



---

---

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS E ESCOLA DE ENGENHARIA  
CURSO DE ENGENHARIA AMBIENTAL

---

---

LUCAS RIBEIRO DIAZ

AVALIAÇÃO DO USO DO MODELO WRF (*WEATHER RESEARCH  
AND FORECASTING*) NA GERAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS  
VISANDO À CORREÇÃO ATMOSFÉRICA NO INFRAVERMELHO  
TERMAL

Porto Alegre

Dezembro 2018

**LUCAS RIBEIRO DIAZ**

**AVALIAÇÃO DO USO DO MODELO WRF (*WEATHER RESEARCH AND FORECASTING*) NA GERAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS VISANDO À CORREÇÃO ATMOSFÉRICA NO INFRAVERMELHO TERMAL**

TRABALHO DE CONCLUSÃO  
APRESENTADO AO CURSO DE ENGENHARIA  
AMBIENTAL DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO  
RIO GRANDE DO SUL COMO PARTE DOS  
REQUISITOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO  
DE ENGENHEIRO AMBIENTAL.

Orientador: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Silvia Beatriz Alves Rolim

Coorientador: Dr. Daniel Caetano Santos

Porto Alegre

Dezembro 2018

### CIP - Catalogação na Publicação

Diaz, Lucas Ribeiro

Avaliação do uso do Modelo WRF (Weather Research and Forecasting) na geração de perfis verticais visando à correção atmosférica no infravermelho termal / Lucas Ribeiro Diaz. -- 2018.

112 f.

Orientadora: Silvia Beatriz Alves Rolim.

Coorientador: Daniel Caetano Santos.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Curso de Engenharia Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2018.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Infravermelho termal. 3. Correção atmosférica. 4. WRF. 5. Perfis atmosféricos. I. Rolim, Silvia Beatriz Alves, orient. II. Santos, Daniel Caetano, coorient. III. Título.

LUCAS RIBEIRO DIAZ

AVALIAÇÃO DO USO DO MODELO WRF (*WEATHER RESEARCH AND FORECASTING*)  
NA GERAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS VISANDO À CORREÇÃO ATMOSFÉRICA NO  
INFRAVERMELHO TERMAL

Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul defendido e aprovado em **12/12/2018** pela comissão avaliadora constituída pelos professores:

Banca Examinadora:

.....  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Silvia Beatriz Alves Rolim – Orientador

.....  
Dr. Atilio Efrain Bica Grondona – UNISINOS, PPG em Engenharia Civil

.....  
MSc. Gabriel Bonow Münchow – UFRGS, CEPSRM, LMQA

Conceito:.....

Dedico este trabalho aos meus avós  
Nelly e Antônio Ribeiro (*in memoriam*) e Olga e Ruiz Diaz.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, à minha orientadora professora Silvia Rolim que me concedeu, quatro anos atrás, a primeira oportunidade de minha vida acadêmica, me apresentando assim ao mundo da pesquisa e da ciência. Agradeço, também, por valorizar as minhas opiniões e ideias, acreditar em seus alunos e buscar sempre para nós as melhores oportunidades. Além disso, é claro, pelos ensinamentos recebidos e pela orientação durante este trabalho.

Aos meus pais, Maria Clara e Eviltom, que são, e sempre serão, meus exemplos. Obrigado pelo apoio incondicional e por terem me oportunizado chegar até aqui: tudo o que sou devo a vocês.

À minha irmã Liz, que foi a corretora oficial de praticamente todos os meus trabalhos acadêmicos durante a graduação e, como não podia ser diferente, também me auxiliou neste derradeiro trabalho de conclusão de curso. Dessa forma, de tanto ler a respeito, a Liz é, hoje, provavelmente a estudante de jornalismo que mais entende de Sensoriamento Remoto no mundo. Muito obrigado por toda parceria e pela paciência com os meus erros de pontuação.

À minha namorada Luiza, por todo amor, incentivo, companheirismo e paciência. Obrigado por fazer meus dias mais felizes e por ter estado ao meu lado durante a faculdade, do início ao fim.

Ao pessoal da Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) – ao professor Gervasio por oportunizar essa interação, ao Viliam e ao Adriano por terem me auxiliado no início do aprendizado com o WRF. Dedico um agradecimento especial ao meu coorientador Daniel Caetano, que aceitou o desafio de ensinar um estudante de Engenharia Ambiental, que nunca havia trabalhado com meteorologia ou modelagem atmosférica, a utilizar um modelo numérico complexo. Obrigado pelos ensinamentos e por estar sempre disposto a responder às minhas dúvidas.

À banca examinadora, Atilio Grondona e Gabriel Münchow, pela disponibilidade, pelo interesse e por terem aceitado colaborar com este trabalho, compartilhado seus conhecimentos e sugestões.

Ao Laboratório de Meteorologia e Qualidade do Ar (LMQA) da UFRGS, coordenado pela professora Rita de Cássia Marques Alves, por ter proporcionado a realização dos experimentos de lançamento das radiossondagens.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul como um todo e a todos os professores do curso de Engenharia Ambiental – tenho muito orgulho de ter estudado nessa instituição e nesse curso.

A todos os colegas do Laboratório de Sensoriamento Remoto Geológico (LabSRGeo) do Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM) – UFRGS, em especial à Pâmela Käfer, pelas boas conversas e sugestões sobre como poderia aprimorar o meu trabalho.

Aos colegas e amigos da Engenharia Ambiental, que fizeram parte do meu cotidiano nesses anos, aqui representados pela Bruna, Bruno, Jéssica, Karine e Marina – que finalizou a graduação junto comigo, obrigado pelos inúmeros “como tu fez essa parte no teu?”.

E a todos familiares, amigos e profissionais que não foram aqui citados, mas que, de alguma forma, contribuíram nessa caminhada, o meu muito obrigado!

O clima é um juiz que sabe contar árvores,  
que não esquece e não perdoa.

*Antônio Nobre*



## RESUMO

O Sensoriamento Remoto no Infravermelho Termal (*Thermal Infrared* – TIR) é uma ferramenta fundamental para a obtenção da temperatura e da emissividade da superfície terrestre – variáveis de grande importância em diversos estudos ambientais. Entretanto, para que os dados termais possam ser utilizados nas mais variadas aplicações, deve ser realizada a correção atmosférica dos mesmos. Essa, via de regra, necessita de perfis verticais atmosféricos, obtidos, idealmente, através do lançamento de radiossondagens locais. Contudo, o acesso à tecnologia de radiossondas é restrito, enquanto outras alternativas de perfis atmosféricos podem apresentar limitações. Nesse contexto, o presente estudo tem como objetivo analisar a viabilidade da utilização do modelo numérico atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF) para gerar perfis verticais atmosféricos, buscando suprir a necessidade de uma radiossondagem na correção atmosférica de dados do TIR. Para tal, foram realizadas simulações no modelo ARW-WRF (*Advanced Research WRF*), na versão 3.9.1.1, para uma área de estudo no Litoral Norte do Rio Grande do Sul, em duas datas, com condições de tempo distintas (09/01/2018 – alta nebulosidade e 14/03/2018 – predominância de sol). Nas simulações, foram utilizados dados de reanálise do NCEP *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) como condições iniciais e de contorno para duas grades aninhadas com resoluções horizontais de 12 km (G12) e 3 km (G03). Para avaliar o desempenho da modelagem atmosférica, os dados simulados pelo WRF foram comparados com dados de campo provenientes de radiossondagens obtidas na área de estudo. Os dados simulados foram interpolados para os níveis da radiossondagem e, então, as medidas estatísticas – coeficiente de correlação ( $R$ ), viés e raiz do erro quadrático médio (RMSE), foram computadas para as variáveis meteorológicas razão de mistura ( $q$ ), temperatura potencial ( $\theta$ ) e velocidade do vento (Vel.). Essa análise foi realizada tanto ao longo de todo o perfil atmosférico, quanto com enfoque apenas na Camada Limite Atmosférica (CLA). Os resultados apresentaram elevada correlação entre os perfis simulados e observados, com valores de  $R$ , em sua grande maioria, superiores a 0,9. Sendo a principal exceção a  $q$ , quando analisada exclusivamente na CLA, no dia 14/03/2018, onde  $R=0,68$ . No que diz respeito ao viés e ao RMSE, os menores (maiores) valores observados foram: para o viés, -0,06 K em  $\theta$  (1,31 m/s na Vel.); já para o RMSE, 0,44 K (3,00 K) para  $\theta$ . Dessa forma, conclui-se que existe um indicativo positivo do potencial de utilização do modelo WRF na simulação de perfis atmosféricos, visando sua aplicação na correção atmosférica de dados de sensoriamento remoto no TIR.

Palavras-chave: Sensoriamento Remoto. Infravermelho termal. Correção atmosférica. WRF. Perfis atmosféricos.

## ABSTRACT

Thermal Infrared (TIR) remote sensing is an essential tool for obtaining the land surface temperature and land surface emissivity. These parameters are a key for several environmental studies. However, the atmospheric effects must be corrected for the appropriate use of TIR data. The atmospheric correction usually requires vertical atmospheric profiles, which are obtained ideally by the launch of radiosondes. Nevertheless, the access to radiosonde technology is often restricted and other alternatives of atmospheric profiles might have limitations. Thus, this study aims to analyze the feasibility of using the atmospheric numerical model Weather Research and Forecasting (WRF) to generate vertical atmospheric profiles, in order to supply the need for a radiosonde in the atmospheric correction of TIR data. To this end, we performed simulations in the ARW-WRF (Advanced Research WRF) model, version 3.9.1.1, in a study area located in the North Coast of Rio Grande do Sul state, Brazil, on two dates with distinct weather conditions (01/09/2018 - cloudy and 03/14/2018 - cloudless). In the simulations, National Center for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) reanalysis data were used as initial and boundary conditions for two nested grids with horizontal resolutions of 12 km (G12) and 3 km (G03). To evaluate the performance of the atmospheric modeling, the data simulated by the WRF were compared with field data from radiosondes obtained in the study area. We interpolated the simulated data to the radiosonding levels and then computed the statistical measures correlation coefficient ( $R$ ), bias and root mean square error (RMSE), for the meteorological variables mixing ratio ( $q$ ), potential temperature ( $\theta$ ) and wind speed ( $Speed$ ). This analysis was performed both along the entire atmospheric profile and with focus only on the Planetary Boundary Layer (PBL). The results showed a high correlation between the simulated and observed profiles, with values of  $R$ , for the most part, higher than 0.9. The main exception was  $q$  when analyzed exclusively in CLA on the cloudless day, where  $R = 0.68$ . In terms of bias and RMSE, the lowest (highest) observed values were: for bias, -0.06 K for  $\theta$  (1.31 m/s for  $Speed$ ); and for RMSE, 0.44 K (3.00 K) for  $\theta$ . Therefore, it is concluded that there is a positive indication of the potential use of the WRF model in the simulation of atmospheric profiles aiming its application in the atmospheric correction of TIR remote sensing data.

Keywords: Remote sensing. Thermal infrared. Atmospheric correction. WRF. Atmospheric profiles.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Espectro eletromagnético proposto por Purkis e Klemas (2011). .....	32
Figura 2 - Janelas atmosféricas no espectro eletromagnético. ....	32
Figura 3 – Curvas de radiação de corpo negro, para diferentes temperaturas, extraída da Lei de Planck. ....	35
Figura 4 - Ilustração simplificada da equação de transferência radiativa na região espectral do infravermelho termal. ....	54
Figura 5 – Componentes do sistema WRF. ....	58
Figura 6 - Coordenada vertical $\eta$ . ....	60
Figura 7 - Grades horizontal e vertical do núcleo ARW. ....	67
Figura 8 - Exemplo de aninhamento de grades com a grade C de Arakawa. ....	68
Figura 9 - Opções de configurações para o aninhamento das grades. ....	69
Figura 10 - Esquema ilustrando o fluxo de dados e os programas que compõem o WPS, e como este alimenta os dados iniciais do ARW. ....	70
Figura 11 - Localização da área de estudo no Litoral Norte do Rio Grande do Sul. ....	74
Figura 12 - Fluxograma do sistema de modelagem do WRF, onde as etapas utilizadas no estudo estão destacadas nas células coloridas do fluxograma. ....	75
Figura 13 - Mapa indicando os domínios/grades aninhadas utilizados no estudo. ....	78
Figura 14 - Ilustrações do sistema de radiossondagens. ....	82
Figura 15 - Mapa da área de estudo indicando o local de lançamento das radiossondagens. ....	83
Figura 16 - Perfis verticais de velocidade do vento (Vel.), em função da altura, observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF. ....	88
Figura 17 – Perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ ), em função da altura, observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF. ....	88
Figura 18 – Perfis verticais de razão de mistura do vapor de água ( $q$ ), em função da altura, observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF. ....	89

Figura 19 - Perfis verticais de velocidade do vento (Vel.), em função da altura – para os primeiros níveis da atmosfera. Sendo esses observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF. ....	90
Figura 20 - Perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ ), em função da altura – para os primeiros níveis da atmosfera. Sendo esses observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF. ...	91
Figura 21 - Perfis verticais de razão de mistura do vapor de água ( $q$ ), em função da altura – para os primeiros níveis da atmosfera. Sendo esses observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF. ....	91

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Tabela com os esquemas de parametrizações físicas utilizados no estudo.....	79
Tabela 2 - Medidas estatísticas comparando os perfis observados, através das radiossondagens, com os simulados pelo WRF (G12 e G03). .....	89
Tabela 3 - Medidas estatísticas comparando os perfis observados, através das radiossondagens, com os simulados pelo WRF (G12 e G03) – para a camada limite atmosférica.....	92

## LISTA DE SIGLAS

4A/OP: Modelo de transferência radiativa *Automatized Atmospheric Absorption Atlas*

AATSR: *Advanced Along-Track Scanning Radiometer*, sensor abordo do satélite ENVISAT da Agência Espacial Europeia

ACPC: Calculadora de Parâmetros de Correção Atmosférica, do inglês *Atmospheric Correction Parameter Calculation*

AFWA: *Air Force Weather Agency*, Agência Meteorológica da Força Aérea dos Estados Unidos

AIRS: *Atmospheric Infrared Sounder*, instrumento de sondagem atmosférica a bordo do satélite Aqua

ARW: *Advanced Research WRF*, núcleo dinâmico de pesquisa do WRF

ASTER: *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*, sensor a bordo do satélite Terra.

BMJ: Betts–Miller–Janjic, esquema de parametrização de nuvens cumulus

CAPS: *Center for Analysis and Prediction of Storms*, Centro de Análise e Previsão de Tempestades da Universidade de Oklahoma

CFSR: NCEP *Climate Forecast System Reanalysis*, sistema de dados de reanálise do NCEP

CFSv2: NCEP *Climate Forecast System Version 2*, sistema de dados de reanálise do NCEP

CISL: *Computational and Information Systems Laboratory*, Laboratório de Computação e Sistemas de Informação do NCAR

CLA: Camada Limite Atmosférica, também conhecida como Camada Limite Planetária (CLP), ou o termo em inglês – PBL

DECS: *Data Engineering and Curation Section*, seção de curadoria e engenharia de dados do CISL/NCAR

DN: Número digital, do inglês *digital number*

DOE: *United States Department of Energy*, Departamento de Energia dos Estados Unidos

ECMWF: *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo

ENIAC: *the Electronic Numerical Integrator and Computer*, supercomputador onde foi realizada a primeira previsão do tempo, nos Estados Unidos

ERA-Interim: *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis*, sistema de dados de reanálise do ECMWF

ESRL: *Earth System Research Laboratory*, Laboratório de Pesquisas do Sistema Terrestre da NOAA

ETM+: *Enhanced Thematic Mapper Plus*, sensor a bordo do satélite Landsat 7

FAA: *Federal Aviation Administration*, Administração Federal de Aviação dos Estados Unidos

FIR: Infravermelho distante, do inglês *Far Infrared*

G03: Grade/domínio com resolução horizontal de 3 km utilizada nas simulações com o WRF

G12: Grade/domínio com resolução horizontal de 12 km utilizada nas simulações com o WRF, grade mãe

GAPRI: *Global Atmospheric Profiles derived from Reanalysis Information*, banco de dados de perfis atmosféricos derivados de dados de reanálise

GDAS: *Global Data Assimilation System*, sistema utilizado pelo modelo global de previsão do NCEP para alocar os dados observados em um modelo espacial de grades

GEOS-1: *Geodetic Earth Orbiting Satellite*, satélite geostacionário da NASA

GMTED2010: *Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010*, modelo digital de elevação desenvolvido pelo USGS

GrADS: *Grid Analysis and Display System*, ferramenta de acesso, manipulação e visualização de dados da área das ciências da terra

GRIB: *GRIdded Binary*, formato de dados de reanálise em pontos de grade binários

IMW: *Improved Mono-Window algorithm*, algoritmo de recuperação de valores de LST

JMA: *Japan Meteorological Agency*, Agência Meteorológica do Japão

JRA: *Japanese Reanalysis*, projeto de dados de reanálise da JMA

LANDART: *LANDsat Automatic Retrieval of surface Temperatures*, ferramenta de *software* para o processamento de dados do TIR do Landsat

LSE: Emissividade da superfície terrestre, do inglês *Land Surface Emissivity*

LSM: *Land-Surface Model*, Modelo da Superfície Terrestre

LST: Temperatura da Superfície Terrestre, do inglês *Land Surface Temperature*

MERRA: *Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications*, sistema de dados de reanálise desenvolvido pela NASA

MET: *Model Evaluation Tools*, programa para pós-processamento dos dados de saída do WRF

MM5: *Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model*, modelo de mesoescala do NCAR

MMM: *Mesoscale and Microscale Meteorology*, divisão de meteorologia de meso e microescala do NCAR

MOD07: *MODIS Atmospheric Profile*, produto do MODIS que fornece perfis atmosféricos verticais. Sigla referente ao produto de um modo geral e também, especificamente, aos dados provindos da plataforma Terra. Quando esses provem da plataforma Aqua, o produto também pode ser denotado como MYD07.

