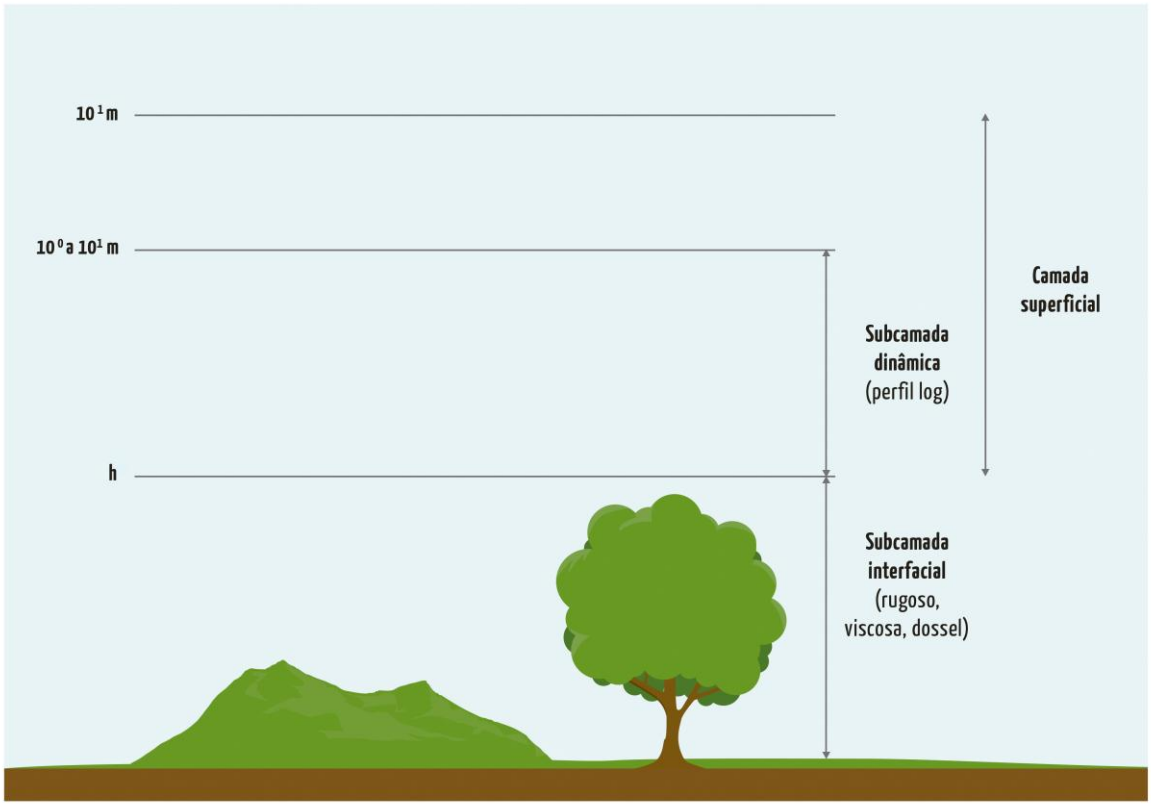

Figura 2.2 - Representação da magnitude das alturas da Camada Superfície (CS) em metros.

Fonte: Adaptado de Brutsaert (1982)

2.1.3 Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO)

Como foi dito anteriormente, a camada superficial é uma camada totalmente turbulenta, ou seja, a presença da turbulência tem uma grande contribuição no mecanismo de transferir energia para atmosfera. Contudo sua extrema

complexidade de ser compreendida, tanto matematicamente quanto fisicamente, obriga a utilizar argumentos dimensionais e empíricos para contorna-la. Um modo é pela Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (1954) que desde sua publicação é a mais usada na descrição do escoamento turbulento na camada superficial.

A hipótese proposta por Monin-Obukhov (M-O) prevê que as características da dinâmica da camada superficial sobre um terreno plano e uniforme é governada por quatro parâmetros: altura acima da superfície, velocidade de atrito/fricção, temperatura superficial e parâmetro de flutuabilidade. A partir destes parâmetros se estabelece as escalas inerentes ao escoamento na camada superficial. São elas: escalas de velocidade, temperatura e comprimento, respectivamente abaixo.

$$u_* = \left|\frac{\tau}{\rho}\right|^{\frac{1}{2}} \tag{2.1}$$

onde u_*é a velocidade de atrito, τ é a tensão superficial, ρ é a densidade.

$$T_* = \frac{H}{(\rho c_p u_*)} \tag{2.2}$$

onde θ_* temperatura de fricção, H fluxo de calor sensível, c_p é a capacidade calorifica.

$$L = \frac{-\rho c_p u_* T_*}{\kappa g H} \tag{2.3}$$

onde L é conhecido como escala de comprimento de M-O e κ é a constante de von Karman.

Estas três escalas, acima mencionadas, quando normalizadas por uma combinação apropriada para qualquer quantidade média na CS origina o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov (ARYA, 1988), equação abaixo.

$$\zeta = \frac{z}{L} = \frac{z\kappa g H}{\rho c_p u_* T_*} \tag{2.4}$$

O uso da TSMO se descreve em formular os efeitos da flutuabilidade como uma variável adimensional das grandezas turbulentas médias, isto é, adimensionalizar variáveis como vento e temperatura, por meio de funções universais do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov ($\zeta = z/L$). Assim, da TSMO, os gradientes adimensional vento e temperatura na camada superficial (horizontalmente homogênea) podem ser expressos através de:

$$\frac{\kappa z}{u_*}\frac{\partial U}{\partial z} = \phi_m(\zeta) \tag{2.5}$$

$$\frac{\kappa z}{T_*}\frac{\partial T}{\partial z} = \phi_h(\zeta) \tag{2.6}$$

onde z é a altura de referência a partir do solo, ϕ_m e ϕ_h são funções de perfis correspondente ao vento e temperatura respectivamente. Então, nas equações acima, pode-se integrar do nível do comprimento de rugosidade para o nível de referência, os quais resultam nos perfis de velocidade do vento e de temperatura e o fator de correção dos efeitos da variação da estabilidade atmosférica (ψ_m e ψ_h):

$$\frac{U}{u_*} = \left(\frac{1}{\kappa}\right)\left[ln\frac{z}{z_{0m}} - \psi_m(\zeta)\right] \tag{2.7}$$

$$\frac{(T - T_s)}{T_*} = \left(\frac{1}{\kappa}\right)\left[ln\frac{z}{z_{0h}} - \psi_h(\zeta)\right] \tag{2.8}$$

onde z_{0m} e z_{0h} comprimento de rugosidade aerodinâmico e térmico, T_s é a temperatura de superfície. Os ψ_m e ψ_h são diferentes funções de similaridade relacionadas com funções perfil ϕ_m e ϕ_h, respectivamente, como:

$$\psi_m(\zeta) = \int_{\zeta_m}^{\zeta}\left[\frac{1-\phi_m(\zeta)}{\zeta}\right]d\zeta \tag{2.9}$$

$$\psi_h(\zeta) = \int_{\zeta_h}^{\zeta} \left[\frac{1-\phi_h(\zeta)}{\zeta}\right] d\zeta \quad (2.10)$$

Em condições adiabáticas, as medições dos fluxos de momentum, massa e calor na camada superficial sobre terrenos homogêneos, são aproximadamente iguais aos da superfície, sendo considerada, nestas condições, uma camada de fluxos constantes. Assim, os perfis acima se tornam válido quando há necessidade de incluir o efeito da estabilidade atmosférica ou termo de correção de estabilidade.

2.1.4 Coeficiente de transferência

Uma das formas de parametrizar os fluxos de calor e de momentum é por meio do dimensionamento do coeficiente de transferência de calor e arrastro, respectivamente (ARYA, 1988; VERHOEF et al., 1996). Esta parametrização é muito empregada nos modelos de superfície, uma vez que, apresenta certa disponibilidade nos dados utilizados. Contudo, as maiores incertezas dessa parametrização ocorrem em termos dos coeficientes de transferência. Essas incertezas decorrem da grande variedade de tratamento dos efeitos da estabilidade atmosférica e, em particular, da existência dos diferentes comprimentos de rugosidade. Este último se mostra como o mais influente quesito nos cálculos dos coeficientes de transferências ou resistividade da superfície. Portanto, uma descrição bem adequada do comprimento de rugosidade é necessária para obter uma simulação precisa de fluxos de superfície (BELJAARS; HOLTSLAG, 1991; CHEN, F.; et al., 1997; CHEN, F; DUDHIA, 2001). De acordo com Kanda et al (2007), os fluxos podem ser expressos como:

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho C_d U^2 = \rho(U/r_{am}) \quad (2.11)$$

$$H = -\rho C_p u_* T_* = -\rho C_p C_h U(T_0 - T_a) = \rho C_p[((T_0 - T_a)/r_{ah})] \quad (2.12)$$

Onde na equação 2.11, τ é o fluxo de momentum, ρ é a densidade do ar, U é a

velocidade do vento, C_d é o coeficiente de arrastro e r_{am} é a resistência aerodinâmica para o momentum. Na equação 2.12 H é fluxo de calor sensível, C_p é a capacidade calorífica do ar a uma pressão constante, C_h é o coeficiente de troca do calor, T_a temperatura do ar, T_0 temperatura aerodinâmica, T_* temperatura escalar e r_{ah} resistência aerodinâmica para o calor.

Por meio de Kanda et al. (2007) considera-se que parâmetros r_{am} (C_d) e r_{ah} (C_h) são cruciais para determinarem H e τ. Assim, utilizando as equações 2.11 e 2.12, respectivamente para o momentum e calor sensível, e a equação 2.7 pode-se definir que r_{am} (C_d) e r_{ah} (C_h) são:

$$r_{am} = \frac{1}{UC_d} = \frac{1}{\kappa u_*}\left[ln\frac{z}{z_{0m}} - \psi_m(\zeta)\right] \tag{2.13}$$

$$r_{ah} = r_{am} + r_b = \frac{1}{UC_h} = \frac{1}{\kappa u_*}\left[ln\frac{z}{z_{0m}} - \psi_h(\zeta)\right] + \frac{1}{\kappa u_*}\ln\left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right) \tag{2.14}$$

Onde, $\psi_m(\zeta)$ e $\psi_h(\zeta)$ são as funções de estabilidade para o momentum e calor. A razão entre z_{0m} e z_{0h} é introduzido como fator kB^{-1} (OWEN; THOMPSON, 1963). E será mostrado na próxima seção.

2.1.5 Razão entre o z_{0m} e z_{0h} ($fator\ kB^{-1}$).

Owen e Thomson (1963) estabeleceu a relação $kB^{-1} = ln(z_{0m}/z_{0h})$, a qual reproduz a proporção entre z_{0m} e z_{0h}, e que descreve a magnitude das diferenças entre os níveis da fonte/sumidouro de momentum e calor. Esta relação representa um número adimensional e pode ser referida, como um excesso de resistência da superfície no cálculo do coeficiente de transferência de calor.

De acordo com a TSMO, a escala de temperatura, equação 2.2, está relacionada com o fluxo de calor sensível H:

$$H = -\rho C_p u_* T_* \tag{2.15}$$

Segundo Owen e Thomson (1963) a taxa de transferência de calor deve ser uma função tanto do número de Reynolds quanto do número de Prandtl, isto na medida em que refletem uma dependência de propriedades do transporte molecular. Assim, introduz o número adimensional de Reynolds, o qual é a razão entre as forças inerciais e viscosas:

$$Re_* = \frac{u_* z_{0m}}{\nu}, \tag{2.16}$$

onde ν é viscosidade molecular cinemática, z_{0m} comprimento de rugosidade aerodinâmico e u_* é a velocidade de fricção.

Brutsaert (1982) explorou esta ideia e demonstrou a relação entre o perfil de temperatura da subcamada interfacial com o perfil de temperatura na subcamada dinâmica para parametrizar z_{0h} como uma função de Re_*. O perfil de temperatura da subcamada interfacial (topo desta subcamada) é assumido como:

$$H = -\rho C_p u_* (T_s - T_h) St_0, \tag{2.17}$$

onde, T_s é considerada a temperatura de superfície, T_h é a temperatura do topo da subcamada rugosa e St_0 é o número adimensional de Stanton (BRUTSAERT, 1982).

Para o coeficiente de arrastro, na subcamada interfacial, pode ser definido como (MÖLDER 1999):

$$C_d = \frac{u_*^2}{u_h^2} \tag{2.18}$$

Igualando as equações 2.15 e 2.17 tem-se:

$$St_0^{-1} = \frac{T_h - T_s}{T_*} \tag{2.19}$$

Assim, o fator κB^{-1} pode ser determinado pela diferença da equação 2.18 e 2.19, comumente chamada na literatura de excesso de resistência:

$$\kappa B^{-1} = \kappa St_0^{-1} - \kappa C_{d0}^{-1/2} = \kappa \frac{T_h - T_s}{T_*} - \kappa \frac{u_h}{u_*} \tag{2.20}$$

Por meio do conhecido perfil logarítmico de temperatura na subcamada dinâmica, equação 2.7 e 2.8, pode-se escrevê-la como:

$$u = \frac{u_*}{\kappa}\left[ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z-d}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right)\right] \tag{2.21}$$

$$T = T_s + \frac{T_*}{\kappa}\left[ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z-d}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L}\right)\right] \tag{2.22}$$

Se identificar z como a altura do dossel, então se pode considerar $z = h$. Assim, para os termos com $(h - d)$ há necessidade de mantê-los para o caso de área de vegetação alta, pois $(h - d)$ podem ter a mesma magnitude de L (MÖLDER et al., 1999, 2001). Por simplificação, assume o caso de vegetação rasteira, no qual os efeitos dos termos de correções de estabilidade podem ser negligenciados. Assim, combinando as equações acima, tem-se:

$$\kappa \frac{u_h}{u_*} = ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right) \tag{2.23}$$

$$\kappa \frac{T_h - T_s}{T_*} = \ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) \tag{2.24}$$

Portanto, o fator κB^{-1} pode ser definido:

$$\kappa B^{-1} = \kappa \frac{T_h - T_s}{T_*} - \kappa \frac{u_h}{u_*} = \ln\left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right) = f(Re_*) \tag{2.25}$$

A consideração do fator $\kappa B^{-1} = f(Re_*)$ advém da base teórica de Zilitinkevich (1970), necessitando assim, comprovação empírica. Para maiores detalhes do desenvolvimento do fator κB^{-1} ver Mölder (1999; 2001).

2.2 - COMPRIMENTO DE RUGOSIDADE

Das propriedades hidrodinâmicas que a natureza da superfície terrestre origina, a rugosidade é compreendida como uma das mais importante e complexa de ser derivada nos esquemas dos modelos numéricos de superfície. Sua importância é devida a função que os modelos de superfície recebem por serem responsáveis pela qualidade da condição de contorno inferior dos modelos atmosféricos. O acoplamento entre estes modelos é realizado pelos fluxos de superfície e, estes são influenciados pelos coeficientes de transferência, logo, tem uma relação estreita com a parametrização da rugosidade ou comprimento de rugosidade. Assim é de extrema importância parametrizá-lo de maneira correta. (CHEN, F.; ZHANG, 2009).

2.2.1 Definição

A definição mais adotada, na literatura, é aquela em que o comprimento de rugosidade, de modo geral, indica uma altura em que uma variável meteorológica qualquer; como a velocidade do vento, temperatura ou umidade, é extrapolada para baixo, para um valor de "superfície" por meio da relação logarítmica da TSMO (BRUTSAERT, 1975). Por exemplo, o valor da temperatura aerodinâmica, a uma determinada altura próxima a superfície, deve ser a mesma que a TST (YANG et al., 2002). Esta altura é então denominada comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}). Para o caso do vento é denominado comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_{0m}).

As primeiras tentativas de parametrização do comprimento de rugosidade aconteceram na década de 1930, onde os cientistas estudaram todos os tipos de

superfícies naturais e artificiais que vão desde aerodinamicamente lisa a rugosa. Essas parametrizações eram determinadas pela representação do estado médio do comprimento de rugosidade sobre as superfícies adjacentes. Esses estudos levaram a uma série de formulações do comprimento de rugosidade posteriormente (SHEPPARD, 1958; OWEN; THOMSON, 1963; GARRATT; HICKS, 1973; BRUTSAERT, 1982; ZILITINKEVICH, 1995; ZENG; DICKINSON, 1998; YANG et al., 2002; ZHENG, W. et al., 2009).

Sverdrup (1937) foi o primeiro que propôs um modelo simples de transporte sobre superfície oceânica, que consiste em duas subcamadas. Na subcamada rugosa os processos eram por difusão molecular e na camada superficial era considerado processo de transferência turbulenta. A camada mais próxima da superfície da água foi assumida como constante e uniforme. Assim a separação dos processos físicos das camadas próximas na superfície, fez o diferencial dos tipos de comprimentos de rugosidade para cada grandeza física.

2.2.2 Comprimento de Rugosidade Aerodinâmico (z_{0m})

No ponto de vista da aerodinâmica, a rugosidade descreve a força com que a superfície atua como sumidouro de momentum, absorvendo os impactos dos ventos. Sua representação pode ser através do comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_{0m}). O método científico que mais utiliza este parâmetro é a perfil logarítmico da velocidade do vento perto da superfície, mais conhecido como fluxo-perfil (GARRATT, 1992).

Uma forma para determinar o z_{0m} é considerá-lo como um parâmetro geométrico, ou seja, um valor constante, o qual depende apenas da estrutura e morfologia do elemento de rugosidade da superfície (DICKINSON et al., 1986; SELLERS et al., 1986; CHEN, J. et al., 1993). No entanto, somente estes quesitos não conseguem retratar os efeitos da rugosidade da superfície, que por sua vez, se apresenta

heterogênea e complexa. Fatores físicos como velocidade de atrito e a estabilidade termodinâmica se tornam também influentes e controladores do z_{0m} (LETTAU, 1969; MONTEITH, 1973; SCHMID; BUNZIL, 1995; ZILITINKEVICH et al., 2008). Portanto, o z_{0m} não pode ser representado apenas como um parâmetro geométrico, mas sim, dinâmico (MONTEITH, 1973). Contudo, a falta de conhecimento mais aprofundado do papel do estado termodinâmico da atmosfera sobre o z_{0m} limita uma simulação mais coerente/adequada.

2.2.3 Comprimento de Rugosidade Térmico (z_{0h})

No ponto de vista da termodinâmica, a rugosidade descreve a força com que a superfície retém calor, sendo um parâmetro para o coeficiente de transferência de calor (C_h) ou resistência aerodinâmica para calor (r_{ah}). Sua representação pode ser através do comprimento de rugosidade térmico. O fator κB^{-1} é usualmente utilizado para expressar z_{0h} (YANG et al., 2002).

Em geral, z_{0h}, é consideravelmente diferente do z_{0m}, devido ao fato de que o transporte da quantidade de movimento é em parte relacionado com arrasto turbulento sobre os obstáculos de rugosidade, o que não se aplica a transferência de calor. Para isto um novo comprimento de rugosidade, z_{0h}, se faz necessário para representar a parametrização dos mecanismos de transporte de calor nas imediações da superfície, onde a viscosidade molecular e a difusividade molecular do fluxo de ar desempenha o transporte, (SUGITA; BRUTSAERT, 1990). Contudo, em muitos modelos de superfície, considera-se o mesmo valor para ambos os comprimento de rugosidade (aerodinâmico e térmico). Assim, esta consideração é inadequada, pois existe erro relevante em considerar o mesmo comprimento de rugosidade para cada tipo de transferência (VERHOEF et al., 1997).

Na Figura 2.3, ilustram-se os meios de transporte das variáveis de momentum e de calor, expostos nesta subseção e na subseção 2.2.2. Além disto, também são

caracterizados os conceitos de resistência associados para cada comprimento de rugosidade. Estes conceitos abrangem o z_{0m} e z_{0h} e estão relatados na subseção 2.1.4 nas expressões 2.13 e 2.14, respectivamente.

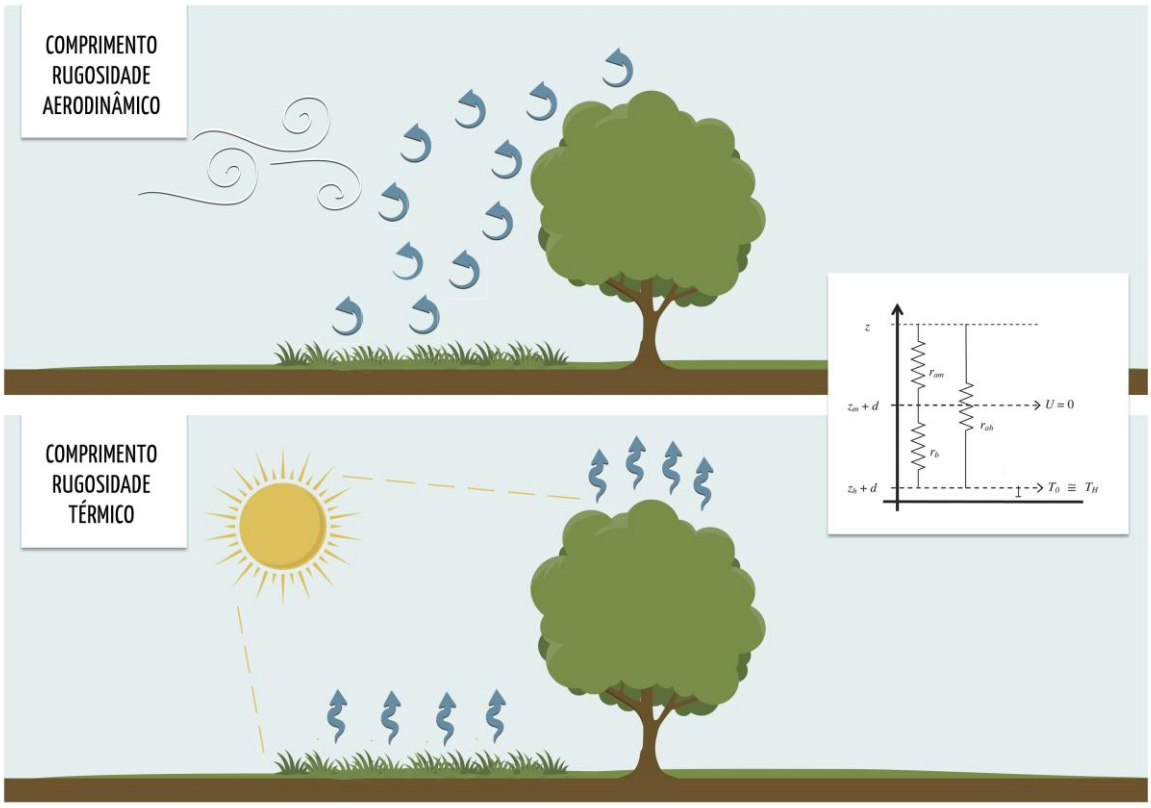

Figura 2.3 - Caracterização do transporte relacionado ao momentum (painel superior) e calor (painel inferior). Ao lado as resistências e variáveis correspondentes ao z_{0m} (r_{am}, U) e z_{0h} (r_{ah}, TST).

Fonte: Adaptado de Kanda et al. (2007).

Conforme o exposto acima é relevante utilizar uma expressão que tenha a destreza de caracterizar a influência das forças inerciais ou das forças viscosas nas formulações do z_{0h}. Para isto, introduz o número adimensional de Reynolds, equação 2.16, no cálculo de z_{0h}.

2.2.4 Formulações do Comprimento de Rugosidade Térmico

Nesta seção são abordadas as principais formulações de comprimento de rugosidade térmico na literatura. Importante ressalvar que, praticamente, em todas há uma dependência de z_{0h} com número de Reynolds (Re_*) e velocidade de fricção (u_*).

Sheppard (1958) propôs que a solução para o comprimento de rugosidade térmico poderia ser em função do produto do número de Reynolds com o número de Prandtl. Por ser considerada uma aproximação simplificada, Hicks (1976) questionou esta formulação, embora sua simplicidade não degrada os resultados quando comparados com outras teorias.

$$z_{0h} = z_{0m}/(Pr \times Re_*), \tag{2.26}$$

onde, Pr é o número de Prandtl.

Owen e Thomson (1963) derivou para superfícies rugosas, com base em experimentos em túnel de vento, a expressão:

$$z_{0h} = z_{0m} \times exp[\kappa\alpha(8Re_*)^m(Pr)^n], \tag{2.27}$$

onde Re_* e Pr é o produto deste dois números adimensionais, variáveis empíricas (α) que dependem dos elementos de rugosidade da superfície, m e n são constantes relacionadas com a difusividade da subcamada rugosa.

Segundo Chamberlain (1966) a perspectiva da formulação de kB^{-1} denota a relação de dependência de z_{0h} e u_*. Outro aspecto é que kB^{-1} não depende somente da estruturação da vegetação, que é principalmente caracterizado pelo índice de área foliar (IAF) e pelo tamanho dos elementos de folhagem, mas também do processo de turbulência do ar, tal que pode ser definida pela velocidade de atrito, pela velocidade do vento e distribuições de difusividade

turbulenta dentro do dossel (BRUTSAERT, 1979).

Brutsaert (1982) revisou estudos anteriores e organizou várias expressões representativas para cada tipo de superfície rugosa, lisa e vegetada. A equação 2.28 está referida para solo nu. Além de derivar expressão para z_{0h} para cada uma delas, também se preocupou em encontrar expressões para o comprimento de rugosidade de vapor (z_{0h}), que não será apresentada nesta pesquisa.

$$z_{0h} = z_{0m} \times exp\left(2 - 2{,}46 Re_*^{0{,}25}\right) \tag{2.28}$$

A expressão proposta por Zilitinkevich (1995) mantém a relação de dependência do cálculo de z_{0h} com o Re_*. A diferença para as formulações anteriores se deve pela elaboração da constante empírica, C_{zil}, calibrada com base em medições de dados sobre coberturas de superfície de padrarias.

$$z_{0h} = z_{0m} \times exp\left(-C_{zil} \kappa \sqrt{Re_*}\right), \tag{2.29}$$

onde, C_{zil} = 0.1.

Chen, F. et al. (1997) implementou a formulação proposta por Zilitinkevich (1995) definindo z_{0m} com uma função da cobertura da superfície (padrarias = 0.035 m e solo nu = 0.011 m) e C_{zil} estipulado com valor de 0.1. A expressão derivada por Zilitinkevich (1995) é utilizada na versão 2.7.1 do modelo de superfície Noah do NCEP. Segundo LeMone et al. (2008) e Yang et al. (2008), este esquema, possivelmente superestima a grandeza do z_{0h} para superfície com característica de solo nu ou de vegetação escassa. As incertezas dos resultados em z_{0h} propagam nas incertezas de C_h (CHEN, Y. et al., 2010)

Em estudo feito por Zeng e Dickinson et al. (1998), verificou-se o efeito da subcamada superficial na temperatura de superfície terrestre e nos fluxos de calor. Há diferença principal para Zilitinkevich (1995) está nos coeficientes, equação

abaixo. Zeng e Dickinsson (1998) têm sido usadas em modelos de superfície para unificar processos de transferência de calor do dossel entre copas densas e esparsas (ZENG et al., 2005).

$$z_{0h} = z_{0m} \times exp\left(\kappa\alpha {Re_*}^b\right), \tag{2.30}$$

onde α e b são constantes empíricas com valores em torno de 0,04 a 0,13 para α e 0,45 a 0,5 para b.

Na última década inúmeros trabalhos têm retomado os estudos da parametrização de z_{0h} (YANG et al., 2002; ZENG et al., 2005; CHEN, F; ZHANG, 2009; CHEN, Y; et al., 2010; ZENG et al., 2012; ZHENG, W. et al., 2012; ZHENG, D. et al., 2014). Yang et al. (2002) e Yang et al. (2003), com base nas afirmações de alguns autores (MALHI, 1996; VERHOEF et al., 1997), que sugeriram que z_{0h} é simplesmente um parâmetro matemático com pouca base física, considerou que tanto z_{0h} como kB^{-1} são parâmetro difíceis de serem determinados, pois ambos variam de acordo com os tipos de superfície e com as condições meteorológicas presentes. Uma vez que, o comprimento de rugosidade térmica não aumenta com o comprimento de rugosidade aerodinâmica, Yang et al. (2002) não considerou ser razoável utilizar z_{0m} para dimensionar z_{0h} e assim o fator de kB^{-1} poderia ter implicações conceituais, como por exemplo, para superfície rugosas que geram um grande arrastro (u_*). Por este motivo Yang et al (2002) propôs uma nova correlação de z_{0h} com uma altura física (h_t), equação 2.31, a qual é definida como altura que separa a camada totalmente turbulenta da camada de transição. Esta altura foi determinada pelo número de Reynolds crítico e relacionada através de superfície com elementos rugosos, que satisfazem um u_* grande para um h_t pequeno. Portanto, a variação de h_t é de magnitude similar a z_{0h} ao invés de z_{0m}, favorecendo, assim, o seu uso para dimensiona-la por meio do fator κA^{-1}. Yang et al. (2007b) revisou o trabalho de Yang et al. (2002) e empregou em um sistema de

assimilação de dados para regiões árida e semiáridas obtendo melhores resultados do que outras parametrizações. Isto pode ser verificado com mais detalhes em Chen, Y. et al. (2010).

$$h_t = \frac{\nu Re_{crit}}{u_*}, \tag{2.31}$$

$$\kappa A^{-1} = ln\frac{h_t}{z_{oh}} = \beta u_*^m |\theta_*|^n, \tag{2.32}$$

$$z_{0h} = \frac{\nu Re_{crit}}{u_*} \times exp(-\beta u_*^m |\theta_*|^n), \tag{2.33}$$

onde Re_{crit}= 70 e $m, n\ e\ \beta$ são coeficientes com valores de 0,5, 0,25 e 7,2 $m^{-0,5}S^{-,05}K^{-0,25}$, respectivamente, e estão de acordo com Yang et al. (2002) para as constantes $m\ e\ n$ e Yang et al. (2008) para β.