MODIS: *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, sensor abordo dos satélites Terra e Aqua

MODTRAN: *MODerate resolution atmospheric TRANsmission*, modelo de transmissão atmosférica/transferência radiativa

NASA: *National Aeronautics and Space Administration*, em português, Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço, é a agência espacial do Estado Unidos

NCAR: *National Center for Atmospheric Research's*, Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica dos Estados Unidos



NCEP FNL: NCEP *Final Operational Model Global Tropospheric Analyses*, modelo global de dados atmosféricos do NCEP

NCEP: *National Centers for Environmental Prediction*, Centros Nacionais de Previsão Ambiental dos Estados Unidos

NCL: NCAR *Graphics Command Language*, programa de processamento e visualização de dados, utilizado na etapa de pós-processamento e visualização de dados do WRF

NDVI: Índice de Vegetação da Diferença Normalizada, do inglês *Normalized Difference Vegetation Index*

netCDF: *network Common Data Form*, formato de arquivo destinado a armazenar dados multidimensionais (variáveis)

NIR: Infravermelho Próximo, do inglês *Near Infrared*

NMM: *Nonhydrostatic Mesoscale Model*, núcleo dinâmico não hidrostático do WRF

NOAA: *National Oceanic and Atmospheric Administration's*, em português, Administração Oceânica e Atmosférica Nacional, é uma agência científica dos Estados Unidos

NRL: *Naval Research Laboratory*, Laboratório de Pesquisa Naval dos Estados Unidos

OSU: *Oregon State University*, Universidade do Estado do Oregon nos Estados Unidos

PBL: *Planetary Boundary Layer*, em português, Camada Limite Planetária (CLA)

PNT: Previsão Numérica do Tempo

RDA: *Research Data Archive*, arquivo de dados do CISL/NCAR

REM: Radiação eletromagnética

RIP4: *Read/Interpolate/Plot 4*, programa que é opção para visualização e pós-processamento dos dados de saída do WRF

RMSE: Raiz do erro quadrático médio, do inglês *Root-Mean-Square Error*

RRTM: *Rapid Radiative Transfer Model*, esquema de parametrização de radiação de onda longa

RTE: Equação de Transferência Radiativa, do inglês *Radiative Transfer Equation*

RTM: Modelo de transferência radiativa, do inglês *Radiative Transfer Model*

SST: Temperatura da Superfície do Mar, do inglês *Sea Surface Temperature*

SWIR: Infravermelho de ondas curtas (do inglês *Short-Wavelength Infrared*), frequentemente chamado de infravermelho médio

TIR: Infravermelho Termal, do inglês *Thermal Infrared*

TIROS: *Television Infrared Operational Satellite*, série norte americana de satélites, sendo o primeiro lançado em 1960

TIRS: *Thermal Infrared Sensor*, sensor termal a bordo do satélite Landsat 8

TM: *Thematic Mapper*, sensor a bordo do satélite Landsat 5

TOA: Topo da atmosfera, do inglês *Top Of the Atmosphere*

TOVS: *TIROS Operational Vertical Sounder*, sistema que prove sondagens atmosféricas por satélite

UPP: *NCEP Unified Post Processor*, programa que é opção para visualização e pós-processamento dos dados de saída do WRF

USGS: *United States Geological Survey*, Serviço Geológico dos Estados Unidos

UTC: Tempo Universal Coordenado, do inglês *Universal Time Coordinated*, é o fuso horário de referência a partir do qual se calculam todas as outras zonas horárias do mundo

VAPOR: *Visualization and Analysis Platform for Ocean, Atmosphere, and Solar Researchers*, programa que é opção para visualização e pós-processamento dos dados de saída do WRF

Vel.: Velocidade do Vento

VIS: Região espectral do visível

VNIR: Sensoriamento remoto que engloba as regiões espectrais do visível e do infravermelho próximo (NIR)

WMO: *World Meteorological Organization*, em português, Organização Meteorológica Mundial (OMM)

WPS: *WRF Preprocessing System*, Sistema de Pré-processamento do WRF

WRF: *Weather Research and Forecasting*, modelo numérico atmosférico

WSF: *WRF Software Framework*, estrutura de *software* do WRF

WVS: *Water-Vapor Scaling Method*, algoritmo de correção atmosférica

YSU: *Yonsei University*, esquema de parametrização de camada limite planetária

## LISTA DE SÍMBOLOS

$(\ )'$  = variável em perturbação do estado de referência

$\overline{(\ )}$  = quando referente às equações governantes do WRF, representa uma variável no estado de referência

$h_{1,2}$  = na interpolação linear ponderada, são os níveis (vizinhos) do modelo

$\lambda_{max}$  = comprimento de onda dominante (pico de emitância radiante espectral)

$B_i$  ou  $B_\lambda$  = quando referente à Equação de Transferência Radiativa, trata-se da radiância espectral de um corpo negro no canal  $i$  ou no comprimento de onda  $\lambda$

$C_p$  = capacidade térmica a pressão constante

$C_v$  = capacidade térmica a volume constante

$I_i$  ou  $L_\lambda^{sen}$  = radiância mensurada por um sensor, no canal  $i$  ou no comprimento de onda  $\lambda$ , no topo da atmosfera

$M_\lambda$  = emitância radiante espectral

$M_b$  = fluxo radiante de um corpo negro

$Q_m$  = variável genérica de umidade acoplada

$R_{at\uparrow,\downarrow}$  ou  $L^{\uparrow,\downarrow}$  = radiância termal atmosférica ascendente (*up-welling*) ( $\uparrow$ ) e descendente (*down-welling*) ( $\downarrow$ ), respectivamente

$R_d$  = constante universal dos gases perfeitos para o ar seco ( $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )

$R_i$  = radiância observada no canal  $i$ , ao nível do solo

$R_{sli\uparrow,\downarrow}$  = radiância solar difusa ascendente ( $\uparrow$ ) e descendente ( $\downarrow$ ), respectivamente

$R_v$  = constante universal dos gases perfeitos para o vapor de água ( $461,6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )

$T_{kin}$  = Temperatura cinética verdadeira

$T_{rad}$  = Temperatura radiante aparente é a temperatura que é registrada pela grande maioria dos sensores remotos de infravermelho termal

$m_{x,y}$  = fator de escala do mapa

$o_i$  = Valor observado de uma determinada variável, o sobrescrito  $\bar{o}$  indica a média aritmética dos valores observados

$p_0$  = pressão de referência ao nível do mar

$p_h$  = componente hidrostática da pressão, sendo os subscritos  $hs$  e  $ht$  referentes aos valores na superfície e no topo do modelo, respectivamente

$p_{hd}$  = componente hidrostática da pressão do ar seco atmosférico, sendo os subscritos  $hsd$  e  $htd$  referentes aos valores na superfície e no topo do modelo, respectivamente

$q_{c,r,i}$  = razões de mistura para nuvem, gelo e chuva, respectivamente

$q_m$  = razões de mistura genéricas para a umidade

$q_v$  ou  $q$  = razão de mistura para o vapor de água

$y_i$  = Valor simulado de uma determinada variável, o sobrescrito  $\bar{y}$  indica a média aritmética dos valores simulados

$z_{ig}$  = altura da camada limite atmosférica, calculada pelo Método do Gradiente de  $\theta$

$\alpha_d$  = inverso da densidade do ar seco

$\mu_d$  = diferença de pressão hidrostática do ar seco entre a superfície e a parte superior do modelo; massa de ar seco por unidade de área dentro da coluna no domínio do WRF

$\mu$  = diferença de pressão hidrostática entre a superfície e a parte superior do modelo; massa por unidade de área dentro da coluna no domínio do WRF

$g$  = aceleração gravitacional

$h$  = constante de Planck ( $6,626 \times 10^{-34}$  J s)

$h$  = na interpolação linear ponderada, é o nível observado

$R$  = Coeficiente de correlação linear (Pearson)

$\mathbf{V}(U, V, W)$  = vetor tridimensional acoplado de velocidades do vento

$\mathbf{v}(u, v, w)$  = vetor tridimensional de velocidades covariantes do vento

$z$  = cota

$\alpha$  = quando referente ao sensoriamento remoto do TIR, é a absorbância; quando referente à modelagem atmosférica, trata-se do inverso da densidade

$\gamma$  = coeficiente de expansão adiabática

$\varepsilon$  = emissividade

$\lambda$  = comprimento de onda

$\rho$  = quando referente ao sensoriamento remoto do TIR, é a reflectância; quando referente à modelagem atmosférica, trata-se da densidade

$\omega$  = velocidade “vertical” contravariante ou velocidade coordenada ( $\dot{\eta}$ )

$A$  = constante de Wien (2897,8  $\mu\text{m K}$ )

$D(h)$  = na interpolação linear ponderada, é o valor interpolado da variável

$F$  = termos forçantes (*forcing terms*) para  $U$ ,  $V$ ,  $W$  e  $\theta$

$T$  = temperatura absoluta em Kelvin

$U$  = componente horizontal acoplada da velocidade do vento na direção  $x$

$V$  = componente horizontal acoplada da velocidade do vento na direção  $y$

$W$  = componente vertical acoplada da velocidade do vento

$a$  = variável genérica

$c$  = velocidade da luz ( $2,9979246 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ )

$d[h_{1,2}]$  = na interpolação linear ponderada, são os valores simulados nos níveis vizinhos  $h_1$  e  $h_2$

$k$  = constante de Boltzmann ( $1,3806 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$ )

$n$  = Número de simulações/observações

$p$  = pressão

$u$  = componente horizontal da velocidade do vento na direção  $x$

$v$  = componente horizontal da velocidade do vento na direção  $y$

$w$  = componente vertical da velocidade do vento

$\theta$  = temperatura potencial acoplada

$\Omega$  = velocidade coordenada acoplada

$\nabla$  = operador diferencial nabla do cálculo vetorial

$\eta$  = coordenada vertical de pressão hidrostática do WRF que acompanha o relevo (é a tradicional coordenada  $\sigma$  de outros modelos atmosféricos)

$\theta$  = temperatura potencial. Exceto quando referente à Equação de Transferência Radiativa, nesse caso representa o ângulo de visada zenital, sendo o subscrito “ $s$ ” indicativo de “solar”

$\sigma$  = quando referente às Leis da Radiação Termal, é constante de Stefan-Boltzmann ( $5,6697 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )

$\tau$  = transmitância atmosférica

$\varphi$  = quando referente à Equação de Transferência Radiativa, representa o ângulo de visada azimutal, sendo o subscrito “<sub>s</sub>” indicativo de “solar”

$\phi$  = geopotencial

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	26
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	29
2.1. OBJETIVO GERAL .....	29
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	29
<b>3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	30
3.1. O SENSORIAMENTO REMOTO NO INFRAVERMELHO TERMAL .....	30
3.1.1. Domínio Espectral e Janela Atmosférica do Infravermelho Termal .....	31
3.1.2. Leis da Radiação Termal .....	33
3.1.3. Aquisição de dados de sensoriamento remoto no TIR .....	36
3.1.4. Pré-processamento de dados de sensoriamento remoto no TIR .....	37
3.1.5. Correção Atmosférica no Infravermelho Termal .....	37
3.1.5.1. Algoritmos de Banda Única ( <i>single-channel</i> ) .....	42
3.1.5.2. Alternativas com <i>softwares</i> /ferramentas de correção atmosférica .....	45
3.1.5.3. Alternativas de perfis atmosféricos .....	46
3.1.5.4. Equação de Transferência Radiativa .....	52
3.2. MODELAGEM ATMOSFÉRICA .....	54
3.3. O MODELO <i>WEATHER RESEARCH AND FORECASTING</i> (WRF) .....	57
3.3.1. Equações Governantes .....	59
3.3.1.1. Coordenada Vertical e Variáveis .....	60
3.3.1.2. Equações de Euler na Forma de Fluxo .....	61
3.3.1.3. Inclusão da Umidade .....	62
3.3.1.4. Projeções de Mapas, Termos de Coriolis e de Curvatura .....	63
3.3.1.5. Conformação de Perturbação das Equações Governantes .....	64
3.3.2. Discretização do Modelo .....	66
3.3.2.1. Discretização temporal .....	66



3.3.2.2. Discretização Espacial.....	66
3.3.2.3. Aninhamento das Grades .....	67
3.3.3. Condições Iniciais .....	69
3.3.4. Parametrizações.....	71
<b>4. METODOLOGIA .....</b>	<b>73</b>
4.1. ÁREA DE ESTUDO.....	73
4.2. CONFIGURAÇÃO DO WRF.....	74
4.2.1. Fontes de Dados Externos .....	75
4.2.1.1. Dados Reanálise .....	75
4.2.1.2. Dados Terrestres do WRF .....	76
4.2.2. Pré-processamento do WRF (WRF <i>Preprocessing System</i> – WPS).....	77
4.2.3. Configurações do modelo ARW-WRF .....	78
4.2.4. Pós-processamento dos dados com o ARWpost .....	81
4.3. AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES.....	82
4.3.1. Radiossondagens .....	82
4.3.2. Interpolação e seleção dos perfis simulados .....	83
4.3.3. Análise estatística.....	84
<b>5. RESULTADOS.....</b>	<b>87</b>
5.1. ANÁLISE AO LONGO DE TODO O PERFIL .....	87
5.2. ANÁLISE COM FOCO NA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	90
5.3. DISCUSSÃO.....	92
<b>6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>94</b>
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>96</b>
<b>APÊNDICE A – Exemplo <i>namelist</i> WPS .....</b>	<b>107</b>
<b>APÊNDICE B – Exemplo <i>namelist input</i> (WRF).....</b>	<b>109</b>
<b>APÊNDICE C – Exemplo <i>namelist</i> ARWpost.....</b>	<b>112</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Sensoriamento Remoto, por definição, é a ciência e a arte de se obter informações de um objeto, ou fenômeno, sem fazer contato físico direto com o mesmo (LILLESAND; KIEFER; CHIPMAN, 2015). Sendo assim, em um emprego amplo, o sensoriamento remoto refere-se ao uso de campos de força (gravitacional e magnético) e do espectro eletromagnético para detectar, classificar e identificar objetos e fenômenos. Contudo, na prática, em geral, o termo sensoriamento remoto refere-se à utilização do espectro eletromagnético para adquirir informação da superfície terrestre (incluindo aqui os oceanos) e da atmosfera, utilizando sensores abordo de plataformas aéreas e, principalmente, aeroespaciais, ou seja, satélites. Desse modo, o sensoriamento remoto é, reconhecidamente, o único meio exequível de se obter informações regionais e de mesoescala da superfície terrestre e da atmosfera de uma maneira globalmente consistente e economicamente viável (LI et al., 2013; TANG; LI, 2014).

De acordo com a faixa de resposta espectral dos sensores, a observação da Terra por sensoriamento remoto poder ser sumariamente classificada em sensoriamento remoto do visível e do infravermelho próximo (*Visible e Near Infrared – VNIR*), sensoriamento remoto do infravermelho termal (*Thermal Infrared – TIR*) e sensoriamento remoto de micro-ondas (*microwave*) (TANG; LI, 2014).

No que se refere especificamente ao sensoriamento remoto do infravermelho termal, desde o lançamento, em 1960, do primeiro satélite de observação nos comprimentos de onda do infravermelho – o americano *Television Infrared Operational Satellite (TIROS)*, grandes esforços foram realizados para interpretar as grandezas mensuradas pelos sensores infravermelhos e como as variáveis de superfície e atmosféricas poderiam ser recuperadas a partir destas medidas. A partir disso, já em meados da década de 1980, a comunidade científica passou a se comprometer no desenvolvimento de metodologias para recuperar informações referentes a temperatura e a emissividade da superfície a partir de dados do TIR (TANG; LI, 2014).

A Temperatura da Superfície Terrestre (*Land Surface Temperature – LST*) e a Emissividade da Superfície Terrestre (*Land Surface Emissivity – LSE*) são dois parâmetros chave utilizados em variados estudos ambientais, uma vez que estão intimamente conectados com o balanço de energia na superfície da Terra (TARDY et al., 2016). Essas estimativas são utilizadas em estudos hidrológicos, meteorológicos, geológicos. Em particular, com destaque na sua aplicação em interações oceano-atmosfera, monitoramento do aquecimento global e de mudanças climáticas, agricultura, evapotranspiração, monitoramento da vegetação, detecção de

terremotos e erupções vulcânicas, monitoramento de queimadas, de secas e de enchentes, ilhas de calor urbanas, previsão do tempo, circulações oceânicas, entre muitas outras áreas de pesquisa (ANDERSON et al., 2011, 2012; GALLEGO-ELVIRA et al., 2016; HAFFKE; MAGNUSDOTTIR, 2015; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016; ROSAS; HOUBORG; MCCABE, 2017; SOBRINO et al., 2016; WAN; WANG; LI, 2004; WENG, 2009; ZHANG et al., 2004).

Todavia, os sensores TIR a bordo de satélites medem a radiância espectral no topo da atmosfera (*Top Of the Atmosphere – TOA*), e essas radiâncias mensuradas são influenciadas, não apenas pelos parâmetros da superfície (emissividade e temperatura), mas também pela composição e estrutura da atmosfera ao longo do caminho existente entre a superfície e o sensor (TANG; LI, 2014). Sendo assim, os efeitos atmosféricos, de absorção e de emissão, que afetam o espectro nos comprimentos de onda do TIR, devem ser removidos; e o sinal, convertido do TOA para o nível do solo (*ground-level*). Esse processo denomina-se correção atmosférica, sendo fundamental para a utilização dos dados de sensoriamento remoto no infravermelho termal, nas mais variadas aplicações (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010; TARDY et al., 2016). Negligenciar a correção atmosférica resulta em erros sistemáticos na estimativa da temperatura da superfície para qualquer atmosfera (BARSİ et al., 2005; TARDY et al., 2016).

Uma das maneiras mais consolidadas de se realizar a correção atmosférica é através da inversão da Equação de Transferência Radiativa (*Radiative Transfer Equation – RTE*) para obtenção de valores de LST (BARSİ et al., 2005; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010; TONOOKA, 2001). Essa abordagem requer o conhecimento da distribuição vertical de algumas variáveis meteorológicas (como temperatura e conteúdo de vapor de água), isto é, necessita de perfis verticais atmosféricos, obtidos, em geral, através do lançamento de radiossondagens. Essas informações são, então, introduzidas em um modelo/código de transferência radiativa (*Radiative Transfer Model – RTM*), onde são calculados os parâmetros necessários para a correção atmosférica: transmitância atmosférica e as radiâncias atmosféricas de trajetória ascendente (*upwelling*) e descendente (*downwelling*) (BARSİ et al., 2005; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010; MATTAR et al., 2015; MENG; CHENG, 2018).

Entretanto, na grande maioria dos casos, radiossondagens locais não estão disponíveis, e o acesso a essa tecnologia é restrito e apresenta um custo financeiro elevado (JENSEN, 2009; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010; LI et al., 2013). Existem bancos de dados de radiossondagens, que são lançadas, por exemplo, diariamente, em alguns aeroportos ao redor do globo. Contudo, a sua utilização pode se demonstrar inapropriada, quando estes lançamentos não forem exatos e coincidentes com a passagem do satélite ou demasiados distantes da cena da área de estudo

(MIRA et al., 2014; TARDY et al., 2016). Portanto, alternativas ao uso de radiossondagens vêm sendo propostas nas últimas décadas, e produtos de perfis atmosféricos, derivados de dados globais de reanálise ou de dados de satélites, estão sendo utilizados em substituição à radiossondagens para realizar a correção atmosférica, resultando em valores de LST com acurácia aceitável (BARSÍ et al., 2005; CRISTÓBAL et al., 2018; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010; MATTAR et al., 2015; MENG; CHENG, 2018; TARDY et al., 2016).

Apesar disso, a utilização de perfis provindos de dados de sensores em plataformas espaciais pode ser comprometida pela sua resolução temporal relativamente baixa, quando se planeja realizar a correção atmosférica de maneira operacional (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010; ROSAS; HOUBORG; MCCABE, 2017). Os dados de reanálise de modelos numéricos globais contornam essas limitações espaço-temporais, fornecendo informações atmosféricas de maneira global e temporalmente regular. Ainda assim, esses dados precisam ser interpolados para o local de interesse e para o horário coincidente com a passagem do satélite (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2009). Ademais, a sua precisão é, em geral, inferior para regiões que possuem pouca cobertura de observatórios permanentes, como é o caso dos oceanos e de muitos países do Hemisfério Sul. Por serem espaçados em pontos de grade, podem ter, ainda, a precisão de fenômenos meteorológicos em escala sub grade afetada. O mesmo pode ocorrer para fenômenos de escala temporal variável, uma vez que os intervalos temporais são tipicamente de 6 h (TONOOKA, 2001).

Nesse contexto, o presente trabalho visa analisar a viabilidade da utilização do modelo de mesoescala de previsão numérica do tempo e simulação atmosférica – WRF (*Weather Research And Forecasting*) (SKAMAROCK et al., 2008), para gerar perfis atmosféricos verticais, com aumento das resoluções espacial e temporal das reanálises globais, buscando suprir a necessidade de uma radiossondagem na correção atmosférica de dados do TIR.

## 2. OBJETIVOS

### 2.1. OBJETIVO GERAL

Este estudo tem como objetivo geral avaliar a potencialidade da utilização do modelo numérico atmosférico WRF (*Weather Research And Forecasting*) na geração de perfis atmosféricos verticais para sua posterior utilização em modelos de transferência radiativa, em substituição a dados de radiossondagens, visando à correção atmosférica de dados de sensoriamento remoto do infravermelho termal.

### 2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar simulações atmosféricas com o modelo *Advanced Research Weather Research and Forecasting* (ARW-WRF), utilizando como condições iniciais e de contorno dados de reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2).
- Avaliar o desempenho das simulações realizadas com o modelo através da sua comparação com dados de campo provenientes do lançamento de radiossondagens na área de estudo.
- Realizar análise estatística da comparação entre os dados simulados e observados para variáveis meteorológicas selecionadas.
- Analisar o desempenho do modelo WRF ao longo de todos os níveis verticais dos perfis e, também, a sua performance com enfoque na Camada Limite Atmosférica (CLA).

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O presente capítulo apresenta, primeiramente, uma revisão teórica a respeito do sensoriamento remoto no infravermelho termal, expondo o domínio espectral e as janelas atmosféricas dessa região do espectro eletromagnético e as leis físicas da radiação termal. Na sequência, uma breve descrição de como ocorre a aquisição de dados de sensoriamento remoto no TIR e o pré-processamento necessário para a utilização dos mesmos, com destaque para o processo de correção atmosférica. Esse subitem elucida como, em geral, é realizada a correção atmosférica de dados do TIR, bem como a classificação dos principais métodos utilizados. Neste ponto, são salientados os métodos *single-channel*, apresentando o estado da arte desta abordagem de correção atmosférica. Da mesma forma, são listadas e apresentadas alternativas de *softwares* de correção atmosférica e de fontes de perfis atmosféricos verticais. Adicionalmente, finalizando a revisão teórica referente ao sensoriamento remoto no TIR, é descrita uma formulação teórica da Equação de Transferência Radiativa.

Em um segundo momento, a revisão bibliográfica tem como enfoque a modelagem atmosférica e, principalmente, o modelo numérico de mesoescala WRF (*Weather Research And Forecasting*), utilizado neste estudo. Nesse sentido, o modelo WRF é apresentado, e suas principais equações governantes e configurações espaço-temporais são descritas.

#### 3.1. O SENSORIAMENTO REMOTO NO INFRAVERMELHO TERMAL

Todos os objetos com temperatura superior ao zero absoluto (0 K, que é igual -273,15 °C) emitem radiação eletromagnética (REM) (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013; LI et al., 2013). Portanto, todas as feições encontradas cotidianamente na paisagem terrestre, como vegetação, solo, rocha, água e os seres vivos, emitem radiação eletromagnética infravermelha termal na porção correspondente do espectro (JENSEN, 2009). O planeta Terra apresenta uma temperatura média em torno de 300 K e seu pico de emissão eletromagnética é localizado na região espectral do infravermelho termal (TIR), centrado em cerca de 9,7  $\mu\text{m}$  (SABINS, 1986).

O Sol representa a fonte inicial da energia eletromagnética registrada pela grande maioria dos sistemas de sensoriamento remoto. A fusão termonuclear, que lá ocorre, produz um plasma de fluxo radiante, que consiste basicamente em luz visível de comprimentos de onda curtos que se deslocam por 150 milhões de quilômetros, através do vácuo do espaço, na velocidade da luz. Parte dessa energia, de comprimentos de onda curtos, passa através da atmosfera, é absorvida pelos materiais da superfície da Terra, e é reirradiada (emitida) em

comprimentos de onda mais longos (JENSEN, 2009). Os sensores remotos, no domínio do termal, tem a capacidade de registrar parte dessa radiação emitida, que passa, novamente, através da atmosfera, antes de ser detectada pelos mesmos. Esses sensores permitem a derivação de imagens de radiação térmica de objetos na superfície terrestre. Tais imagens podem exibir a temperatura cinética dos objetos na resolução do respectivo sensor (KUENZER et al., 2013).

Os produtos, derivados de imagens TIR, comumente conhecidos, são a temperatura da superfície terrestre (LST) e a temperatura da superfície do mar (*Sea Surface Temperature – SST*). No entanto, os dados do infravermelho termal possuem um potencial muito maior do que apenas a derivação desses dois produtos (KUENZER et al., 2013). Os mesmos permitem a avaliação de anomalias térmicas, como monitoramento de incêndios florestais e, em minas de carvão, de erupções vulcânicas, da poluição térmica, de eventos de terremotos, de secas e de inundações. Além disso, são expressivas as aplicações na agricultura, na gestão de recursos hídricos, na área militar, na mineração e na geologia, no estudo de ilhas de calor urbanas, na meteorologia e na climatologia, bem como em estudos de evapotranspiração e de balanço de energia. Existem ainda aplicações com sensores não orbitais, como na segurança pública, no desempenho de máquinas industriais, no monitoramento da perda de calor em edifícios e na área da medicina – como a detecção de inflamações em exames médicos com imagens termais (KUENZER et al., 2013; SOBRINO et al., 2016). Uma revisão a respeito das aplicações do sensoriamento remoto do TIR pode ser encontrada em Sobrino et al. (2016).

### 3.1.1. Domínio Espectral e Janela Atmosférica do Infravermelho Termal

Não existe uma definição física ou estritamente exata da delimitação do domínio espectral do TIR (KUENZER et al., 2013). De acordo com Sabins (1986) e Lillesand, Kiefer e Chipman (2015), o infravermelho termal se estende de comprimentos de onda próximos a 3  $\mu\text{m}$  até cerca de 14  $\mu\text{m}$ . Da mesma forma, Jensen (2009) afirma que, depois da região do visível do espectro eletromagnético (Figura 1), encontramos a região do infravermelho refletido de 0,7 a 3  $\mu\text{m}$  e a região do infravermelho termal de 3 a 14  $\mu\text{m}$ . Nessa faixa espectral, o mapeamento da superfície terrestre é possível, devido às janelas atmosféricas existentes nas faixas de 3 a 5  $\mu\text{m}$  e de 8 a 14  $\mu\text{m}$  (Figura 2). Nessas janelas, a atmosfera permite que uma porção da energia infravermelha seja transmitida do terreno para os detectores remotos (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013; SCHMUGGE et al., 2002). Todavia, as áreas escuras, na Figura 2, representam regiões do espectro nas quais a atmosfera absorve a maior parte da energia infravermelha presente. Essas regiões são denominadas de bandas de absorção. O vapor de água

(H<sub>2</sub>O), o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e o ozônio (O<sub>3</sub>) são os responsáveis pela maior parte da absorção atmosférica. Nas bandas de absorção, a atmosfera se “fecha”, tornando inviável a prática do sensoriamento remoto nessas regiões do espectro. O vapor de água atmosférico, por exemplo, absorve a maior parte da energia que deixa a superfície na região do espectro de 5 – 7 μm, tornando essa faixa inaproveitável para o sensoriamento remoto do infravermelho termal (JENSEN, 2009).

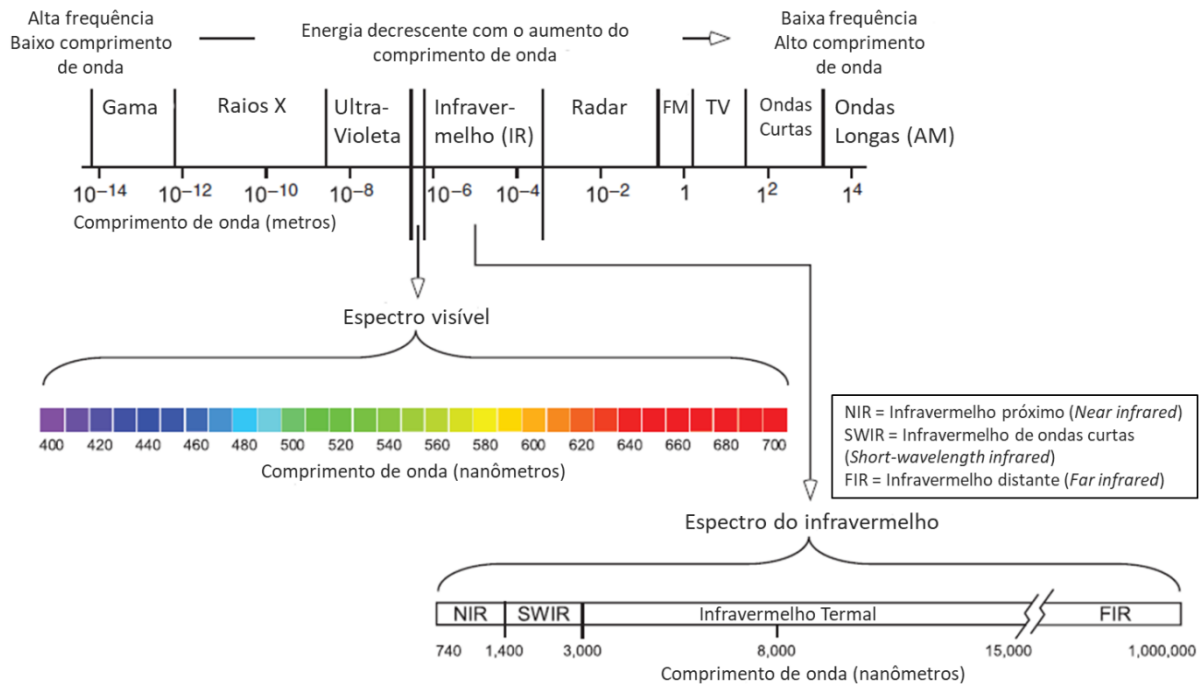


Figura 1 - Espectro eletromagnético proposto por Purkis e Klemas (2011), percebe-se que aqui os autores definem a região do TIR como sendo de 3 até aproximadamente 15 μm (Adaptado de Purkis; Klemas, 2011).

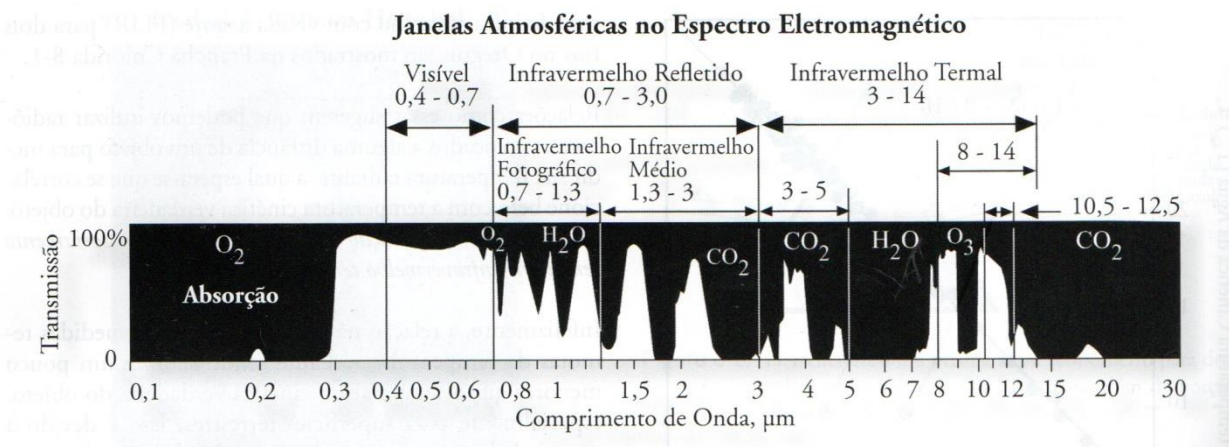


Figura 2 - Janelas atmosféricas no espectro eletromagnético. Onde as áreas em branco representam essas janelas, enquanto que as áreas mais escuras, as bandas de absorção (Adaptado de Jensen, 2009).

Os instrumentos de sensoriamento remoto podem ser projetados para serem sensíveis apenas à energia infravermelha presente nas janelas atmosféricas. No caso do TIR, os detectores



eletrônicos podem ser sensíveis a fótons de energia radiante infravermelha termal em duas janelas importantes: 3 – 5  $\mu\text{m}$  e 8 – 14  $\mu\text{m}$ . De modo geral, a região de 3 – 5  $\mu\text{m}$  é especialmente útil para o monitoramento de alvos de elevada temperatura, como incêndios florestais e atividades geotermiais. Já a região de 8 – 14  $\mu\text{m}$  se aplica ao monitoramento da vegetação, dos solos e das rochas (JENSEN, 2009). Assim, os sistemas suborbitais de sensoriamento remoto utilizam essas faixas espectrais. Contudo, a camada de ozônio da Terra ( $\text{O}_3$ ) constitui-se em uma banda de absorção, absorvendo a maior parte da energia termal que emana da superfície terrestre, em aproximadamente 9,2 – 10,2  $\mu\text{m}$  (Figura 2). Portanto, os sistemas orbitais, no infravermelho termal, buscam evitar esta banda de absorção, registrando, em geral, dados na região de 10,5 – 12,5  $\mu\text{m}$ . O sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), por exemplo, possui sua banda 12 na faixa de 8,925 – 9,275  $\mu\text{m}$  e a banda 13  $\mu\text{m}$  10,25 – 10,95  $\mu\text{m}$ . A região de 9,275 – 10,24  $\mu\text{m}$  não é observada devido à absorção atmosférica (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013). Já para o caso das janelas atmosféricas, na faixa de 3 – 5  $\mu\text{m}$ , tem-se o empecilho do fato de que a radiação solar refletida ainda pode contaminar o sinal emitido (TIR), o que deve ser levado em consideração ao analisar imagens TIR diurnas nessa faixa (KUENZER et al., 2013).

Em suma, apesar de algumas diferenças nas definições, a principal característica comum a todas é o fato de que o sensoriamento remoto do TIR registra a radiação emitida, enquanto o sensoriamento remoto nos domínios espectrais do Visível (VIS) e infravermelho próximo, (*Near Infrared* – NIR) registram a radiação refletida (KUENZER et al., 2013).

### 3.1.2. Leis da Radiação Termal

Existem importantes leis físicas que regem o comportamento dos alvos no termal. A Lei de Planck (Equação (1)) descreve a radiação eletromagnética emitida por um corpo negro a um determinado comprimento de onda, em função da temperatura absoluta do mesmo (PLANCK, 1900). Um corpo negro é definido como uma entidade teórica hipotética que absorve e reemite toda a radiação incidente sobre ele (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013).

$$M_{\lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (1)$$

Onde  $M_{\lambda}$  é a exitância radiante espectral em  $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ ,  $h$  é a constante de Planck ( $6,626 \times 10^{-34}$  J s),  $c$  a velocidade da luz ( $2,9979246 \times 10^8$  m  $\text{s}^{-1}$ ),  $k$  a constante de Boltzmann ( $1,3806 \times 10^{-23}$  J  $\text{K}^{-1}$ ),  $T$  a temperatura absoluta em Kelvin e  $\lambda$  o comprimento de onda, nesse caso, em  $\mu\text{m}$ .

A energia total que um corpo negro irradia em comprimentos de onda específicos e o comprimento de onda da máxima emissão (comprimento de onda dominante) dependem da temperatura e podem ser descritos pela Lei de Stefan-Boltzmann (Equação (2)) e pela Lei do Descolamento de Wien (Equação (3)), respectivamente (HEALD, 2003; JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013; PLANCK, 1901; SABINS, 1986).

$$M_b = \sigma T^4 \quad (2)$$

Onde  $M_b$  é o fluxo radiante de um corpo negro em  $\text{W m}^{-2}$ ,  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,6697 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) e  $T$  é a temperatura absoluta (cinética) em Kelvin.

$$\lambda_{max} = \frac{A}{T} \quad (3)$$

Sendo  $\lambda_{max}$  o comprimento de onda dominante, isto é, o comprimento de onda onde ocorre o pico de exitância espectral, aqui em  $\mu\text{m}$ . Já  $A$  é a constante de Wien ( $2897,8 \mu\text{m K}$ ) e  $T$  a temperatura cinética absoluta em Kelvin.

A Figura 3 retrata as leis de Planck, de Stefan-Boltzmann e de Wien. Nessa, observa-se que quanto maior a temperatura do objeto radiante, maior a quantidade total de radiação (energia) que ele emite. Por exemplo, o Sol (que apresenta uma temperatura média próxima de 6000 K) produz mais exitância espectral radiante que a Terra (a aproximadamente 300 K na superfície). É possível, também, perceber que, à medida que a temperatura aumenta, o pico da energia radiante (comprimento de onda dominante) desloca-se em direção a comprimentos de onda menores (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013; SABINS, 1986). O comprimento de onda dominante fornece uma informação importante quanto à parte do espectro eletromagnético que deve ser escolhida para observar remotamente um objeto (JENSEN, 2009). Como exemplo, em estudos relacionados a incêndios florestais a 800 K – que possui um comprimento de onda dominante em aproximadamente  $3,62 \mu\text{m}$ , o sistema de sensoriamento remoto mais apropriado tende a ser um sensor de infravermelho termal na faixa de  $3 - 5 \mu\text{m}$ . Por outro lado, quando o interesse são solos, corpos de água e rochas, à uma temperatura ambiente da superfície terrestre (300 K), o comprimento de onda dominante é de  $9,67 \mu\text{m}$ , então um sensor termal operando na região de  $8 - 14 \mu\text{m}$  é o mais indicado. O Sol, por sua vez, apresenta um pico de emissão no domínio espectral do visível, próximo ao verde, em  $0,5 \mu\text{m}$ .

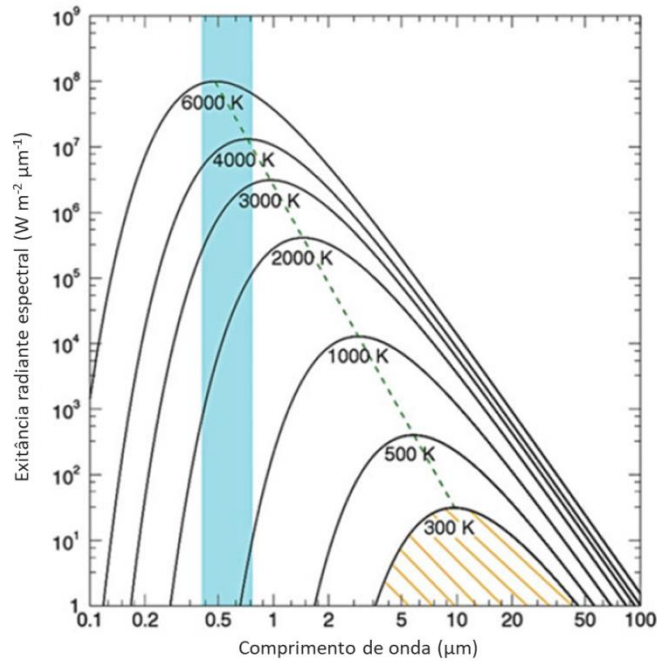


Figura 3 – Curvas de radiação de corpo negro, para diferentes temperaturas, extraída da Lei de Planck. A área marcada abaixo da curva de 300 K retrata a Lei de Stefan-Boltzmann, enquanto que a linha tracejada verde, a Lei de Wien. A faixa azul indica a região do visível (Adaptado de Kuenzer et al., 2013).

A Lei de Planck, acima mencionada, define a radiação emitida por um corpo negro. Contudo, de forma geral, os corpos presentes na superfície terrestre não atuam como corpos negros ideais (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013). A maioria dos objetos presentes na natureza emitem, para a temperatura cinética em questão, menos do que o previsto pela Lei de Planck (KUENZER et al., 2013). Isto é, rochas, solos, vegetação e água, emitem uma certa proporção da energia que seria emitida por um corpo negro ideal à mesma temperatura (JENSEN, 2009). Esse fator é levado em consideração com o conceito de Emissividade ( $\varepsilon(\lambda)$ ), que é o fluxo radiante de um objeto a uma dada temperatura sobre o fluxo radiante de um corpo negro na mesma temperatura (KUENZER et al., 2013). Para um corpo negro, toda a radiação absorvida é reemitida, e Kirchhoff (1860) observou que, na porção do infravermelho do espectro, a emissividade de um objeto é, em geral, igual a sua absorvância ( $\alpha$ ), em um mesmo comprimento de onda (Lei da Radiação de Kirchhoff,  $\varepsilon(\lambda) = \alpha(\lambda)$ ). Diante disso, é frequente a frase “bons absorvedores são bons emissores e bons refletores são maus emissores” (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013). Adicionalmente, levando em consideração a conservação da energia, onde a soma da absorvância ( $\alpha$ ), reflectância ( $\rho$ ) e transmitância ( $\tau$ ) é igual a 1, tem-se que:

$$\varepsilon(\lambda) + \rho(\lambda) + \tau(\lambda) = 1 \quad (4)$$

Além disso, grande parte dos objetos reais são opacos à radiação infravermelha termal e, assim, não transmitem energia. Então, a Equação (4) toma a seguinte forma:

$$\varepsilon(\lambda) + \rho(\lambda) = 1 \quad (5)$$

Dessa forma, é possível estimar a emissividade de um objeto a partir da reflectância, e vice-versa. Como, teoricamente, não ocorrem perdas de energia por transmitância, toda energia que emana do objeto tem que ser explicada pela relação entre reflectância e emissividade (JENSEN, 2009). Consequentemente, enquanto materiais com altos valores de emissividade absorvem grandes quantidades de energia incidente e, também, irradiam grandes quantidades de energia, materiais com baixos valores de emissividade absorvem e irradiam menores quantidades de energia (KIRCHHOFF, 1860; KUENZER et al., 2013; SABINS, 1986).

Ademais, a partir da Equação (2) e da definição de emissividade, a conversão da temperatura radiante aparente ( $T_{rad}$ ), isto é, a temperatura medida pelo sensor, para temperatura cinética verdadeira ( $T_{kin}$ ), ocorre da seguinte maneira (SABINS, 1986):

$$T_{rad} = \varepsilon^{1/4} T_{kin} \quad (6)$$

Devido a sua definição, os valores de  $\varepsilon$  dos objetos reais serão sempre menores que 1, e, por consequência, a  $T_{rad}$  medida pelo sensor, será sempre menor que a temperatura cinética verdadeira ( $T_{kin}$ ) do objeto (KUENZER et al., 2013). Esse fato torna clara a importância do efeito da emissividade quando se trabalha com dados de sensoriamento remoto no TIR (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013; PERES; DACAMARA, 2004; SABINS, 1986).