Chen, F. e Zhang (2009) com o intuito de verificar o grau de relação do acoplamento entre a superfície terrestre e a atmosfera reformulou a constante empírica de Zilitinkevich (1995) como sendo uma função da altura do dossel através do z_{0m}. Nesta reformulação foi utilizado um conjunto de dados da rede AmeriFlux espalhadas sobre diferentes tipos de coberturas de superfície.

$$z_{0h} = z_{0m} \times exp\left(C_{zil}\sqrt{Re_*}\right), \tag{2.34}$$

onde $C_{zil} = 10^{-0,4z_{0m}/0,07k}$.

Os resultados indicaram um maior acoplamento nas regiões de vegetação alta (florestas) do que nas vegetações esparsas (grama, arbustos), ou seja, houve uma melhor simulação de C_h, apesar de o modelo de superfície *Noah* tender a superestimar o C_h para vegetações rasteiras. A versão utilizada do modelo *Noah* é o 3.4.1.

Zheng, W. et al. (2012) investigou um viés frio (negativo) da temperatura de

superfície terrestre durante o dia na região árida os Estados Unidos. A maior causa deste viés foi relacionada ao z_{0h}, devido a sua parametrização ser considerada a mesma do z_{0m}. Zheng, W. et al. (2012) considerou sua formulação de z_{0h} em função do *green vegetation fraction* (GVF), Re_*, e de um comprimento de rugosidade do momentum efetivo (z'_{0m}), a qual tem significado da convergência entre a cobertura de solo nu com a cobertura do solo totalmente vegetada.

$$z'_{0m} = exp\{(1 - GVF)^2 ln(z_{0g}) + [1 - (1 - GVF)^2] ln(z_{0m})\} \quad (2.35)$$

$$z_{0h} = z'_{0m} \times exp[(1 - GVF)^2 C_{zil} \kappa \sqrt{Re_*}], \quad (2.36)$$

onde, GVF varia entre 0 a 1, C_{zil}= 0,8, z_{0g} comprimento de rugosidade momentum para o solo nu igual a 0,01 metros.

Chen, F. e Zhang. (2009) e Zeng et al. (2012) alcançaram bons resultados em seus respectivos trabalhos, entretanto os objetivos desses estudos eram distintos. Enquanto Chen, F. e Zhang. (2009) tinham a pretensão de estudar o comportamento dos fluxos turbulentos de calor, balanço de radiação e a TST, Zheng, W. et al. (2012) avaliaram os impactos da TST na assimilação de dados de radiâncias.

Estudos de Chen, Y. et al. (2010) e Zheng, D. et al. (2014) avaliaram as simulações de temperatura de superfície terrestre e o balanço de energia empregando parametrizações de z_{0h} referidas nesta pesquisa. Chen, Y. et al. (2010), utilizando o modelo *Noah*, confrontou com observações de áreas áridas e semiáridas no oeste da China e do Estados Unidos (Arizona), e obteve resultados que indicaram um melhor desempenho na formulação de Yang et al. (2008), a qual teve simulações apropriadas para o período diurno. Para o período noturno todas as parametrizações tiveram desempenhos similares.

Em Zheng, D. et al. (2014), demonstrou que as simulações de fluxo de calor

sensível são sensíveis a variação diurna de z_{0h}. Também sugeriu utilizar a formulação de Chen, F. e Zhang (2009) sobre diversas condições de cobertura de superfície e estações do ano. Para regiões com cobertura de solo nu a formulação de Yang et al. (2008) obteve melhor desempenho, o que corroborou com Chen, Y. et al. (2010).

2.3 – TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE (TST)

A temperatura de superfície terrestre (TST) tem relevante papel no sistema de tempo e clima, por meio dos processos de superfície. Há diversas áreas que envolvem os estudos da temperatura de superfície terrestre. Por exemplo, no clima com estudos da variabilidade de precipitação de monção da América do Norte, pois a variação da temperatura de superfície pode modular o gradiente de temperatura entre a terra e o mar (MATSUI et al., 2002); na assimilação de dados e no sensoriamento remoto, porque os modelos de transferência radiativa requerem informações precisas sobre as condições de superfície, que normalmente não são fornecidas acarretando em um baixo número de dados assimilados de temperatura de superfície por satélite (REICHLE, 2010); e no balanço de energia, pois influencia os fluxos de calor latente e sensível para a atmosfera e os quais são em grande parte controlados pela diferença entre a temperatura de superfície e a temperatura do ar.

A termologia “temperatura de superfície terrestre” é imprecisa, de modo que, por haver diversas comunidades científicas abrangendo o seu estudo, o uso da mesma termologia tem gerado interpretações errôneas, uma vez que, para cada fim o seu conceito físico pode ser diferente Norman e Becker (1995). Assim, frequentemente pode-se encontrar a TST sendo referido como temperatura do ar a 2 metros, temperatura aerodinâmica e *skin temperature*, termo em inglês (JIN; DICKINSON, 2010).

A temperatura da superfície terrestre (*skin temperature* em inglês) é na verdade uma expressão de equivalência para a temperatura radiométrica da superfície (JIN et al., 1997). Pode ser medida por termômetro de mão assim como os a bordo de aviões, a medida deriva da Lei de Stefan-Boltzmann (OKE, 1987), já do ponto de vista do sensoriamento remoto por satélite a definição de temperatura da superfície terrestre é baseada na lei de Planck.

A temperatura do ar a 2 metros ou termodinâmica é a temperatura medida por um termômetro, em contato com o ar, que está em uma estação a 1,5-2 metros da superfície. Nas variadas condições de cobertura do céu e de superfície o mecanismo de transferência de calor tem comportamento diferenciado, o que pode gerar diferenças entre a temperatura radiométrica e a temperatura do ar a 2 metros, por exemplo, em áreas de vegetação escassa (SUN, J.; MAHRT, 1995; JIN et al., 1997).

A temperatura aerodinâmica é a temperatura na altura do comprimento de rugosidade térmico. Com a complexidade em se estimar a temperatura aerodinâmica, normalmente, admite-se uma aproximação para a temperatura radiométrica, mas conceitualmente está entre a temperatura radiométrica e a temperatura do ar (JIN; DICKINSON, 2010). Os modelos de superfície podem aproxima-la diretamente (HUBAND; MONTEITH, 1986) ou assumindo uma camada limite fina sobre as folhas ou solo em que a difusão molecular gera a diferença entre temperatura aerodinâmica e temperatura radiométrica (DICKINSON et al., 1986; 1993). Na Figura 2.4 se exemplifica a idealização da diferença entre as três temperaturas discutidas nesta seção para três tipos de cobertura do solo. Para o solo nu a TST é a temperatura na exata fração superficial do solo, para a vegetação rasteira e vegetação de porte alto a TST é a temperatura na média da espessura da vegetação. Para o conceito de T_{aero} e T_{ar} segue de acordo com o descrito nesta seção.

Inúmeros trabalhos (GARRATT et al., 1993; BRUTSAERT; SUGITA, 1996; LEMONE et al., 2008), relatam o dimensionamento dos fluxos de calor por meio da parametrização do comprimento de rugosidade térmico, o que por sua vez influencia diretamente no balanço de energia na superfície. Exemplos de trabalho como o de Verhoef et al., (1997), Chen, Y. et al., (2010), Zheng, W. et al., (2012), Zeng et al., (2012) e de Zheng, D. et al., (2014) demonstram a dificuldade de representar o comportamento diurno da temperatura de superfície terrestre utilizando o comprimento de rugosidade térmico.

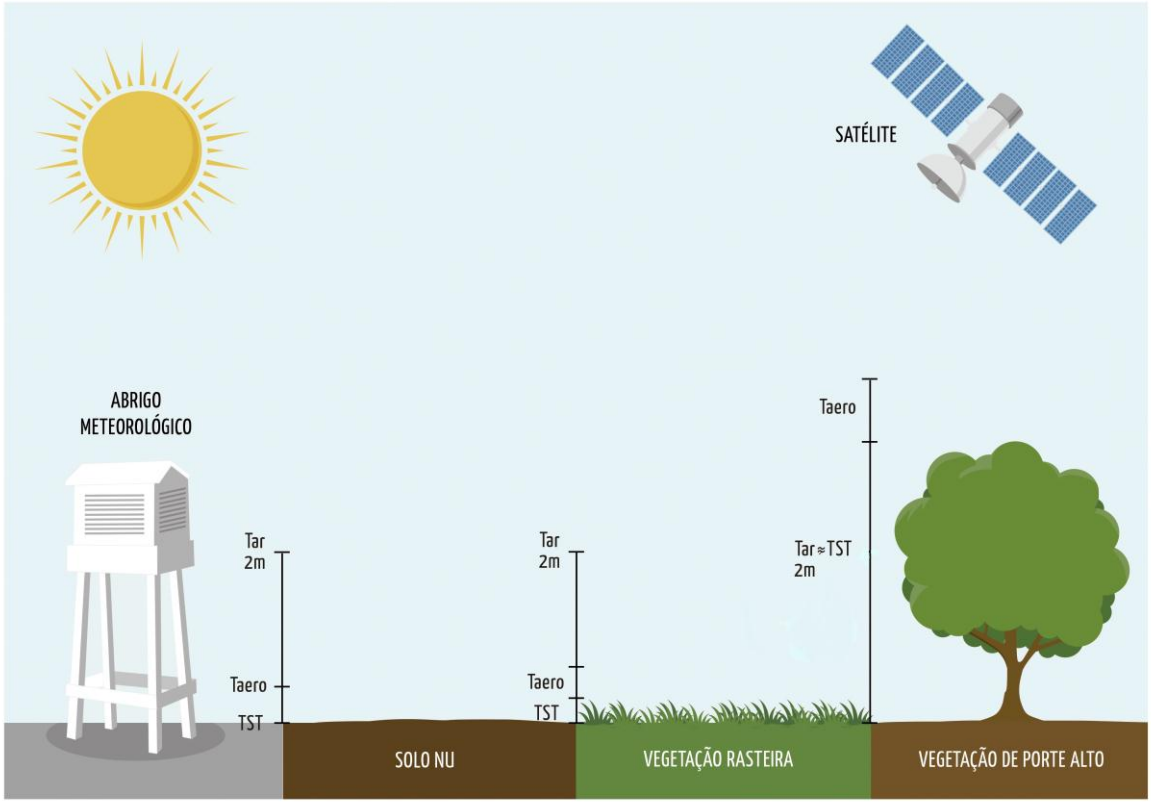

Figura 2.4 - Diagrama de exemplificação de três tipos de temperaturas: *TST* temperatura da superfície Terrestre, T_{aero} temperatura aerodinâmica e T_{ar2m} é a temperatura do ar a 2 metros.

Assim neste presente trabalho o termo referido como temperatura de superfície terrestre fará referência a *skin temperature*, isto é, a temperatura que a superfície emite para atmosfera. Posteriormente, na seção 4, irá ser detalhado o cálculo da temperatura de superfície terrestre utilizado pelo modelo de superfície desta pesquisa.

3. DADOS

3.1 - ERA-INTERIM

Para avaliar as variáveis de temperatura de superfície terrestre, temperatura do ar a 2 metros, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, as quais foram prognosticada pelo modelo de superfície SSiB dentro do MCGA-INPE/CPTEC, utilizou-se dados de Reanálise do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) denominada como ERA-Interim (SIMMONS et al., 2006). A reanálise Era-Interim é produzida com o *Integration Forecast System* (IFS) do ECMWF, a qual o modelo de previsão incorpora três componentes acopladas: atmosférica, superfície terrestre e oceânica. A configuração atmosférica do ERA-interim tem uma resolução horizontal T255 espectral, o que corresponde, aproximadamente, a 80 km. Possui uma grade reduzida Gaussiana em 60 níveis verticais a partir da superfície até 0,1 hPa. Há também um sistema um método de assimilação de dados variacional em quatro dimensões (4-DVar) com ingestão de dados a cada 12 horas. Informações detalhadas podem ser conferidas em Dee et al. (2011). A configuração de superfície é realizada pelo esquema *Tiled ECMWF Scheme for Suface Exchanges over Land* (TESSEL) (VITERBO; BELJAARS, 1995, BURTON, 2014). A Figura 3.1 sumariza as características principais deste esquema, onde a grade pode ser dividida em até seis tipos frações (vegetação alta e baixa, solo nu, água interceptada, solo exposto e protegido da neve). Os comprimentos de rugosidade aerodinâmico e térmico são relacionados com as heterogeneidades de pequena escala da superfície, que quando são inseridos nas equações dos coeficientes de transferência (resistência) determinam a transferência entre o ar e superfície, como segue na seção 2. Assim sobre a superfície continental, z_{0m} e z_{0h} são assumidos fixos e relacionados com a cobertura do solo e diferentes entre si. Mais detalhes podem ser encontrados no manual do IFS do ECMWF (BURTON, 2014). Os produtos da reanálise utilizados nesta pesquisa estão no intervalo temporal de 6 horas.

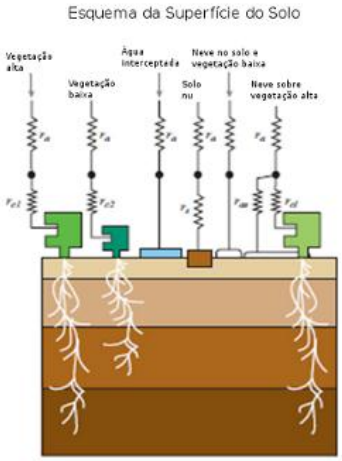

Figura 3.1 - Representação do esquema de superfície (TESSEL) do Era-Interim. Fonte: Burton (2014).

Na Figura 3.2, está à representação do mapa de fração de vegetação do ERA-Interim, o qual foi utilizado em conjunto com o mapa de fração de vegetação do MCGA-CPTEC/INPE, Figura 4.2, com objetivo de selecionar pontos com as mesmas características de vegetação sobre o Brasil.

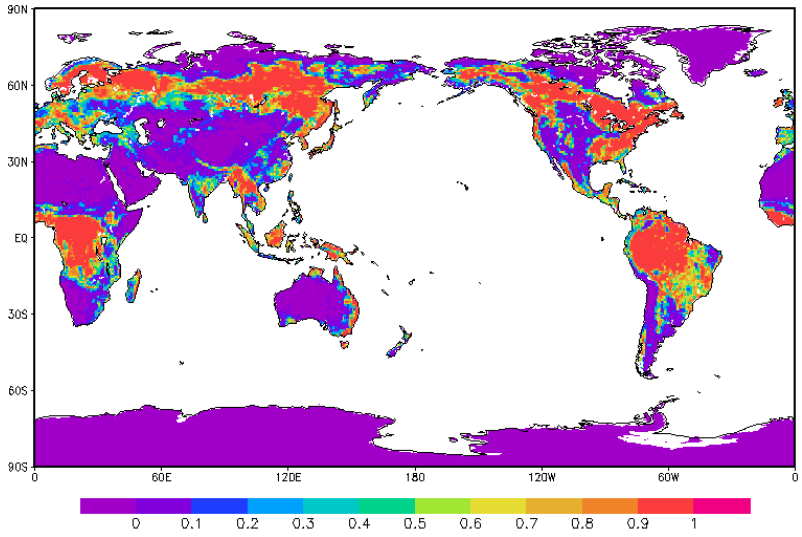

Figura 3.2 - Mapa da fração de vegetação da reanálise do Era-Interim.

3.2 - GOES GLST

Devido à escassez ou inexistência de dados observados de temperatura de superfície terrestre registrada pelas estações de superfície e considerando a qualidade e maior área de cobertura abrangida pelos satélites, esta pesquisa, também, utilizou produto proveniente de medições na faixa do infravermelho do Imageador à bordo dos satélites *Geostacionary Operational Environmental Satellite* (GOES) 12, 13 e 14. Este produto é de temperatura de superfície terrestre, nomeado de GOES *Land Superface Temperature* (GLST).

O satélite geoestacionário GOES é um elemento básico para o monitoramento e previsão do tempo dos Estados Unidos. Opera em uma orbita de 35.790 quilômetros acima da terra. Visualiza oceano Atlântico e parte do oceano Pacífico, América do Sul, América Central, Estados Unidos e sul do Canadá. O Imageador do GOES é um instrumento de multicanal que interpreta a energia emitida e refletida a partir de áreas da superfície terrestre.

Um dos motivos da escolha do produto GLST se deve pela capacidade de representar o ciclo diurno da temperatura da superfície terrestre (SUN, D. et al. 2006). Acurácia do GOES LST é de 2.5 K, pois é limitada pela absorção atmosférica, complexidade das características de emissão de superfície e pela calibração do sensor. A resolução é de 4 km x 4 km e os algoritmos utilizados para recuperar estes dados são baseados em uma técnica de split-window que corrige absorção atmosférica e aplica informações da emissividade da superfície. Os GLST são produzidos rotineiramente a cada hora para GOES leste e oeste estendida Hemisfério Norte e a cada 3 horas para GOES leste e oeste Full Disk. Mais detalhe pode ser conferido em Sun, D. et al. (2012).

Os dados do GLST foram obtidos por meio de contato com o pesquisador Dr. Yuling Liu da National Oceanic and Atmospheric Administration/ National

Environmental Satellite, Data, and Information Service (NOAA/NESDIS).

3.3 - DADOS UTILIZADOS NO SISTEMA G3DVar

Os dados usados pelo sistema G3DVar são divididos em convencionais e não convencionais. Os convencionais são aqueles cuja medida estabelecida é obtida diretamente através de instrumento, por exemplo; provenientes de radiossonda, estações de superfície, boias, dropsondas, aviões, balões pilotos. Por intermédio destas fontes são produzidas observações de pressão à superfície, componente zonal e meridional do vento, temperatura e umidade, as quais são todas assimiladas pelo G3DVar.

Para os dados não convencionais, a observação não é realizada diretamente, como no caso dos sensores a bordo de satélite, que produzem medidas de temperatura de brilho (por exemplo) e do Sistema de Posicionamento Global (GPS, do inglês *Global Position System*) que produzem medidas de refratividade. Entretanto, as informações de refratividade e vento, que também podem ser obtidas por satélites e radares, sejam considerados não convencionais, estas estão sendo tratadas como dados convencionais no G3DVar. Assim os dados não convencionais utilizados pelo sistema operacional G3DVar são dados de radiâncias de vários sensores de satélite, como, por exemplo; a High Resolution Infrared (HIRS), Microwave Humidity Sounder (MHS), Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A), Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) e o Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI).

Todos estes dados estão disponíveis em área pública do NCEP, sendo que os dados de GPS e não convencionais (satélite) são distribuídos em Formato Universal Binário para a Representação de dados Meteorológicos (BUFR, do inglês *Binary Universal Form for the Representation of meteorological data*) e necessitam passar por um controle de qualidade durante o processo de

assimilação de dados do CPTEC/INPE. Já para os dados convencionais, são adquiridos em formato PrepBUFR, o qual recebe este nome por ser um arquivos BUFR que já foi submetido ao controle de qualidade.

Na Tabela 3.1 apresenta os canais dos sensores que estão, atualmente, operacionais no sistema G3DVar do CPTEC/INPE e que foram utilizados durante esta pesquisa. Para mais informações sobre os dados utilizados pelo sistema GSI e arquivos BUFR/PrepBUFR podem ser encontrados em Hu et al. (2014).

Tabela 3.1 - Número de canais assimilados por sensores, assim como número total de canais sensíveis a superfície

Sensores	**Totais de Canais Assimilados**	**Total de canais assimilados que apresenta sensibilidade à superfície**
AMSU-A*	51	4
MHS**	10	4
HIRS-4**	27	4
AIRS-AQUA	118	13
IASI – METOP-A	137	18

* À bordo do satélite NOAA-15, 18, 19, AQUA e METOP-A.
** À bordo do satélite NOAA-18 e METOP-A.
*** À bordo do satélite NOAA-19 e METOP-A.
Fonte: Comunicação pessoal Silveira 2015

4. METODOLOGIA

4.1 - MODELOS

Nesta subseção serão detalhadas as componentes do sistema G3DVar, a qual está composta pelo modelo atmosférico MCGA-CPTEC/INPE (Modelo de Circulação Geral Atmosférico- Centro de Pesquisa de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e pelo esquema de assimilação de dados GSI (*Gridpoint Statistical Interpolation*). A parametrização de superfície do MCGA-CPTEC/INPE é produzida pelo modelo SSiB (*Simplified Simple Biosphere Model*) e é onde foram inseridas as formulações do $\boldsymbol{z_{0h}}$.

4.1.1 MCGA-CPTEC

O modelo utilizado no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/ INPE) é o MCGA (Modelo de Circulação Geral da Atmosfera). Através deste modelo (que) são realizadas as previsões de tempo e clima. Sua origem advém do modelo do NCEP/USA, o qual foi repassado para *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA/USA) (BONATTI, 1996). Atualmente a versão operacional deste modelo é a TQ299L64, cujo qual, tem uma resolução horizontal de aproximadamente 44 km. A letra T representa o truncamento triangular. O índice Q representa a grade quadrática, ou seja, grade gaussiana normal com número de longitudes sendo o triplo do truncamento espectral zonal. O número 299 representa o número máximo de onda zonal. A letra L representa o número de camadas na vertical, o qual é definido pelo número 64.

A parametrização (modelo) de superfície também é importante, pois armazena os fluxos de energia (KUBOTA, 2012). Esta função no MCGA-CPTEC/INPE é desempenhada pelo modelo de superfície SSiB (*Simplified Simple Biosphere Model*), entre outros, e será detalhada na seção 4.1.2. A estimativa da

temperatura do ar a 2 metros é extrapolada seguindo Arya (1988) conforme o perfil temperatura:

$$T_{2m} = T_s + \frac{T_*}{\kappa}\left[ln\frac{z}{z_{0m}} - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right)\right], \quad (4.1)$$

onde, T_s temperatura extrapolada da superfície, T_* temperatura de fricção ou escala de temperatura, κ constante de von Kármán, z altura de referência, z_{0m} comprimento de rugosidade aerodinâmico e ψ_h função da similaridade relacionado com ϕ_h (seção 2).

O MCGA-CPTEC/INPE é um componente do sistema de assimilação de dados e o seu papel fica designado à geração da previsão e consequentemente ao fornecimento do *background* (previsão de curto prazo) para o método de assimilação de dados.

4.1.2 Modelo de Superfície SSiB

As interações entre a superfície-atmosfera são estimadas pelo *Simplified Simple Biosphere Model* - SSiB (XUE et al., 1991), o qual é o esquema de superfície do MCGA-CPTEC/INPE e que foi baseado de uma simplificação do *Simple Biosphere Model* - SiB (SELLERS et al., 1986). O objetivo principal está em fornecer os fluxos de radiação de momentum, calor sensível e calor latente para o modelo atmosférico.

A partir da classificação de cobertura do solo segundo Dorman e Sellers (1989), um conjunto de parâmetros físicos (por exemplo, comprimento de rugosidade, porosidade do solo), fisiológicos (por exemplo, fração de folhas verdes, coeficientes de resistência estomática) e morfológicos (por exemplo, altura do topo do dossel, índice de área foliar) é associado a cada bioma a fim de representar as principais interações entre a cobertura vegetal, a atmosfera e o solo (HIROTA, 2010). Os parâmetros que foram utilizados no modelo SSiB, nesta pesquisa, estão

especificados na Tabela 4.1

Tabela 4.1 - Parâmetros utilizados pelo modelo SSiB.

Símbolos	Definições
V_c	Fração de cobertura vegetal
O_c	Distribuição do ângulo da folha
Z_2	Altura do topo do dossel
Z_d	Profundidade das raízes
D_1, D_2, D_3	Espessura das 3 camadas do solo
N_c	Fração de folha verde
a, b, c	Coeficientes das resistências estomáticas
T_l, T_h, T_o	Temperatura mínima, máxima e ótima para o funcionamento dos estômatos.
Z_0	Comprimento de rugosidade aerodinâmico
d	Deslocamento do plano zero
θ_c	Porosidade do solo
ψ_s	Potencial de umidade no solo à saturação
B	Parâmetro que relaciona a umidade volumétrica do solo e o potencial de umidade no solo
C_d	Parâmetro para a resistência aerodinâmica entre o ar abaixo do dossel e a superfície (r_d)
C_b	Parâmetro para a resistência da camada limite (r_b)
K_s	Condutividade hidráulica à saturação

A estrutura do modelo SSiB é composta por 3 camadas de solo e uma camada de vegetação com treze tipos de cobertura de superfície, Figura 4.1. Também é exposto, Figura 4.2, o mapa da fração de vegetação, o qual está relacionado aos treze tipos de cobertura de vegetação (Figura 4.1).

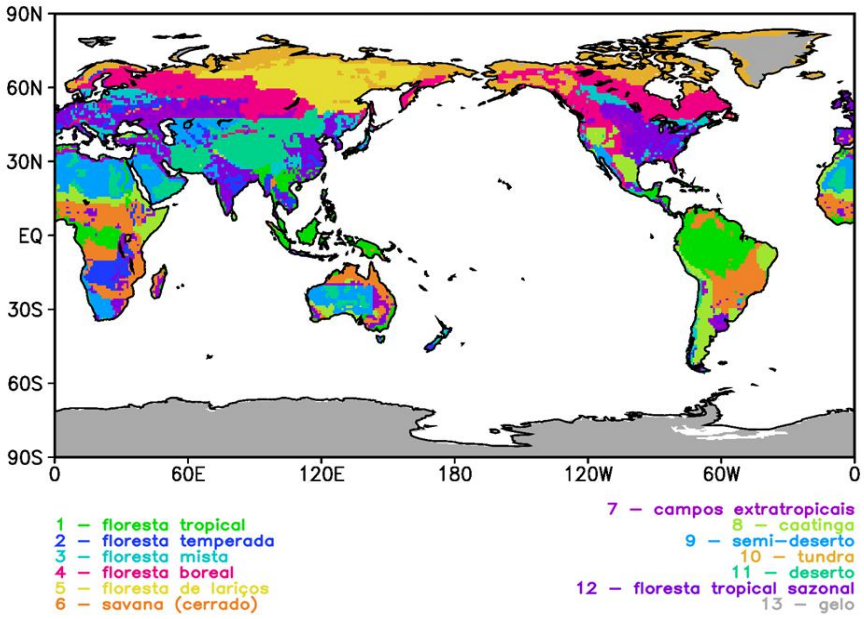

Figura 4.1 - Mapa de vegetação utilizado pelo modelo SSiB.

Fonte: Penna (2014)

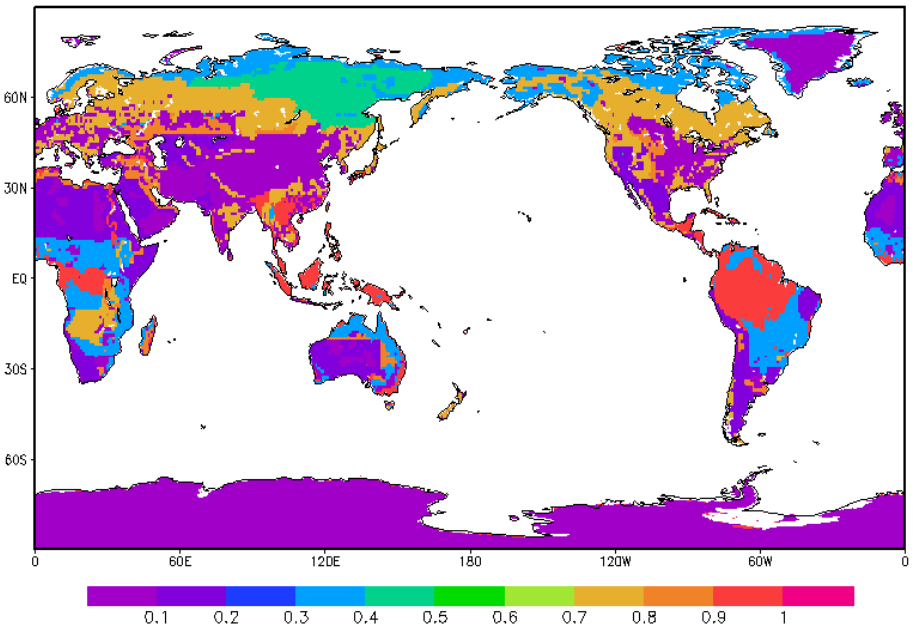

Figura 4.2 - Mapa da fração de vegetação do modelo SSiB.

No modelo SSiB a CS é descrita de acordo com o diagrama ilustrado na Figura 4.3. As resistências são equivalentes as integrais do inverso da condutância ao longo de um comprimento específico e separado em dois grupos, as resistências aerodinâmicas ("r_a" é a resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do dossel e altura de referência; "$\mathrm{r_b}$" é a resistência da camada limite e "$\mathrm{r_d}$" é a resistência entre o espaço aéreo do dossel e o solo) e as resistências de superfície ("$\mathrm{r_{surf}}$" é a resistência da superfície do solo nu; "$\mathrm{r_c}$" é a resistência estomática da vegetação de porte alto e "$\mathrm{r_g}$" é a resistência estomática da vegetação rasteira).