### 3.1.3. Aquisição de dados de sensoriamento remoto no TIR

Para a geração de imagens TIR, a energia termal irradiada de um objeto é transferida, por meio de um espelho de varredura, para um detector. Esses são, em geral, resfriados com nitrogênio líquido para minimizar o ruído inerente ao detector. Ao passo que, os escaneadores termais contêm, frequentemente, fontes de temperatura radiante controladas para fins de calibração. Os detectores podem estar baseados no solo ou transportados em aeronaves e em satélites (JENSEN, 2009; KUENZER et al., 2013).

É importante destacar uma significativa vantagem da aquisição de dados de sensoriamento remoto no TIR, estes podem ser adquiridos independentemente da presença do sol como fonte de iluminação, ou seja, podem ser adquiridos tanto durante o dia, como durante a noite. Algo que

não é possível no sensoriamento remoto do VIS e do NIR (KUENZER et al., 2008, 2013; ZHANG et al., 2007).

#### 3.1.4. Pré-processamento de dados de sensoriamento remoto no TIR

Os dados de sensoriamento remoto no TIR necessitam de correção geométrica, isto é, das distorções geométrico-sistemáticas e não sistemáticas, assim como ocorre com os dados em comprimentos de onda do espectro refletido. Essa correção é realizada, por exemplo, através de pontos de controle no solo (KUENZER et al., 2013). Mais informações referentes à correção geométrica podem ser encontradas em Richards (2013).

Quando se busca obter dados de emissividade e temperatura da superfície, a correção radiométrica, nas bandas do termal, também se faz necessária (JENSEN, 2009). Primeiramente, são utilizadas as funções de calibração do sensor para derivar, a partir de números digitais (em inglês *digital number* – DN), a radiância emitida da superfície (KUENZER et al., 2013). A partir de então, existem duas questões principais a serem resolvidas no que se refere à correção radiométrica no TIR. São elas: a compensação pela absorção e emissão atmosférica na radiância que chega ao sensor; e a correção dos efeitos de emissividade da superfície, que estão acoplados com a temperatura, na radiância emitida pela superfície (COLL et al., 2003; LI et al., 2013). Em Jensen (2005), podem ser encontradas mais informações sobre o processo de correção radiométrica, enquanto que mais detalhes referentes especificamente ao TIR, com destaque à correção dos efeitos da emissividade, são fornecidos em: Becker (1987); Coll et al. (2003); Hook et al. (1992); Jiménez-Muñoz et al. (2010); Kealy e Hook (1993); Li et al. (2004); Quattrochi e Goel (1995); Tang e Li (2014); Vidal (1991).

#### 3.1.5. Correção Atmosférica no Infravermelho Termal

A radiação eletromagnética, quando gerada, se propaga através da atmosfera terrestre em uma velocidade que se aproxima da velocidade da luz no vácuo. Todavia, ao contrário do vácuo, onde “nada acontece”, a atmosfera pode afetar a velocidade da radiação, assim como seu comprimento de onda, sua intensidade e sua distribuição espectral. Além disso, a REM pode, também, ter sua direção original desviada devido à refração (JENSEN, 2009).

A refração refere-se ao desvio da radiação quando essa passa de um meio para outro de densidade diferente, ar e água, por exemplo. Outro importante efeito da atmosfera é o espalhamento da radiação pelas partículas atmosféricas. Esse constitui-se, em uma consideração

muito importante, em pesquisas em sensoriamento remoto, uma vez que pode reduzir severamente o conteúdo e as informações dos dados, podendo chegar ao ponto de a imagem perder o contraste e, assim, inviabilizar a diferenciação dos alvos. A absorção, por sua vez, é o processo pelo qual a energia radiante é absorvida e convertida em outras formas de energia. A absorção da energia radiante incidente ocorre na atmosfera. Esse fenômeno está relacionado às bandas de absorção e às janelas atmosféricas, já referidas acima. Por fim, tem-se o processo de reflexão da radiação na atmosfera (JENSEN, 2009).

Após a radiação eletromagnética se propagar e interagir com a atmosfera, esta chega à superfície terrestre e interage com o terreno, onde é refletida, absorvida ou transmitida. Então, o fluxo radiante refletido ou emitido, provindo da superfície terrestre, entra novamente na atmosfera, onde interage, outra vez, com gases, vapor de água e materiais particulados. Sendo assim, o espalhamento, a absorção, a reflexão e a refração atmosférica acabam por influenciar o fluxo radiante uma vez mais antes que a energia seja registrada pelo sensor remoto (JENSEN, 2009).

Dessa forma, como observado, a atmosfera tem um impacto significativo sobre a energia emitida ou refletida pelo terreno antes que ela seja realmente registrada pelo sistema de sensoriamento remoto (TONOOKA, 2001). No que diz respeito ao infravermelho termal, a transmitância atmosférica máxima da radiação termal, na região espectral de 8 – 14  $\mu\text{m}$ , é de cerca de 80%. Já a magnitude da absorção atmosférica é função principalmente do conteúdo de vapor de água na atmosfera, ainda que haja uma de absorção de ozônio próxima dos 9,5  $\mu\text{m}$  (JENSEN, 2009). Sobrino, Coll e Caselles (1991) afirmam que, além de o vapor de água ser o principal fator para os efeitos atmosféricos, este é muito variável devido à ampla variabilidade sazonal e latitudinal da umidade atmosférica.

Um exemplo dos efeitos globais da contribuição atmosférica é que a temperatura da superfície medida pelo satélite será sempre menor que a temperatura real de superfície. A diferença entre essas duas temperaturas “é a correção atmosférica”. Essa diferença pode chegar, na faixa dos 10,5 a 12,5  $\mu\text{m}$ , a 7 K para atmosferas tropicais, sendo consideravelmente menor em atmosferas mais secas (SOBRINO; COLL; CASELLES, 1991). Maul e Sidran (1973) realizaram um estudo completo sobre os diferentes efeitos atmosféricos sobre as temperaturas para o caso simplificado da superfície oceânica.

Sendo assim, apesar de, no sensoriamento remoto orbital do TIR, se trabalhar em janelas atmosféricas (onde a absorção é mínima), a influência dos efeitos de absorção e emissão atmosférica não são desprezíveis (SOBRINO; COLL; CASELLES, 1991). Portanto, para se

obter valores precisos de radiância termal de superfície, devem ser incorporados os efeitos atmosféricos, ou seja, é necessário realizar a correção atmosférica (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010; TONOOKA, 2001). Todavia, as correções atmosféricas no TIR são difíceis de implementar (LI et al., 2013). A presença da atmosfera entre a superfície e os sensores, como já mencionado, afeta a radiância estimada no topo da atmosfera. Assim, correção atmosférica consiste em corrigir a radiância estimada pelo sensor, eliminando os efeitos atmosféricos, de absorção e emissão, e convertendo o sinal do TOA para o nível do solo (*ground-level*) (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010; LI et al., 2013; TARDY et al., 2016). Essa retificação dos efeitos atmosféricos requer, em geral, um conhecimento preciso dos perfis atmosféricos verticais de vapor de água e de temperatura, ambos altamente variáveis temporal e espacialmente (LI et al., 2013; PERRY; MORAN, 1994).

Tonooka (2001) faz uma classificação com três abordagens típicas da correção atmosférica para sensores no termal. A primeira é a abordagem de absorção diferencial que elimina os efeitos atmosféricos por uma combinação das temperaturas de brilho medidas em diferentes canais ou ângulos (MCMILLIN, 1975). Nessa categoria, estão incluídos os algoritmos *split-window* (BECKER; LI, 1995; COLL et al., 2003; DU et al., 2015; FRANÇOIS; OTTLÉ, 1996; JIMÉNEZ-MUÑOZ; SOBRINO, 2008; OUAIDRARI et al., 2002; PRABHAKARA; DALU; KUNDE, 1974; SOBRINO; COLL; CASELLES, 1991; TANG et al., 2008), os algoritmos multicanal (DESCHAMPS; PHULPIN, 1980) e os algoritmos de duplo ângulo (em inglês, *dual-angle algorithm*) (BARTON et al., 1989; SOBRINO; JIMÉNEZ-MUÑOZ, 2005). A incerteza na emissividade de superfície produz um erro considerável nesses algoritmos (BECKER, 1987), de modo que muitos algoritmos propostos para observações terrestres requerem, como dado de entrada, a emissividade de cada alvo (BECKER; LI, 1990; KERR; LAGOUARDE; IMBERNON, 1992; SOBRINO et al., 1994; SOBRINO; COLL; CASELLES, 1991; WAN; DOZIER, 1996). De um modo geral, a emissividade das superfícies terrestres não é especificamente conhecida e é altamente variável com diversos fatores. Além disso, os algoritmos desse grupo acabam, muitas vezes, sendo sensíveis a ruídos de medição (TONOOKA, 2001).

A segunda classificação é a abordagem dia/noite, que estima parâmetros de superfície e atmosféricos, a partir das radiâncias médias em vários canais dos pares dia/noite, assumindo que a emissividade da superfície é constante entre o dia e a noite (LI; BECKER, 1993; TONOOKA, 2001; WAN; LI, 1997). Uma das principais fontes de erro desses algoritmos é o de registro de pixels entre as imagens de dia e de noite (LI; BECKER, 1993) – o que é um agravante em sensores de alta resolução espacial, como é o caso do ASTER/TIR. Estes algoritmos são ainda

sensíveis ao ruído e podem falhar por causas naturais, como chuva e condensação à noite, alterando assim os valores de emissividade. Assim sendo, estes métodos requerem uma ou mais bandas na faixa espectral de 3,5 – 4,5  $\mu\text{m}$ , e existem sensores orbitais, o caso do ASTER, por exemplo, que não apresentam nenhuma banda nesta faixa (TONOOKA, 2001).

Finalmente, a terceira abordagem é a de banda única (em inglês, *single-band* ou *single-channel*), baseada no cálculo da transferência radiativa, em modelos/códigos de transferência radiativa (*Radiative Transfer Model* – RTM), com perfis atmosféricos e dados de elevação como *inputs* (CRISTÓBAL et al., 2009, 2018; HOOK et al., 1992; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2014; JIMÉNEZ-MUÑOZ; SOBRINO, 2003; OTTLÉ; STOLL, 1993; OTTLÉ; VIDAL-MADJAR, 1992; PALLUCONI et al., 1999; QIN; KARNIELI; BERLINER, 2001; TONOOKA, 2001; WANG et al., 2015).

Jiménez-Muñoz et al. (2010) apresentam uma abordagem da correção atmosférica no TIR, com enfoque na recuperação de valores de LST, a partir da radiância no topo da atmosfera (TOA). Nessa abordagem, a Equação de Transferência Radiativa aplicada a um comprimento de onda específico ( $\lambda$ ), na região do TIR, pode ser simplificada da seguinte forma:

$$L_{\lambda}^{sen} = [\varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T_s) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) L_{\lambda}^{\downarrow}] \tau_{\lambda} + L_{\lambda}^{\uparrow} \quad (7)$$

Onde  $L^{sen}$  é a radiância registrada no sensor,  $B$  é radiância do corpo negro,  $T_s$  a LST,  $\varepsilon$  a emissividade da superfície,  $\tau$  a transmitância atmosférica,  $L^{\downarrow}$  é a irradiância atmosférica descendente normalizada por  $\pi$  sr (*down-welling atmospheric irradiance*) e  $L^{\uparrow}$  é a radiância atmosférica de trajetória ascendente (*up-welling atmospheric path radiance*). Quando a Equação (7) é aplicada a uma certa banda de um determinado sensor, as magnitudes espectrais são calculadas em médias de acordo com a função resposta daquela banda. A Equação (7) é o ponto de partida para muitos algoritmos de recuperação de LST, como os que estão descritos no próximo tópico. Ainda, é importante destacar que a mesma é uma simplificação da RTE, apresentada desta forma em Jiménez-Muñoz et al. (2010), outra abordagem, que consta em Li et al. (2013) e Tang e Li (2014), relativamente mais detalhada, será apresentada mais adiante. Também é possível extrair a LST da inversão direta da RTE, isto é, extrair  $T_s$  da Equação (7), isolando  $T_s$  e substituindo  $B$  pela Lei de Planck:



$$T_s = \frac{C_2}{\lambda} \left[ \ln \left( \frac{C_1}{\lambda^5 \left[ \frac{L_\lambda^{sen} - L_\lambda^\uparrow}{\varepsilon_\lambda \tau_\lambda} - \left( \frac{1 - \varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} \right) L_\lambda^\uparrow \right]} + 1 \right) \right]^{-1} \quad (8)$$

Aqui  $C_1$  e  $C_2$  são constantes físicas da radiação, providas da Lei de Planck, sendo  $C_1 = 1,19104 \times 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  e  $C_2 = 14387,7 \text{ } \mu\text{m K}$ , para quando  $\lambda$  em  $\mu\text{m}$ , radiância em  $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  e temperatura em K. Observa-se que na Equação (8) a emissividade do alvo precisa ser conhecida e, principalmente, há a necessidade dos parâmetros atmosféricos  $\tau$ ,  $L^\downarrow$  e  $L^\uparrow$ , pois são justamente esses parâmetros que são calculados com o auxílio de um modelo de transferência radiativa.

Dentre os RTMs que vêm sendo amplamente utilizados para correções atmosféricas e simulação de dados do TIR, destacam-se os das séries MODTRAN (*MODerate resolution atmospheric TRANsmission*) (BERK et al., 2014) e 4A/OP (*Automatized Atmospheric Absorption Atlas*) (CHAUMAT et al., 2012; SCOTT; CHÉDIN, 1981). Nessas metodologias de banda única, os perfis atmosféricos de vapor de água e de temperatura do ar são essenciais para os cálculos com a equação de transferência radiativa. Estas informações são, em geral, derivadas de medições com radiossondas, sondagens por satélite, ou ainda, dados globais assimilados de um sistema de previsão do tempo (LI et al., 2013; TONOOKA, 2001). A situação ideal consiste na utilização de perfis providos de radiossondagens sincronizadas com passagem do satélite. Contudo, essas radiossondagens não estão disponíveis na grande maioria dos casos reais (LI et al., 2013; MENG; CHENG, 2018; OTTLÉ; VIDAL-MADJAR, 1992). Sendo assim, as outras alternativas acabam por ser frequentemente utilizadas. Como exemplo, no algoritmo padrão do sensor ASTER/TIR, esses perfis são derivados dos produtos do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), do *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Global Data Assimilation System (GDAS)* ou ainda do GEOS-1 (*Geodetic Earth Orbiting Satellite*) (PALLUCONI et al., 1999; TONOOKA; PALLUCONI, 2005; TONOOKA, 2001). Os dados globais assimilados, como os produtos GDAS, são vantajosos para o processamento operacional, uma vez que fornecem informações em 3-D na atmosfera, de forma global e regular. Entretanto, podem degradar a precisão de fenômenos meteorológicos em escala sub grade ou variável, devido ao fato das resoluções espaciais e temporais serem relativamente baixas. Além disso, a acurácia desses dados também é, em geral, inferior para regiões do globo com poucos observatórios permanentes, como é o caso dos oceanos e do Hemisfério Sul (TONOOKA, 2001).

Dessa forma, algoritmos de banda única, combinados com dados globais assimilados, são os mais aplicados para a correção atmosférica operacional para dados do TIR, multiespectrais e de alta resolução espacial (LI et al., 2013; TONOOKA, 2001). O que, contudo, não significa que sejam sempre os mais acurados (TONOOKA, 2001).

### 3.1.5.1. Algoritmos de Banda Única (*single-channel*)

Price (1983) já destacava o problema computacional que é corrigir os efeitos atmosféricos de medições realizadas, por meio de satélites, no TIR. O autor propôs um método *single-channel*, buscando facilitar a aplicação da correção atmosférica e, conseqüentemente, a conversão dos dados de radiância registrados pelo sensor em valores prontamente interpretáveis de temperatura de superfície. Sua formulação consistiu em uma aproximação linear simples para a solução da equação de transferência radiativa, onde a radiância medida em uma janela atmosférica é corrigida para a absorção residual, por estimativa da transmitância com um modelo de transferência radiativa. Contudo, o método necessitava de uma precisa descrição da atmosfera, provinda, preferencialmente, de medições com radiossondas.

Assim, Ottlé e Vidal-Madjar (1992) testaram a aplicação deste método *single-channel* com perfis atmosféricos de temperatura e de vapor de água recuperados de sondagens por satélite do *Television Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical Sounder (TOVS)*, da NOAA, em substituição às radiossondas. Buscando aplicar este método de maneira operacional, a qualquer hora e local do globo, eliminando a necessidade de medidas de campo. Os autores concluíram que, ao menos para o seu caso em questão, as sondagens por satélite do TOVS não eram precisas o suficiente para substituir as radiossondas como entradas em modelos de transferência radiativa. Dessa forma, Ottlé e Vidal-Madjar (1992) ressaltam a principal desvantagem dos métodos de correção atmosférica que requerem medidas externas – como radiossondas. Demonstrou-se que, se os dados da radiossondagem não são coletados exatamente ao mesmo tempo em que a passagem do satélite, não se obtém uma descrição representativa das condições atmosféricas, o que leva a estimativas imprecisas de transmitância. Portanto, nesses casos, os métodos *split-window* são mais eficientes.

Neste contexto, nas últimas duas décadas, muitos algoritmos foram propostos buscando reduzir a dependência dos dados de radiossondas (LI et al., 2013). Qin, Karnieli e Berliner (2001) propuseram um método para estimar a LST a partir de dados do Landsat 5 *Thematic Mapper (TM)* (banda 6). Esse algoritmo, conhecido como *mono-window algorithm*, utiliza apenas a temperatura do ar próxima da superfície e o teor de vapor de água, ao invés de perfis

atmosféricos, fazendo uso de relações lineares empíricas entre a transmitância atmosférica e o teor de vapor de água, e entre a temperatura atmosférica média e a temperatura do ar próxima da superfície. A aplicação do método, para uma região de dunas de areia, resultou em estimativas razoáveis de LST.

Entretanto, a necessidade do conhecimento da temperatura atmosférica média no algoritmo de Qin, Karnieli e Berliner (2001), não difere muito da necessidade de perfis atmosféricos (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2009). Portanto, Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) e Jiménez-Muñoz et al. (2009) desenvolveram um método *single-channel* generalizado, utilizando apenas o conteúdo total de vapor de água na atmosfera e o comprimento de onda efetivo da banda (assumindo que a emissividade é conhecida), para recuperar a LST de qualquer banda TIR de um número significativo de sensores termais (com enfoque na série Landsat em Jiménez-Muñoz et al. (2009)), que operam a bordo de satélites, utilizando a mesma equação e os mesmos coeficientes. Como vantagem, apresentaram o fato de não necessitar de dados de radiossondagens *in situ* ou da temperatura atmosférica média efetiva. Cabe salientar que, apesar dos bons resultados obtidos pelos autores, erros mais altos são introduzidos aos resultados do algoritmo quanto maior for o teor de vapor de água atmosférico. Jiménez-Muñoz e Sobrino (2010) adaptaram o método *single-channel* generalizado para as bandas do sensor ASTER/TIR.

Seguindo a mesma linha, Cristóbal et al. (2009) aprimoraram o algoritmo de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) e Jiménez-Muñoz et al. (2009). Os autores inseriram a informação da temperatura do ar próximo à superfície, como dado de entrada, juntamente com o teor de vapor de água, melhorando, assim, a recuperação dos valores de LST, principalmente para condições de níveis intermediários a altos de vapor de água na atmosfera. Testes foram realizados com imagens Landsat 5 TM e Landsat 7 *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), e, para obter os parâmetros de entrada, foram utilizados dados de bancos de radiossondas e produtos do MODIS.

Tonooka (2001), buscando alta precisão e aplicabilidade, propôs um método baseado no algoritmo padrão de correção atmosférica do ASTER/TIR, que incluiu cálculo da transferência radiativa e de dados globais assimilados. Todavia, constatando que os perfis de vapor de água configuram a fonte de erro mais significativa dos dados globais assimilados, o autor buscou melhorar estes perfis através de um escalonamento pixel a pixel. O algoritmo, denominado *Water-Vapor Scaling Method* (WVS), foi validado em Tonooka (2005) com as bandas do termal do sensor ASTER e dados globais assimilados do GDAS. Em resumo, os resultados foram satisfatórios, com o WVS fornecendo valores de temperatura e emissividade de superfície mais precisos para a maioria das condições atmosféricas. Diferentemente do algoritmo padrão do

ASTER/TIR, que teve ratificado em sua validação (TONOOKA; PALLUCONI, 2005) seu desempenho inferior em regiões úmidas, quando comparado a condições atmosféricas secas.