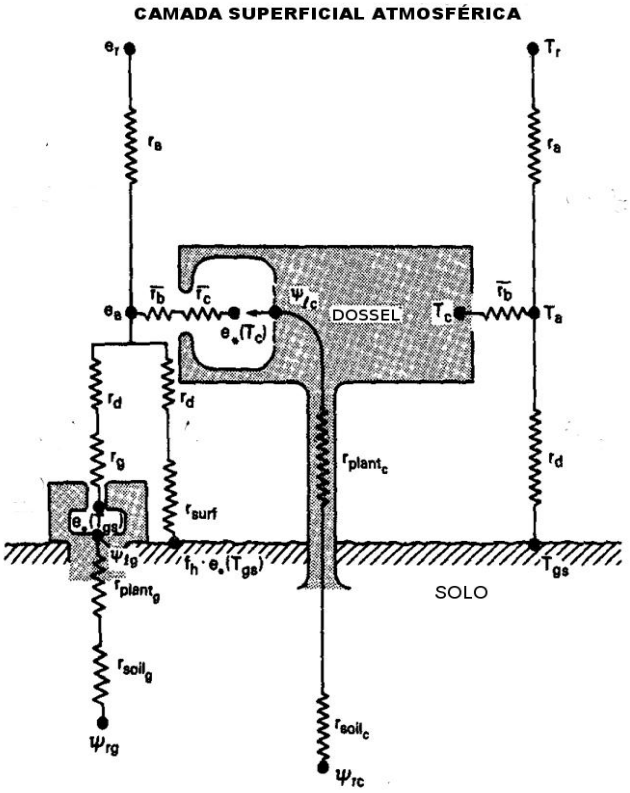

Figura 4.3 - Diagrama do modelo SSiB. T_r é a temperatura na altura de referência, T_c é a temperatura do dossel, T_a é a temperatura do ar dentro do espaço aéreo do dossel, T_g é a temperatura do solo, resistência aerodinâmicas ($r_a, r_b\ e\ r_d$) e resistência de superfície ($r_{surf}, r_c\ e\ r_g$)

Fonte: Adaptado de Sellers et al. (1986).

Para as resistências de superfície a condutância corresponde à resistência adicional imposta na transferência de vapor d'água e para a resistência aerodinâmicas correspondem aos coeficientes de transferência de calor e vapor d'água. As resistências aerodinâmicas são derivadas de cálculos envolvendo a morfologia da vegetação e da superfície do solo, a velocidade do vento no nível de referência da camada limite atmosférica e as diferenças das temperaturas.

O ponto central desta pesquisa são as modificações das resistências aerodinâmicas, "ra" e "rd" que estão parametrizadas no SSiB por:

$$r_a = (C_{TN}^{-1} + C_{TT}^{-1})/U_*, \tag{4.2}$$

onde, C_{TN}^{-1} é o coeficiente de transferência de calor para o estado neutro da atmosfera e C_{TT}^{-1} é o coeficiente de transferência de calor para o estado não neutro da atmosfera.

$$r_d = C_d/u\psi_H, \tag{4.3}$$

onde, C_2 coeficiente da superfície do solo para a altura do dossel, u é a velocidade do vento no topo da vegetação e $\psi_H$fator de correção. Estes e outros detalhes podem ser conferidos em Sellers et al., (1986) e Xue et al., (1991).

É interessante ressaltar que o modelo SSiB expressa o z_{0m} como um parâmetro geométrico dependente do tipo de vegetação, e não se distingue um z_{0h} no cálculo do coeficiente de transferência de calor tanto na parte neutral quanto na parte não neutra.

O tratamento explícito na grade do modelo para os diferentes tipos de cobertura de superfície, ou seja, a fração de área vegetada e não vegetada quando interagem com a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre produz dois termos para caracterizar a TST: a temperatura do dossel e a temperatura do solo. No modelo SSiB utiliza-se a forma derivada de Jin et al. (1997), em que é

definida por:

$$TST^4 = \sigma_f T_c^4 + \left(1 + \sigma_f\right) T_g^4, \tag{4.4}$$

onde, σ_f representa fração de cobertura de vegetação, T_c a temperatura do dossel e T_g temperatura do solo.

4.1.3 GSI

Atualmente o sistema de assimilação de dados que vem sendo utilizado no CPTEC/INPE é o GSI (*Gridpoint Statistical Interpolation*). Sua implementação é devida à necessidade de conseguir um esquema de análise mais sofisticado, unificado, robusto e eficiente. Possui a capacidade de ser implementado na forma variacional em três ou quatro dimensões. No CPTEC/INPE o método está disponível na versão variacional tridimensional (3DVar), devido ao custo computacional ser bem menor quando comparado com o variacional de quatro dimensões e além de outras limitações, por exemplo; a inexistência do modelo adjunto do MCGA. Em conjunto com o MCGA-CPTEC/INPE, o GSI fica denominado como G3DVar pelo CPTEC.

De forma simplificada a assimilação de dados é um método que combina as previsões de curto prazo de um modelo atmosférico (*background*) com observações referentes ao horário da previsão (horário de análise), juntamente com os erros associados a ambas. O intuito é gerar uma análise para ser utilizada como condição inicial do modelo atmosférico. Contudo, para uma maior contribuição na geração de uma nova análise, se faz necessário utilizar um maior número de observações possíveis, próximas ao horário de análise. Assim sendo, no sistema G3DVar, o horário de análise é centralizado e usam-se observações de até três horas antes e três horas depois deste horário, o que, desta maneira, configura uma janela de assimilação de seis horas.

As observações que estão nesta janela de assimilação serão selecionadas por meio de um controle de qualidade. Na fase seguinte se faz a geração da condição inicial que será fornecida ao MCGA/CPTEC/INPE, para que seja possível a elaboração das previsões. Assim, as primeiras horas de previsão (*background)* serão utilizadas para reiniciar o ciclo de assimilação.

4.2 - EXPERIMENTOS

Nesta seção serão apresentados os cinco experimentos realizados nesta pesquisa para averiguar quatro tipos de formulações do comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}), as quais foram incorporados no modelo de superfície SSiB.

Primeiramente, as simulações para todos os experimentos utilizaram o sistema G3DVar para as datas de 01 de Janeiro de 2015 as 06Z a 10 de Janeiro de 2015 as 00Z com realização de 24 horas de previsão para cada análise. As análises progrediram no ciclo de assimilação, o qual é executado a cada seis horas nos horários sinóticos (00Z, 06Z, 12Z, 18Z), ou seja, foram criadas quatro análises diárias. Anteriormente as simulações no sistema G3DVar, foram utilizadas como estimativa inicial a análise do NCEP das 00Z do dia 1 de Janeiro de 2015.

O primeiro experimento, denominado como “CRTL”, é considerado como rodada controle, isto é, a versão que o sistema G3DVar utiliza o modelo SSiB sem que ocorra nenhuma modificação nele. No segundo experimento, denominado “Z95”, o modelo SSiB usa a formulação para o z_{0h} descrita por Zilitinkevich, 1995. Para o terceiro experimento, denominado “CZ09”, é implementada a formulação desenvolvida por Chen, F. e Zhang, 2009. No quarto experimento, chamado “Z12”, a formulação elaborada por Zheng, W. et al. (2012) é então utilizada no SSiB. O último experimento, “Y08”, é realizado utilizando a formulação de Yang et al., 2008. Todas as formulações reunidas aqui são descritas como maiores detalhes na seção 2.2 e apresentadas sucintamente na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 - Formulações de z_{0h} implementadas no modelo SSiB.

Formulação	Equação	Referência
$z_{0h} = exp\left(-0{,}1\kappa\sqrt{u_* \, z_{0m}/v}\right)$	2.28	Z95
$z_{0h} = z_{0m} exp\left(-10^{-0{,}4 z_{0m}/0{,}07\kappa}\sqrt{u_* \, z_{0m}/v}\right)$	2.34	CZ09
$z_{0h} = z'_{0m} exp\left[-0{,}8(1-GVF)^2\kappa\sqrt{u_* \, z_{0g}/v}\right]$	2.36	Z12
$z_{0h} = (70v/u_*)\exp\ (-7{,}2\, u_*^{0,5}\lvert\theta_*\rvert^{0,25})$	2.33	Y08

Como descrito na seção anterior, o modelo SSiB utiliza três resistências aerodinâmicas para representar os coeficientes de transporte turbulento do calor e do vapor d'agua. Assim foi empregado as formulações selecionadas na Tabela 4.2 para caracterizar uma nova resistência aerodinâmica, designado no SSiB com "ra" e "rd", para os cálculos dos fluxos de calor sensível e latente e temperatura no nível de referência do SSiB. Compreende-se então que não existia nenhum cálculo específico para o comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}).

Como visto na seção 2.3 o experimento Z12 altera o comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_{0m}) no cálculo de um comprimento de rugosidade aerodinâmico efetivo (z'_{0m}), o qual considera a convergência da vegetação densa para o solo nu na grade do modelo. Assim para Z12 houve a necessidade de implementar a equação 2.35.

Para o cálculo da temperatura do ar a dois metros substituiu na equação 4.1, da seção 4.1, o comprimento de rugosidade do momentum pelo comprimento de rugosidade térmico, formando a equação abaixo:

$$T_{2m} = T_s + \frac{T_*}{\kappa}\left[ln\frac{z}{z_{0h}} - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right)\right] \quad (4.5)$$

Onde, T_s temperatura extrapolada da superfície, T_* temperatura de fricção ou escala de temperatura, κ constante de von Kármán, z altura de referência, z_{0h} comprimento de rugosidade térmico e $\psi_h$função da similaridade relacionado com ϕ_h (visto na seção 2).

4.3 - AVALIAÇÕES

Com o propósito de avaliar as implementações expostas na seção 4.2, esta pesquisa investigou as variáveis de fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, temperatura da superfície terrestre e temperatura do ar a 2 metros nos âmbitos do campo espacial e pontual. Para atingir este objetivo, serão realizadas três análises como descritas a seguir:

- Erro Sistemático da Temperatura de Superfície Terrestre
- Avaliação Espacial
- Avaliação Pontual

Os dados utilizados nestas avaliações, isto é, dados do ERA-interim e GLST, estão descritos em detalhes na seção 3. As avaliações foram realizadas utilizando as previsões de 24 horas. Estas previsões foram inicializadas com as análises geradas no período de 01 de Janeiro de 2015 as 06Z a 10 de Janeiro de 2015 as 00Z.

4.3.1 Erro Sistemático da TST

Primeiramente será apresentada uma identificação dos erros sistemáticos da temperatura de superfície terrestre simulada pelo MCGA-CPTEC/INPE para as quatro formulações do z_{0h} e para o experimento controle (CRTL). Para isto, foi

calculada a diferença entre a média da TST (proveniente dos dados do GLST) para cada horário sinótico e a média das previsões de 24 horas inicializadas a partir de cada horário de análise, por exemplo, a diferença entre a média dos dados de GLST no horário das 00Z e a média das previsões de 24 horas utilizando a análise das 00Z. Esta diferença foi realizada em todos os experimentos feitos nesta pesquisa, ou seja, em CTRL, Z95, CZ09, Z12 e Y08 (ver Tabela 4.2). Com esta avaliação será possível reconhecer o comportamento do ciclo diurno da temperatura de superfície terrestre nos experimentos realizados.

4.3.2 Avaliação Espacial

Nesta segunda parte, todos os experimentos foram intercomparados contra os dados de reanálise do ERA-Interim. As variáveis supracitadas, no início desta seção, foram avaliadas através da diferença entre a média da variável da reanálise do ERA-Interim para os horários sinóticos (um campo médio para cada horário) e a média das previsões de 24 horas nos mesmos horários da reanálise, e, essa diferença foi realizada no domínio global. Também foram utilizadas métricas estatísticas como viés Equação 4.6, Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM), Equação 4.7, para fins de expressar a qualidade das implementações

$$Viés = \sum_{i=1}^{N} \frac{(X_{observada} - X_{simulada})}{N} \tag{4.6}$$

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{1}^{N}(X_{observada} - X_{simulada})^2} \tag{4.7}$$

Os resultados do Erro Médio (viés) e da Raiz do Erro Quadrático Médio são apresentados para todas as previsões de 24 horas de cada análise (a) 00Z, (b) 06Z, (c) 12Z e (d) 18Z para o fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, temperatura da superfície terrestre e temperatura do ar a 2 metros. O que vai representar a observação (referência) no cálculo do Viés e do REQM são os

campos da reanálise do ERA-Interim das variáveis acima citadas.

4.3.3 Avaliações Pontuais

Para finalizar as avaliações desta pesquisa também se explora os efeitos das parametrizações do comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}) em diferentes tipos de cobertura do solo. Para isto, foram selecionados quatro pontos sobre o território brasileiro com a mesma natureza de vegetação, ou seja, tanto o tipo de vegetação utilizado pelo MCGA-CPTEC/INPE quanto o utilizado pela reanálise do ERA-Interim devem equiparar-se.

A relação entre os tipos de vegetação foram verificados por meio da fração de vegetação existente nos modelos, e os quais são mostrados na Tabela 4.3. Os pontos verificados correspondem ao ponto Norte (PN - 3.15ºS; 60ºW) caracterizando a região de floresta tropical, ponto Nordeste (PNE - 6º S; 36º W) caracterizando a região semiárida, ponto Sudeste (PSE - 19º S; 50º W) e o ponto Sul (PS - 27º S; 52º W) caracterizando a região de cerrado e sua variação da fração de vegetação.

Tabela 4.3 - Relação da fração de cobertura de vegetação para o Era-Interim e modelo SSiB para os pontos definidos Norte (PN), Nordeste (PNE), Sudeste (PSE) e Sul (PS).

Pontos	Era-Interim	MCGA-CPTEC/INPE
Nordeste (PNE)	0,15	0,1
Norte (PN)	0,95	0,98
Sudeste (PSE)	0,26	0,3
Sul (PS)	0,76	0,75

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 – ERRO SISTEMÁTICO DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE

Primeiramente, foi explorado o erro sistemático da temperatura de superfície terrestre de todos os experimentos, isto é, a comparação de cada temperatura de superfície terrestre simulada pelo modelo de superfície SSiB e suas variações nas formulações do z_{0h} (descrito na seção 2.2.4) com os dados de satélite GLST. As Figuras 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4 representam a diferença das médias das previsões de 24 horas para os horários das 00Z, 06Z, 12Z e 18Z respectivamente. Valores negativos nestas figuras indicam que o modelo está superestimando a temperatura da superfície terrestre, ou seja, têm um viés quente, enquanto valores positivos estão associados à subestimativa desta TST, viés frio.

Podem-se observar na Figura 5.1 (horário das 00Z) semelhanças entre os campos de diferenças de temperatura de superfície terrestre simulados por todos os experimentos. Nota-se, também, uma subestimativa na ordem de 15K, na região da Bacia do Prata e ao Norte da Cordilheira dos Andes na América do Sul e na região leste da América do Norte. Ao Norte da América do Norte está situada a única grande área superestimada pelo modelo SSiB para este horário.

Para a Figura 5.2 (06Z) ocorre, novamente, uma grande semelhança na distribuição espacial das diferenças da TST nos campos apresentados. Contudo, as diferenças entre a observação e as formulações de z_{0h} no modelo de superfície SSiB não produzem grandes áreas significativas com valores de superestimativa ou de subestimativa da TST. As áreas que podem-se destacar são na costa leste do Canadá e Estados Unidos; e região Andina na América do Sul como áreas subestimadas. Já na Cordilheira dos Andes (30°S) observa-se uma área superestimada pelas formulações de z_{0h}. Em geral são notados valores na ordem $\pm$ 2.5 K preponderante na área.

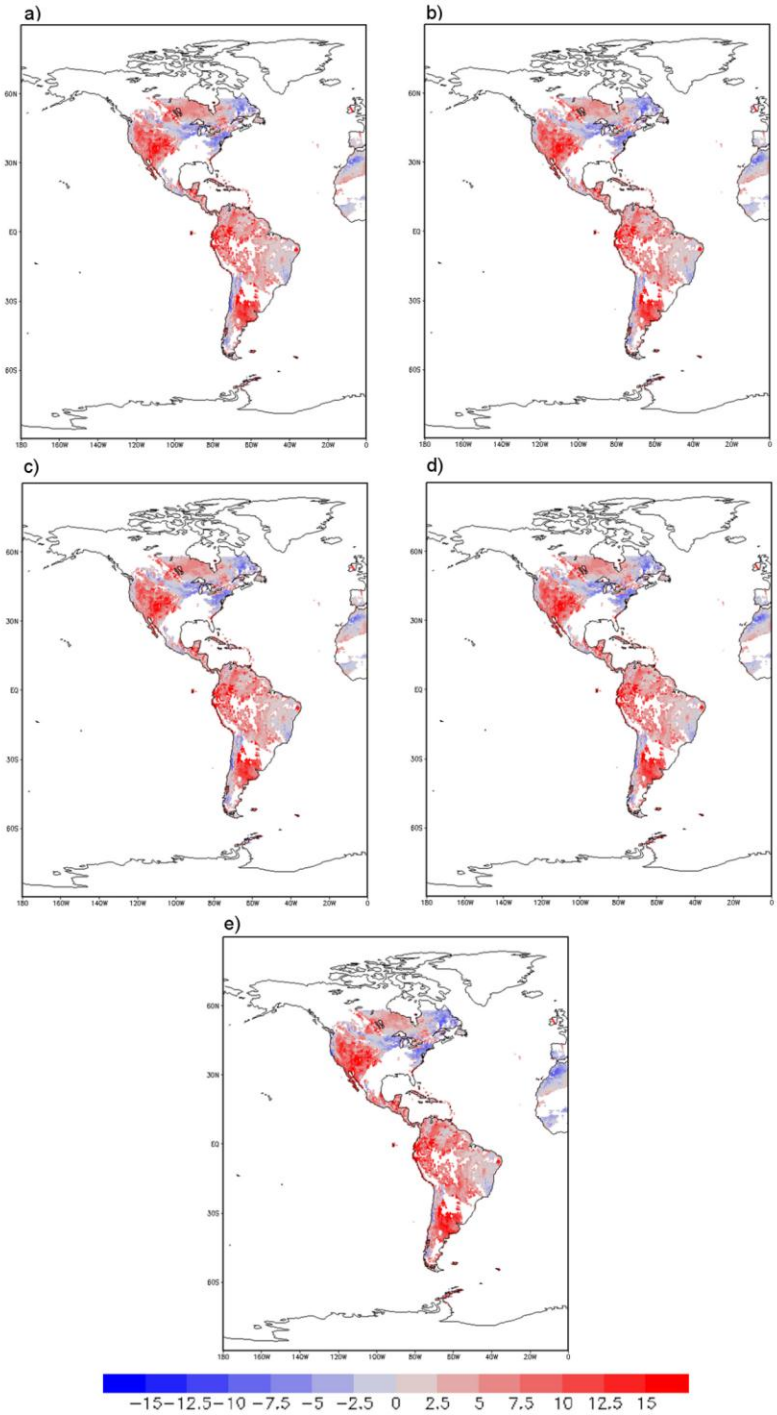

Figura 5.1 - Campo da diferença entre a média da TST (K) dos dados de satélite GLST e a média das previsões de 24 horas da TST para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08.

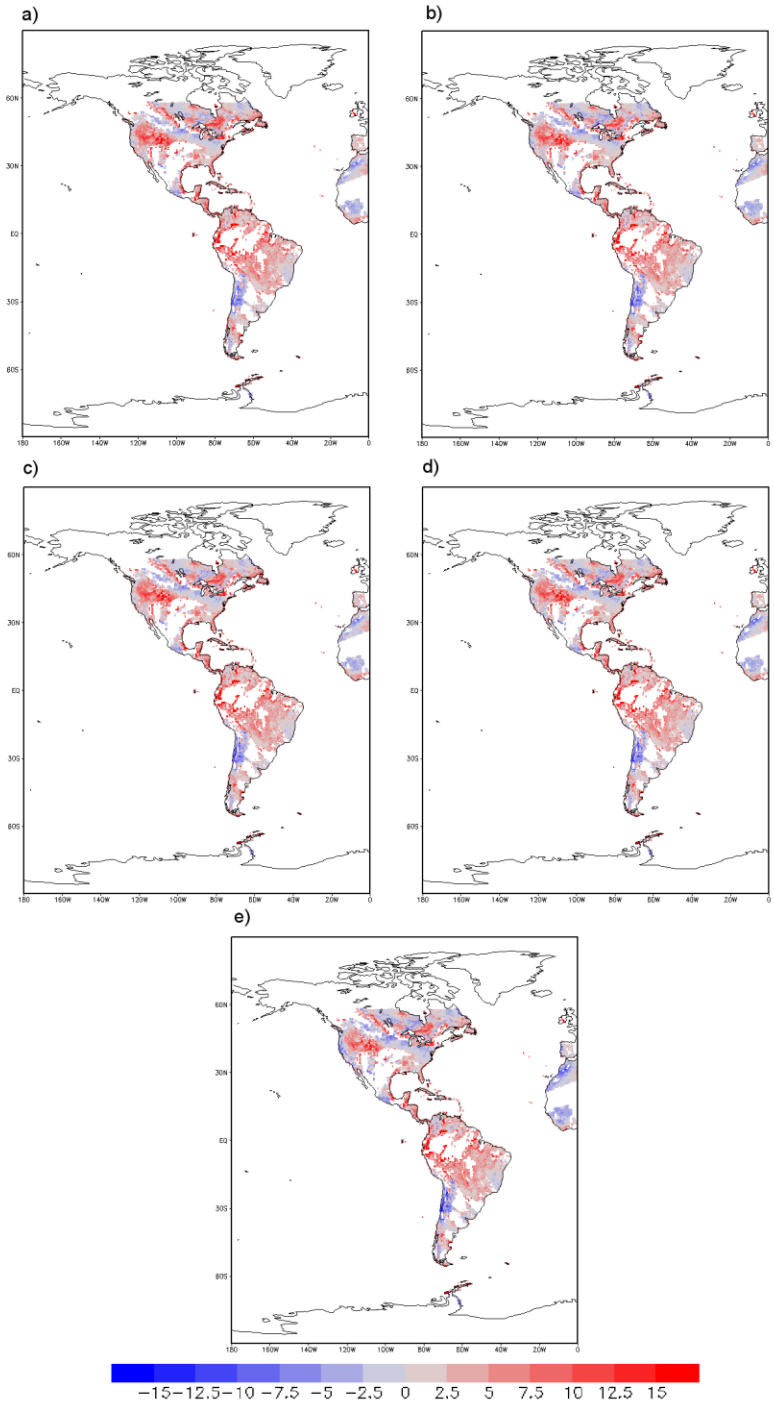

Figura 5.2 - Campo da diferença entre a média da TST (K) dos dados de satélite GLST e a média das previsões de 24 horas da TST para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08.

Já na Figura 5.3 (horário das 12Z) pode-se notar uma desigualdade entre os campos de diferença de TST pelos diversos z_{0h} implementados neste trabalho. Nota-se que na região das Cordilheiras dos Andes ocorre uma superestimativa de magnitude equivalente em todos os experimentos. Porém, somente, em Y08 (Figura 5.3e) sua área de abrangência é minimizada. Ainda no experimento Y08, nota-se também que sobre a região Andina, do Chaco e do Brasil há uma área subestimada mais evidente, maior e intensa do que as demais implementações. Entre os outros experimentos podem-se destacar as semelhanças entre duas duplas, as quais são formadas por CRTL (5.3a) com o CZ09 (5.3c) e Z95 (5.3b) com o Z12 (5.3d). Na segunda dupla observa-se na região nordeste do Brasil uma área subestimada com relação à primeira dupla.

No horário das 18Z, retratado na Figura 5.4, observa-se que as formulações de z_{0h} reproduziram campos de diferença da temperatura de superfície terrestre heterogêneos. São nos experimentos de Y08 (5.4e), Z12 (5.4d) e Z95 (5.4b) que ocorrem as diferenças significativas. Em Y08 há uma subestimativa intensa (ordem de 15K) distribuída por todo o continente Sul-americano. Destaque-se que Y08 foi o único experimento no qual não é verificado uma superestimativa na região da Cordilheira do Andes. Para os experimentos Z95 e Z12 há uma idêntica e considerável área subestimada na América do Sul, exceto na região Amazônica, onde o Z12 está de acordo com os dados GLST. Nos resultados apresentados pelos experimentos CRTL (5.4a) e CZ09 (5.4c) observa-se uma homogeneidade. A diferença entre estes dois experimentos não é expressiva, embora CZ09 tenha uma ligeira concordância com os dados GLST. Em outras regiões, América do Norte e Central, as simulações de todos os experimentos mostram uma tendência em superestimar estas áreas, com distinção de Y08, o qual expõe uma estimativa entre $\pm$ 2.5K, distribuída em uma área maior.

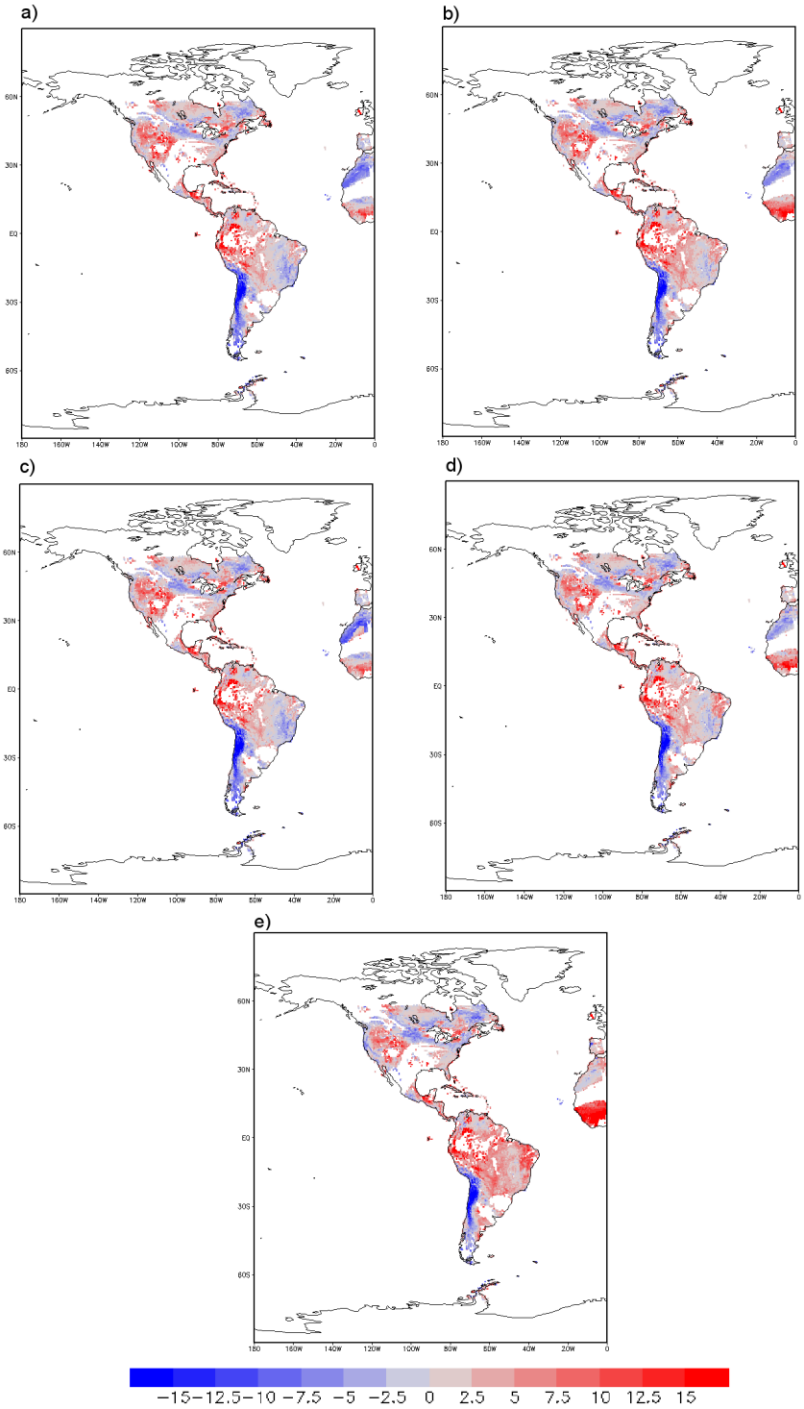

Figura 5.3 - Campo da diferença entre a média da TST (K) dos dados de satélite GLST e a média das previsões de 24 horas da TST para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08.

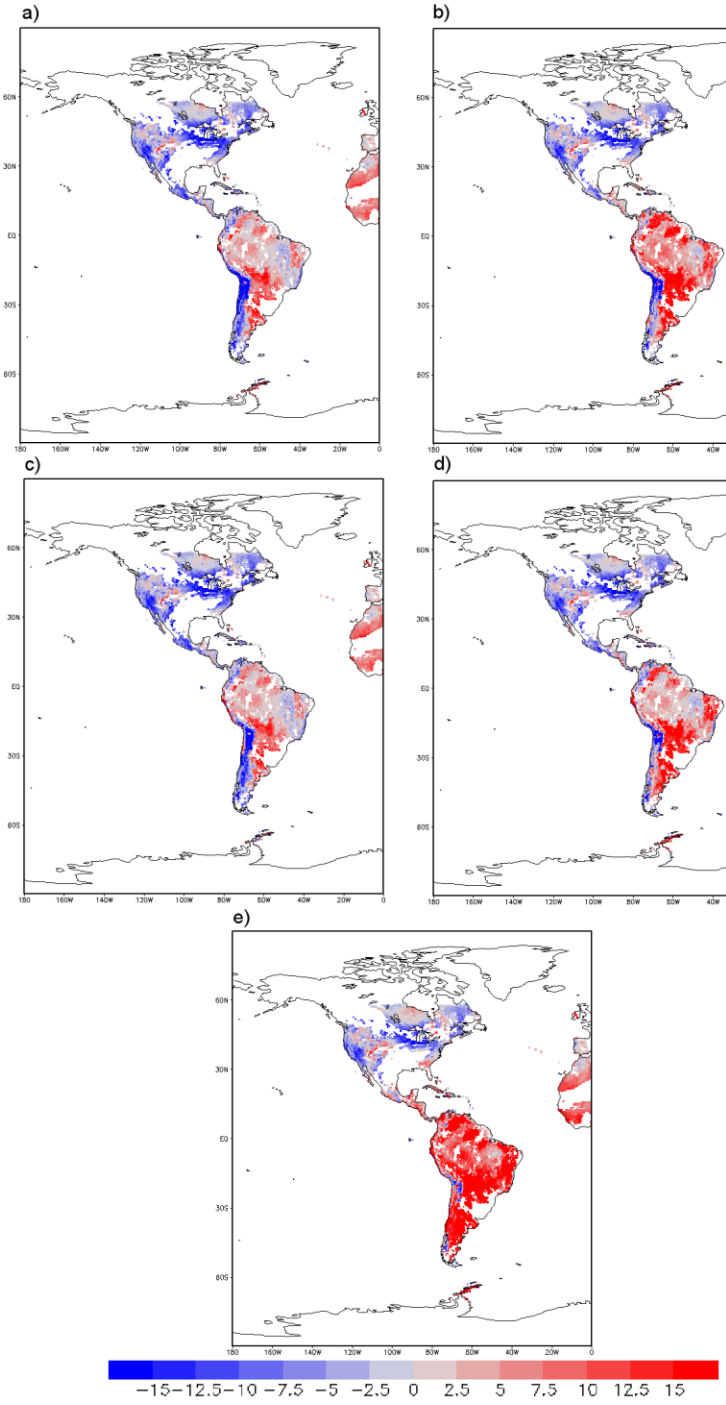

Figura 5.4 - Campo da diferença entre a média da TST (K) dos dados de satélite GLST e a média das previsões de 24 horas da TST para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08.