Mais recentemente, Jiménez-Muñoz et al. (2014) trouxeram uma continuação do algoritmo *single-channel* de Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) e Jiménez-Muñoz et al. (2009), para ser aplicada na recuperação de LST a partir de dados da banda 10 do Landsat 8 *Thermal Infrared Sensor* (TIRS) (lançado em fevereiro de 2013). Os autores utilizaram um banco de dados de perfis atmosféricos (*Global Atmospheric Profiles from Reanalysis Information – GAPRI*), desenvolvido por Mattar et al. (2015), para derivar os coeficientes do algoritmo. O banco de dados GAPRI será abordado de maneira mais detalhada a seguir. O algoritmo foi testado com um conjunto de dados simulados obtidos para uma variedade de condições atmosféricas globais. Os resultados mostraram valores de RMSE (*Root-Mean-Square Error*, em português: raiz do erro quadrático médio) tipicamente menores que 1,5 K, com a ressalva de que esta precisão é alcançada somente para atmosferas com um conteúdo baixo de vapor de água (menor que  $3 \text{ g cm}^{-2}$ ).

Wang et al. (2015) apresentaram uma versão aprimorada do algoritmo Qin, Karnieli e Berliner (2001), o *Improved Mono-Window algorithm* (IMW), para recuperação de valores de temperatura de superfície com dados do Landsat 8 TIRS (banda 10). O IMW necessita de três parâmetros essenciais: emissividade da superfície, transmitância atmosférica e temperatura atmosférica média efetiva. O estudo apresenta, ainda, um novo método para estimar esse último parâmetro a partir de dados meteorológicos locais. Os autores realizaram uma análise de sensibilidade do algoritmo, validaram o mesmo com dados simulados para variadas situações em sete atmosferas típicas e comparam com o algoritmo de Jiménez-Muñoz et al. (2014), através da simulação dos processos de transferência radiativa para o Landsat 8 TIRS, utilizando o MODTRAN 4. A análise de sensibilidade revelou que possíveis erros na estimativa do conteúdo de vapor de água na atmosfera apresentam o impacto mais significativo em prováveis erros na estimativa da LST. Todavia, mesmo sob erros moderados, tanto no conteúdo de vapor de água, quanto na emissividade, o algoritmo teve uma precisão de aproximadamente 1,4 K na recuperação da LST e a validação indicou uma diferença média de 0,6 K e RMSE 0,43 K. Na comparação com o algoritmo de Jiménez-Muñoz et al. (2014), o IMW apresentou desempenho superior, com erro médio de -0,05 K e RMSE de 0,84 K, contra -2,86 K e 1,05 K do primeiro. Assim, os autores concluíram que essa aplicação bem sucedida do IMW sugere que esse algoritmo pode ser utilizado como um método eficiente para recuperação de LST a partir de dados do Landsat 8 TIRS (banda 10).

Em 2018, Cristóbal et al. publicaram uma versão aperfeiçoada da metodologia proposta por Cristóbal et al. (2009), agora para a banda 10 do Landsat 8 TIRS, adicionando a temperatura do ar próxima a superfície e o conteúdo de vapor de água como variáveis de entrada para a recuperação da LST. A base de dados GAPRI foi, também, utilizada para ajuste do modelo, e a validação foi realizada utilizando 44 imagens Landsat 8, de 2013 a 2016, e dados de temperatura de superfície medidos *in situ* em quatro torres meteorológicas, para áreas cobertas com neve e com vegetação. Adicionalmente, o método foi comparado com os algoritmos propostos por Jiménez-Muñoz et al. (2014) e Wang et al. (2015). Os resultados demonstraram que a inclusão da temperatura do ar próxima à superfície, juntamente com o vapor de água, melhora a recuperação da LST, gerando erros menores do que aqueles métodos baseados apenas no conteúdo de vapor de água. O novo método proposto apresentou para LST erros na ordem de 1 K e viés de -0,5 K. Ainda assim, os autores afirmam que, para casos em que informações a respeito da temperatura do ar próxima a superfície não estiverem disponíveis, os métodos *single-channel*, que utilizam apenas o conteúdo de vapor de água (como é o caso do algoritmo de Jiménez-Muñoz et al. (2014)), continuam uma alternativa robusta e eficiente para atmosferas onde esse conteúdo for de baixo a intermediário.

### 3.1.5.2. Alternativas com *softwares*/ferramentas de correção atmosférica

Barsi, Barker e Schott (2003) propuseram a Calculadora de Parâmetros de Correção Atmosférica (*Atmospheric Correction Parameter Calculator – ACPC*), sendo esta uma ferramenta de acesso público, na *web*, com o objetivo de prover parâmetros atmosféricos específicos para a correção atmosférica das bandas do TIR dos sensores Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+ e, mais recentemente, também atualizada para o Landsat 8 TIRS. A ACPC foi validada em Barsi et al. (2005) e utiliza perfis globais atmosféricos modelados do NCEP para uma data, hora e local específicos, como entrada. E, assim, usando o *software*, comercialmente disponível, MODTRAN, e um conjunto de algoritmos de integração, a ACPC deriva a transmitância e as radiâncias *upwelling* e *downwelling*, específicas para o local de interesse. A partir de sua validação, espera-se que a Calculadora resulte em estimativas de LST com viés menor do que  $0,5 \pm 0,8$  K. Apesar de algumas incertezas no modelo do NCEP, há, ainda, a expectativa de que os parâmetros atmosféricos estimados pela ACPC permitam a recuperação de valores de temperatura dentro de  $\pm 2$ K, globalmente, onde a atmosfera é relativamente clara e a LSE é conhecida (BARSÍ et al., 2005). A Calculadora de Parâmetros de Correção Atmosférica está

disponível em <https://atmcorr.gsfc.nasa.gov>, e mais detalhes podem ser encontrados em Barsi, Barker e Schott (2003) e Barsi et al. (2005).

De maneira semelhante, Tardy et al. (2016) desenvolveram uma nova ferramenta de *software* dedicada ao processamento de dados do TIR do Landsat. Essa ferramenta, denominada LANDARTs (*LANDsat Automatic Retrieval of surface Temperatures*), busca melhorar a correção atmosférica incorporando variações espaciais que ocorrem na composição da atmosfera da Terra. Utilizando dados do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) *Re-Analysis* (ERA-Interim) para recuperar condições atmosféricas verticais, variáveis meteorológicas são interpoladas, através de uma interpolação linear temporal e espacial, para coincidir com as datas de aquisição e com as coordenadas das imagens Landsat. A partir desses dados, os parâmetros atmosféricos necessários para a correção são, então, estimados, utilizando o MODTRAN, enquanto que a emissividade da superfície é derivada do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI), da imagem Landsat. A ferramenta LANDARTs é totalmente automática e codificada em linguagem Python. A validação foi realizada com dados provenientes de um conjunto de dados Landsat em duas zonas climaticamente distintas: sudoeste da França e centro da Tunísia. Comparando os resultados obtidos com o LANDARTs com dados de temperatura de superfície medidos *in situ*, obteve-se valores de RMSE variando de 1,84 °C a 2,55 °C. E, ainda, uma análise de sensibilidade para efeito de validação espacial, no processo de correção da LST, mostrou uma variabilidade de até 2 °C para uma imagem Landsat inteira. Mais informações a respeito da ferramenta de *software* LANDARTs podem ser encontradas em Tardy et al. (2016).

### 3.1.5.3. Alternativas de perfis atmosféricos

Como já mencionado, na ausência de radiossondagens locais, alternativas para a obtenção de perfis atmosféricos são adotadas. Em geral, esses provem de dados globais de reanálise ou de dados de satélites. No que se refere aos perfis derivados de dados de satélite, recebem destaque o *Atmospheric Infrared Sounder* (AIRS) e os produtos MOD07 (*MODIS atmospheric profiles product*).

O AIRS é um instrumento de sondagem a bordo do satélite Aqua, hiperspectral com 2378 bandas no TIR (3,7 – 15,4  $\mu\text{m}$ ) e projetado para mensurar perfis de temperatura e conteúdo de vapor de água na atmosfera, em uma escala global com resolução espacial de 45 km (AUMANN et al., 2003). Os perfis de temperatura do ar e altura geopotencial são dados em 28 níveis de pressão padrões, da superfície até 10 Pa, enquanto que os perfis de razão de mistura de

vapor de água são recuperados para os primeiros 14 níveis verticais padrões. A acurácia prevista destes produtos é de 1 K a cada camada de 1 km na troposfera, para a temperatura, e 15%, para o vapor de água para camadas de 2 km na baixa troposfera (e 20 – 60 % na alta troposfera) (DIAO et al., 2013).

O projeto MODIS proporciona à comunidade científica uma série de produtos, e os perfis atmosféricos estão dentre esses produtos. Com o nome de MODIS *Atmospheric Profile* (BORBAS; MENZEL, 2017), esses produtos são denotados como MOD07 e MYD07, quando os dados provem, respectivamente, da plataforma Terra e Aqua, sendo a primeira abreviação também utilizada para denotar o produto de um modo geral. Esses consistem de uma série de parâmetros: ozônio total na coluna, índices de estabilidade atmosférica, perfis de temperatura e umidade, e vapor de água atmosférico (na coluna). Todos esses parâmetros são produzidos dia e noite, com nível 2 de processamento (MOD07\_L2 e MYD07\_L2), com uma resolução de pixel de 5 km, quando pelo menos 9 observações são livres de nuvens. Os perfis atmosféricos são produzidos para um total de 20 níveis verticais (5, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 620, 700, 780, 850, 920, 950 e 1000 hPa).

Os produtos MOD07 são gerados a partir de um algoritmo que recupera esses perfis verticais, de temperatura e de umidade, de medições de radiação termal em vários comprimentos de onda em um céu livre de nuvens. Embora o MODIS não seja um instrumento de sondagem, este possui muitas bandas espectrais que são encontradas em outros instrumentos de sondagem. Portanto, é possível gerar os perfis atmosféricos, bem como estimativas de coluna total de vapor de água precipitável, ozônio e estabilidade atmosférica, a partir de suas medições de radiação infravermelha. O algoritmo utilizado é, basicamente, uma regressão estatística, com a opção de recuperação física não linear subsequente, onde os coeficientes são obtidos utilizando um modelo de transferência radiativa rápido com características atmosféricas obtidas de um conjunto de dados global de perfis verticais, tanto de radiossondagens, como modelados. Uma descrição detalhada do algoritmo pode ser encontrada no *Algorithm Theoretical Basis Document* (BORBAS et al., 2011); bem como mais informações a respeito do produto MOD07, em Moeller et al. (2017) e Seemann et al. (2003, 2008).

Já no que diz respeito aos dados de reanálise, de sistemas globais, são alternativas frequentes na substituição de dados de radiossondagem: o NCEP/NCAR (*National Center for Atmospheric Research's*) *Reanalysis 1* e o NCEP-DOE (*United States Department of Energy*) *Reanalysis 2*, o NCEP *Final Operational Model Global Tropospheric Analyses* (NCEP FNL), o NCEP *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), o *European Centre for Medium-Range*

*Weather Forecasts* (ECMWF) *Re-Analysis* (ERA-Interim), o *Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications* (MERRA), o *Japanese Reanalysis* (JRA).

O NCEP/NCAR *Reanalysis* 1 (KALNAY et al., 1996) é uma fonte de dados de reanálise meteorológicos e climatológicos, muito utilizada em estudos climáticos. Cobrindo um período de cerca de 70 anos (de 1948 até o presente), os dados incluem uma série de variáveis meteorológicas, com dados na superfície e em 17 níveis verticais de pressão e 28 níveis sigma. Com resolução espacial em grades de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  no globo, os dados estão disponíveis a cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC) e, também, como dados diários e mensais. De maneira semelhante, o NCEP-DOE (*United States Department of Energy*) *Reanalysis* 2 (KANAMITSU et al., 2002) é uma versão atualizada do NCEP/NCAR *Reanalysis* 1, que corrigiu erros e atualizou parametrizações dos processos físicos, com dados de 1979 até o presente, com resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (e  $1,85^\circ \times 1,85^\circ$  na grade gaussiana). Com o mesmo intervalo temporal das duas fontes anteriores, o NCEP FNL (NCEP et al., 2000) apresenta uma resolução espacial em grades de  $1^\circ \times 1^\circ$ , com dados de 1999 até o presente. Os perfis estão escalonados em 26 níveis (de 1000 hPa a 10 hPa).

A partir de então, nas duas últimas décadas, teve-se início uma nova fase nos dados globais de reanálise, onde passaram a ser disponibilizados produtos de maiores resoluções. Dentre os quais se destaca o NCEP *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2010), um sistema de dados de reanálise superior aos precedentes do NCEP. Esse é um sistema global de alta resolução acoplando atmosfera-oceano-superfície terrestre-gelo marinho, que foi, inicialmente, em 2010, completado para um período de 31 anos (1979 a 2009) e, posteriormente, estendido até o início de 2011. O CFSR apresenta uma resolução global atmosférica de aproximadamente 38 km, com 64 níveis verticais que se estendem desde a superfície até 0,26 hPa. Os produtos são disponibilizados em variadas resoluções horizontais ( $0,2^\circ$ ,  $0,5^\circ$ ,  $1,0^\circ$  e  $2,5^\circ$ ) e em intervalo temporal de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC), sendo algumas séries de produtos selecionadas disponibilizadas em resolução horária. Para dados a partir de janeiro de 2011 até o presente, o CFSR foi estendido e aperfeiçoado para o NCEP *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) (SAHA et al., 2014).

O ERA-Interim é um produto global de reanálise desenvolvido pela ECMWF, cobrindo um período de 1979 até o presente (DEE et al., 2011). Sua resolução espacial é de aproximadamente 80 km, com 60 níveis verticais (da superfície até 0,1 hPa), e resolução temporal de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC).



Por sua vez, o MERRA (RIENECKER et al., 2011) consiste em um sistema de dados de reanálise desenvolvido pela NASA, cobrindo o período de 1979 até fevereiro de 2016, com grades de  $0,5^\circ \times 0,66^\circ$  e em 42 níveis de pressão, na forma de 26 produtos. Em sua versão 2 (MERRA 2), que fornece dados de 1980 até o presente, foram introduzidos avanços na assimilação de dados, além de outras melhorias adicionais, mantendo a resolução espacial da versão anterior.

Já o JRA é o projeto de reanálise conduzido pela *Japan Meteorological Agency* (JMA), que, na versão JRA-55 (KOBAYASHI et al., 2015), cobre um período de 55 anos (a partir de 1958), com 37 superfícies isobáricas (de 1000 a 1 hPa), em casos de algumas variáveis 27 superfícies (1000 a 100 hPa), com resolução espacial de  $1,25^\circ$  e resolução temporal de 6 horas.

Ademais, a Calculadora de Parâmetros de Correção Atmosférica (ACPC) (BARSI; BARKER; SCHOTT, 2003; BARSI et al., 2005), além de computar os parâmetros para a correção atmosférica, também fornece perfis verticais atmosféricos aos usuários. A ACPC utiliza os perfis atmosféricos globais modelados do NCEP e interpola os mesmos para data, hora e local especificados como entrada, prevendo, assim, a atmosfera em 28 níveis verticais, mais um extra no TOA (em 0 hPa). Esses perfis modelados em uma grade com  $1^\circ \times 1^\circ$  e gerados a cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC). As informações atmosféricas verticais fornecidas incluem as principais variáveis, como pressão, altura geopotencial, temperatura e umidade relativa do ar, entre outras. Se faz importante destacar que, apesar da ACPC ser uma ferramenta muito útil para a correção atmosférica de dados da série Landsat, até o momento, estão disponíveis apenas dados datados de primeiro de março de 2000 até o presente, o que impossibilita estudos que visem análises de séries históricas (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2010).

Jiménez-Muñoz et al. (2010) analisaram as diferenças obtidas na correção atmosférica de imagens ópticas, cobrindo bandas localizadas nas regiões espectrais do VIS, NIR, SWIR e TIR, quando perfis atmosféricos extraídos de diferentes fontes são utilizados. Para a região do termal, em particular, foram utilizados os sensores ASTER e Landsat 5 TM, e quatro fontes de perfis atmosféricos foram consideradas: radiossondagens locais realizadas em horários próximos a passagem dos sensores; perfis atmosféricos do produto MOD07 do MODIS; perfis gerados pela ACPC; e perfis atmosféricos provindos de dados de reanálise modificados, que incluem dados de reanálise NCEP/NCAR *Reanalysis 1*, só que interpolados para 34 níveis verticais e reamostrados para uma resolução de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ .

As análises foram realizadas, em uma área agrícola, na Espanha, e os resultados mostraram perfis verticais de temperatura do ar similares para as quatro fontes, enquanto que os

perfis de temperatura do ponto de orvalho mostraram diferenças significativas em alguns níveis em particular. Os perfis atmosféricos foram utilizados como *input* para o código de transferência radiativa MODTRAN 4, visando computar os parâmetros atmosféricos envolvidos na correção atmosférica para, então, no caso do TIR, recuperar dados de LST. Nesse sentido, diferenças foram percebidas com a alteração do perfil atmosférico utilizado, uma vez que, no termal, o principal parâmetro envolvido na correção atmosférica é o conteúdo de vapor de água que, por sua vez, está relacionado com o perfil vertical. No que diz respeito aos dados de LST extraídos após a correção, os maiores erros apresentados foram de 2K, na utilização dos perfis da ACPC para dados do Landsat 5 TM. Por fim, os resultados apresentados nesse estudo demonstraram que as diferentes fontes de perfis atmosféricos verticais estudadas são úteis para correções atmosféricas acuradas, quando radiossondagens locais não estão disponíveis.

Coll et al. (2012) aplicaram diferentes fontes de perfis atmosféricos, de vapor de água e de temperatura, no RTM MODTRAN 4 para recuperar valores de LST, através de um algoritmo *single-channel* para os sensores Landsat 7 ETM+, ASTER, MODIS e *Advanced Along-Track Scanning Radiometer* (AATSR). Para avaliar a precisão dos perfis atmosféricos, os valores de LST recuperados foram comparados com medições simultâneas *in situ*, em campos de arroz homogêneos. Os perfis utilizados foram os de radiossondas lançadas próximas ao local de estudo, de reanálises do NCEP – obtidos da ACPC, e os provindos de dados de satélite, AIRS e MOD07. Os resultados demonstraram que os perfis de radiossondagem proporcionaram as melhores correspondências entre os valores estimados de LST e os medidos em campo, com valores de RMSE melhores que 1,0 K e viés dentro da faixa de  $\pm 0,5$  K, para a maioria dos casos. Dentre os perfis alternativos, os autores encontraram resultados razoáveis para os dados do NCEP (ACPC) e do MOD07, com RMSE em torno de 1,0 K, ainda que, com o MOD07, os valores de LST superestimaram os medidos em campos, de 0,5 a 1,0 K. Já com os perfis do AIRS, em geral, os valores de LST foram subestimados em 1 a 2 K, devido, provavelmente, à grande lacuna temporal (2-3h) com as outras medições de satélite.

Com o propósito de fornecer perfis atmosféricos verticais para a recuperação de valores de LST, de correção atmosférica e de simulações, Mattar et al. (2015) desenvolveram o banco de dados *Global Atmospheric Profiles derived from Reanalysis Information* (GAPRI). Esse é uma compilação de perfis verticais selecionados, em escala global, que podem ser utilizados para simulações da transferência radiativa na atmosfera, a fim de suprir algoritmos generalizados para estimar a temperatura da superfície terrestre. Com 8324 perfis atmosféricos, o GAPRI inclui informações sobre altura geopotencial, pressão atmosférica, temperatura do ar e umidade relativa, derivadas de dados do ERA-Interim do ano de 2011. Os perfis atmosféricos são

estruturados em 29 níveis verticais e extraídos de uma grade espacial global de cerca de  $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ , com um intervalo temporal de 6 horas, representando várias situações verticais, em diferentes partes do globo. O banco de dados foi validado através da comparação de valores de LST e SST, derivados com os perfis do GAPRI, com valores obtidos com outros bancos de dados de perfis atmosféricos existentes e com medições *in situ*. Os resultados mostraram uma boa concordância entre o GAPRI e os bancos de dados anteriores, demonstrando assim, segundo os autores, o potencial do mesmo para estudos relacionados a simulações na faixa espectral do TIR. Ademais, o GAPRI surge como um banco de dados atmosféricos de livre acesso, fornecido no formato do código MODTRAN, que pode ser modificado de acordo com as necessidades do usuário e as condições atmosféricas locais.