Mediante aos resultados expostos, pode-se concluir que para os horários noturnos (00Z, Figura 5.1, e 06Z, Figura 5.2) todos os experimentos que possuem o z_{0h} não mostram diferenças significativas do experimento CRTL. Estes horários exibem na região Amazônica e em grande parte do continente Sul-americano que estão compreendidos dentro da margem do erro da estimativa dos dados do GLST (2,5K). Nos horários diurnos (12Z, Figura 5.3, e 18Z, Figura 5.4) são notadas distinções entre os experimentos. Somente a região da Cordilheira dos Andes apresentou fora da margem do erro do GLST em ambos os horários e para todos os experimentos.

5.2 – AVALIAÇÃO ESPACIAL

Nesta etapa explora-se o desempenho das formulações do comprimento de rugosidade térmico nas estimativas de fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, temperatura de superfície terrestre (TST) e temperatura do ar a 2 metros, correspondendo às Figuras 5.5-5.8, 5.11-5.14, 5.17-5.20 e 5.23-5.26, respectivamente. Valores negativos nestas figuras indicam que o modelo está superestimando a variável ilustrada, enquanto valores positivos estão associados à subestimativa desta variável. Também está ilustrado em cada uma das figuras abaixo o período diurno e noturno, por meio da passagem do sol em cada região do globo e que está representado por uma linha preta. Assim abaixo a Figura “a“ representa o experimento CRTL, a “b” o experimento Z95, “c” é o CZ09, a “d” o experimento Z12 e a “e” representa o experimento Y08.

Será também avaliada a variação temporal do viés e da raiz do erro quadrático médio das previsões de 24 horas para os horários da 00Z, 06Z, 12Z e 18Z, as variáveis analisadas são as anteriormente citadas. Nas Figuras 5.9, 5.15, 5.21 e 5.27 é apresentado o viés, e nas Figuras 5.10, 5.16, 5.22 e 5.28, o REQM. Importante ressaltar que nestas figuras, a legenda com a abreviatura “Ori” representa o erro do experimento CRTL.

5.2.1 Fluxo de Calor Latente

Na Figura 5.5 é exibido o comportamento do fluxo de calor latente em forma de média das previsões de 24 horas inicializada com a análise da 00Z contra a média dos dados de reanálise dos mesmos horários. Identifica-se que nos dados de reanálise do ERA-Interim ocorre um erro sistemático no declínio do sol, no qual há uma superestimativa do fluxo de calor latente na ordem superior a 400 W/m² (máximo de 900 W/m²). Este fato é notado em todos os experimentos na região do continente sul-americano. Outro fato identificado é que, tanto para o ciclo diurno quanto para o ciclo noturno mostram similitude em todas as áreas do globo, e que para o ciclo diurno há uma tendência em superestimar e para o noturno de subestimar.

Para o horário das 06Z (Figura 5.6), visualmente, não é perceptível a dificuldade do modelo em simular o fluxo de calor latente em regiões de período diurno. Interessante notar que o erro sistemático desaparece no final do período diurno, pois está sobre a superfície oceânica e esta não é foco neste trabalho. Nos horários das 12Z e 18Z, Figuras 5.7 e 5.8, respectivamente, que se notam as maiores diferenças nas simulações diurnas e noturnas. Também reaparecem os sinais dos erros sistemáticos entre a Austrália e a península da Indochina, para o horário das 12Z, e no continente Africano para as 18Z. O padrão semelhante entre todos os experimentos para cada horário é o que se destacada nas simulações do fluxo de calor latente, onde há uma superestimativa em regiões de floresta tropical (África as 12Z e Amazônia 18Z).

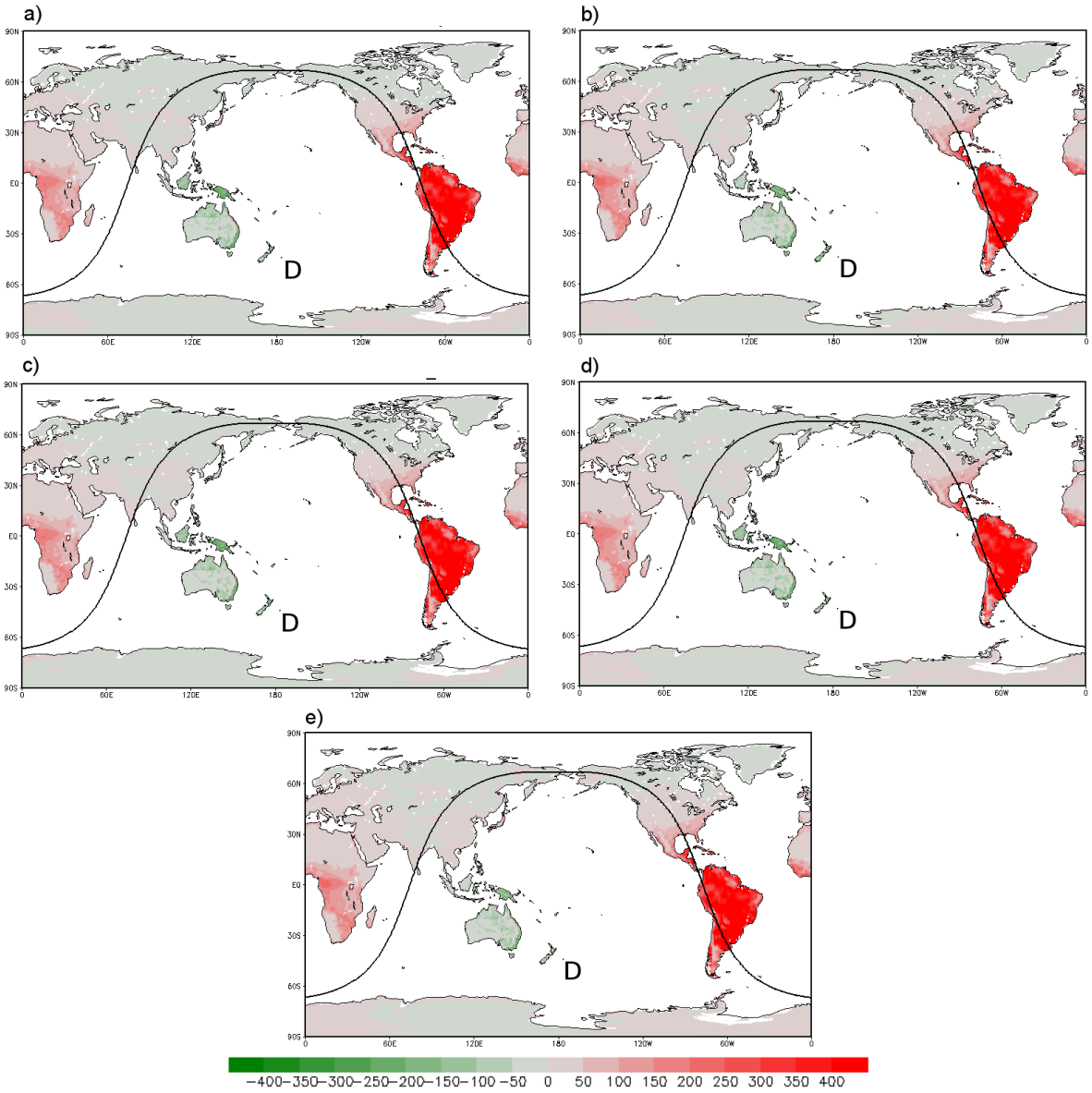

Figura 5.5 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor latente (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

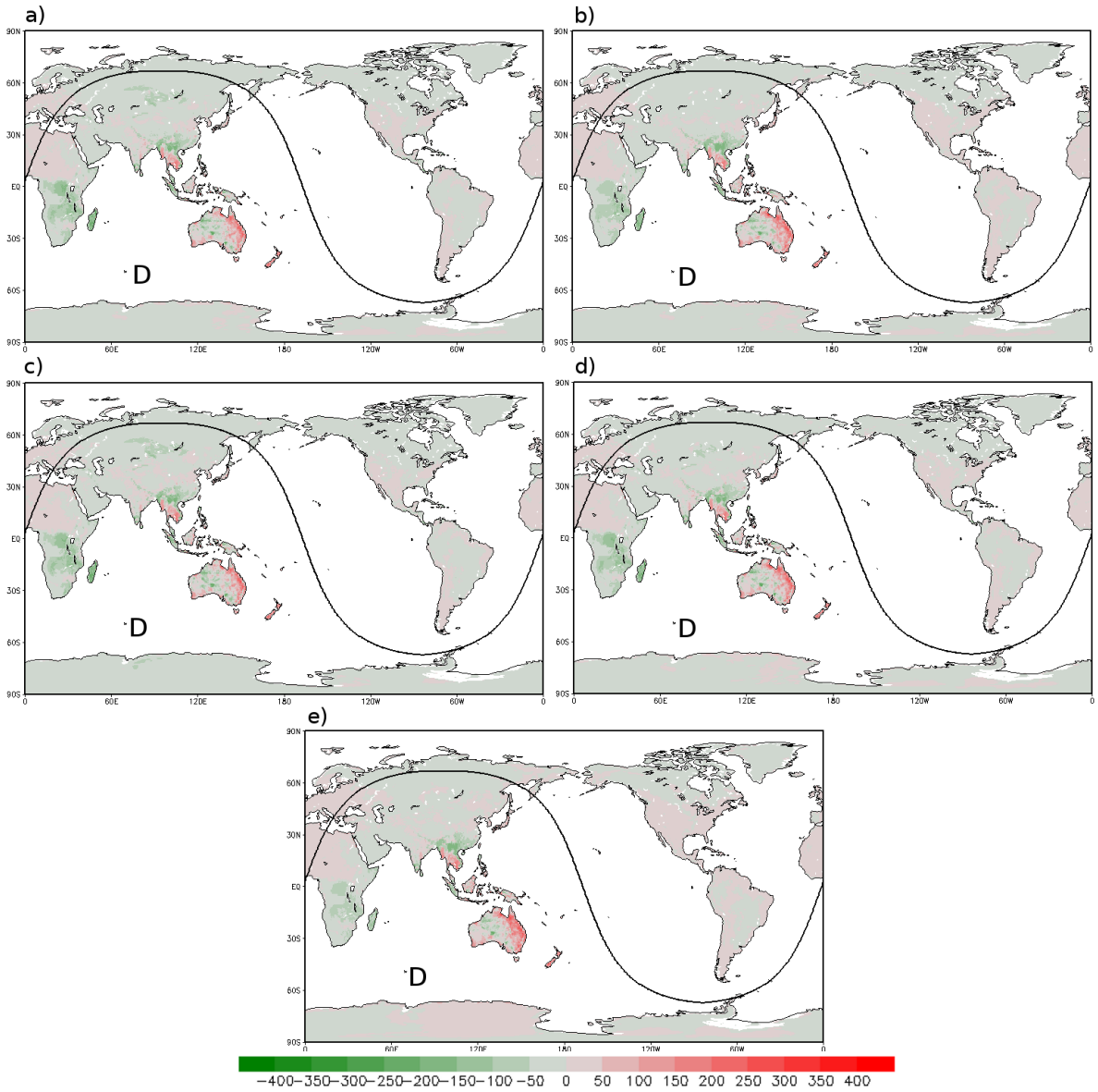

Figura 5.6 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor latente (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. . A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

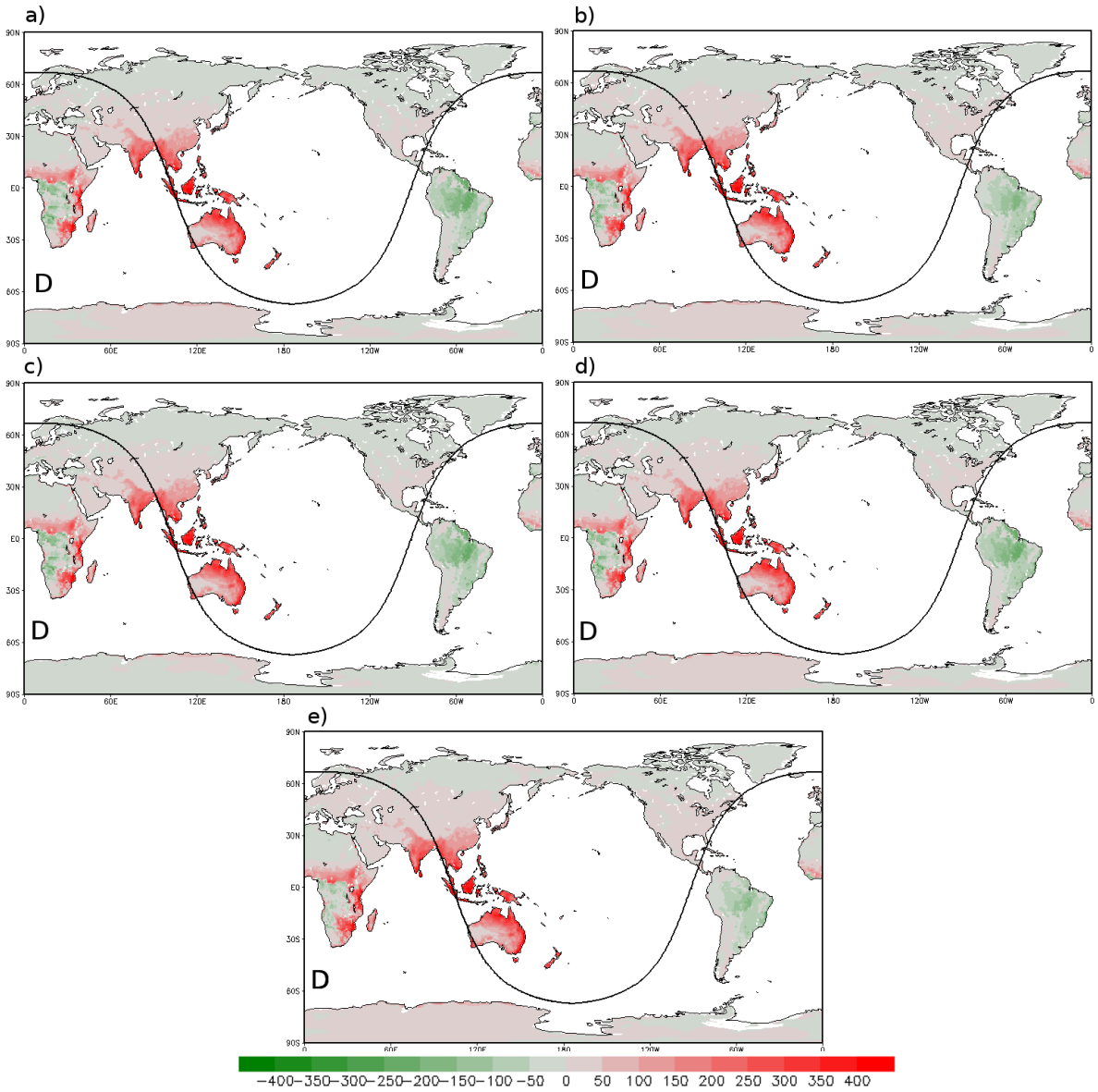

Figura 5.7 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor latente (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

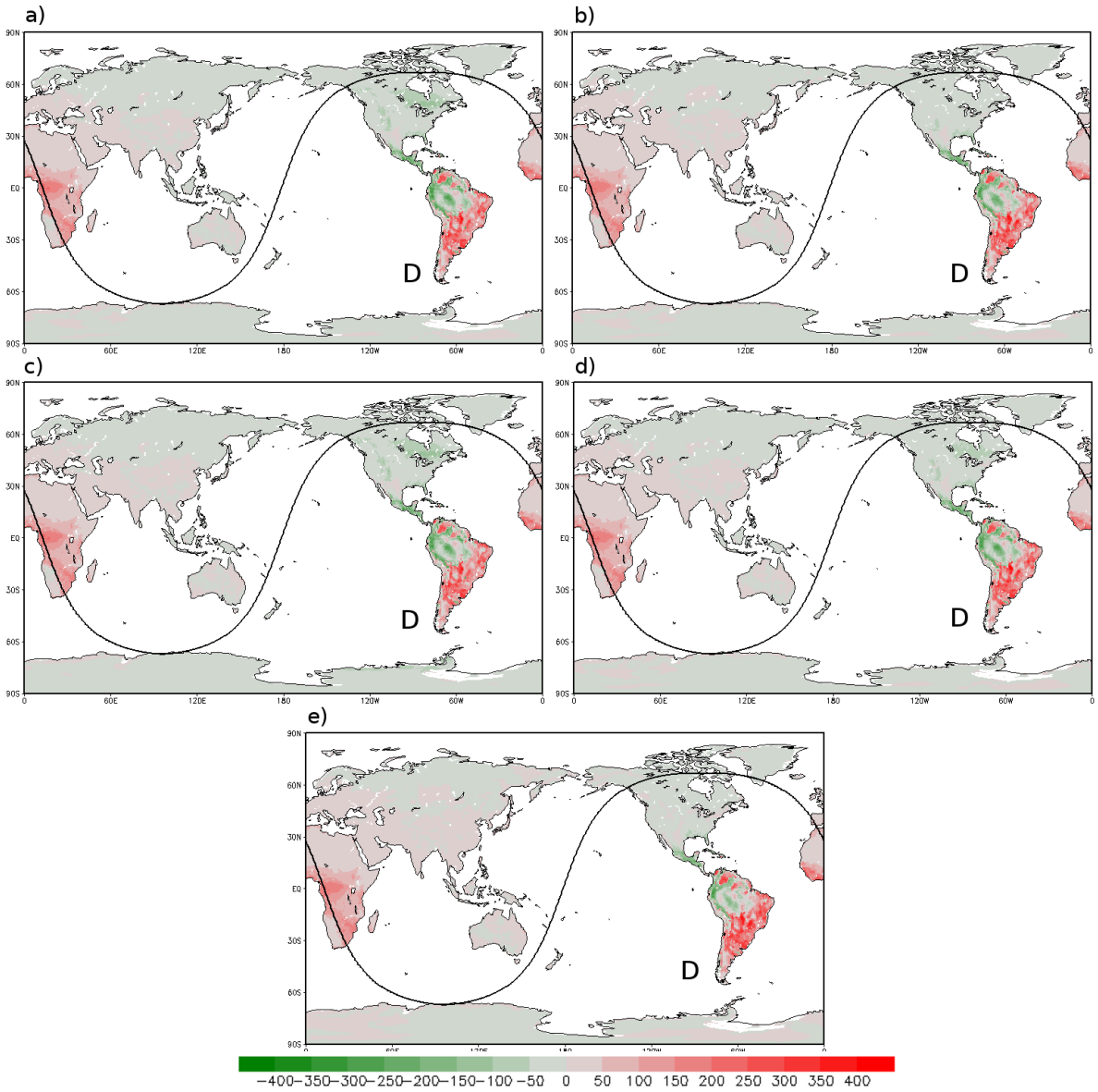

Figura 5.8 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor latente (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

Como ocorreu uma amplitude grande do viés e do REQM para o fluxo de calor latente, foi necessário dividir em duas escalas para poder analisar os resultados. Para a Figura 5.9 nota-se que todos os experimentos apresentam uma diminuição do viés nas previsões iniciais. O experimento CZ09 é o que se obtém o menor viés, aproximadamente 16 W/m² no horário da 06Z (5.9b), seguido em ordem crescente do viés o CRTL, Z12, Z95 e Y08. Em todos os horários analisados nota-se esta sequência. Já na Figura 5.10a todos os experimentos mostram proximidade no registro dos erros em cada previsão, isto é, não existem diferenças significativas. Isto, também pode ser observado em 5.10c e 5.10d, embora 5.10d há uma menor variabilidade dos erros no tempo. Para o 5.10b, o qual é observado o menor REQM entre todos os horários, destaca-se o experimento Y08 que registra o menor erro ao longo das previsões.

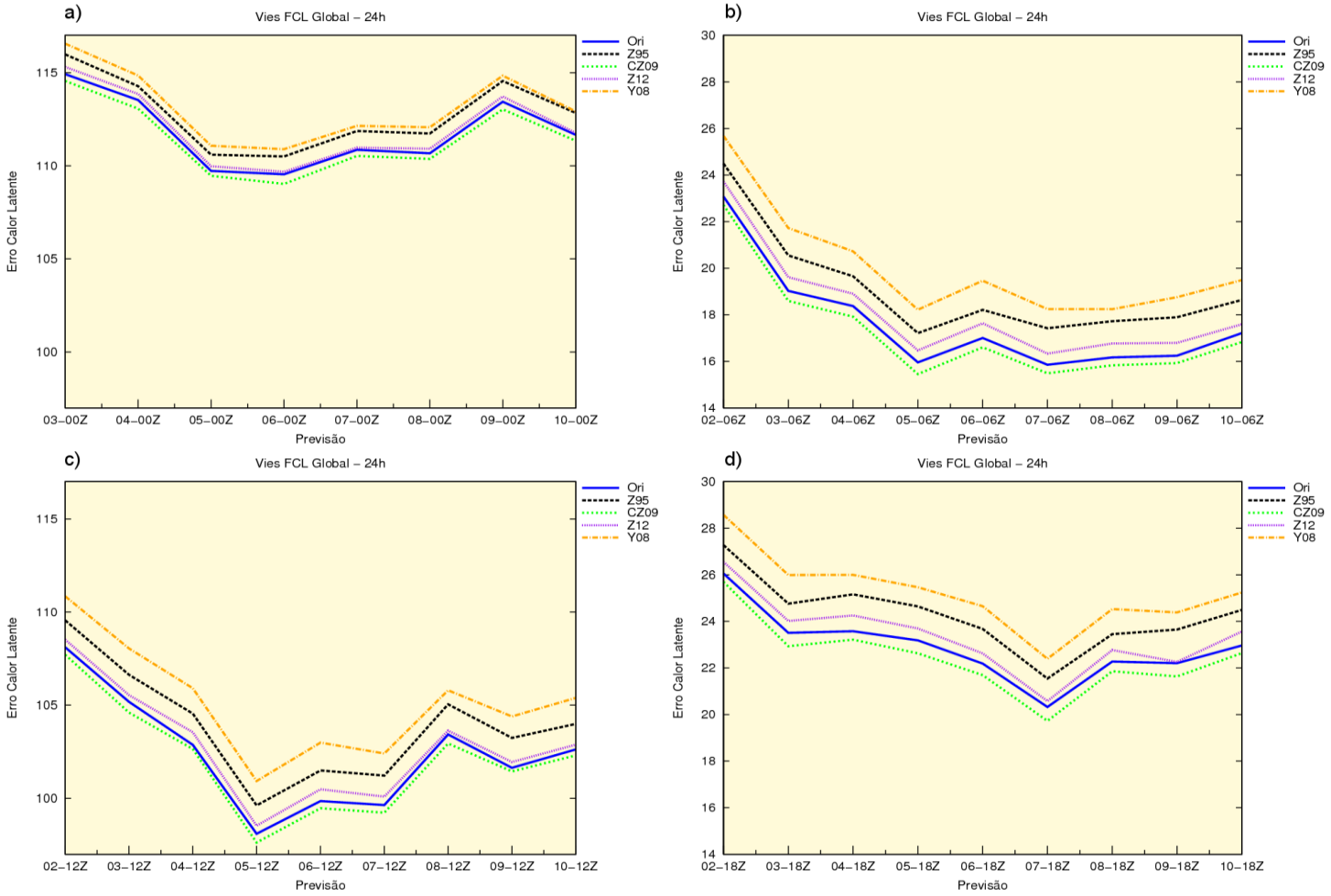

Figura 5.9 - Variação temporal do viés das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z.

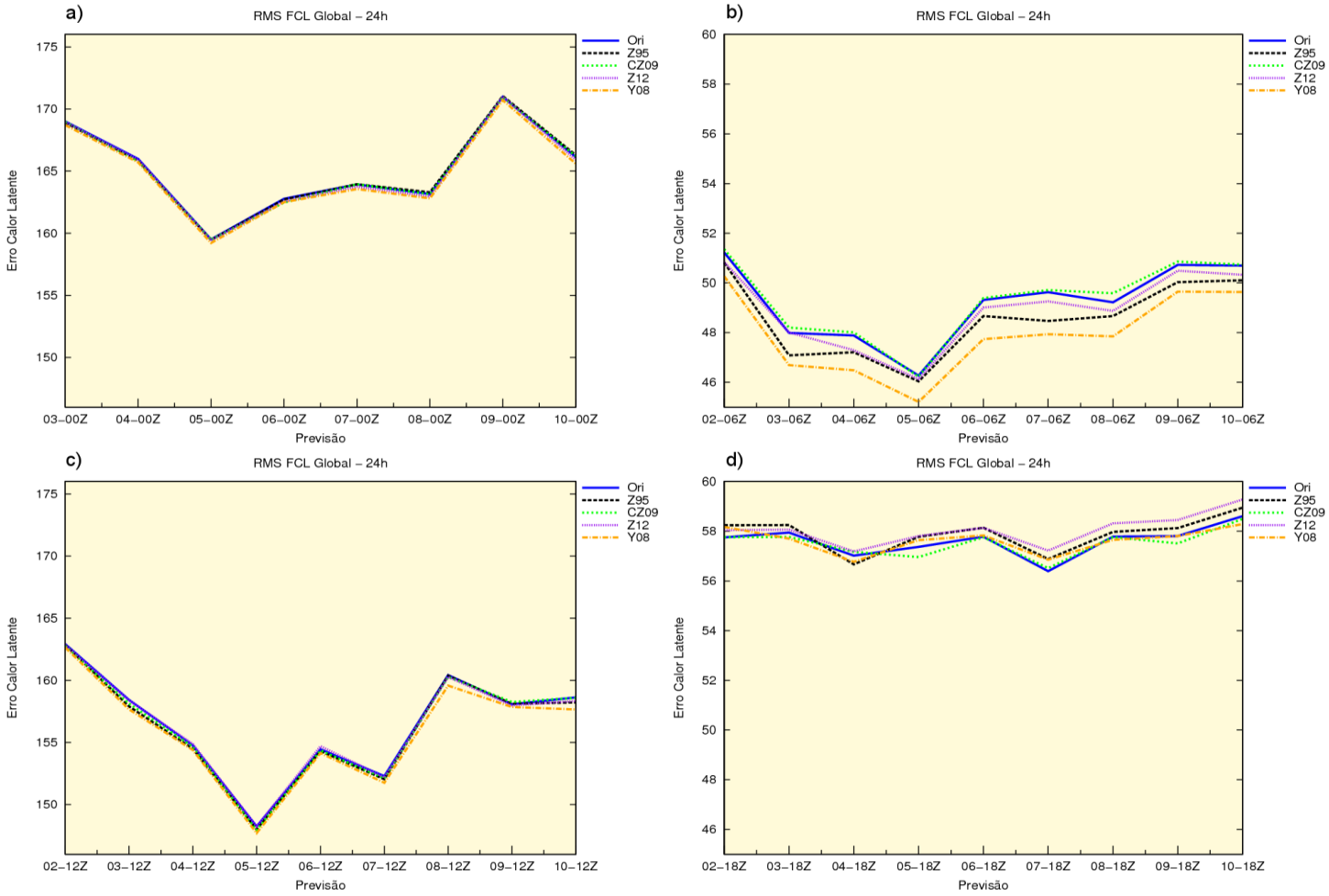

Figura 5.10 - Variação temporal do REQM das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z.

5.2.2 Fluxo de Calor Sensível

Da mesma forma uma avaliação é feita para o fluxo de calor sensível, representadas pelas Figuras 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14.

Para as previsões inicializadas com as análises das 00Z (5.11), observam-se valores superestimados durante o ciclo diurno e subestimados durante o ciclo noturno do globo, entretanto no experimento Y08 (5.11e) seu valor máximo é menor, na ordem de 150 W/m² para o período diurno. De modo geral, consegue-se notar em Y08 um desempenho mais adequado em relação aos dados do ERA-Interim, enquanto que os demais experimentos demonstram sempre uma tendência a superestimar exageradamente o fluxo de calor sensível no período diurno e a subestimar no período noturno. Estas características se tornam padrão e são observadas em todos os horários, isto é, 12Z e 18Z (5.13 e 5.14, respectivamente), sendo que 06Z (5.12) nota-se uma maior conformidade com os dados de referência. Além disto, os maiores valores superestimados são encontrados na região árida da África (5.13c) e região das Cordilheiras do Andes (5.14d). A persistência do erro sistemático apresentado pelos dados do ERA-Interim são sempre observados no final do ciclo diurno.

Segundo Chen, Y; et al. (2010), para determinar fluxo de calor sensível o coeficiente de transferência (C_h) ou o excesso de resistência se torna um parâmetro crucial, e consequentemente a parametrização do comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}) se faz necessária para a simulação do fluxo de calor sensível. Assim, a formulação de Y08 é a que melhor corresponde aos dados do ERA-Interim, conforme os resultados desta pesquisa.

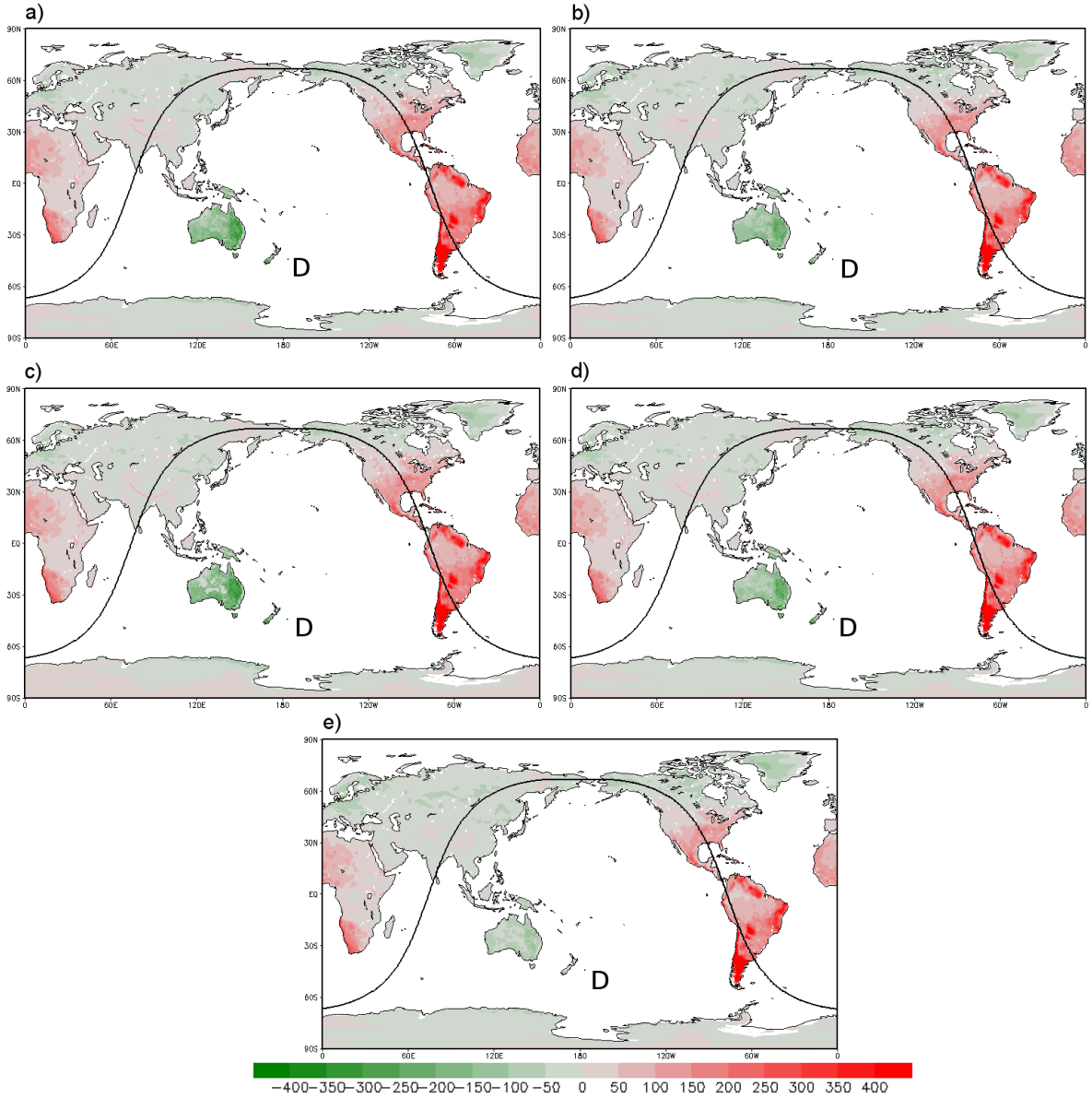

Figura 5.11 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor sensível (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

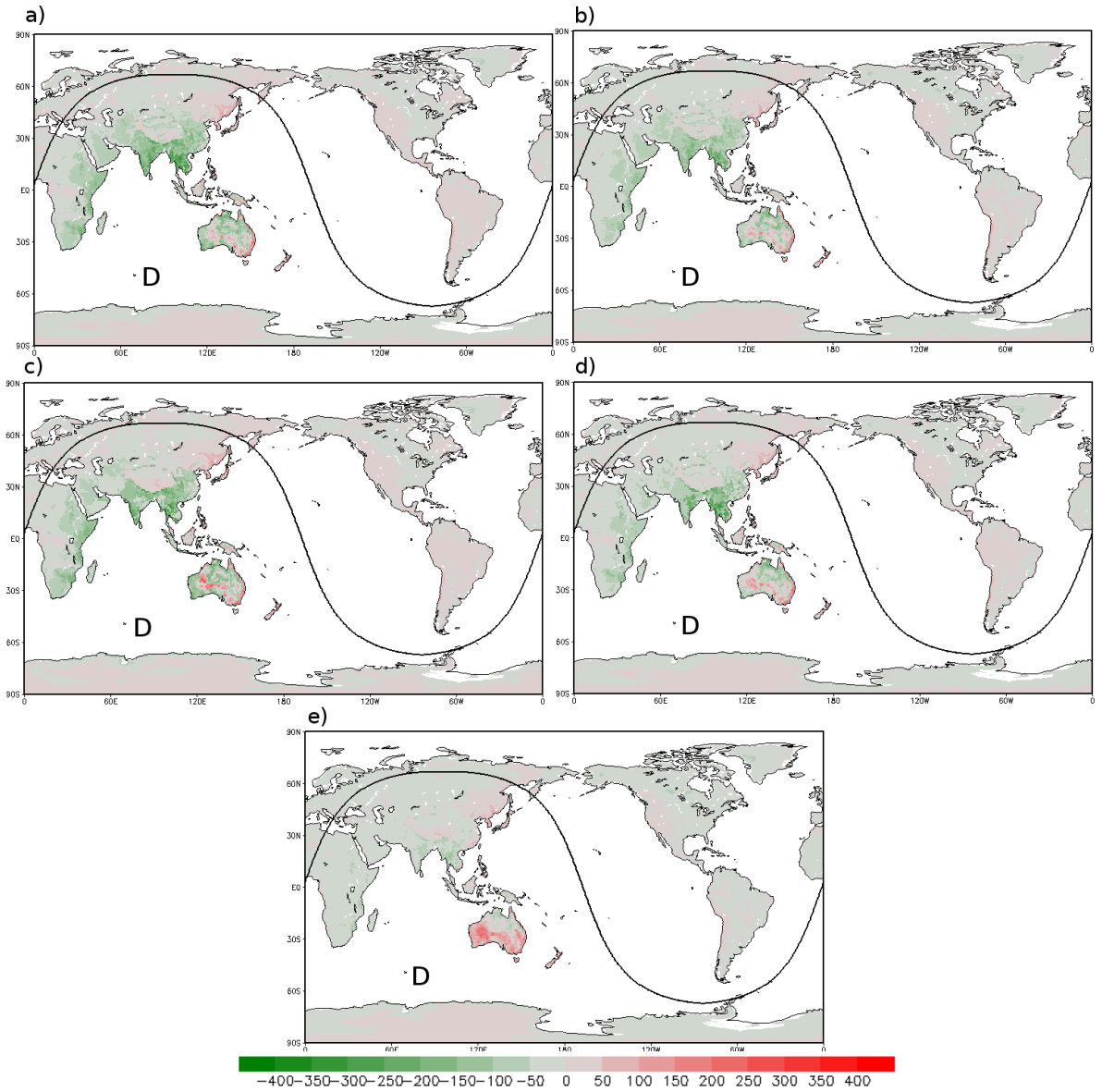

Figura 5.12 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor sensível (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

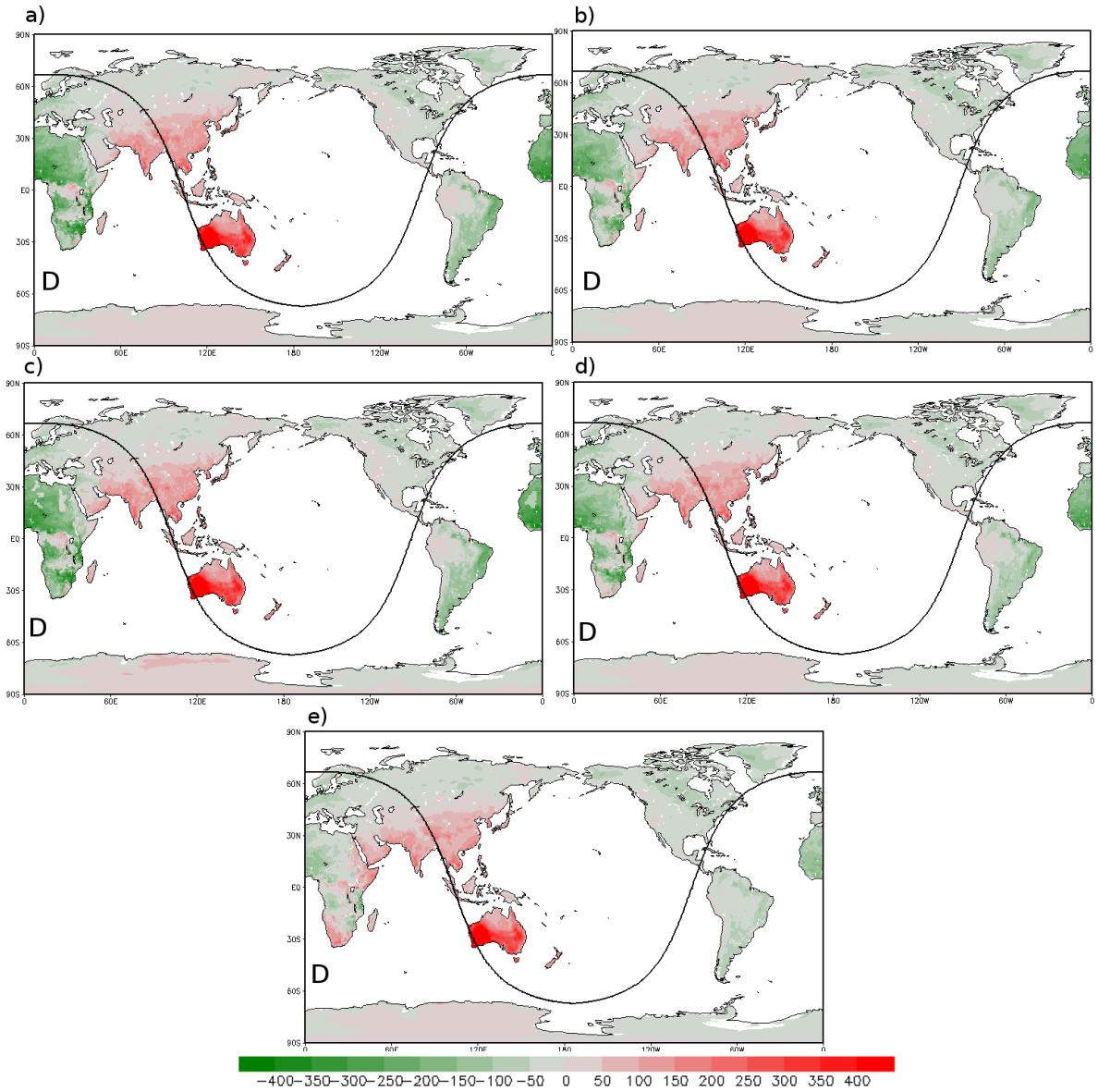

Figura 5.13 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor sensível (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

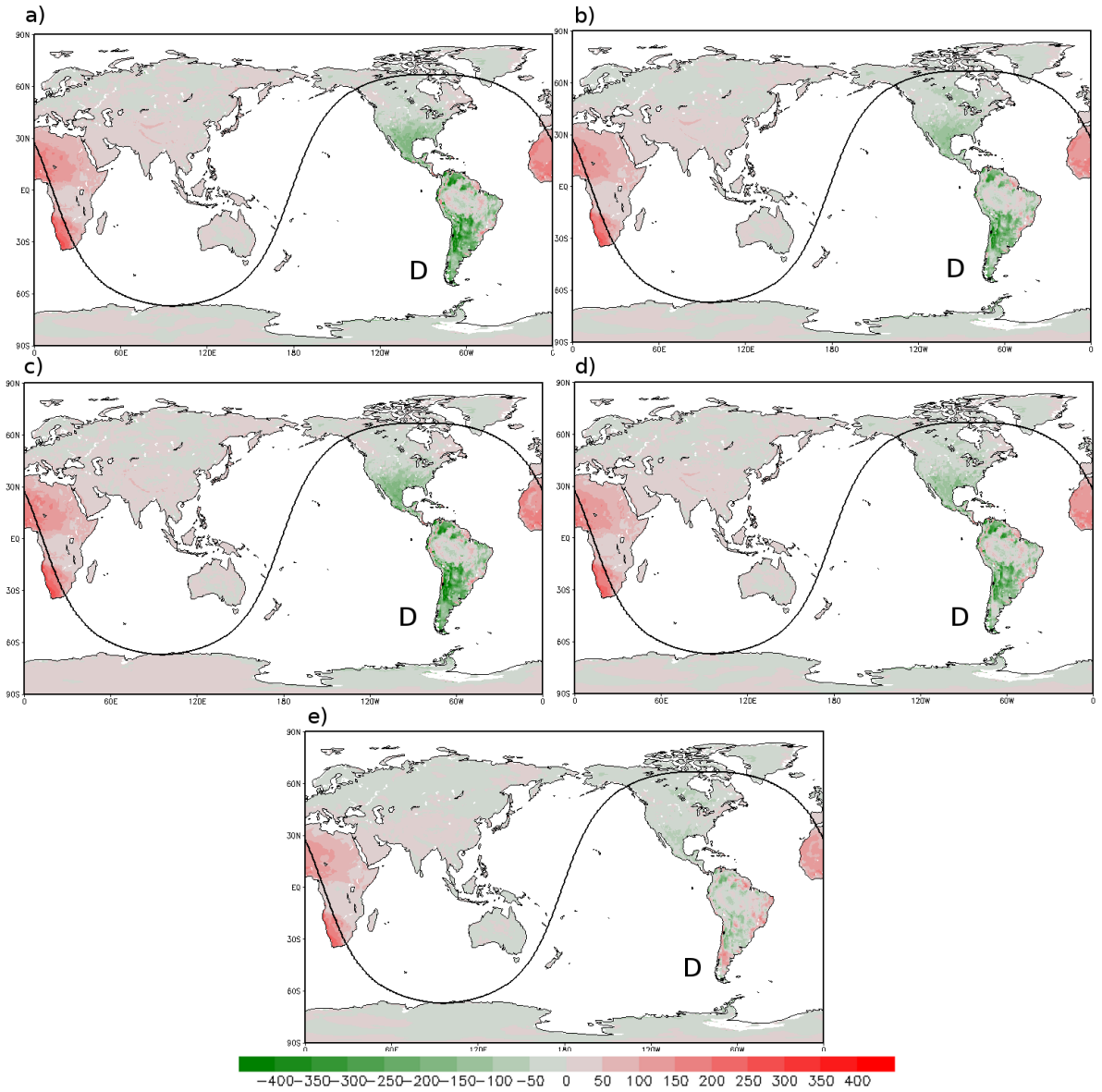

Figura 5.14 - Campo da diferença entre a média do fluxo de calor sensível (W/m²) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

Para o viés, Figura 5.15, nota-se nas previsões inicializadas com as análises das 00Z (5.15a) e 12Z (5.15c) um viés positivo enquanto que nos horários das 06Z (5.15b) e 18Z (5.15d) um viés negativo. O menor viés é identificado no horário das 18Z (5.15d) com valor aproximado de -1 W/m² para o experimento Y08. É este o experimento que se sobressai diante dos demais em todos os horários, com exceção das 12Z, onde o valor simulado por Y08 está próximo de 10 W/m². São os experimentos CRTL e CZ09 que apresentam o menor viés, no horário das 12Z, na qual o valor varia na magnitude de 0 a 5 W/m². Para o REQM, na Figura 5.16 são observados os menores erros no horário das 06Z (5.16b), na ordem de 25 a 45 W/m². Em todos os horários o experimento Y08 está associado ao menor erro. Os experimentos Z95 e Z12 também apresentam menores erros nas simulações quando comparados com CZ09 e CRTL, visto que ambos têm comportamentos semelhantes. Ainda observa-se que os erros não tendem a aumentar significativamente para os horários das 18Z (5.16d), nos demais há uma discreta oscilação.

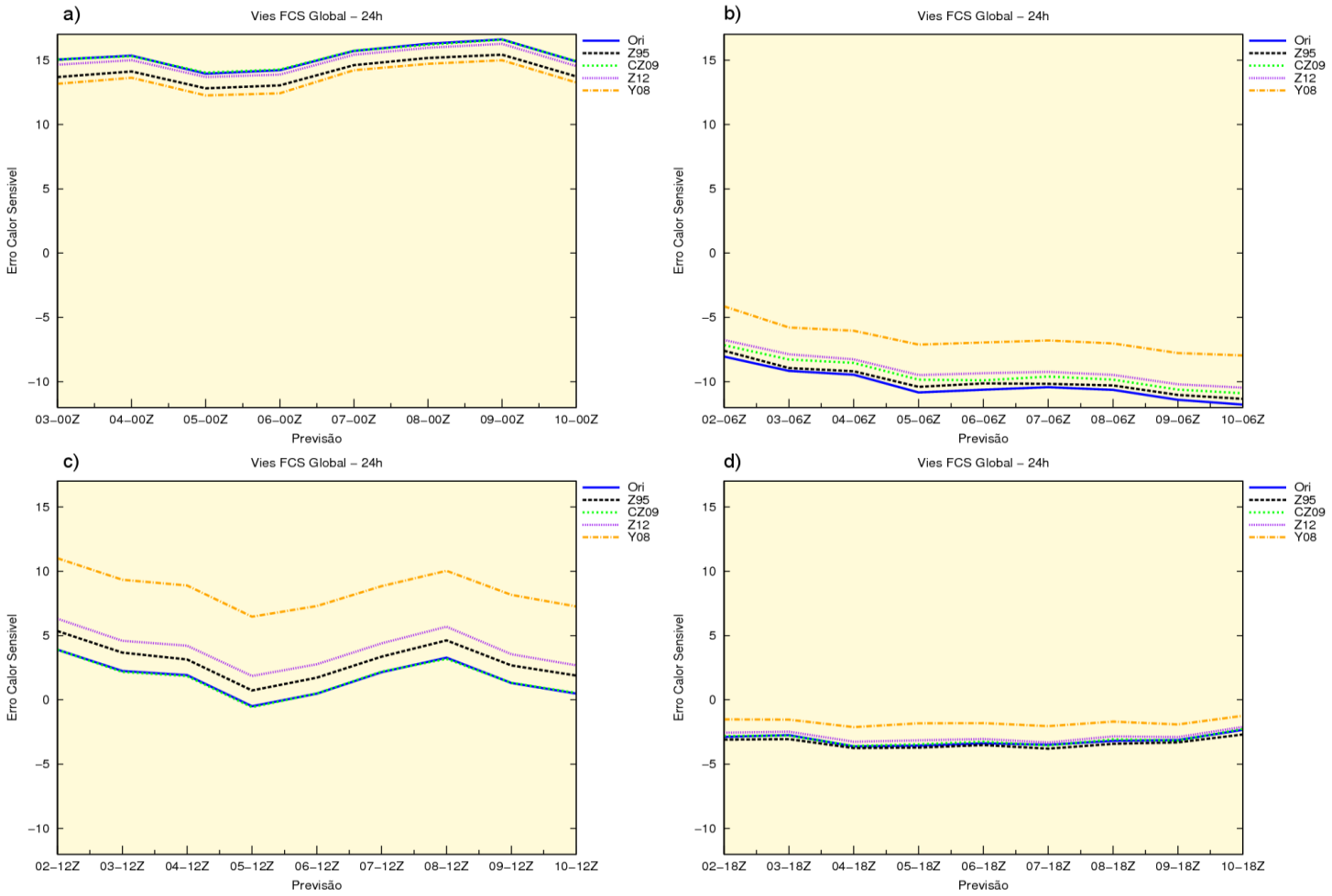

Figura 5.15 - Variação temporal do viés das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z.

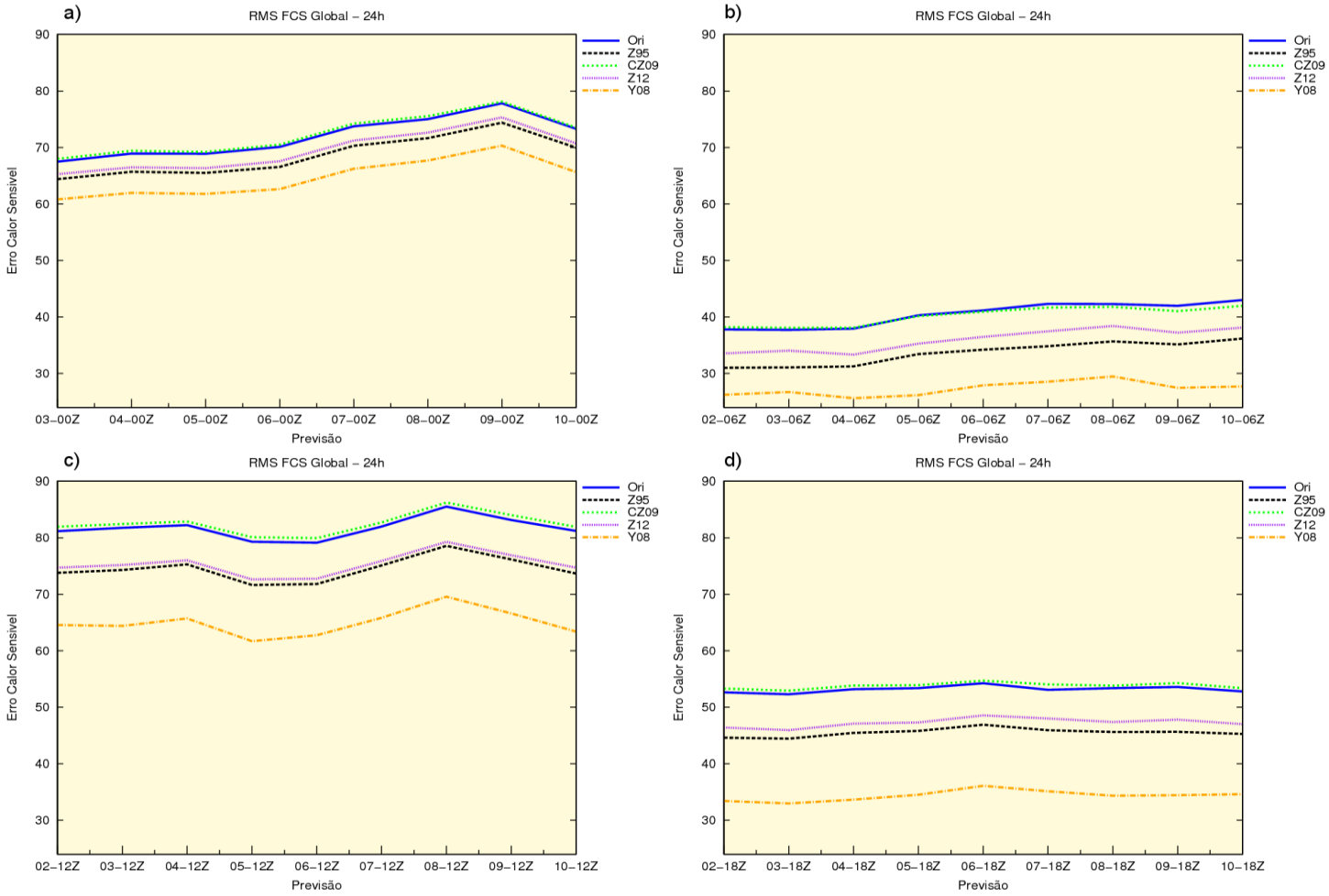

Figura 5.16 - Variação temporal do REQM das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z.

5.2.3 Temperatura de superfície terrestre (TST)

Como discutido na seção 2, o comportamento dos fluxos de calor latente e calor sensível influenciam de maneira inversamente proporcional ao da temperatura de superfície terrestre (TST), sendo que esta temperatura tem ligação diretamente e proporcional ao fluxo de calor no solo (não avaliado nesta pesquisa) (JIN; DICKINSON, 2010; CHEN, Y; et al., 2010; ZHENG, D. et al. 2014). Deste modo os resultados acima auxiliam na interpretação da TST.

No horário das 00Z, Figura 5.17, observa-se que o desempenho da TST na formulação de Y08 (5.17e) produz uma elevada superestimativa acima das demais formulações, isto para o período diurno, e uma elevada subestimativa para o período noturno. Este padrão é propagado para os horários das 06Z, 12Z e 18Z (5.18, 5.19 e 5.20, respectivamente), pois a influência do ciclo solar sobre a superfície terrestre indica que as simulações feita no modelo de superfície SSiB, com as formulações de z_{0h}, não conseguem representar uma diminuição da superestimativa da TST quando comparado com o experimento CRTL (5.17a, 5.18a, 5.19a e 5.20a). Em pesquisas posteriores, como por exemplo, Yang et al., (2008), Chen, Y. et al. (2010), Zheng, D. et al. (2014), comprovam que a formulação de Y08 é o que tem melhor apresentado boas estimativas da TST e fluxo de calor sensível em regiões semiárida e áridas da China, e dos Estados Unidos.

Com a diminuição do fluxo de calor sensível simulado pelo experimento Y08, principalmente em relação ao experimento CRTL, demonstrado nas Figuras 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14, o modelo de superfície SSiB redimensionou a componente do balanço de energia em superfície, uma vez que o fluxo de calor latente não evidenciou diferenças significativa entre os experimentos. Diante disto, o saldo de energia em superfície foi observado maior em Y08, o que explicaria a ocorrência desta superestimativa da TST. Para os experimentos Z95 (b) e Z12 (d), embora,

note-se uma mínima diminuição do fluxo de calor sensível, Figuras 5.11b, 5.12b, 5.13b, 5.14b, 5.11d, 5.12d, 5.13d e 5.14d, a TST não se diferenciou significativamente do experimento CRTL.

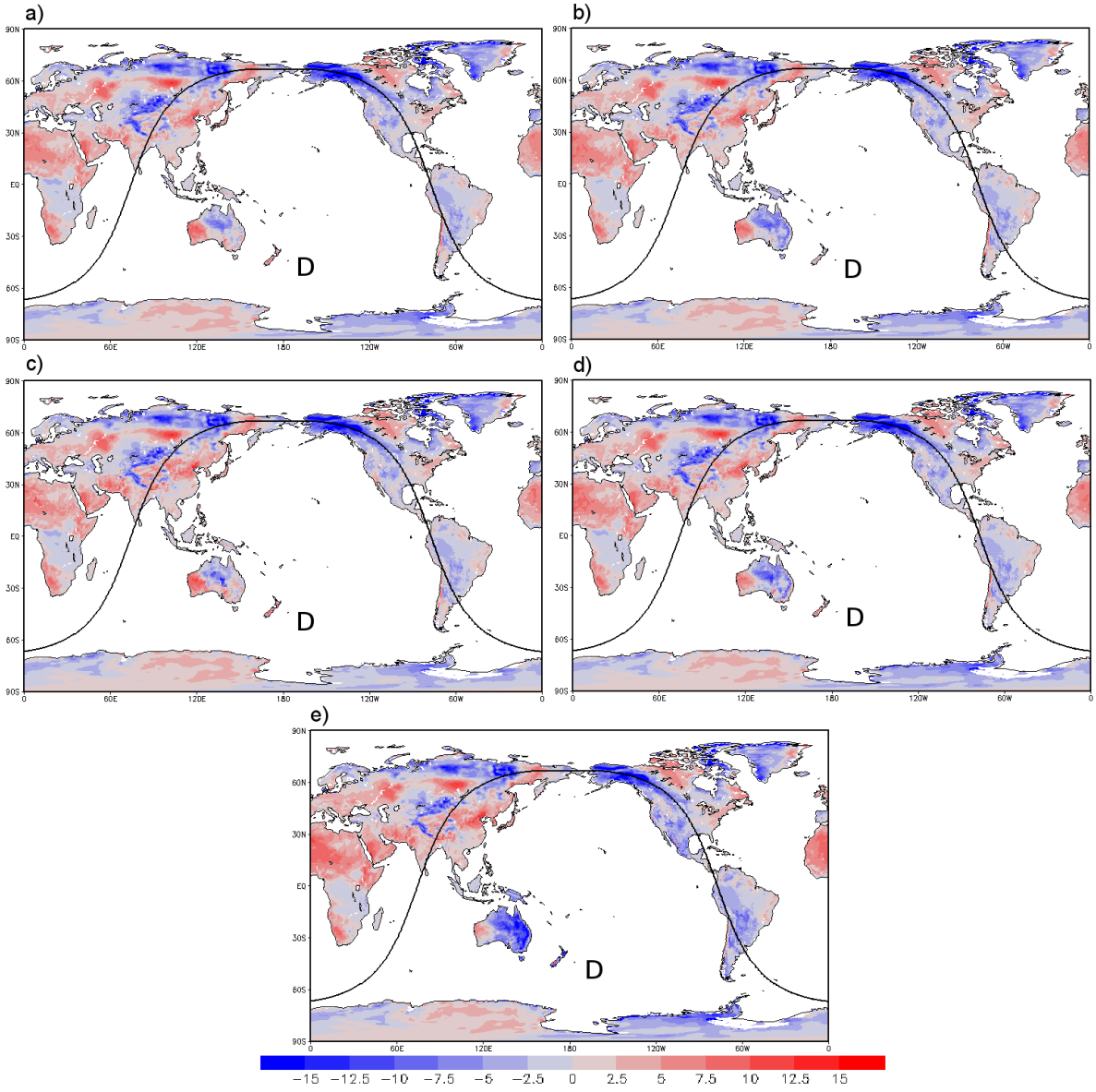

Figura 5.17 - Campo da diferença entre a média de temperatura da superfície terrestre (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões

de 24 horas da TST para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. D representa a área iluminada pelo Sol.