Rosas, Houborg e McCabe (2017) analisaram a sensibilidade da correção atmosférica e da estimativa da LST a perfis atmosféricos de diferentes fontes, para dados do Landsat 8 TIRS, utilizando o MODTRAN, na versão 5.2. Foram avaliados perfis verticais derivados do AIRS, do MOD07, do ERA-Interim, do NCEP/NCAR *Reanalysis* 1 e de radiossondagens, gerando uma série temporal de LST para 28 passagens do Landsat 8, em uma região agrícola árida, na Arábia Saudita, tanto para área com solo exposto, quanto para cultivos. Medidas *in situ*, para validação, foram realizadas, e erros aleatórios foram introduzidos nas variáveis meteorológicas para uma melhor compreensão das incertezas. Os resultados indicaram um erro médio absoluto, numa faixa de 1,2 a 1,8 K, para estimativas em solo exposto, e 3,3 a 3,8 K, em cultivos de alfafa. Os autores constaram que, para a região estudada, os perfis do AIRS proporcionaram a melhor reprodução das condições atmosféricas.

Por fim, Meng e Cheng (2018) avaliaram oito produtos globais de reanálise frequentemente utilizados na correção atmosférica de dados do TIR foram eles: NCEP FNL, NCEP-DOE *Reanalysis* 2, MERRA-3, MERRA-6, MERRA2-3, MERRA2-6, JRA-55, e ERA-Interim. Esses perfis foram aplicados na correção atmosférica da banda 10 do Landsat 8 TIRS e avaliados através da utilização, como referência, de dados observados de radiossondagens globais coletadas de 163 estações. Os autores constataram que os parâmetros atmosféricos (transmitância e radiância ascendente e descendente) simulados com MERRA-6 e ERA-Interim foram mais precisos do que aqueles simulados com os outros produtos de reanálise, para diferentes teores de vapor de água e elevações do terreno. O ERA-Interim e o MERRA-6 também obtiveram os melhores resultados quando os produtos de reanálise foram aplicados na recuperação da LST a partir de dados simulados da banda 10 do Landsat 8 TIRS. Os valores de viés e RMSE globais de LST foram menores que 0,2 K e 1,09 K, respectivamente. Já quando os oito produtos de reanálise estudados foram utilizados para estimar a LST de 32 imagens

Landsat 8 TIRS10 (cobrindo a bacia do rio Heihe na China), os mesmos mostraram acurácia similar para condições de baixo teor de vapor de água na atmosfera, sendo que os valores de viés variam de 0,07 K a 0,2 4 K, os de RSME de 1,93 K a 2,04 K e os de desvio padrão de 1,93 K a 2,02 K. Meng e Cheng (2018) concluíram, então, que os produtos globais de reanálise MERRA-6 e ERA-Interim são os mais indicados para a correção atmosférica de dados do infravermelho termal.

#### 3.1.5.4. Equação de Transferência Radiativa

Um sensor de infravermelho termal a bordo de um satélite, imageando a superfície terrestre, registra a radiação da Terra, e de sua atmosfera, ao longo de uma linha de visada com uma banda de largura finita (LI et al., 2013; TANG; LI, 2014). Assim, utilizando a equação de transferência radiativa e assumindo uma atmosfera livre de nuvens, sob equilíbrio termodinâmico local, como ilustrado na Figura 4, a radiação infravermelha ( $I_i$ ) recebida pelo sensor, no topo da atmosfera (TOA), pode ser escrita de maneira simplificada, como na Equação (9), abaixo. Aqui algumas terminologias já utilizadas nas Equações (7) e (8) irão se repetir, contudo com simbologias diferentes, uma vez que se optou por manter as notações utilizadas pelos autores.

$$I_i(\theta, \varphi) = \underbrace{R_i(\theta, \varphi)\tau_i(\theta, \varphi)}_{\substack{\text{Radiação que deixa} \\ \text{a superfície e é} \\ \text{atenuada pela} \\ \text{atmosfera ①}}} + \underbrace{R_{ati\uparrow}(\theta, \varphi)}_{\substack{\text{Emissão} \\ \text{atmosférica ②}}} + \underbrace{R_{sli\uparrow}(\theta, \varphi)}_{\substack{\text{Espalhamento} \\ \text{atmosférico ③}}} \quad (9)$$

Onde  $R_i$  é a radiância observada no canal  $i$ , ao nível do solo, que é dada pela Equação (10):

$$R_i(\theta, \varphi) = \underbrace{\varepsilon_i(\theta, \varphi)B_i(T_s)}_{\substack{\text{Emissão da} \\ \text{superfície ④}}} + \underbrace{[1 - \varepsilon_i(\theta, \varphi)]R_{ati\downarrow}}_{\substack{\text{Emissão da atmosfera de trajetória} \\ \text{descendente refletida pela superfície ⑤}}} + \underbrace{[1 - \varepsilon_i(\theta, \varphi)]R_{sli\downarrow}}_{\substack{\text{Espalhamento atmosférico de trajetória} \\ \text{descendente refletida pela superfície ⑥}}} + \underbrace{\rho_{bi}(\theta, \varphi, \theta_s, \varphi_s)E_i \cos(\theta_s) \tau_i(\theta_s, \varphi_s)}_{\substack{\text{Feixe de radiação solar descendente} \\ \text{refletido pela superfície ⑦}}} \quad (10)$$

Nas Equações (9) e (10),  $\theta$  e  $\varphi$  representam, respectivamente, os ângulos zenital e azimutal de visada.  $\tau_i$  trata-se da transmitância atmosférica efetiva no canal  $i$ , enquanto que  $R_i\tau_i$

é a radiância observada ao nível do solo, com a atenuação atmosférica (trajetória ① da Figura 4).  $R_{ati\uparrow}$  é a radiância termal atmosférica ascendente (trajetória ② da Figura 4).  $R_{sli\uparrow}$  representa a radiação solar difusa ascendente, resultante do espalhamento atmosférico da radiação solar (trajetória ③ da Figura 4).  $\varepsilon_i$  e  $T_s$  são, respectivamente, as efetivas emissividade e temperatura da superfície no canal  $i$ .  $B_i$  é a radiância espectral de um corpo negro no canal  $i$ . Sendo assim,  $\varepsilon_i B_i(T_s)$  representa a radiância emitida diretamente pela superfície (trajetória ④ da Figura 4).  $R_{ati\downarrow}$  é a radiação termal atmosférica descendente e  $R_{sli\downarrow}$  a radiação solar difusa descendente. Dessa forma,  $[1 - \varepsilon_i]R_{ati\downarrow}$  e  $[1 - \varepsilon_i]R_{sli\downarrow}$  representam as radiâncias descendentes, atmosférica e solar difusa, refletidas pela superfície, trajetórias ⑤ e ⑥ respectivamente. E ainda,  $\rho_{bi}$  é a refletância bidirecional da superfície;  $E_i$ , a irradiância solar no TOA; e  $\theta_s$  e  $\varphi_s$ , os ângulos zenital e azimutal solares. O termo  $\rho_{bi}E_i \cos(\theta_s) \tau_i$ , portanto, refere-se a radiação solar diretamente refletida pela superfície (trajetória ⑦). Devido à contribuição da radiação solar na TOA ser desprezível nas janelas de 8 – 14  $\mu\text{m}$  (durante o dia e a noite) e 3 – 5  $\mu\text{m}$  (durante a noite), os termos relacionados a esta radiação (trajetórias ③, ⑥ e ⑦) podem ser desprezados nas Equações (9) e (10), sem perdas na acurácia (LI et al., 2013; TANG; LI, 2014).

A descrição realizada acima se trata de uma simplificação da Equação de Transferência Radiativa teórica, mais informações a respeito das aproximações e simplificações realizadas, bem como das condições para as mesmas, podem ser encontradas em Li et al. (2013) e Tang e Li (2014).

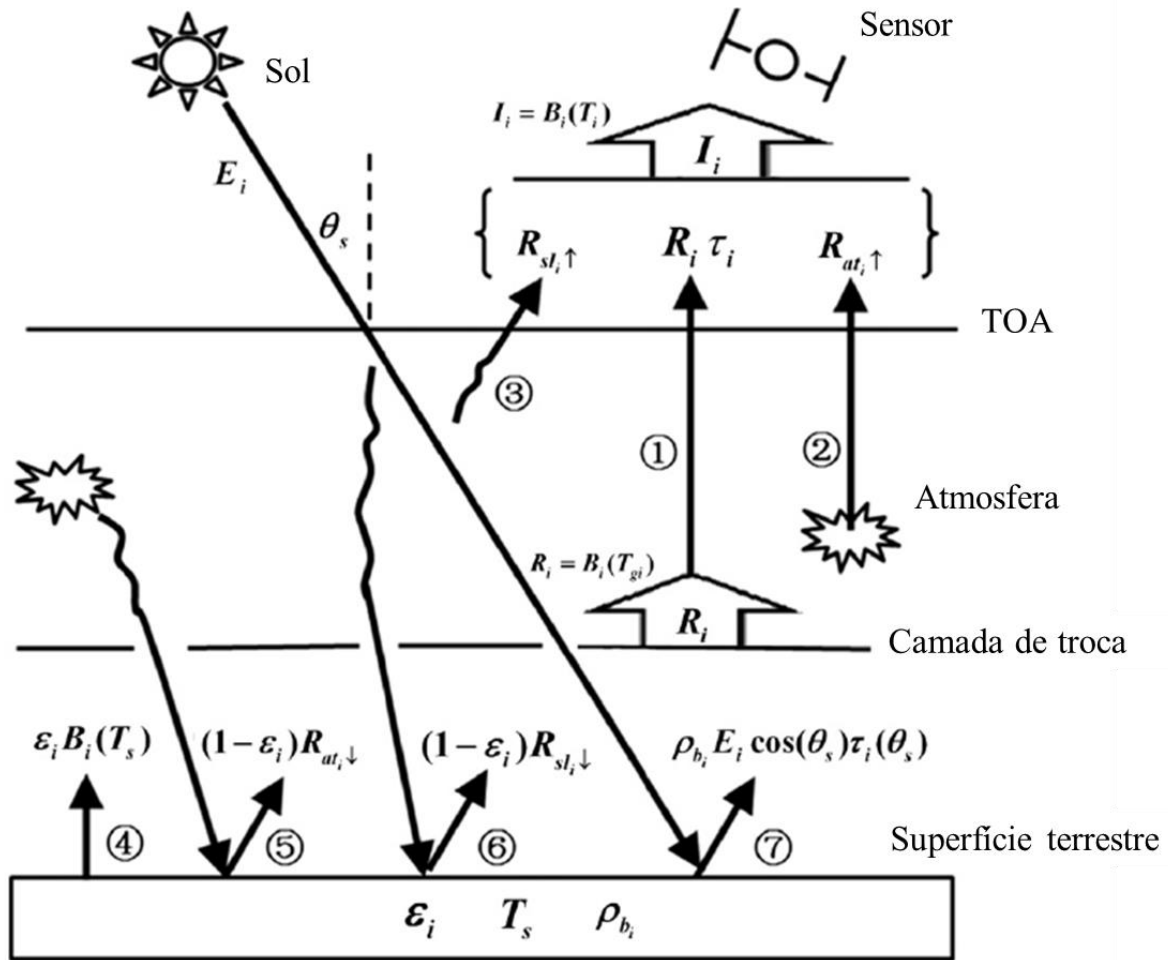


Figura 4 - Ilustração simplificada da equação de transferência radiativa na região espectral do infravermelho termal.  $I_i$  é a radiância mensurada no canal  $i$  no topo da atmosfera. A trajetória ① representa a radiância observada na superfície terrestre, atenuada pelas contribuições atmosféricas. As trajetórias ② e ③ representam, respectivamente, a radiância térmica atmosférica ascendente e a radiância solar difusa ascendente. Já a trajetória ④ é a radiância emitida diretamente pela superfície. Enquanto, a trajetória ⑤ se trata da radiância térmica atmosférica descendente refletida pela superfície, e a ⑥ representa a radiância solar difusa descendente, também refletida pela superfície. Por fim, a trajetória ⑦ refere-se a radiação solar diretamente refletida pela superfície (Adaptado de Li et al., 2013).

### 3.2. MODELAGEM ATMOSFÉRICA

Modelos atmosféricos numéricos são, na prática, programas de computador, baseados em equações matemáticas, que descrevem o fluxo de fluidos. Estes modelos, dado o estado “presente” da atmosfera, conforme o estimado a partir de observações meteorológicas ao redor do mundo e de sistemas de assimilação de dados, são capazes de avançar o estado da atmosfera no tempo, usando uma sequência de pequenos passos (iterações) e, dessa maneira, prever um estado futuro (STENSRUD, 2007). Nos modelos atmosféricos, os processos dependentes do tempo são matematicamente descritos por equações diferenciais ordinárias, enquanto que os processos dependentes de espaço e de tempo são descritos por equações diferenciais parciais. Essas equações diferenciais, tanto ordinárias, quanto parciais, são substituídas por diferenças

finitas ou outras aproximações e, então, são informatizadas e resolvidas por métodos computacionais. Além destas, os modelos computacionais também resolvem equações parametrizadas e empíricas (JACOBSON, 2005).

Os modelos atmosféricos são utilizados tanto para a previsão operacional do tempo, como para pesquisa científica. A previsão do tempo através de modelos numéricos em computadores teve seu advento nos anos 1950, quando foi submetida para publicação a primeira Previsão Numérica do Tempo (PNT), por Jule Gregory Charney. O trabalho de Charney foi realizado utilizando um dos primeiros computadores eletrônicos do mundo, o ENIAC (*the Electronic Numerical Integrator and Computer*), instalado em Aberdeen, no estado de Maryland, Estados Unidos. Em setembro de 1954, as primeiras PNT operacionais (em “tempo real”) começaram na Suécia no computador sueco conhecido como BESK. Seis meses depois, iniciam-se as previsões operacionais para o hemisfério norte nos Estados Unidos, pelo NCEP, e a partir de 1973, para o globo todo. No início dos anos 1990, os recursos computacionais, no âmbito local, tornaram-se suficientes para que as previsões de modelos numéricos fossem produzidas em universidades e em laboratórios de pesquisa menores. O aprimoramento das capacidades computacionais fez com que essas atividades locais de modelagem aumentassem e, também, levou à implementação operacional do primeiro modelo de mesoescala nos Estados Unidos, em 1995. (JACOBSON, 2005; KALNAY, 2002; STENSRUD, 2007).

A partir de então, ao longo dos anos, a qualidade dos modelos atmosféricos melhorou continuamente, resultando em grandes avanços na PNT e na modelagem atmosférica. Estas melhorias, nas últimas décadas, são devidas, principalmente: ao aumento do poder computacional dos computadores, o que permite uma resolução numérica mais refinada, com menos aproximações, nos modelos; à melhor representação de processos físicos de pequena escala (nuvens, precipitação, transferências turbulentas de calor, umidade, momento, radiação); à utilização de métodos mais precisos de assimilação de dados, que resultam em melhores condições iniciais para os modelos; e a maior disponibilidade de dados, especialmente no que se refere a dados de satélites e aeronaves nos oceanos e no hemisfério sul (KALNAY, 2002).

Em um modelo atmosférico, as variáveis meteorológicas, determinadas por este, incluem temperatura, densidade e pressão do ar, velocidade e direção do vento, turbulência, vapor de água. Os ventos e a turbulência afetam o transporte de gases, as partículas de aerossóis e de hidrometeoros. Da mesma forma que os gases e as partículas de aerossóis, os hidrometeoros estão relacionados com a temperatura, a pressão e os ventos de diversas maneiras. E, ainda, os fenômenos meteorológicos, bem como a dispersão da poluição atmosférica, são afetados pela

temperatura da superfície e pelos fluxos de energia/umidade. A temperatura da superfície em si é afetada pelo uso e ocupação do solo – que pode incluir vegetação, solo exposto, corpos de água, neve, estradas, edificações (JACOBSON, 2005).

Nos modelos atmosféricos, como mencionado anteriormente, as variáveis meteorológicas são simuladas resolvendo-se um conjunto de equações diferenciais através de métodos numéricos computacionais (JACOBSON, 2005). A resolução espacial do modelo refere-se às escalas horizontais e verticais que podem ser resolvidas ou reproduzidas pelo modelo numérico. Como cada operação algébrica, utilizada para avançar o modelo numérico no tempo, requer tempo, memória e armazenamento em disco do processador do computador, o número de cálculos que podem ser concluídos em um período de tempo, ou para uma determinada memória e tamanho de disco rígido, é limitado, até mesmo para os computadores mais rápidos. Isso significa que a atmosfera não pode ser representada perfeitamente pelos modelos numéricos, o que estes fazem é uma aproximação por um conjunto de dados finitos (STENSRUD, 2007). Independentemente do modelo que está sendo utilizado, ou de seu tipo, em algum ponto dos cálculos, a atmosfera é representada por um conjunto tridimensional de pontos, chamado de grade, que cobre a região de interesse. Estes pontos, em geral, são regularmente espaçados na horizontal e representam o estado da atmosfera no ponto em questão. A densidade de pontos de grade discretos determina o quão bem as estruturas atmosféricas são representadas pelo modelo. A medida que o número de pontos de grade aumenta, as estruturas, na atmosfera, são representadas, ou resolvidas, com maior precisão (STENSRUD, 2007).

Os processos atmosféricos podem ser simulados em uma variedade de escalas espaciais. Aqueles que ocorrem em uma escala molecular, ocorrem em dimensões inferiores a 2 milímetros, como é o caso da difusão molecular. Os fenômenos de microescala ocorrem em dimensões que vão de 2 milímetros a 2 quilômetros. Sendo movimentos turbulentos no ar, pequenas plumas de poluentes (como as dos escapes dos carros) e nuvens *cumulus*, exemplos de fenômenos de microescala. Já os fenômenos de mesoescala, como é o caso das tempestades, dos tornados, dos ventos locais e da poluição urbana do ar, ocorrem em uma escala de 2 a 2000 quilômetros. A escala sinótica, por sua vez, cobre movimentos ou eventos em uma escala de 500 a 10 000 quilômetros. Sistemas de alta e baixa pressão, frentes frias, furacões, tempestades tropicais e o buraco na camada de ozônio sobre a Antártica, ocorrem na escala sinótica. Por fim, os eventos em escala planetária são aqueles que ocorrem em dimensões maiores do que 10 000 quilômetros. Como exemplo, têm-se os sistemas eólicos globais, a redução do ozônio estratosférico e o aquecimento global. Cabe destacar que alguns fenômenos ocorrem em mais de



uma escala, como é o caso da chuva ácida, que é um fenômeno de mesoescala e de escala sinótica (JACOBSON, 2005).

A modelagem atmosférica não é apenas uma ferramenta na elaboração de previsões meteorológicas para serem transmitidas nos meios de comunicação, existem versões de modelos que são utilizadas, por exemplo, para estudar como o aumento dos gases de efeito estufa influencia, ou não, o clima global futuro. Sendo assim, os modelos atmosféricos são importantes não apenas para as atividades humanas diárias, mas também para o uso e a gestão dos recursos naturais do planeta (STENSRUD, 2007).

### 3.3. O MODELO *WEATHER RESEARCH AND FORECASTING* (WRF)

O modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) é um modelo de Previsão Numérica do Tempo (PNT) e um sistema de simulação atmosférica desenvolvido tanto para aplicações operacionais, quanto para pesquisas (SKAMAROCK et al., 2008). Sendo um modelo de previsão de mesoescala de última geração, o desenvolvimento do WRF tem sido um esforço conjunto de muitas agências, dentre as quais o *National Center for Atmospheric Research's* (NCAR), na divisão de *Mesoscale and Microscale Meteorology* (MMM); a *National Oceanic and Atmospheric Administration's* (NOAA), com o *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e o *Earth System Research Laboratory* (ESRL); o *Department of Defense's Air Force Weather Agency* (AFWA) e o *Naval Research Laboratory* (NRL); o *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) da Universidade de Oklahoma; e a *Federal Aviation Administration* (FAA), que contaram com a participação de cientistas de várias universidades de muitos países.

O WRF é mantido e apoiado como um “modelo comunitário” para facilitar o uso amplo e internacional, voltado para pesquisa. Esse consiste em um código moderno e flexível, o que o torna eficiente em ambientes computacionais variados, desde supercomputadores trabalhando em paralelo até laptops. Além disso, o modelo é adequado a um amplo leque de aplicações, que vão desde simulações de grande escala a simulações globais (SKAMAROCK et al., 2008). Dentre estas aplicações, destacam-se a PNT em tempo real, a assimilação de dados, as pesquisas referentes às parametrizações físicas, a modelagem da qualidade do ar, as simulações climáticas regionais, o acoplamento do sistema atmosfera-oceano e as simulações em casos idealizados.