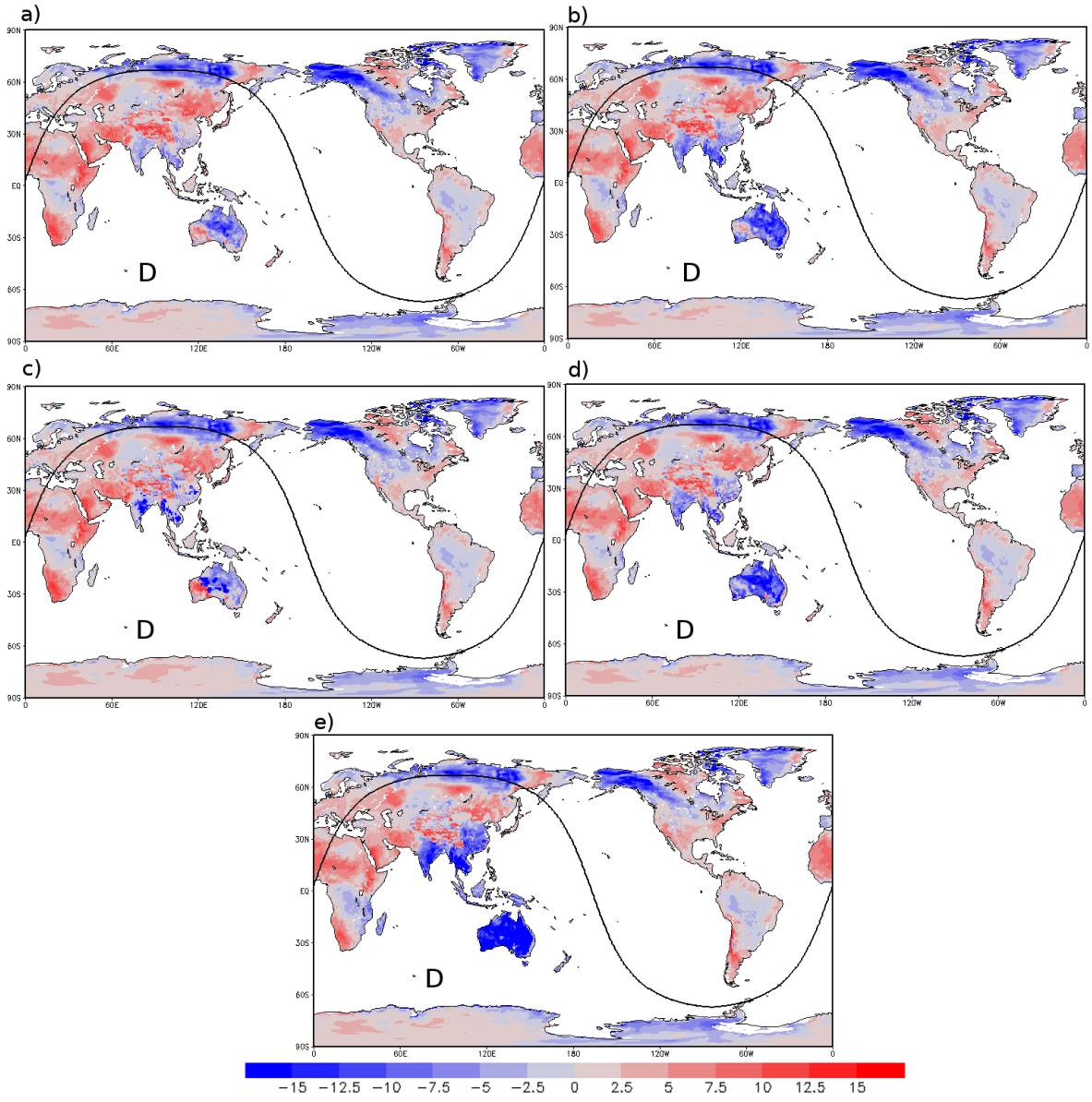

Figura 5.18 - Diferença entre a média de temperatura da superfície terrestre (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da TST para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

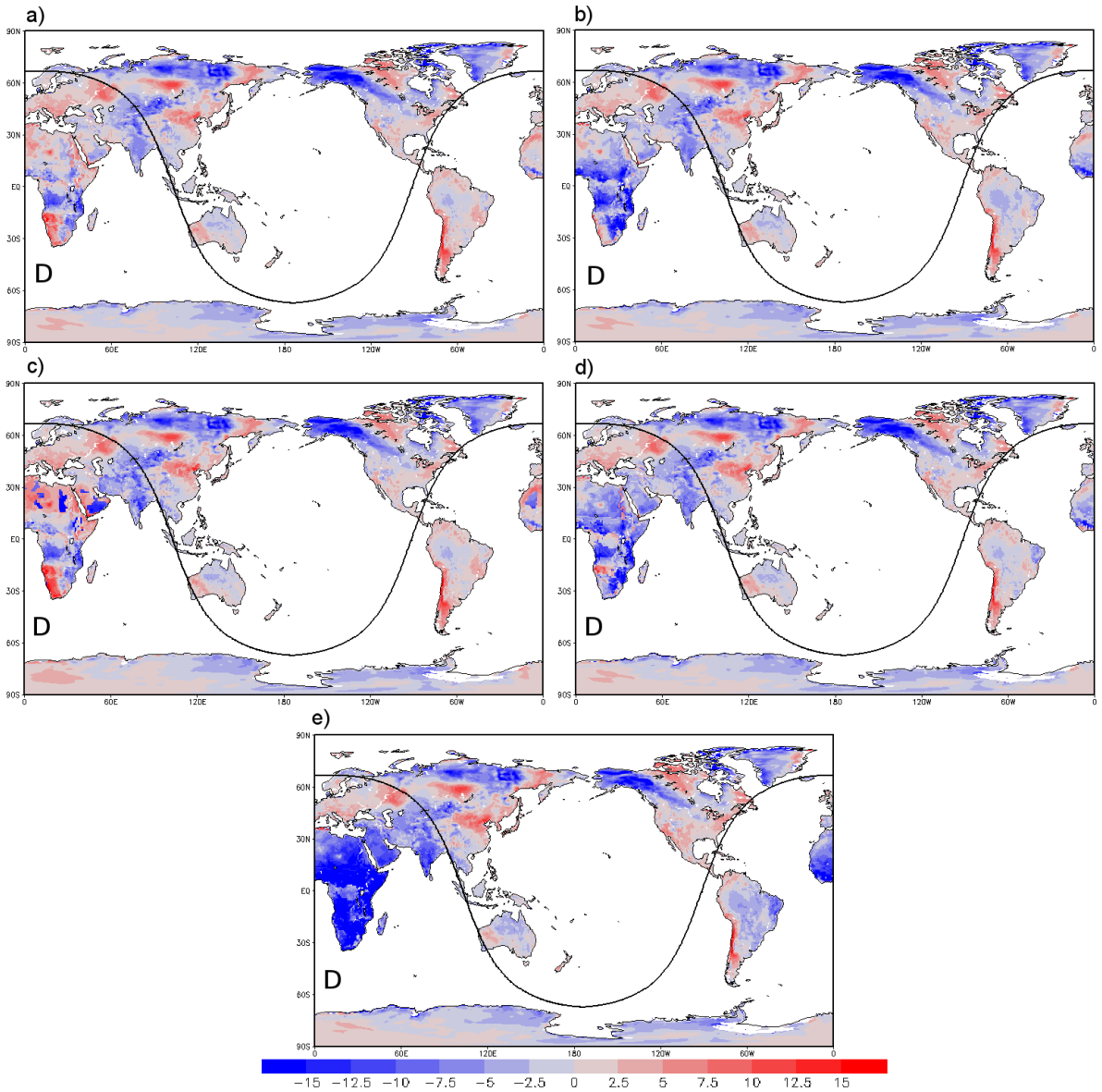

Figura 5.19 - Campo da diferença entre a média de temperatura da superfície terrestre (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da TST para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

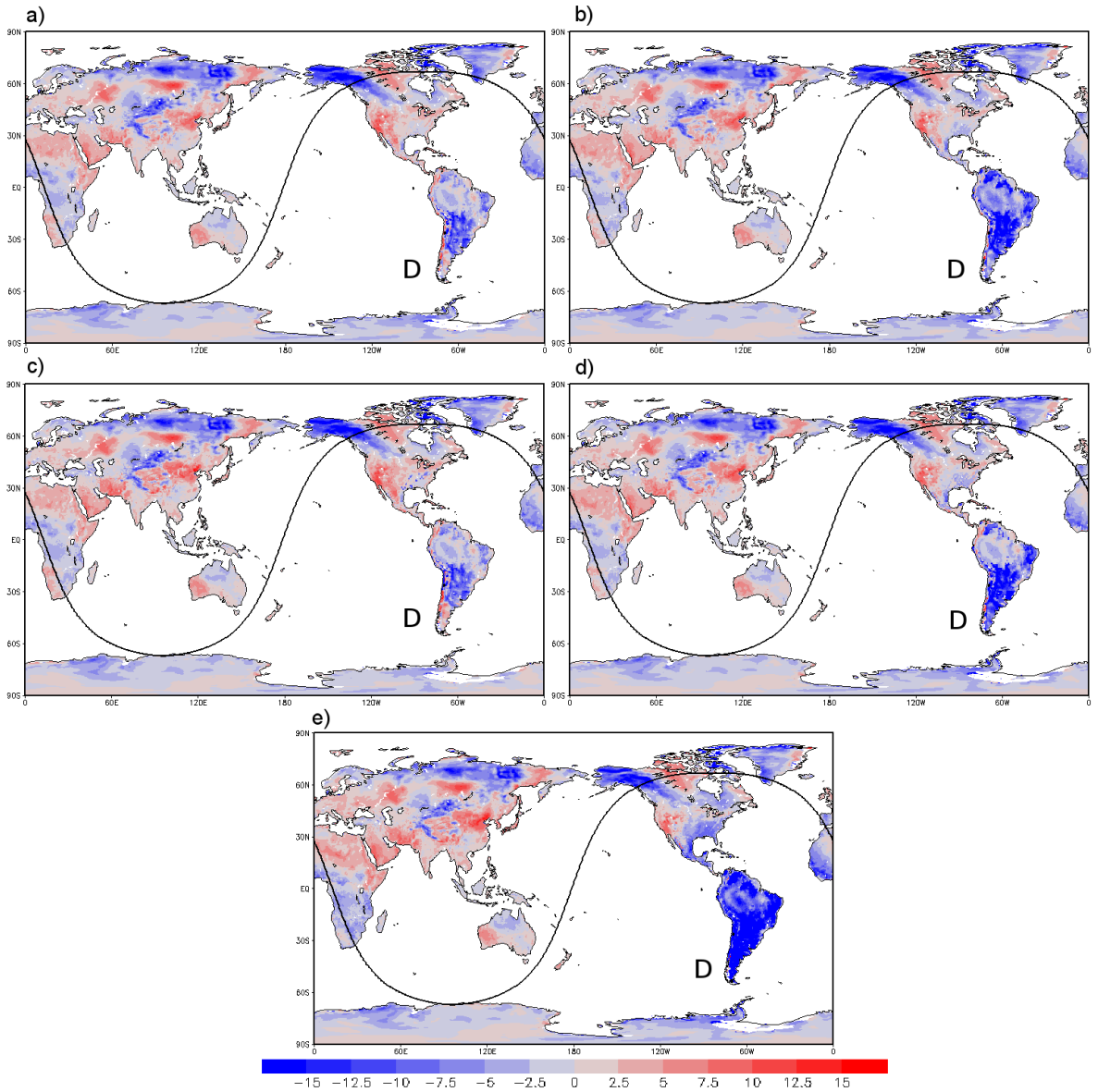

Figura 5.20 - Diferença entre a média de temperatura da superfície terrestre (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da TST para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

O viés associado a variável de TST apresenta a uma variação, na ordem de -1,2 a 0,25 K. O melhor desempenho pode ser notado nas previsões das 00Z (5.21a), no qual todos os experimentos demonstram um comportamento semelhante. O segundo melhor desempenho é nas previsões para as 06Z (5.21b) com destaque para os experimentos Z95 e Z12. Para as previsões das 12Z e 18Z (5.21c e 5.21d, respectivamente) o experimento Y08 demostra uma tendência em ter viés maior, -1,2 W/m² e -0,7 W/m² respectivamente, enquanto que os experimentos CZ09 e CRTL demonstram viés semelhantes e de magnitude -0,2 W/m² em ambos horários. Para o REQM, os experimentos CRTL, Z95, CZ09 e Z12 obtém desempenho similar. Destaca-se o experimento CRTL com superioridade em todos os horários e com valores de REQM em torno de 3 a 3,5K. Já Y08 se destaca negativamente com valores de REQM de 5 a 5,5K para as previsões das 12Z (5.22c) e 18Z (5.22d). Importante evidenciar que no decorrer da realização das previsões o REQM indica uma inclinação em aumentar.

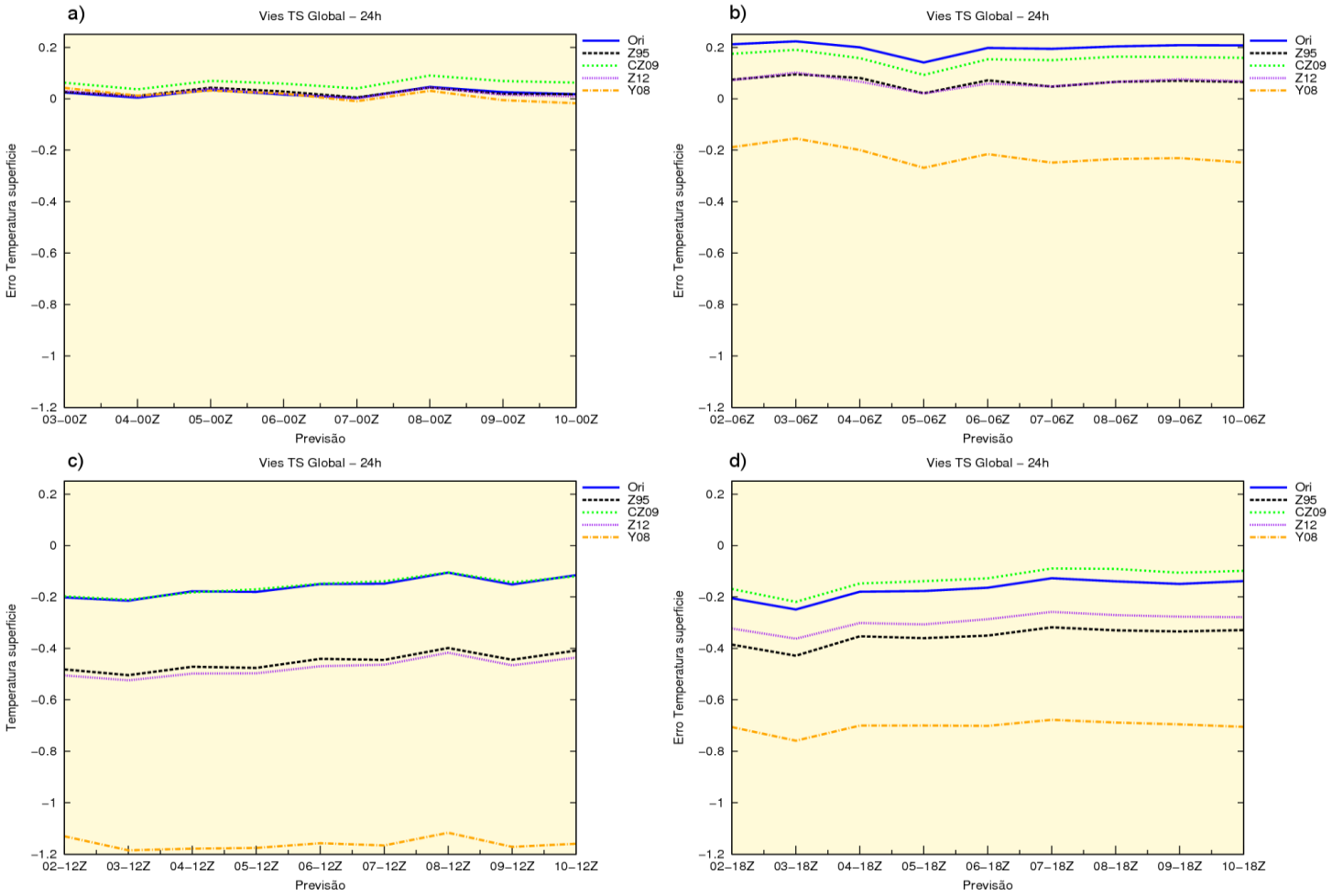

Figura 5.21 - Variação temporal do viés das previsões de 24 horas da temperatura de superfície terrestre (TST) inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z.

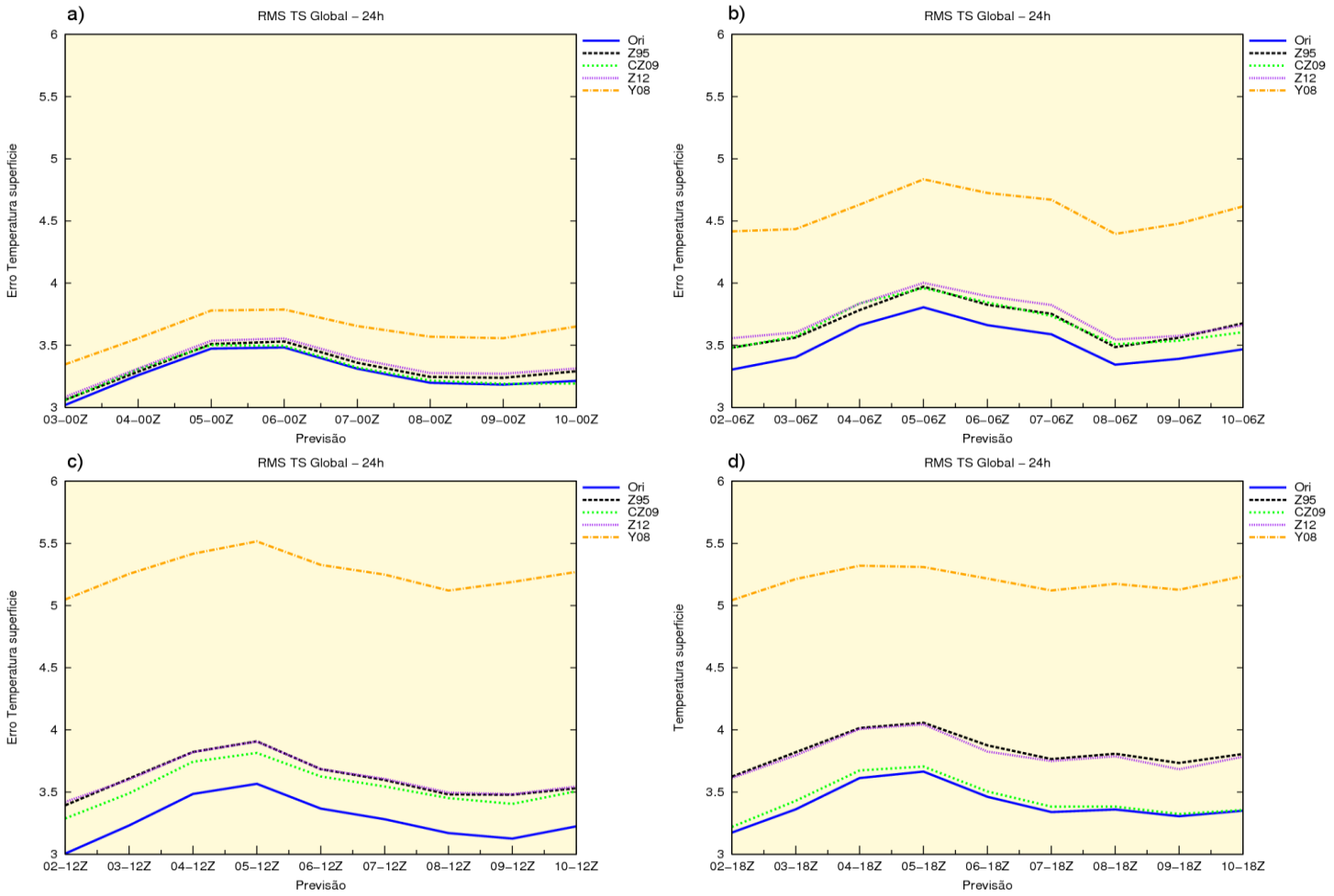

Figura 5.22 - Variação temporal do REQM das previsões de 24 horas do temperatura de superfície terrestre (TST) inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z.

5.2.4 Temperatura do ar a 2 metros

A transferência de energia do modelo de superfície SSiB para o modelo atmosférico está de acordo com Arya (1988). Assim, para finalizar esta seção, procura-se relacionar os campos de fluxos de calor sensível, latente e temperatura de superfície terrestre para interpretar a quantidade de energia transportada de superfície para atmosfera. Com base nisto, pode-se averiguar a existência ou não de sinais do acoplamento entre estes dois modelos.

Os resultados dos experimentos CRTL, Z95, CZ09 e Z12, na Figura 5.23, representam estar em conformidade com os resultados de fluxo de calor sensível (Figura 5.11-5.14), onde se observa um transporte maior de energia para atmosfera e consequentemente uma superestimativa na temperatura do ar a 2 metros. Para o experimento de Y08 a relação do fechamento do balanço de energia se mostra desarmoniosa, uma vez que há grande quantidade de energia na superfície, isto é, TST superestimada, o fluxo de calor sensível está próximo dos dados ERA-Interim e a temperatura do ar a 2 metros está superestimada, na ordem de 15 K, Figura 5.23e. Isto identifica que a formulação de Y08 não realiza um balanço de energia adequado.

Na análise dos horários seguintes (06Z, 12Z e 18Z na Figura 5.24, 5.25, 5.26 respectivamente) segue o mesmo padrão identificado na 5.23. A fragmentação do balanço de energia continua sendo observada erroneamente para as previsões do experimento Y08 (Figuras 5.24e, 5.25e e 5.26e), no qual a superestimativa da TST gerada por sua formulação também é extrapolada para temperatura do ar a 2 metros. Portanto, o fluxo de calor sensível não esta influenciando, corretamente, o dimensionamento da temperatura do ar. Todas estas avaliações são para o período diurno, posto que no período noturno não há grandes diferenças.

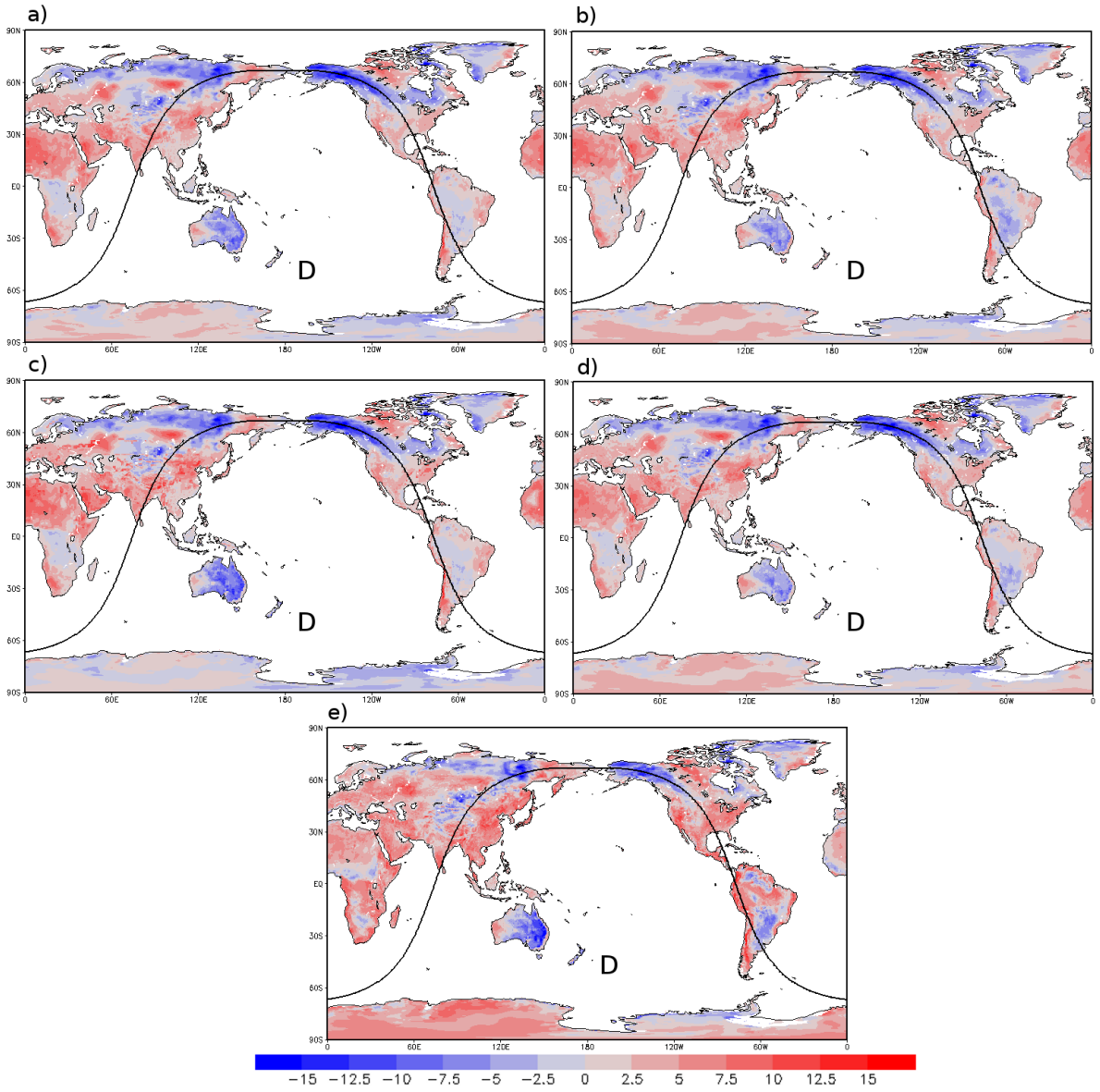

Figura 5.23 - Campo da diferença entre a média de temperatura do ar a 2 metros (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da Temperatura do ar a 2 metros para as 00Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. . A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

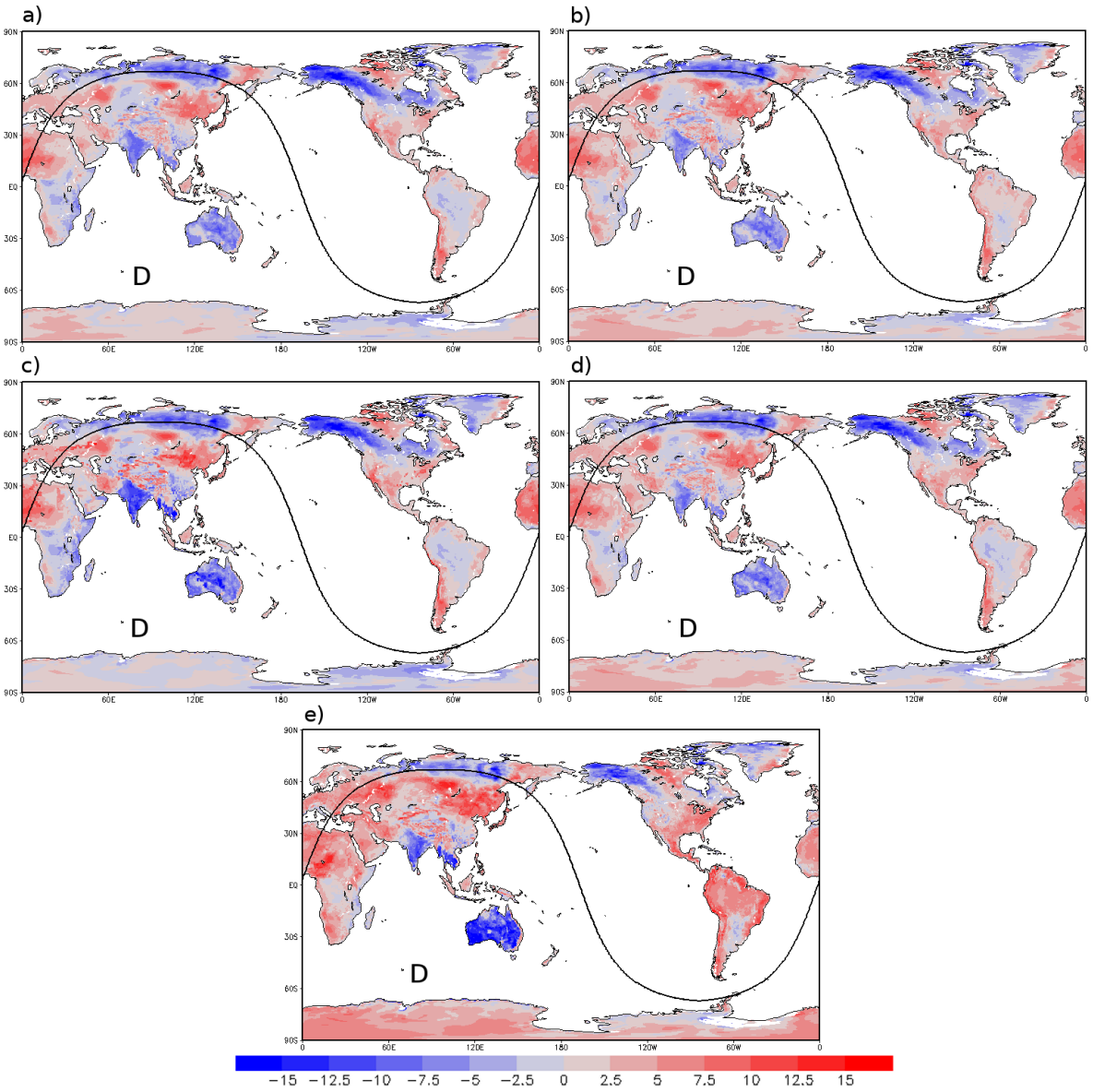

Figura 5.24 - Campo da diferença entre a média de temperatura do ar a 2 metros (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da Temperatura do ar a 2 metros para as 06Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

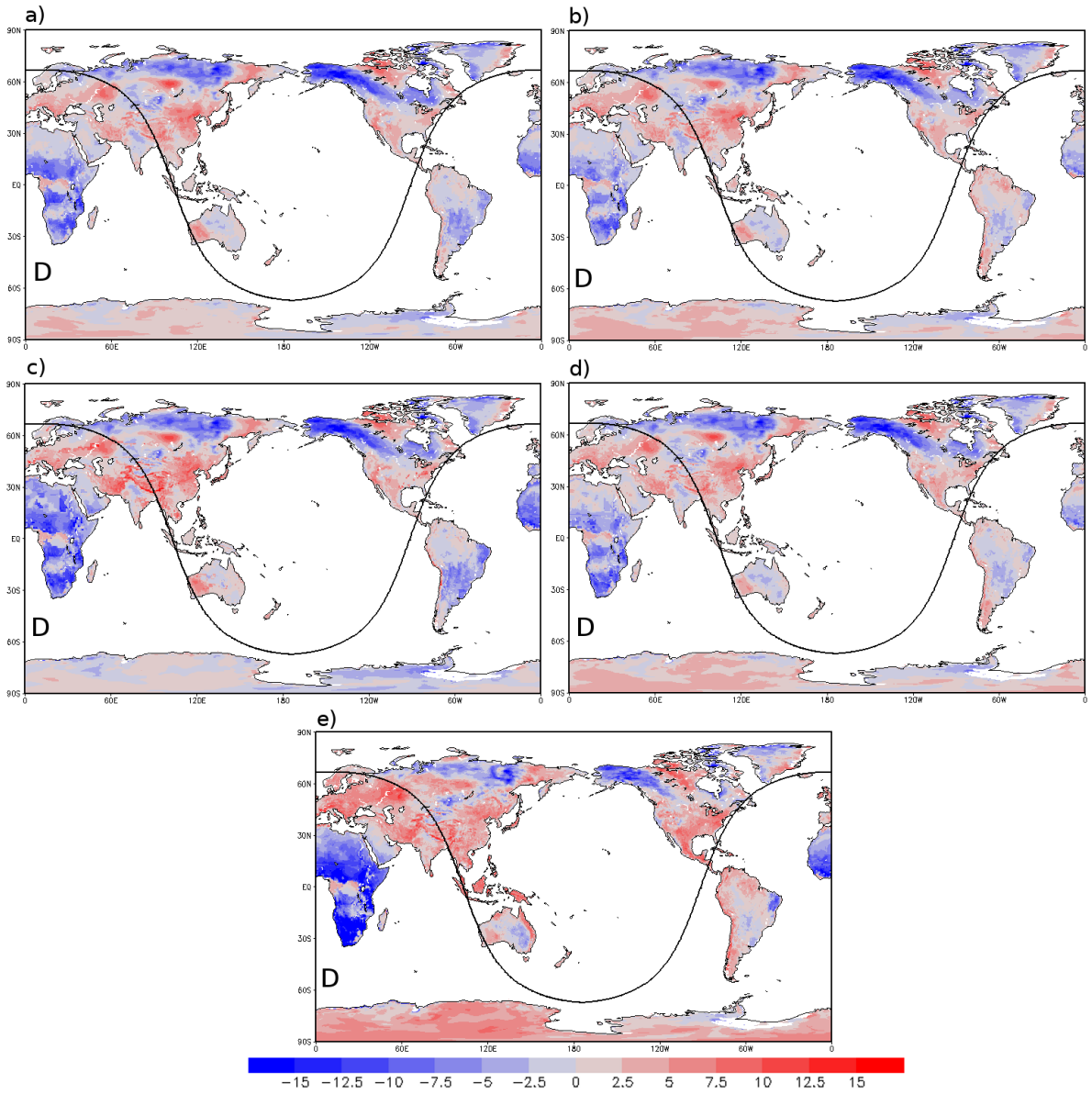

Figura 5.25 - Campo da diferença entre a média de temperatura do ar a 2 metros (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da Temperatura do ar a 2 metros para as 12Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

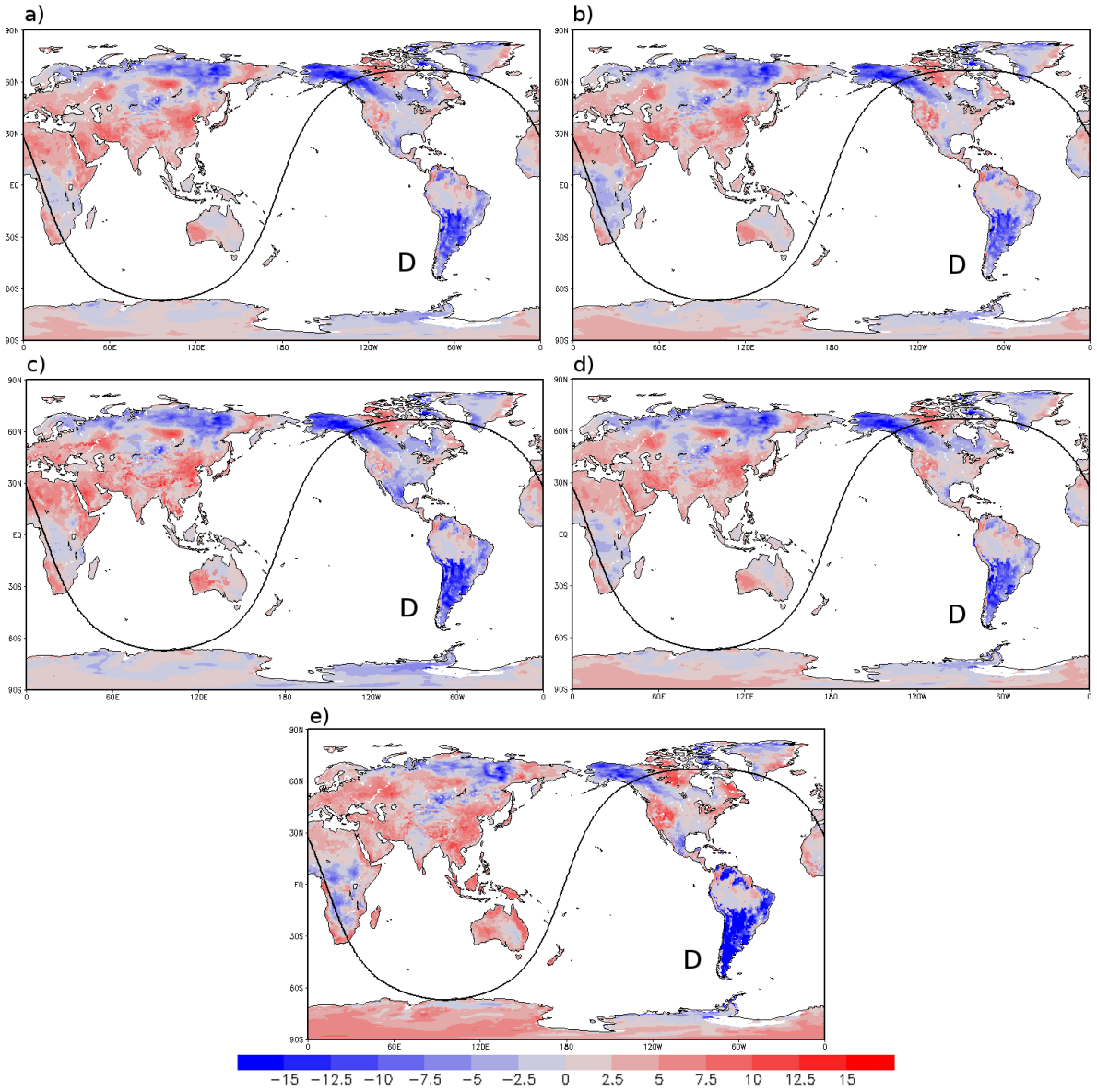

Figura 5.26 - Campo da diferença entre a média de temperatura do ar a 2 metros (K) da reanálise do ERA-Interim e a média das previsões de 24 horas da Temperatura do ar a 2 metros para as 18Z do experimento a) CRTL, b) Z95, c) CZ09, d) Z12 e e) Y08. A letra D representa a área iluminada pelo Sol.

Para o viés da temperatura do ar a 2 metros, nota-se na Figura 5.27 que todos os experimentos das previsões das 12Z (Figura 5.27c) se concentram na menor faixa de viés, entre 1.6 a 2.2 K. O experimento CZ09 tem desempenho superior seguido de CRTL nas previsões das 06Z (Figura 5.27b) e 12Z (Figura 5.27c). Os maiores viés estão associados ao experimento de Y08 em todos os horários. Já para o REQM, Figura 5.28, também se observa em Y08 uma destreza abaixo dos demais experimentos. Ao contrário de Y08 o experimento de Z95 consegue obter os menores erros para todos os horários. Em suma, nas três primeiras previsões o erro tende a aumentar para todas as análises.

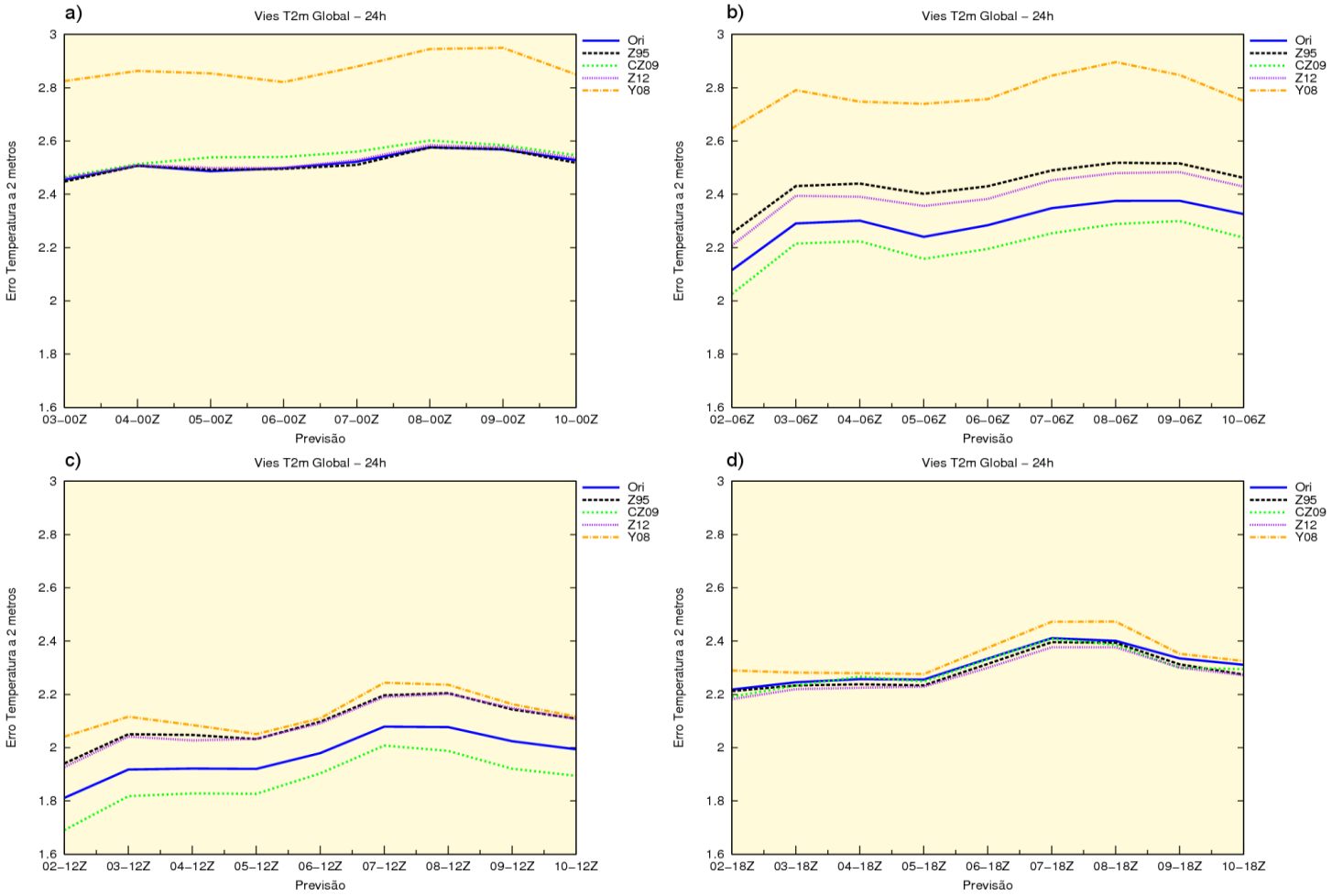

Figura 5.27 - Variação temporal do viés das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z.

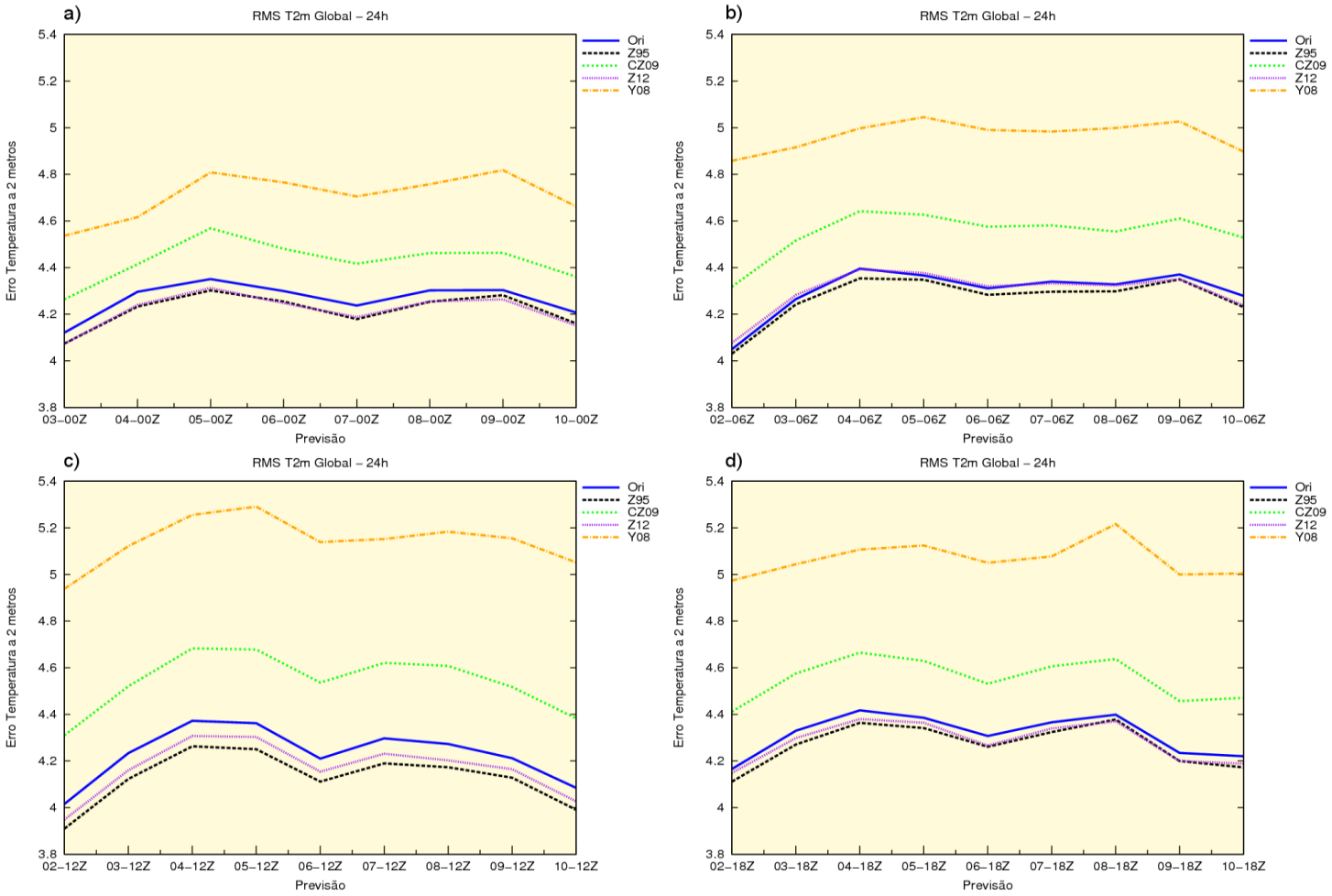

Figura 5.28 - Variação temporal do REQM das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente inicializada as a) 00Z, b) 06Z, c) 12Z e d) 18Z.

5.3 - AVALIAÇÃO PONTUAL

Nesta última etapa procura-se avaliar pontos de grade do modelo de superfície SSiB, os quais correspondem a diferentes tipos de cobertura do solo. O intuito nesta seção é entender e identificar a influência do comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}) nas variáveis de fluxo de calor latente, sensível, temperatura de superfície terrestre e temperatura do ar a 2 metros, principalmente em regiões de vegetação escassa ou solo nu, uma vez que estudos sugerem formulações diferenciadas para cada tipo de cobertura (BRUTSAERT, 1982; VERHOEF et al., 1997). Para isto, selecionam-se quatro pontos compreendidos no território brasileiro, os quais são PN (Norte), região de vegetação florestal, PNE (Nordeste) região de vegetação escassa, e PSE (Sudeste) e PS (Sul) regiões de vegetação típica de cerrado.

A avaliação é realizada através da média das previsões de 24 horas para todos os horários de sinóticos, assim como a média dos dados do ERA-Interim para esses horários. Na Tabela 4.3 está exposta a relação entre a fração de cobertura da reanálise do ERA-Interim com o MCGA-CPTEC/INPE.

5.3.1 Fluxo de Calor Latente

Na Figura 5.29 é avaliada a variável de fluxo de calor latente para as quatro regiões. Nota-se que para os pontos do PNE (5.29a) e PSE (5.29c), os quais correspondem a níveis baixos da fração de vegetação, os experimentos simulados não mostram comportamento semelhante aos dados do ERA-Interim. Contudo, a Figura 5.29a apresenta a mesma magnitude. Os experimentos Y08 e Z12 registram inversão nos horários de 12Z e 18Z. Já para os pontos PN (5.29b) e PS (5.29d) apresentam comportamento similar em relação aos dados do ERA-Interim. Na Figura 5.29b o experimento CRTL consegue obter uma simulação mais adequada, enquanto que na Figura 5.29d é o experimento Z12 que tem maior concordância. Também é possível observar o mesmo erro sistemático, descrito na seção anterior, entre os

horários das 18Z a 00Z.

5.3.2 Fluxo de Calor Sensível

Na Figura 5.30 apresenta as simulações correspondentes ao fluxo de calor sensível. Para os pontos que representam vegetação escassa, PNE (5.30a) e PSE (5.30c), nos quais tem no fluxo de calor sensível uma contribuição mais significativa do que o fluxo de calor latente, observa-se uma superestimativa no horário das 12Z em todos os experimentos. Já para o horário das 18Z, na Figura 5.30a, ocorre uma inversão, os valores simulados pelos experimentos, passam a ser subestimativa com relação ao ERA-Interim. Destaca-se positivamente o experimento CRTL, por alcançar valor similar ao ERA-Interim, e negativamente o experimento Y08 com uma subestimativa aproximadamente de 150 W/m². O inverso ocorre para a Figura 5.30c, onde o Y08 é observado com performance mais coerente, apesar de que o dado do ERA-Interim apresenta um valor a baixo do fluxo de calor sensível para este tipo de cobertura de superfície. Os experimentos CRTL e CZ09 obtém uma superestimativa, na ordem de mais de 200 W/m².

Para a Figura 5.30b observa-se que à medida que o fluxo de calor sensível tem uma menor contribuição para vegetações de porte alto (por exemplo, florestas tropicais) as simulações realizadas pelo modelo de superfície SSiB conseguem obter uma boa representação. Os experimentos Y08 e CZ09 são os que se mais aproximam dos dados ERA-Interim, porém o mesmo para a Figura 5.30d não é identificado, sendo que há diferenças entre o padrão das estimativas geradas pelos experimentos e do ERA-Interim.

5.3.3 Temperatura de Superfície Terrestre (TST)

O ciclo diurno da temperatura de superfície terrestre (TST) é verificado, na Figura 5.31. As diferenças da grandeza da TST para cada tipo de cobertura do solo, isto é, para a cobertura ou fração de vegetação pequena (0,1 a 0.3) é observada com valores máximos maiores (326 K na Figura 5.31a e 336 K em

5.31c, aproximadamente) do que para os valores demonstrados pelas frações de vegetação entre 0,75 a 0.98 (312 K na Figura 5.31b e 302 K na Figura 5.31c). Todos estes valores máximos estão vinculados ao experimento Y08 para cada tipo de vegetação e representam ser elevadas TST, exceto para a Figura 5.31d. Também, observam-se maiores amplitude da TST ao longo da média do ciclo diurno nas Figuras 5.31a e 5.31c, especialmente no experimento Y08.

Com relação à destreza das formulações do comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}) perante a TST, os experimentos Z95 e Z12 conseguem obter boa representatividade, principalmente nos horário das 12Z e 18Z para a Figura 5.31a em Z95. Na Figura 5.31d todos os experimentos desempenham similaridade com os dados do ERA-Interim em todo o ciclo diurno.

5.3.4 Temperatura do ar a 2 metros

As diferenças entre a temperatura do ar a 2 metros e a TST podem variar dependendo das condições da cobertura do solo e/ou de nuvens, e que estas diferenças podem ser grandes, por exemplo, para áreas de vegetação escassa com a maior parte da radiação líquida equilibrada pelo fluxo de calor sensível (SUN, J.; MAHRT, 1995; JIN et al., 1997). Portanto, a dependência da temperatura do ar a 2 metros pode ser caracterizada pela transmissão da energia disponível em superfície para a atmosfera por meio do fluxo de calor sensível.

Por intermédio da argumentação acima, pode-se observar que a temperatura do ar produzida pelos experimentos CRTL e CZ09, Figura 5.32c, apresentam magnitude próxima da TST, Figura 31c, em todos os horários. O mesmo não é observado na Figura 5.32a para o período diurno (12Z e 18Z), no qual a fração de vegetação da região PNE (0.1) é inferior ao da região PSE (0.3). Ainda nas regiões de baixa fração de vegetação, nota-se que o experimento Y08 superestima a temperatura do ar, embora seu fluxo de calor sensível seja pequeno, Figura 5.30a e 5.30c.

Para as regiões com área de vegetação de porte alto, Figura 5.32b e 5.32d, não se observa grande variação no ciclo diurno da temperatura do ar simulada pelos experimentos desta pesquisa. Outro fato observado é que a temperatura do ar se assemelha a TST, exceto para o experimento Y08. É também no experimento Y08 que nota-se uma, exclusiva, variabilidade acentuada da temperatura do ar (idem para a variável TST).

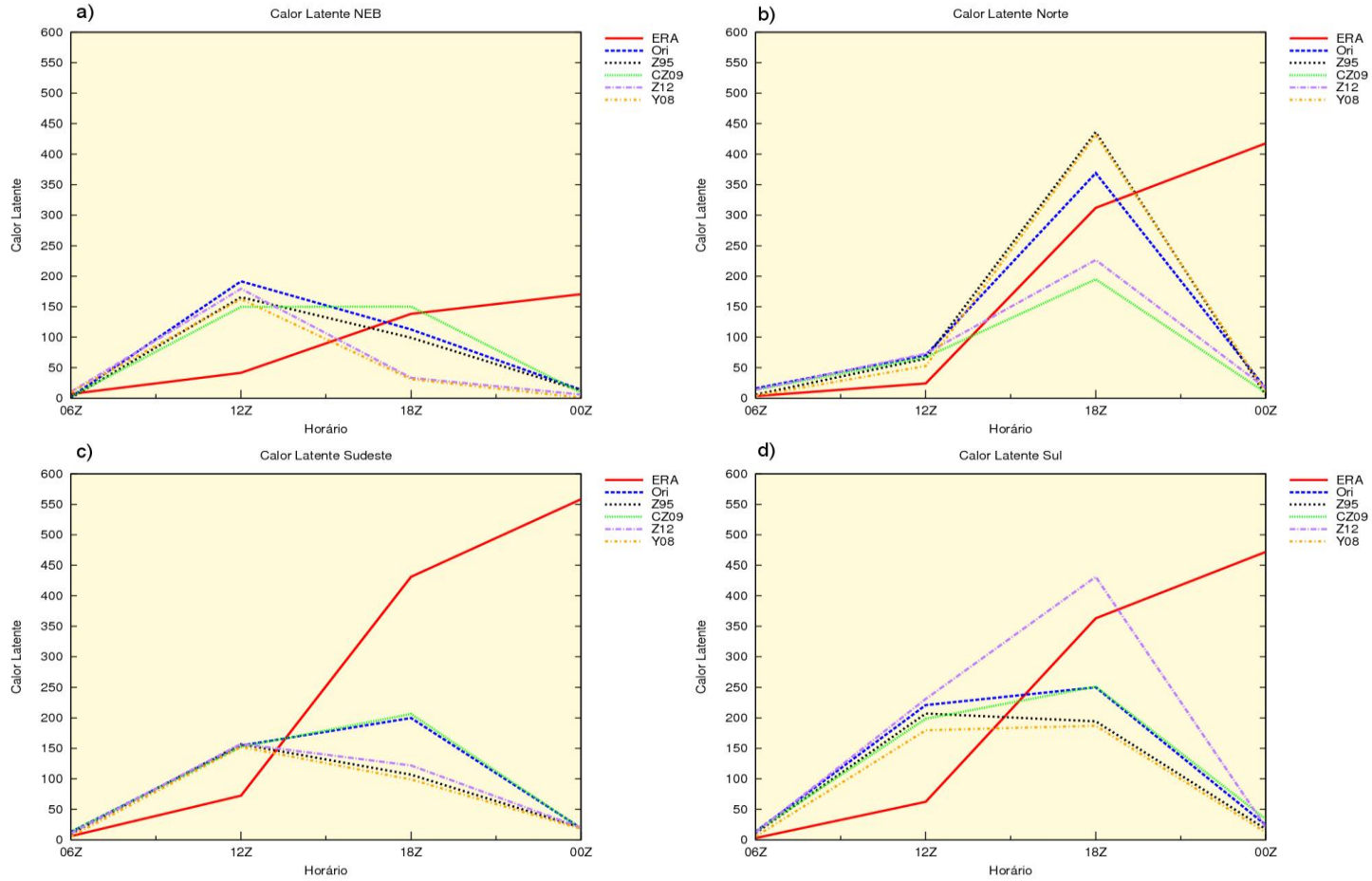

Figura 5.29 – Ciclo diurno (Média horária) das previsões de 24 horas do fluxo de calor latente nos pontos a) PNE, b) PN, c) SE e d) S.

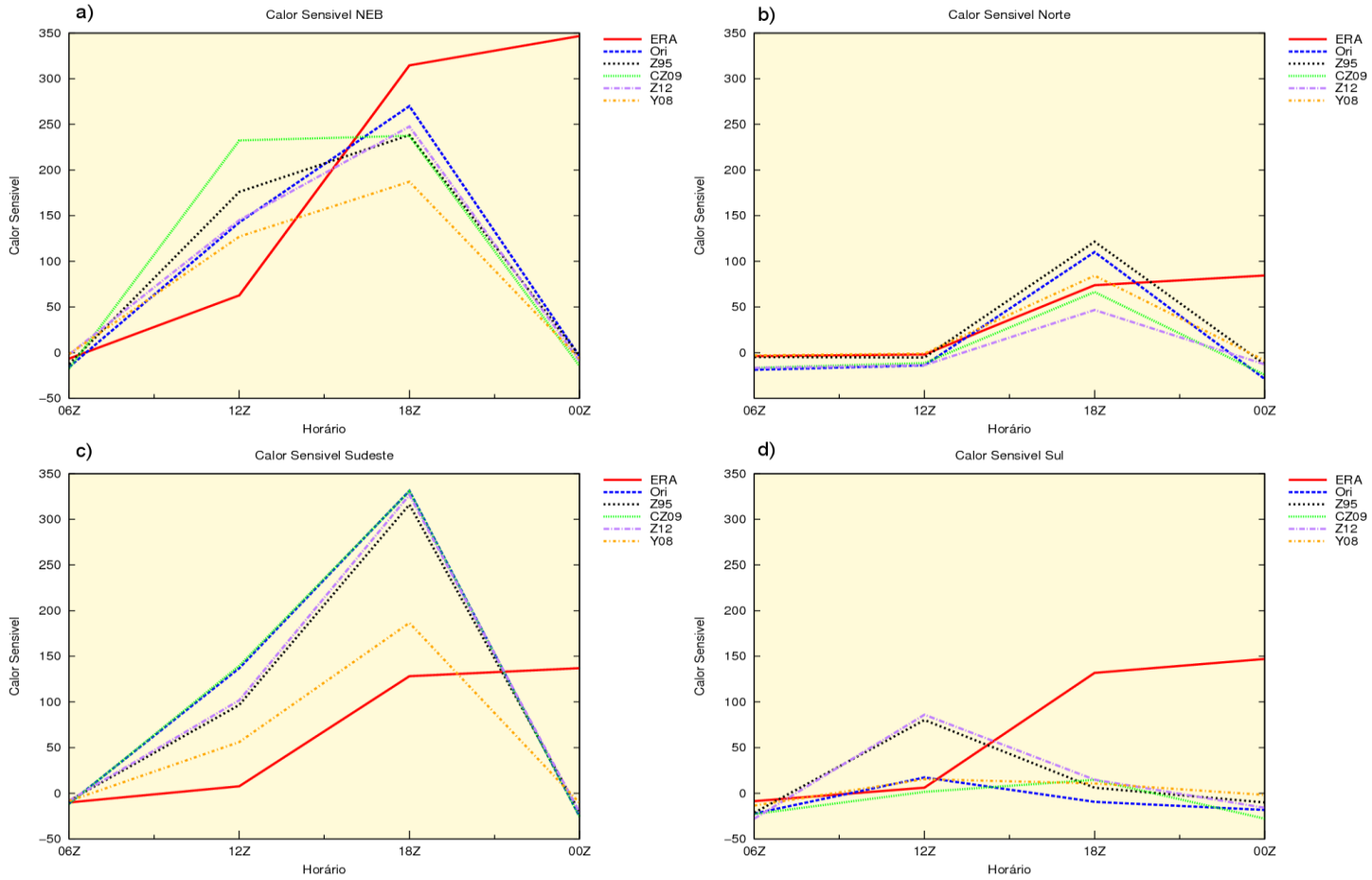

Figura 5.30 – Ciclo diurno (Média horária) das previsões de 24 horas do fluxo de calor sensível nos pontos a) PNE, b) PN, c) SE e d) S.