Os principais componentes do sistema WRF estão representados na Figura 5 (SKAMAROCK et al., 2008). O *WRF Software Framework* (WSF) fornece a infraestrutura que

acomoda os solucionadores dinâmicos, pacotes físicos que interagem com os solucionadores, programas para inicialização, WRF-Var e WRF-Chem. Este último é um modelo que proporciona a modelagem química do ar, enquanto o WRF-Var é o sistema de assimilação de dados variacionais, que permite inserir uma série de tipos de observação, buscando otimizar as condições iniciais, sendo ambos módulos opcionais. Existem dois núcleos dinâmicos (*dynamics solvers*) no WRF: o *Advanced Research WRF* (ARW, em português Pesquisa Avançada WRF), desenvolvido primeiramente no NCAR, e o *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM, em português Modelo de Mesoescala Não-Hidrostático), desenvolvido pelo NCEP. Ambos podem ser utilizados tanto para pesquisa como para previsão operacional.

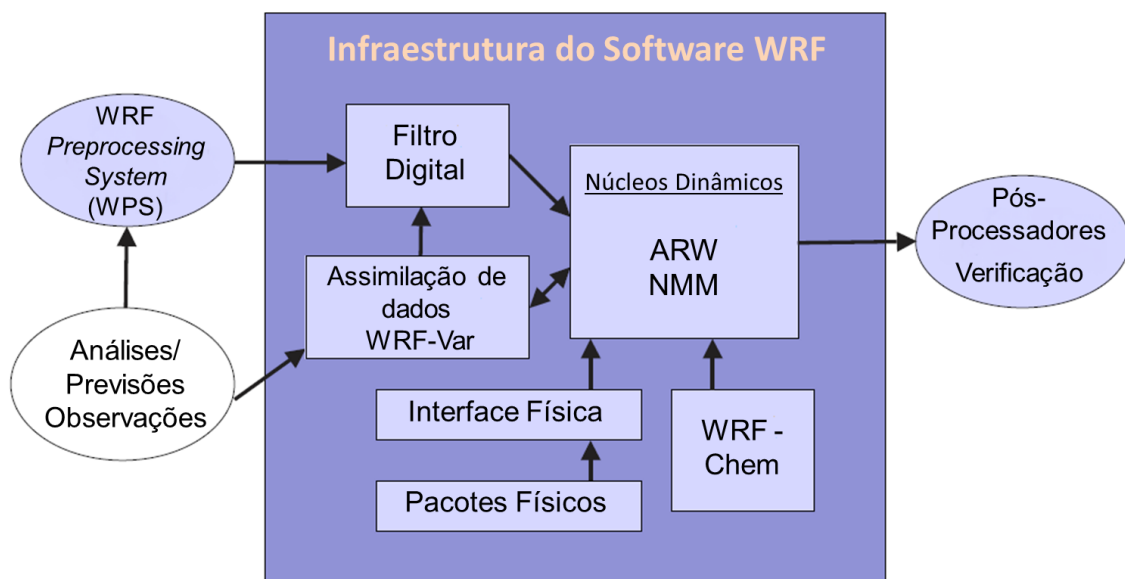


Figura 5 – Componentes do sistema WRF (Adaptado de Skamarock et al., 2008).

O ARW é o núcleo dinâmico de pesquisa do sistema WRF. Dentre suas principais características, na Versão 3 (SKAMAROCK et al., 2008) – que reflete os elementos da Versão 3 do WRF, destaca-se o fato de suas equações serem completamente compressíveis, o modelo ser não-hidrostático (com uma opção hidrostática disponível) e integrar as equações de Euler para os fluidos, que correspondem as equações de Navier-Stokes com as simplificações pertinentes, e é conservativo para variáveis escalares. A coordenada vertical é uma coordenada de pressão hidrostática que acompanha o terreno, chamada de coordenada  $\eta$ , sendo o topo do modelo uma superfície de pressão constante. A discretização espacial, grades horizontais, se dá através da grade C de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977). Já na discretização temporal, o núcleo ARW usa o esquema de integração no tempo de Runge-Kutta de 2ª ou 3ª ordem, com capacidade de

passo de tempo variável. Utilizando, portanto, um menor intervalo de tempo para os modos acústico e de onda gravimétrica, visando manter a estabilidade numérica.

No que se refere à modelagem física, na parte de microfísica, são utilizados esquemas que vão desde a física simplificada, adequada para estudos simplificados, até uma física sofisticada, utilizada para processamentos e para previsão numérica do tempo. A física da superfície conta com modelos de superfícies terrestres multicamadas que vão desde um modelo termal simples, até modelos de vegetação e umidade do solo, incluindo cobertura de neve e gelo marinho. Já a física da camada limite planetária se baseia na previsão da energia cinética turbulenta ou dos esquemas  $K$  não locais. A física da radiação atmosférica conta com esquemas de ondas longas e de ondas curtas com bandas multiespectrais, além de um esquema simples de ondas curtas, adequado para aplicações climáticas e meteorológicas. Os efeitos de nuvens e os fluxos de superfície estão incluídos nos esquemas (SKAMAROCK et al., 2008).

De maneira sucinta, pode se dizer que a execução do modelo WRF se dá em três etapas:

- 1º. Sistema de Pré-processamento do WRF, o WPS (*WRF Preprocessing System*);
- 2º. Integração numérica através do núcleo dinâmico (ARW);
- 3º. Pós-processamento, verificação e ferramentas de visualização.

Na primeira etapa, é definido o domínio da simulação, principalmente no caso de simulações com dados reais, e são interpolados os dados terrestres estáticos (como topografia, uso da terra e tipos de solo), climatológicos e meteorológicos para o domínio definido. Já na etapa dois, é realizada a simulação propriamente dita. Enquanto que, na etapa três, no pós-processamento das informações, é realizada a extração dos dados de interesse, sua leitura, verificação e disponibilização para uma ferramenta gráfica de visualização, para que, então, seja realizada a análise e a geração de resultados (WANG et al., 2017).

### 3.3.1. Equações Governantes

O núcleo dinâmico ARW integra as equações compressíveis e não hidrostáticas de Euler. As equações são moldadas em forma de fluxo, usando variáveis que possuem propriedades conservativas, seguindo a teoria de Ooyama (1990). Estas são, também, formuladas usando coordenadas verticais de massa que acompanham o relevo (LAPRISE, 1992). No caso das equações governantes do modelo WRF em questão, estas são estendidas para incluir os efeitos da umidade na atmosfera e aumentadas ainda mais para incluir as projeções na esfera (SKAMAROCK et al., 2008). As equações em forma de fluxo são apresentadas no espaço cartesiano.

### 3.3.1.1. Coordenada Vertical e Variáveis

As equações do núcleo ARW são formuladas usando uma coordenada vertical de pressão hidrostática que, como dito anteriormente, segue o relevo e é denotada por  $\eta$ , sendo definida como:

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu} \quad (11)$$

Onde

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (12)$$

Nestas equações,  $p_h$  é a componente hidrostática da pressão, enquanto que  $p_{hs}$  e  $p_{ht}$  se referem, respectivamente, aos valores de pressão ao longo da superfície e no limite superior. A definição da coordenada da Equação (11), proposta por Laprise (1992), corresponde a tradicional coordenada  $\sigma$  (sigma) utilizada em muitos modelos atmosféricos hidrostáticos. A coordenada  $\eta$  varia de um valor de 1, na superfície a 0, no limite superior do domínio do modelo (Figura 6).

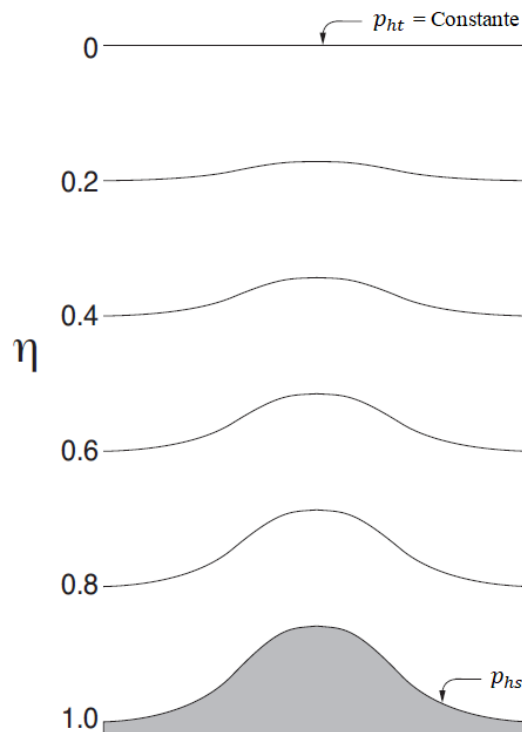


Figura 6 - Coordenada vertical  $\eta$  (Adaptado de Skamarock et al., 2008).

Uma vez que  $\mu(x, y)$  representa a massa por unidade de área dentro da coluna no domínio do modelo em  $(x, y)$ , as formas apropriadas para as variáveis de fluxo são:

$$\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W); \Omega = \mu \dot{\eta}; \Theta = \mu \theta \quad (13)$$

Sendo  $\mathbf{v} = (u, v, w)$  as velocidades covariantes nas direções horizontal e vertical, respectivamente, enquanto  $\omega = \dot{\eta}$  é a velocidade “vertical” contravariante, e  $\theta$  é a temperatura potencial. Vale destacar que também aparecem, nas equações governantes do WRF-ARW, as variáveis não-conservativas:  $\phi = gz$  (o geopotencial),  $p$  (pressão) e  $\alpha = 1 / \rho$  (inverso da densidade).

### 3.3.1.2. Equações de Euler na Forma de Fluxo

Utilizando as variáveis anteriormente definidas, as equações de Euler, na forma de fluxo, podem ser escritas da seguinte forma (SKAMAROCK et al., 2008):

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (14)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (15)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (16)$$

$$\partial_t \theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (17)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (18)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (19)$$

Juntamente com a relação abaixo para a densidade inversa:

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (20)$$

E a equação de estado:

$$p = p_0 (R_a \theta / p_0 \alpha)^{\gamma} \quad (21)$$

É importante destacar que, nas Equações (14) a (21), os subscritos  $x$ ,  $y$  e  $\eta$  denotam diferenciação, onde  $a$  representa uma variável genérica:

$$\nabla \cdot \mathbf{V}a = \partial_x(Ua) + \partial_y(Va) + \partial_\eta(\Omega a) \quad (22)$$

E,

$$\mathbf{V} \cdot \nabla a = U \partial_x a + V \partial_y a + \Omega \partial_\eta a \quad (23)$$

Ainda,  $\gamma = C_p/C_v = 1,4$  é o coeficiente de expansão adiabática, isto é, a razão entre a capacidade térmica a pressão constante e a capacidade térmica a volume constante, para o ar seco. Já  $R_d$  é a constante universal dos gases perfeitos para o caso do ar seco e  $p_0$  é uma pressão de referência ao nível do mar (tipicamente  $10^5$  Pascal). Os termos  $F_U$ ,  $F_V$ ,  $F_W$  e  $F_\Theta$  representam os termos forçantes (*forcing terms*) que surgem da física do modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e da rotação da Terra, respectivamente. Por fim, as equações de Euler ((14) a (19)) estão na forma conservativa, com exceção da Equação (19), que é a derivada material da definição do geopotencial.

### 3.3.1.3. Inclusão da Umidade

Na formulação das equações de Euler incluindo a umidade, se define a coordenada vertical em relação à massa de ar seco, reescrevendo a mesma da seguinte forma (SKAMAROCK et al., 2008):

$$\eta = \frac{(p_{hd} - p_{dht})}{\mu_d} \quad (24)$$

Onde  $\mu_d$  representa a massa de ar seco dentro da coluna no domínio do WRF, e  $p_{hd}$  e  $p_{dht}$  representam, respectivamente, a pressão hidrostática do ar seco atmosférico e a pressão hidrostática no topo da atmosfera seca. As variáveis acopladas são definidas como:

$$\mathbf{V} = \mu_d \mathbf{v} ; \Omega = \mu_d \dot{\eta} ; \Theta = \mu_d \theta \quad (25)$$

Com essas definições, as equações de Euler incluindo a umidade são escritas assim:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (26)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (27)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g[(\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (28)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (29)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (30)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (31)$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot \mathbf{V}_{q_m}) = F_{Q_m} \quad (32)$$

Com a equação diagnóstica para a densidade inversa do ar seco:

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (33)$$

E a relação para a pressão total (vapor mais ar seco):

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (34)$$

Nas equações acima,  $\alpha_d$  é o inverso da densidade do ar seco, sendo  $\alpha$  o inverso da densidade total, levando em conta todas as parcelas de densidade  $\alpha = \alpha_d (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$ , onde  $q_*$  são as razões de mistura (massa por massa de ar seco) para vapor de água ( $q_v$ ), nuvem ( $q_c$ ), chuva ( $q_r$ ), gelo ( $q_i$ ), etc. Ainda,  $\theta_m = \theta (1 + (R_v/R_d) q_v) \approx \theta (1 + 1,6 q_v)$ , e  $Q_m = \mu_d q_m$ , sendo  $q_m = q_v, q_c, q_r, q_i, \dots$ .

#### 3.3.1.4. Projeções de Mapas, Termos de Coriolis e de Curvatura

O núcleo dinâmico ARW suporta quatro projeções para o globo: projeção cônica conforme de Lambert, projeção polar estereográfica, projeção de Mercator e latitude-longitude. Para as três primeiras projeções, a transformação é isotrópica e exige um  $(\Delta x / \Delta y)|_{\text{Terra}} = \text{constante}$  em todos os lugares da grade. Já a grade latitude-longitude trata-se de uma projeção anisotrópica. O ARW implementa as projeções usando fatores de escala de mapa e, para acomodar as transformações anisotrópicas, é necessário que existam fatores para os componentes x e y da transformação do espaço computacional para o espaço físico (SKAMAROCK et al., 2008). No espaço computacional do núcleo ARW,  $\Delta x$  e  $\Delta y$  são constantes, e, assim, para transformar as equações governantes, os fatores de escala do mapa  $m_x$  e  $m_y$  são definidos como a razão entre a distância no espaço computacional e a distância correspondente na superfície da Terra:

$$(m_x, m_y) = \frac{(\Delta x, \Delta y)}{\text{distância na Terra}} \quad (35)$$

O ARW inclui, então, os fatores de escala nas equações governantes redefinindo as variáveis de momento como:

$$U = \mu_d u / m_y ; V = \mu_d v / m_x \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta} / m_y \quad (36)$$

Agora, utilizando estas variáveis de momento redefinidas, as equações governantes são reescritas, incluindo os fatores de mapa e os termos rotacionais, como:

$$\begin{aligned} \partial_t U + m_x [\partial_x(Uu) + \partial_y(Vv)] + \partial_\eta(\Omega u) + (m_x/m_y) [\mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi] \\ = F_U \end{aligned} \quad (37)$$

$$\begin{aligned} \partial_t V + m_y [\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + (m_y/m_x) \partial_\eta(\Omega v) \\ + (m_y/m_x) [\mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi] = F_V \end{aligned} \quad (38)$$

$$\begin{aligned} \partial_t W + (m_x m_y / m_y) [\partial_x(Uw) + \partial_y(Vw)] + \partial_\eta(\Omega w) - m_y^{-1} g [(\alpha/\alpha_d) \partial_\eta - \mu_d] \\ = F_W \end{aligned} \quad (39)$$

$$\partial_t \Theta + m_x m_y [\partial_x(U\theta) + \partial_y(V\theta)] + m_y \partial_\eta(\Omega \theta) = F_\Theta \quad (40)$$

$$\partial_t \mu_d + m_x m_y [U_x + V_y] + m_y \partial_\eta(\Omega) = 0 \quad (41)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [m_x m_y (U \partial_x \phi + V \partial_y \phi) + m_y \Omega \partial_\eta \phi - m_y g W] = 0 \quad (42)$$

$$\partial_t Q_m + m_x m_y [\partial_x(Uq_m) + \partial_y(Vq_m)] + m_y \partial_\eta(\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (43)$$

Complementando com a relação diagnóstica para o inverso da densidade do ar seco (Equação (33)), e com a equação diagnóstica para a pressão total (Equação (34)). Nas Equações (37), (38) e (39), o lado direito contém os termos de Coriolis e de curvatura, juntamente com os termos de mistura e as forças físicas.

### 3.3.1.5. Conformação de Perturbação das Equações Governantes

Visando reduzir erros de truncamento, nos cálculos de gradiente de pressão horizontal, e de arredondamento, nos cálculos de gradiente de pressão vertical e de flutuabilidade, é vantajoso reformular as equações governantes usando variáveis de perturbação. Com este propósito, novas variáveis são então definidas como perturbações de um estado de referência hidrostaticamente balanceado (SKAMAROCK et al., 2008). As variáveis do estado de referência (denotadas pelo traço superior  $\bar{a}$ ) são definidas como variáveis que são função da altura, apenas, e que satisfazem as equações governantes para a atmosfera em repouso. Ou seja, o estado de referência está em



equilíbrio hidrostático e é estritamente uma função de  $\bar{z}$ . Desse modo,  $p = \bar{p}(\bar{z}) + p'$ ,  $\phi = \bar{\phi}(\bar{z}) + \phi'$ ,  $\alpha = \bar{\alpha}_d(\bar{z}) + \alpha'_d$  e  $\mu_d = \bar{\mu}_d(x, y) + \mu'_d$ . E, ainda, uma vez que as coordenadas  $\eta$ , na superfície, em geral, não são horizontais, os perfis de referência  $\bar{p}$ ,  $\bar{\phi}$  e  $\bar{\alpha}$  são funções de  $(x, y, \eta)$ . A porção hidrostaticamente equilibrada dos gradientes de pressão, na sondagem de referência, pode ser removida, sem aproximações das equações, usando essas variáveis de perturbação. Dessa forma, as equações de momento são reescritas:

$$\begin{aligned} \partial_t U + m_x [\partial_x(Uu) + \partial_y(Vv)] + \partial_\eta(\Omega u) \\ + (m_x/m_y) (\alpha/\alpha_d) [\mu_d(\partial_x \phi' + \alpha_d \partial_x p' + \alpha'_d \partial_x \bar{p} + \partial_x \phi(\partial_\eta p' \\ - \mu'_d))] = F_U \end{aligned} \quad (44)$$

$$\begin{aligned} \partial_t V + m_y [\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + (m_y/m_x) \partial_\eta(\Omega v) \\ + (m_x/m_y) (\alpha/\alpha_d) [\mu_d(\partial_y \phi' + \alpha_d \partial_y p' + \alpha'_d \partial_y \bar{p} + \partial_y \phi(\partial_\eta p' - \mu'_d))] \\ = F_V \end{aligned} \quad (45)$$

$$\begin{aligned} \partial_t W + (m_x m_y / m_y) [\partial_x(Uw) + \partial_y(Vw)] + \partial_\eta(\Omega w) - m_y^{-1} g (\alpha/\alpha_d) [\partial_\eta p' - \bar{\mu}_d(q_v \\ + q_c + q_r)] + m_y^{-1} \mu'_d g = F_w \end{aligned} \quad (46)$$

Já as equações de conservação de massa e geopotencial, tornam-se:

$$\partial_t \mu'_d + m_x m_y [\partial_x U + \partial_y V] + m_y \partial_\eta \Omega = 0 \quad (47)$$

$$\partial_t \phi' + \mu_d^{-1} [m_x m_y (U \partial_x \phi + V \partial_y \phi) + m_y \Omega \partial_\eta \phi - m_y g W] = 0 \quad (48)$$

Enquanto que as equações de conservação para a temperatura potencial e escalares (Equações (40) e (43)) permanecem inalteradas.

E, por fim, em um sistema de perturbação, a relação hidrostática é representada da seguinte forma:

$$\partial_\eta \phi' = -\bar{\mu}_d \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \quad (49)$$

As equações na conformação de perturbação citadas acima, juntamente com a equação de estado (Equação (34)), representam as equações que são solucionadas no ARW. Os termos do lado direito das equações governantes, incluem os termos de Coriolis, os termos de mistura e as

parametrizações. Cabe salientar que a equação de estado não pode ser escrita na forma de perturbação devido ao expoente na expressão.