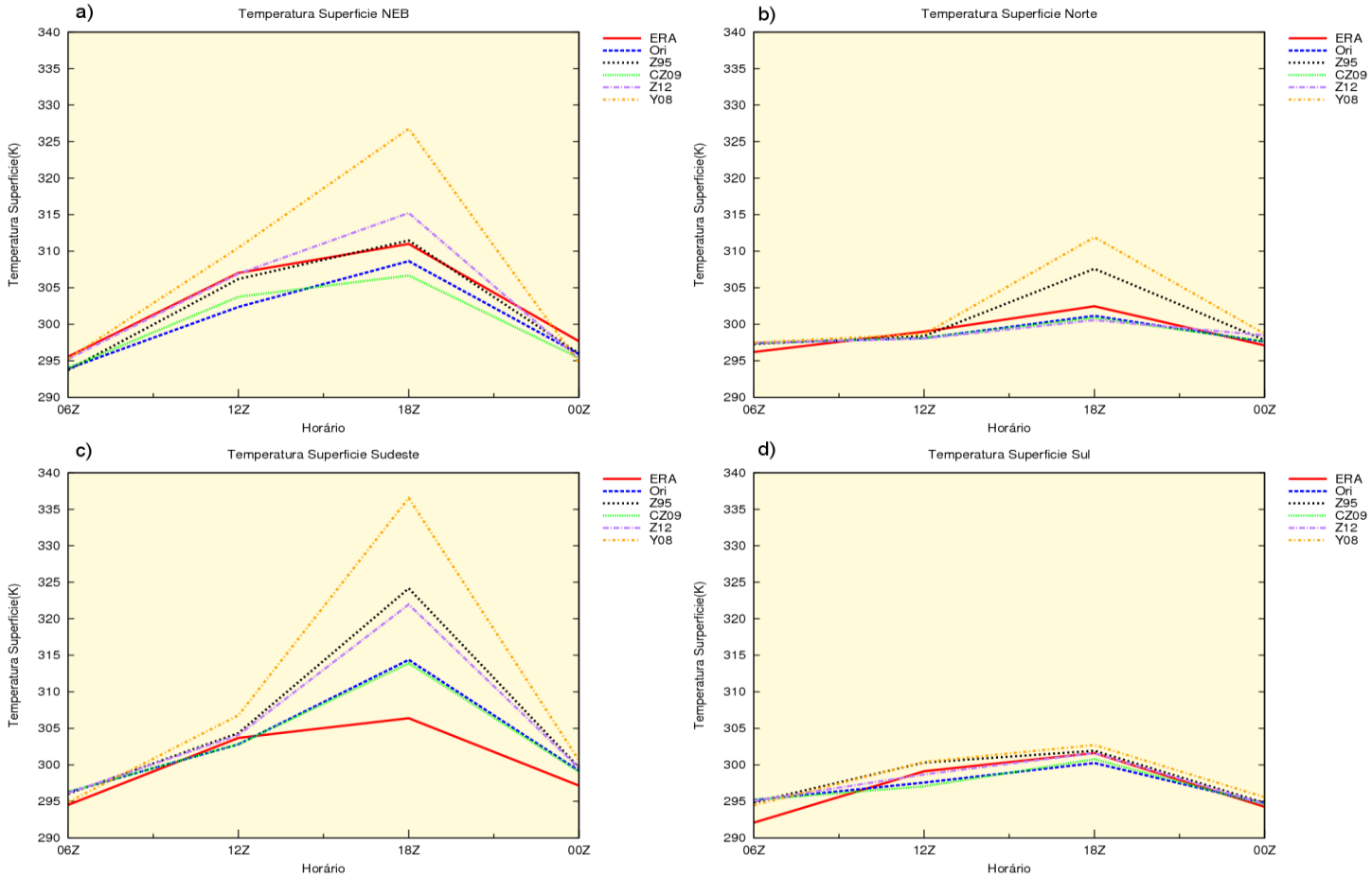

Figura 5.31 – Ciclo diurno (Média horária) das previsões de 24 horas da Temperatura de superfície nos pontos a) PNE, b) PN, c) SE e d) S.

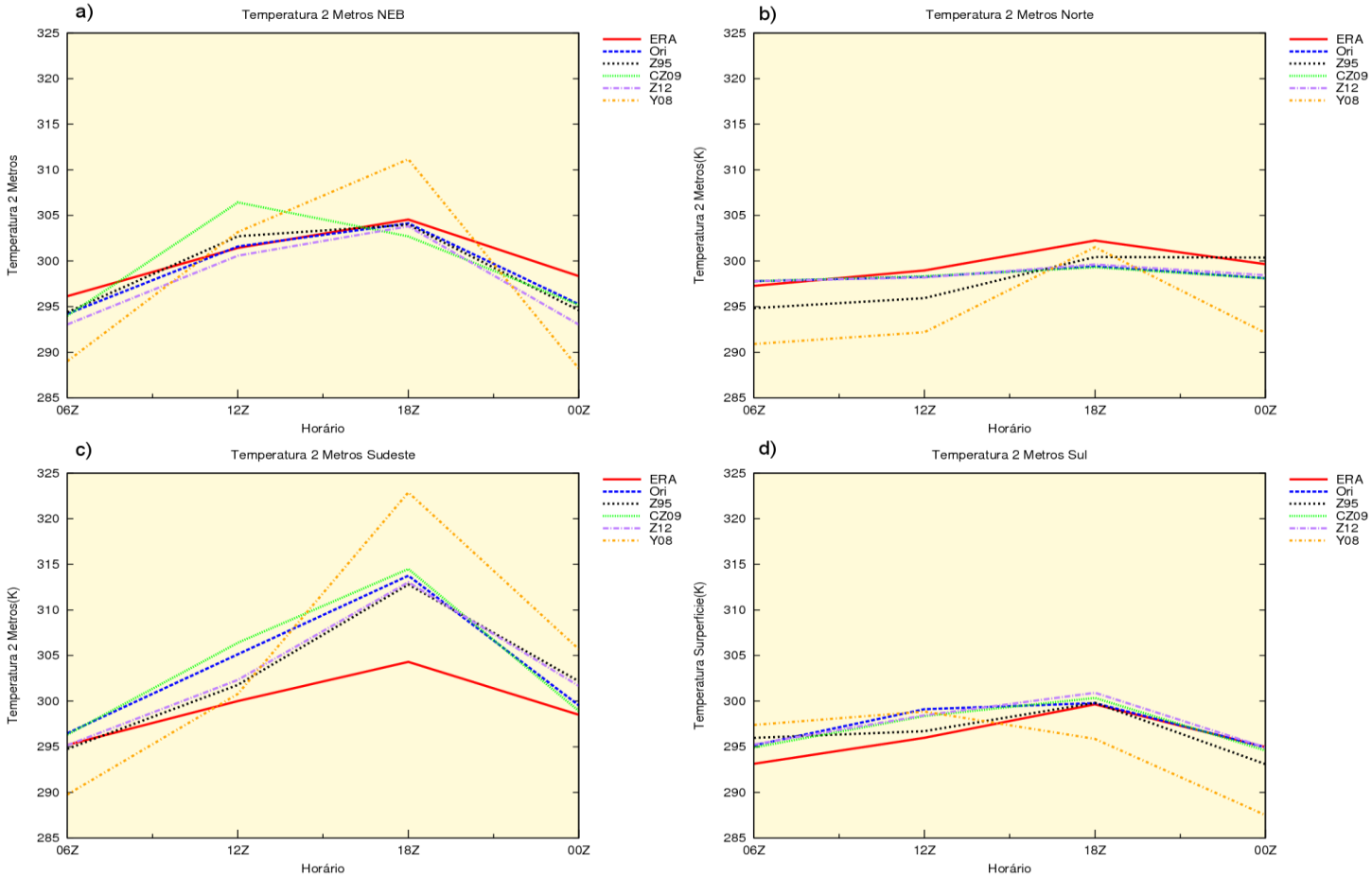

Figura 5.32 - Ciclo diurno (Média horária) das previsões de 24 horas do Temperatura do ar a 2 metros pontos a) PNE, b) PN, c) SE e d) S.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO

Tradicionalmente o tratamento do parâmetro do comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_{0m}) é mais evidenciado, dentro dos modelos numéricos de superfície, do que o comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}). Este último por inúmeras vezes não é nem representado, sendo que as primeiras formulações foram enunciadas em décadas passadas. Ambos não possuem bases físicas e assim não podem ser medidos diretamente e seus valores são usualmente derivados de observações de campos experimentais ou empiricamente estimados de aplicações práticas.

As trocas de fluxos de calor na interface da superfície-atmosfera exercem relevância no controle do aquecimento da atmosfera e do solo. Devido às complexidades de se obter medições quantitativas, tanto na escala espacial quanto na temporal, modelos de superfície e atmosféricos são amplamente empregados na estimativa de tais fluxos. Estas estimativas quando simuladas corretamente podem fornecer respostas chaves para a modelagem de tempo e clima (ZENG et al., (2012)). Diversos trabalhos (SUN, J.; MAHRT, 1995; YANG et al., 2008) comprovam que a parametrização do comprimento de rugosidade térmico, inseridas no coeficiente de troca do calor, são de suma importância para que os cálculos de fluxos de calor sejam dimensionados adequadamente, o que pode proporcionar uma melhor estimativa do balanço energético prognosticado pelos modelos de superfície.

A temperatura de superfície terrestre, também, é outra variável que tem papel significativo no balanço de energia de superfície. Entretanto, nas simulações realizadas por modelos de superfície, acoplados ou não, demonstram dificuldades em representar realisticamente a TST, principalmente, durante o período diurno. Pesquisas (HOGUE et al., 2005; YANG et al., 2008; CHEN, Y. et al., 2010; ZENG et al., 2012; ZHENG, W. et al., 2012) verificam que, por causa da inadequada

estimativa dos fluxos de calor, há um impacto direto na amplificação dos erros simulados para TST e comprometem o uso das observações por satélite nos métodos de assimilação, por exemplo. Uma possível solução que a literatura apresenta para este problema é a revisão ou adição da formulação do z_{0h}. Portanto, é seguindo a literatura destas formulações que este estudo tem o objetivo principal a representação adequada da TST.

Compreende-se então que uma estimativa apropriada da TST é um bom diagnóstico para a simulação dos processos físicos de superfície (JIN et al., 1997) e consequentemente fundamental para o balanço de energia. Assim, nas simulações nos horários diurnos os resultados do presente estudo demonstram maiores erros do que os horários noturnos. Isto vai de encontro com estudos (CHEN, Y. et al., 2010; ZHENG, W. et al., 2012; ZHENG, D. et al., 2014) nos quais consideram que há uma dificuldade na representação da temperatura de superfície terrestre no período diurno, por causa de dependências, como por exemplo, da descrição da propriedade térmica da superfície; cobertura do solo; processos de transferência entre a superfície e atmosfera; comprimento de rugosidade térmico (z_{0h}).

A propriedade térmica da superfície, isto é a sua capacidade calorífica, é função do tipo de solo e das mudanças da umidade que ocorrem nele. Estas características associadas com a cobertura vegetada (ou não) da superfície influenciam diretamente na magnitude da TST. Devido às diferenças das propriedades térmicas, o solo responde mais rapidamente ao balanço local de energia que o ar adjacente, geralmente exibindo maiores amplitudes térmica quando comparado com a atmosfera. O solo seco, em particular, tem maiores susceptibilidade na variação da TST do que os solos úmidos. Isto se deve, pois a capacidade térmica da água (solo úmido) é maior do que a capacidade térmica do solo não saturado (por exemplo, areia, argila, etc...). As regiões onde foram constatados maiores diferenças entre GLST e o modelo MCGA-SSiB foram

regiões onde as temperaturas do solo são tipicamente abaixo de zero (cobertura de neve, gelo ou regiões altas e montanhosas como os Andes). Também se verificou grandes diferenças sobre regiões com alto conteúdo de umidade do solo. Como, neste estudo, não foram averiguados os tipos e a umidade do solo para os dados do GLST e para os experimentos realizados com o modelo SSiB, se torna relevante esclarecer que uma das possíveis causas da grande disparidade encontrada nos resultados de TST pode ser justificada por esta característica. Portanto novos estudos devem ser realizados para quantificar e qualificar a influencia que a umidade e o tipo de solo proporcionam na TST.

Todas as formulações z_{0h} implementadas e testadas, por meio dos experimentos (Z95, CZ09, Z12, Y08), produziram um aumento da já existente superestimativa da temperatura de superfície terrestre no modelo SSiB original (experimento CRTL) dentro do sistema G3DVar. Penna (2014), utilizando a mesma configuração do experimento CRTL, mas para período distinto, também diagnosticou está superestimativa. Já para as variáveis de fluxo de calor ocorreu uma redução do erro em relação ao CRTL, principalmente na formulação de Yang et al. (2008). Além disto, foi o experimento Y08 que conseguiu obter boa coerência com os dados de reanálise do ERA-Interim. Em vista desta configuração entre a TST e os fluxos, o balanceamento da energia na superfície se mostra compreensível, uma vez que houve redução do fluxo de calor e um aumento da energia disponível em superfície, o que por fim determina uma diminuição da energia transferida para atmosfera. Em consequência disto se esperava valores menor do que foram encontrados para a temperatura do ar a 2 metros, a qual tem uma dependência direta dos fluxos de calor. Deste modo é necessária maior investigação para compreender o acoplamento existente entre o modulo de superfície (SSiB) com o MCGA-CPTEC/INPE.

Com relação à caracterização do ciclo diurno para os casos específicos de cobertura do solo, os experimentos com as formulações de z_{0h} obtiveram boa

representação dos fluxos de calor e das temperaturas quando confrontados com os dados do ERA-Interim. Entretanto para as regiões com vegetação esparsa há existência de uma variação maior da TST e isso contribui para dificultar a simulação no dimensionamento dos fluxos e consequentemente da temperatura do ar. Assim nas regiões de vegetação densa, no qual a TST tem menor amplitude, apresentaram melhores simulações com as formulações de z_{0h}.

Finalmente, para justificar estes resultados sugere-se que a parametrização dos processos de superfície (por exemplo, balanço de energia solo-atmosfera) do modelo ECMWF seja mais eficiente do que no LSM do MCGA-CPTEC/INPE na configuração original (CRTL) e com as formulações de z_{0h}. De modo geral, isto se deve porque os resultados mostram elevados valores dos campos das variáveis analisadas para o período diurno. Assim, uma possível limitação levantada do LSM SSiB pode ser o motivo destas superestimativas. Esta limitação pode estar relacionada ao modo simplificado no tratamento da parte não neutra da estabilidade atmosférica, a qual é baseada apenas no número de Richardson.

6.1 - SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A presente pesquisa apresenta uma nova possibilidade para o difícil e relevante tratamento dos processos de superfície, especialmente o dimensionamento dos fluxos que interagem no solo-atmosfera. Assim, para futuros trabalhos utilizando esta metodologia, sugere-se:

- Averiguação de um potencial problema do fechamento do balanço de energia causado pelas formulações do comprimento de rugosidade térmico no modelo SSiB.
- Verificar os parâmetros utilizados na questão da estabilidade atmosférica do modelo SSiB, uma vez que são constantes empíricas.

- Realizar estudos para períodos na escala de tempo maiores, isto é, períodos sazonais (verão e inverno), no qual a cobertura do solo apresenta configurações diferenciadas.
- Verificar as formulações do comprimento de rugosidade térmico realizadas nesta pesquisa em outros modelos de superfície, como por exemplo, modelo de superfície (IBIS).
- Verificar a influência do uso das diferentes formulações de z0h na assimilação de canais com sensibilidade a superfície.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARYA, S. P. S. **Introduction to micrometeorology.** San Diego, CA: Academic-Press, 1988, 307 p.

BELJAARS, A. C. M.; HOLTSLAG, A. A. M. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. **Journal Applied Meteorology**, v.30, p. 327–341. 1991.

BONATTI, J. P. Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

BRUTSAERT, W., Heat and mass transfer to and from surfaces with dense vegetation or similar permeable roughness, **Boundary-Layer Meteorology.** v.16, p. 365-388, 1979

BRUTSAERT, W. H. **Evaporation into the atmosphere**: theory, history, and applications. Dordrecht: Reidel, p. 299. 1982.

BRUTSAERT, W.; SUGITA, M. The sensible heat transfer parameterization for surfaces with an isothermal dense vegetation. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.53, p. 209-216, 1996.

BURTON, P. **CY41R1 Official IFS Documentation: IV PART**. Physical Processes. ECMWF. 2015. Disponível em: https://software.ecmwf.int/wiki/display/IFS/CY41R1+Official+IFS+Documentation. Acesso em: julho de 2015.

CHAMBERLAIN, A. C. Transport of gases to and from grass ans grass-like surfaces. **Proceedings of the Royal Society London**., 1966.

CHEN, J.; JIEMIN, W.; TIANNING, G. An independent method to determine the surface roughness length. **Chinese Journal Atmospheric Science.**, v.17, p. 21-26, 1993.

CHEN, F.; Z. JANJIC.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP Mesoscale Eta Model. **Boundary-Layer Meteorology**, v.85, p. 391–421. 1997.

CHEN, F.; J. DUDHIA. Coupling an advanced land surface– hydrology model with the PSU–NCAR MM5 modeling sys- tem. Part I: Model description and implementation**. Monthly Weather Review.**, 129, 569–585. 2001.

CHEN, F.; Y. ZHANG. On the coupling strength between the land surface and the atmosphere: From viewpoint of surface exchange coefficients. **Geophysical Research Letters.**, 36, L10404, doi:10.1029/2009GL037980. 2009.

CHEN, Y.; YANG, K.; ZHOU, D.; QIN, J.; GUO, X. Improving the Noah Land Surface Model in Arid Regions with an Appropriate Parameterization of the Thermal Roughness Length. **Journal Hydrometeorology**, v.11, p. 995–1006. 2010.

CORREIA, P. R. M. **A atmosfera e as reações químicas.** São Paulo: USP, 2012. Aula da disciplina ACH1023 - Química Ambiental, ministrada em 14/3/2012.

CUNHA, A. P. M. A. **Calibração do "Simplified Simple Biosphere Model - SSiB" para o Bioma Caatinga do Nordeste Brasileiro**. versão: 2008-11-14. 135 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/10.30.17.59>. Acesso em: 18 ago. 2015.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEY, P. J.; WILSON, M.F. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model National Center for Atmospheric Research. Boulder, CO, Technical Note/TN-275+STR.

DORMAN, J. L.; SELLERS, P. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistence for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, v.28, p.833-855, 1989.

GARRATT, J. R.; HICKS, B.B. Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. v. 99, p. 680–687. 1973.

GARRATT, J. R. **The Atmospheric Boundary Layer**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 316. 1992.

GARRATT, J.R.; HICKS, B. B.; VALIAGURA, R. A. "The roughness length for heat and other vegetation parameters for a surface of short grass'", **Journal Applied Meteorology.** v.32, p.1301-1303. 1993.

HICKS, B. B. “Reply”. **Boundary-Layer Meteorology**., v.10, p. 237-240. 1976.

HIROTA, M. **Os efeitos de incêndios naturais e das mudanças climáticas globais na distribuição da vegetação na América do Sul tropical - um estudo de modelagem**. 2010. 132 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/08.18.20.53-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/384KSSE>. Acesso em: 18 ago. 2015.

HOGUE, T. S.; BASTIDAS, L.; GUPTA, H.; SOROOSHIAN, S.; MITCHELL, K.; Emmerich, W. Evaluation and transferability of the Noah LSM in semiarid environments. **Journal Hydrometeorology**. v.6, p. 68–83. 2005.

HUBAND, N, D, S.; MONTEITH, J, L. Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v.36, p.1-17, 1986.

JIN, M.; DICKINSON, R. E.; VOGELMANN, M. A. A comparison of CCM2-BATS skin temperature and surface-air temperature with satellite and surface observations. **Journal of Climate**., v.10, p. 1505-1524. 1997.

JIN., M.; DICKINSON, R. E. Land surface skin temperature Climatology: Benefitting from the Strenght of Satellite Observations. **Environmental Research Letters**., v.5, p.13. 2010.

KANDA, M.; KANEGA, M. KAWAI.; T. MORIWAKI, R.; SUGAWARA, H. Roughness lengths for momentum and heat derived from outdoor urban scale models. **Journal of Applied Meteorology and Climatology.**, v.46, p. 1067–1079. 2007.

KOHSIEK, W.; DE BRUIN, H. A. R.; VAN DEN HURK, B. J. J. M. Estimation of sensible heat flux of a semi-arid area using radiative temperature measurements. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, p. 213-230. 1993.

KUBOTA, P. Y. **Variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul**. 2012. 309 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia)

- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2>. Acesso em: 18 ago. 2015.

LEMONE, M. A.; TEWARI, M. ; CHEN, F.; ALFIERI, J.; NIYOGI, D. Evaluation of the Noah land surface model using data from a fair-weather IHOP_200 day with heterogeneous surface fluxes. **Monthly Weather Review.**, v.136, p. 4915–4941. 2008.

LETTAU, H. Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness element description. **Journal Applied Meteorology**, v.8, p. 828-832, 1969.

MALHI, Y. The behaviour of the roughness length for temperature over heterogeneous surfaces. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.**,v.122**,** 1095–1125. 1996.

MATSUI, T.; LAKSHIMI, V.; Links between Snow Cover, Surface Skin Temperature, and Rainfall Variability in the North American Monsson System, **Journal Climate**., v.16, p. 1821-1229. 2002.

MONTEIH, J. L. **Principles of Environmental Physics**. Edward Arnold, London, 244 p., 1973.

MÖLDER, M.; LINDROTH, A.; GRELLE, A. Experimental determination of the roughness length for temperature over a field of tall grass in central Sweden. **Geografiska Annaler**., 81 A (1): p.87-100. 1999.

MÖLDER, M.; LINDROTH, A. Dependence of kB^{-1} factor on roughness Reynolds number for barley and pasture. **Agriculture and Forest Meteorology**. 106, 147–152. 2001.

NORMAN, J, M.; BECKER, F. Terminology in termal infrared remote sensing of nature surfaces. **Agriculture and Forest Meteorology**. v.77, 153-166., 1995.

OKE, T.R. **Boundary Layer Climates**, 2nd Edition. London: Routledge, 1987.

OWEN, P. R.; W. R. THOMPSON. Heat transfer across rough surfaces. **Journal Fluid Mech**., v.15, p.321–334. 1963.

PENNA, B. R. **O papel da temperatura de superfície terrestre no sistema global de assimilação variacional tridimensional do CPTEC/INPE.** 2014.

121p. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/06.02.22.56-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3GDLEKP>. Acesso em: 31 ago. 2015.

PRIGENT, C.; AIRES, F.; ROSSOW, W. B. Land surface skin temperatures from a combined analysis of microwave and infrared satellite observations for an all weather evaluation of the differences between air and skin temperatures. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)**, v. 108, n. D10, 2003.

QUALLS, R. J.; BRUTSAERT W. The effect of vegetation density on the parameterization of scalar roughness to estimate spatially distributed sensible heat fluxes. **Water Resources Research.,** v.32: p.645–652. 1995.

REICHLE, R. H.; KUMAR, S.V.; MAHANAMA, S.P.; KOSTER, R.D.; LIU, Q. Assimilation of Satellite-Derived Skin Temperature Observations into Land Surface Models. **Journal of Hydrometeorology**.,v.11, p. 1103-1122. 2010.

SCHIMID, H. P.; BUNZIL, B. The influence of surface texture on the effective roughness length. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.121, p.1-21. 1995.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **Journal Atmospheric Society,** v.43, p.505-531, 1986.

SHEPPARD, P. A. Transfer across the earth's surface and through the air above. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.**, v.84, p.205– 224. 1958.

SILVEIRA, B.B. Número de canais assimilados por sensores, assim como número total de canais sensíveis a superfície. (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, 2015). Comunicação Pessoal.

SIMMONS, A. UPPALA, S. DEE, D. KOBAYASHIA, S. ERA Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. **ECMWF News Letter**, n.110, p.25-35, 2006.

SUGITA, M., BRUTSAERT, W. Regional surface fluxes from remotely sensed skin

temperature and lower boundary layer measurements. **Water Resources Research**, v.26, p.2937-2944. 1990.

SUTTON, O.G. **Micrometeorology**, McGraw-Hill Boolk Co., N.Y., 333p. 1953.

STULL, R. B. **Introduction to boundary layer meteorology** - Dordrecht, Netherlands : Kluwer, p.666 1988.

SUN, J. e MAHRT, L. Determination of surface fluxes from the surface radiative temperature. **Atmosphere Science**., v.52, 1096-106., 1995.

SUN, D., PINKER, R. T., KAFATOS, M. Diurnal temperature range over the United States: A satellite view, **Geophysical Research Letters.,** v.33, p. L05705, 2006.

SUN, D., FANG, L., YU, Y. Goes LST Algorithm Theoretical Basis Document Version 3.0, 2012.

SVERDRUP, H. U. On the evaporation from the oceans. **Journal Marine Research**. v.1, p.3-14. 1937.

THOM, A. S. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.**, v.98, p.124–134. 1972

VITERBO, P., BELJAARS, A. C. M. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. **Journal Climate**, v.8, p. 2716-2748,.1995.

VERHOEF, A.; DE BRUIN, H. A. R.; VAN DEN HURK, B. J. J. M. Some practical notes on the parameter kB-1 for sparse vegetation. **Journal Applied Meteorology**., v.36, p.560–572. 1997.

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v.4, n.3, p.345-36, 1991.

YANG, K., KOIKE, T.; FUJI, H.; TAMAGAWA, K.; HIROSE, N. Improvement of surface flux parameterizations with a turbulence-related length. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.**, v.128, p.2073– 2087. 2002.

YANG, K.; KOIKE, H.; and YANG, D. Surface flux parameterization in the Tibetan

Plateau. **Boundary-Layer Meteorology**., v.106, p.245–262. 2003.

YANG, K., WATANABE, T.; KOIKE, T.; Li, X.; FUJI, H.; TAMAGAWA, K.; MA, Y.; ISHIKAWA, H. Auto-calibration system developed to assimilate AMSR-E data into a land surface model for estimating soil moisture and the surface energy budget. **Journal Meteorology Society Japan**, v.85, p.229–242. 2007b.

YANG, K., T. KOIKE, H. ISHIKAWA, J. KIM, X. LI, H. LIU, S. LIU, Y. MA, and J. WANG. Turbulent flux transfer over bare-soil surfaces: Characteristics and parameterizations, **Journal Applied Meteorology Climatology**., v.47, p.276–290, doi:10.1175/2007JAMC1547.1. 2008.

YANG, K., CHEN, Y.Y.; QIN, J. Some practical notes on the land surface modeling in the Tibetan Plateau. **Hydrology Earth System Science.**, v.13, p.687–701. 2009.

ZENG, X.; DICKINSON, R. E. Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes. **Journal Climate**, v.11, p.537–550. 1998.

ZENG, X.; DICKINSON, R. E.; BARLAGE, M.; DAI, Y.; WANG, G.; OLESON, K. Treatment of undercanopy turbulence in land models. **Journal Climate**, v.18, p.5086–5094. 2005.

ZENG, X; ZHUO, W.; AIHUI, W. 2012: Surface Skin Temperature and the Interplay between Sensible and Ground Heat Fluxes over Arid Regions. **Journal Hydrometeorology**, v.13, p.1359–1370. 2012.

ZHENG, W.; WEI, H.; MENG, J.; EK, M.; MITCHELL, K.; DERBER, J. C.; ZENG, Z.; WANG, Z. Improvement of land surface skin temperature in NCEP operational NWP models and its impact on satellite data assimilation. **In: 23rd Conference on Weather Analysis and Forecasting/19th Conference on Numerical Weather Prediction**. 2009

ZHENG, W.; WEI, H.; WANG, Z.; ZENG, X.; MENG, J.; EK, M.; MITCHELL, K.; DERBER, J. Improvement of daytime land surface skin temperature over arid regions in the NCEP GFS model and its impact on satellite data assimilation. **Journal Geophyscs Research**., 117, D06117, doi:10.1029/2011JD015901. 2012.

ZHENG, D.; VELDE, R.V.D.; SUN, Z.; BOOIJ, M.J.; HOEKSTRA, Y.; WEN, J. Assessment of roughness length schemes implemented within the Noah Land

Surface Model for high-altitude regions. **Journal Hydrometeorology**., v.15, p. 921-937. 2014.

ZILITINKEVICH, S.S. **Dynamics of the Atmospheric Boundary Layer, Hydrometeorology**, Leningrad Press, Quebec (in Russian). 1970.

ZILITINKEVICH, S. S. Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows. Air Pollution Theory and Simulation, H. Power, N. Moussiopoulos, and C. A. Brebbia, Eds., Vol. I, Air Pollution III, **Computational Mechanics Publications**, 53–60. 1995.

ZILITINKEVICH, S. S.; MAMMARELLA, I.; BAKLANOV, A. A.; JOFFRE, S. M. The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height. **Boundary-Layer Meteorology**., v.129, p. 179-190, 2008.