### 3.3.2. Discretização do Modelo

#### 3.3.2.1. Discretização temporal

O núcleo dinâmico ARW utiliza um esquema de integração *time-split*, divisão do passo de tempo. Desse modo, é possível resolver separadamente os fenômenos meteorológicos e os acústicos, devido a estes serem de natureza distinta. De maneira geral, modos de baixa frequência, que são meteorologicamente significativos, são integrados usando um esquema de Runge-Kutta de terceira ordem (RK3), enquanto os modos acústicos de alta frequência são integrados em passos de tempo menores para manter a estabilidade numérica. Os modos acústicos de propagação horizontal e de ondas de gravidade são integrados usando um esquema de integração *forward-backward*, e modos acústicos de propagação vertical e oscilações de flutuabilidade são integrados usando um esquema implícito verticalmente, isto é, usando o passo do tempo acústico. Mais informações a respeito da discretização temporal do ARW, como o Esquema de Integração do Tempo de Runge-Kutta, a Integração Acústica e a Sequência de Integração *Time-Split*, podem ser encontradas em Skamarock et al. (2008), capítulo 3.1.

#### 3.3.2.2. Discretização Espacial

A discretização espacial do núcleo dinâmico ARW baseia-se em um escalonamento da grade C de Arakawa (Figura 7). Isso significa que as velocidades normais são escalonadas a metade do comprimento da grade, a partir das variáveis termodinâmicas. Os índices variáveis  $(i, j, k)$  indicam localizações variáveis com  $(x, y, \eta) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta \eta)$ . Já os pontos onde  $\theta$  está localizado são denotados como pontos de massa, enquanto que os locais onde  $u, v$  e  $w$  são definidos como pontos  $u$ , pontos  $v$  e pontos  $w$ , respectivamente. Ainda, estes não mostrados na Figura 7, a massa dentro da coluna  $\mu$  é definida nos pontos  $(i, j)$  (pontos de massa), o geopotencial  $\phi$  é definido nos pontos  $w$  e as variáveis de umidade  $q_m$  são definidas nos pontos de massa. As variáveis diagnósticas, a pressão  $p$  e a densidade inversa  $\alpha$  também são calculadas nos pontos de massa. Os comprimentos da grade  $\Delta x$  e  $\Delta y$  são constantes na formulação do modelo. Já o comprimento  $\Delta \eta$  não é uma constante fixa, sendo esta especificada na inicialização. O usuário é livre para especificar os valores  $\eta$  dos níveis verticais do modelo, desde que estes

variem de 1, na superfície, a 0, no topo do modelo, e decresçam monotonicamente dentro desse intervalo, ou seja, entre a superfície e o topo do modelo (SKAMAROCK et al., 2008).

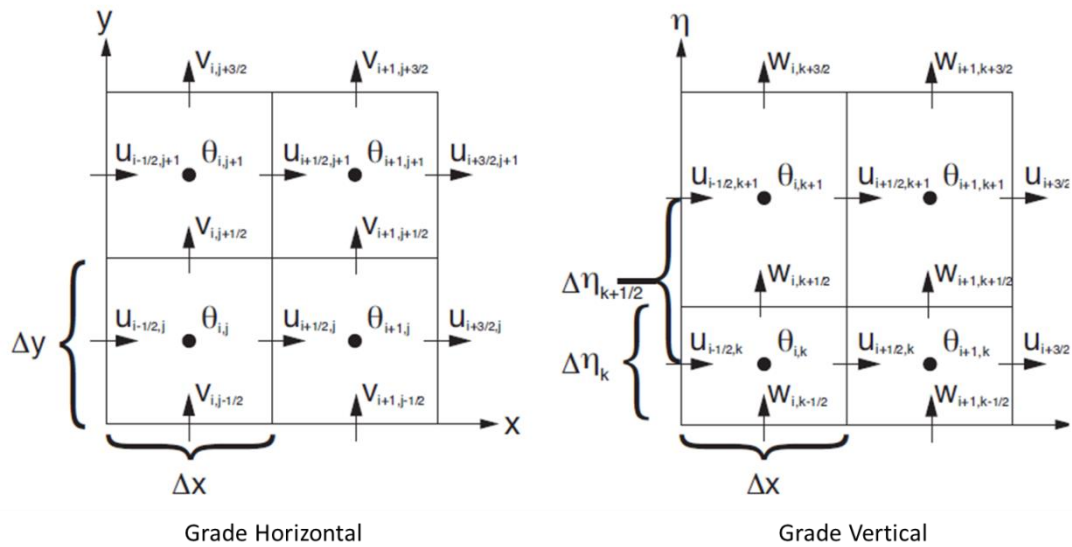


Figura 7 - Grades horizontal e vertical do núcleo ARW (Adaptado de Skamarock et al., 2008).

### 3.3.2.3. Aninhamento das Grades

O WRF possibilita o aninhamento (*nesting*) horizontal de grades, o que permite que a resolução seja focada em uma região de interesse, introduzindo uma ou mais grades adicionais. Estas grades aninhadas são retangulares e alinhadas com uma grade principal (“grade mãe”), mais ampla, dentro da qual estão aninhadas (Figura 8). Dessa forma, as grades aninhadas permitem o refinamento espacial e temporal da grade principal (SKAMAROCK et al., 2008). A grande vantagem dessa técnica consiste na possibilidade de dispor de uma maior resolução apenas naquelas áreas de interesse específicas, diminuindo, assim, o custo computacional.

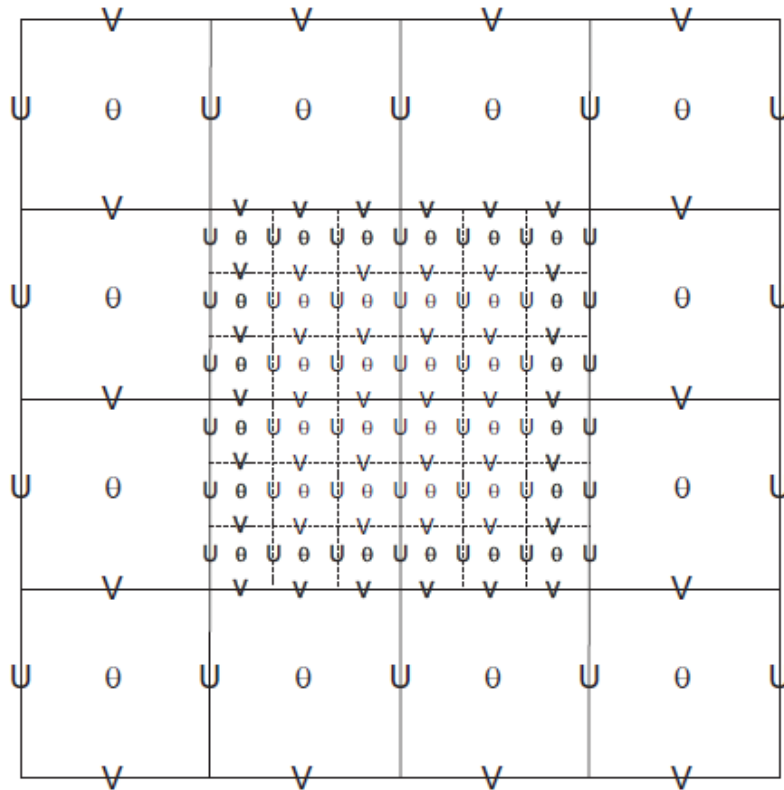


Figura 8 - Exemplo de aninhamento de grades com a grade C de Arakawa, com uma proporção de 3:1 entre a grade principal (linha sólida) e a refinada (linha tracejada) (Adaptado de Skamarock et al., 2008).

As simulações com as grades aninhadas podem ser realizadas de duas formas, aninhamento unidirecional (*1-way*) ou bidirecional (*2-way*). Estas opções de aninhamento indicam como uma grade principal interage com uma grade menor (mais refinada), aninhada com ela (SKAMAROCK et al., 2008). Em ambas as formas de simulação, as condições de contorno/dados de entrada da grade menor são interpolados a partir da previsão da grade principal. Em um aninhamento unidirecional, esta é a única troca de informação entre as grades. Já na integração do aninhamento bidirecional, a solução encontrada para a grade menor substitui a solução da grade principal pelos pontos da grade principal que se encontram dentro do domínio da grade menor, para cada iteração. Assim, a troca de informações entre as grades ocorre em ambas as direções (bidirecional).

O núcleo ARW permite várias estratégias para refinar uma simulação de uma grade principal ampla para uma grade menor refinada. Além disso, são muitas também as opções de configurações para o aninhamento das grades. Uma grade principal externa pode conter várias grades aninhadas internas. Cada região aninhada é totalmente contida em uma única grade principal, e uma grade menor também pode ser uma grade principal quando vários níveis de aninhamento forem utilizados (Figura 9a). As grades podem ser aninhadas de forma telescópica, isto é, uma grade principal pode conter uma ou mais grades refinadas, onde estas podem conter

sucessivamente outras grades refinadas (Figura 9a). Também é possível que várias grades refinadas compartilhem uma mesma grade principal, com um mesmo nível de aninhamento (Figura 9b). O que o ARW não permite é a sobreposição de grades, onde um ponto da grade principal está contido dentro de mais de uma grade menor, no mesmo nível em relação à grade principal (Figura 9c), além disso, nenhuma grade refinada pode ter mais do que uma grade mãe (Figura 9d).

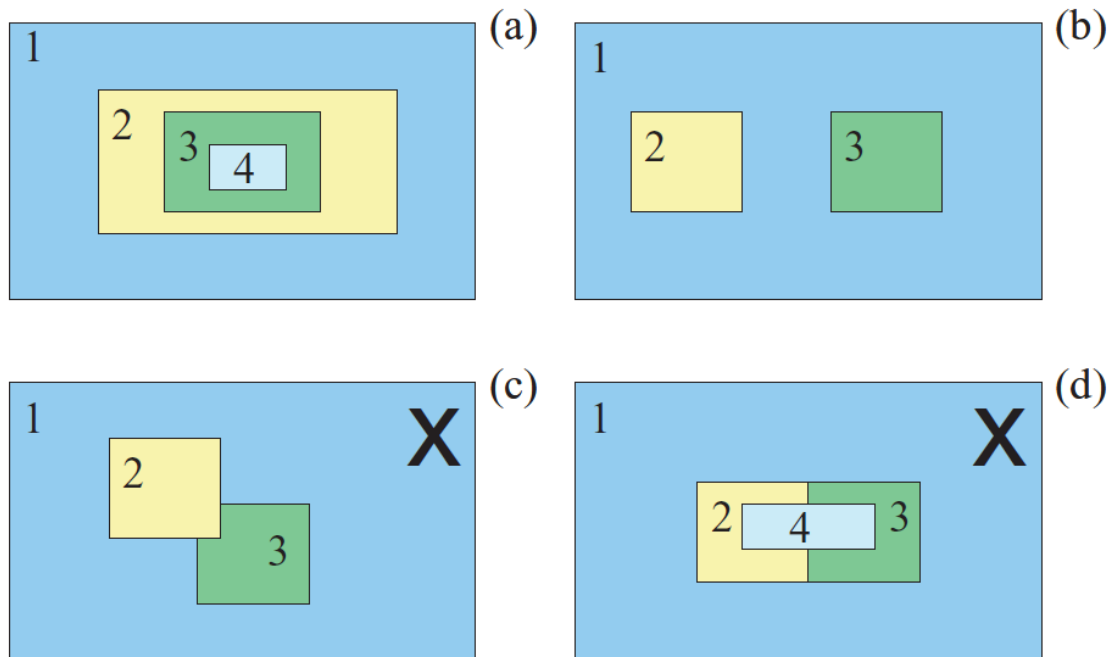


Figura 9 - Opções de configurações para o aninhamento das grades: (a) aninhamento telescópico; (b) grades refinadas aninhadas em um mesmo nível em relação a uma grade principal; (c) grade sobrepostas (não é permitido); (d) grade refinada com mais de uma grade principal (não é permitido) (Adaptado de Skamarock et al., 2008).

É importante destacar que a razão entre a distância horizontal da grade principal e da grade refinada (a taxa de refinamento espacial) deve ser um número inteiro. O mesmo ocorre para a taxa de refinamento temporal. Por outro lado, o modelo permite que a taxa de refinamento temporal seja diferente da espacial. Além disso, grades aninhadas no mesmo nível, como é o caso da Figura 9b, podem ter diferentes taxas de refinamento. Neste caso da Figura 9b, por exemplo, a resolução horizontal da grade 1 poderia ser 90 km, da 2, 45 km e da grade 3, 30 km (SKAMAROCK et al., 2008).

### 3.3.3. Condições Iniciais

O ARW pode ser executado com condições iniciais definidas pelo usuário, para o caso de simulações idealizadas, ou com a utilização de dados interpolados de análise externa ou previsão numérica – o que, na prática, na maioria das vezes, se refere à utilização de modelos de

simulação em escala global – para os casos de simulações com dados reais. Nestes casos, o WPS converte esses dados de grande escala, em um formato adequado para serem utilizados pelo processador ARW.

O WPS em si é um conjunto de programas que processa dados terrestres e meteorológicos, em um formato chamado GriB (*GRIdded Binary*), em geral, e os transforma para entrada no programa de pré-processamento do ARW para casos reais, o *REAL*. A primeira etapa do WPS é definir uma grade física (incluindo o tipo de projeção, a localização no globo, o número de pontos de grade, os aninhamentos e as resoluções das grades) e interpolar as informações estáticas (dados terrestres) para o domínio prescrito. Independentemente da configuração do domínio, o decodificador GriB do WPS converte os dados GriB, de análise ou de previsão externa, em um formato binário externo. Com um domínio (grades) especificado, o WPS, então, interpola horizontalmente os dados meteorológicos para o domínio especificado. Os dados de saída do WPS fornecem uma captura instantânea tridimensional da atmosfera no escalonamento horizontal da grade selecionada do modelo, nos intervalos de tempo selecionados, que são enviados ao pré-processador do ARW para casos reais. A Figura 10 mostra o fluxo de dados dentro e de saída, do sistema WPS. As caixas retangulares trazem os nomes dos programas que compõem o WPS. O GEOGRID define o domínio do modelo e cria arquivos com dados estáticos. Já o UNGRIB decodifica os dados GriB, enquanto o METGRID interpola para o domínio selecionado.

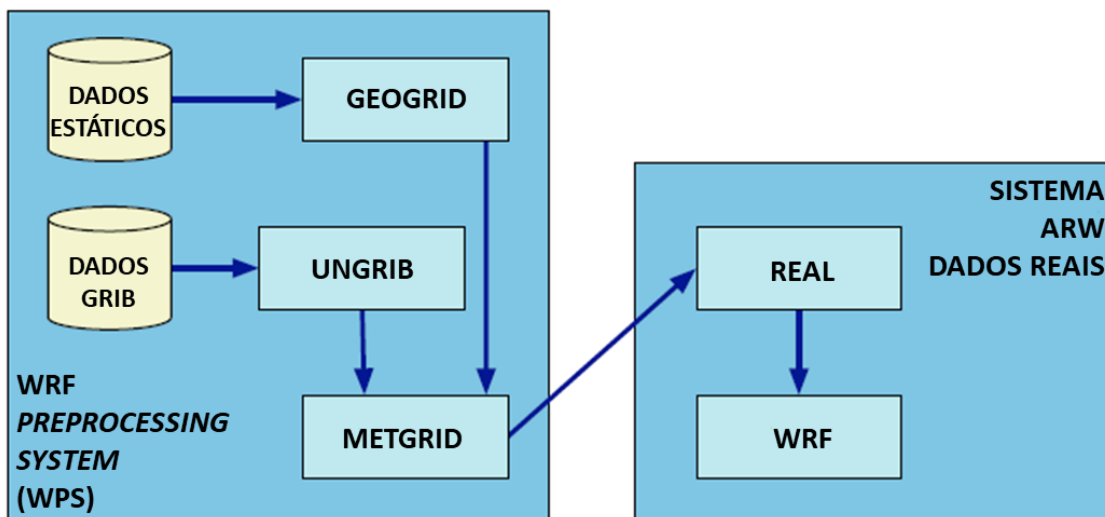


Figura 10 - Esquema ilustrando o fluxo de dados e os programas que compõem o WPS, e como este alimenta os dados iniciais do ARW (Adaptado de Skamarock et al., 2008).

### 3.3.4. Parametrizações

O modelo WRF, assim como muitos outros modelos, faz uso de parametrizações físicas, uma vez que existem processos físicos que não podem ser representados explicitamente por um modelo numérico atmosférico, independentemente da resolução. Contudo, esses processos podem ser muito importantes na produção de uma modelagem atmosférica precisa e útil. Desta forma, parametrizações são uma forma pelo qual processos físicos importantes, e que não podem ser resolvidos diretamente por um modelo numérico, são representados (STENSRUD, 2007). Como exemplo, a transferência de radiação através da atmosfera, que influencia fortemente as temperaturas da superfície, ocorre em escala molecular e, portanto, não é resolvida por nenhum modelo atmosférico. Da mesma forma, em escala molecular e não podendo ser resolvida por modelos numéricos, ocorre a formação de gotículas de nuvens que podem vir a crescer e precipitar. Há também processos de maior escala, como é o caso da formação de nuvens *cumulus*, que modelos de menor resolução não conseguem representar. Mesmo que não possam ser resolvidos diretamente pelo modelo, a representação, no mesmo, destes processos – tanto os de menor quanto os de maior escala, é notavelmente de grande importância na representação da atmosfera. Portanto, a inclusão dos esquemas de parametrização é indispensável.

Faz-se importante destacar que, a despeito de sua relevância, as parametrizações são representações simplificadas e idealizadas de processos físicos complexos. Os esquemas de parametrização, por necessidade, extraem apenas os aspectos essenciais dos processos físicos que representam (STENSRUD, 2007). Apenas uma quantidade limitada de complexidade é possível dentro de uma parametrização, uma vez que é difícil reproduzir corretamente os comportamentos básicos do processo físico para uma variedade de condições ambientais.

Como as parametrizações representam processos físicos sub-grade, para os quais o modelo não possui informações diretas, os esquemas de parametrização devem relacionar esses processos a variáveis conhecidas do modelo. Por exemplo, a formação de gotículas de nuvens pode estar relacionada à umidade relativa dentro da célula da grade. As saídas de um determinado esquema de parametrização são usadas para avançar o modelo numérico no tempo e geralmente incluem as tendências de tempo (derivadas temporais) para a maioria das variáveis do modelo, como temperatura, umidade, razão de mistura e componentes do vento, em cada ponto de grade e nível vertical. Essas tendências de tempo são adicionadas às tendências devido à advecção, aos outros termos forçantes nas equações de movimento e a todos os outros termos resolvidos pelos esquemas de parametrização, para produzir uma tendência temporal total para cada variável do modelo. Sendo assim, os esquemas de parametrização desempenham um

significativo papel na determinação da tendência temporal no modelo, ressaltando ainda mais a sua importância na modelagem atmosférica e previsão numérica do tempo (STENSRUD, 2007).

As opções de parametrizações físicas existentes no WRF se enquadram em categorias, cada qual contendo várias opções. As categorias de parametrizações físicas são: microfísica; parametrização de *cumulus*; camada superficial; modelo da superfície terrestre (em inglês, *Land-Surface Model* – LSM); camada limite planetária (em inglês, *Planetary Boundary Layer* – PBL); radiação. A parametrização de microfísica de nuvens inclui os processos explícitos que governam a formação, o crescimento e a dissipação de partículas de vapor de água, nuvem, precipitação (hidrometeoros) em escalas muito pequenas. Os esquemas de parametrização de nuvens *cumulus* são responsáveis pelos efeitos de escala sub grade de nuvens convectivas e/ou rasas, sendo destinados a representar fluxos verticais, devido a correntes ascendentes e descendentes. Por sua vez, os esquemas de camada superficial calculam as velocidades de atrito e os coeficientes de troca, que permitem o cálculo dos fluxos de calor e de umidade da superfície pelos LSMs, e a tensão superficial no esquema da PBL. E, ainda, sobre as superfícies de corpos de água, os fluxos de superfície e os campos de diagnóstico de superfície são calculados no próprio esquema de camada superficial. Os LSMs utilizam informações atmosféricas dos esquemas de camada superficial, forçantes radiativas do esquema de radiação e forçantes de precipitação dos esquemas de microfísica e convecção, juntamente com informações internas sobre as variáveis de estado da terra e propriedades da superfície terrestre, para fornecer fluxos de calor e de umidade sobre pontos de terra e de gelo marinho. Esses fluxos fornecem uma condição de limite inferior para o transporte vertical feito nos esquemas PBL. Esquemas estes que são responsáveis pela representação da transferência de calor, umidade e *momentum* entre a superfície e a atmosfera pelo mecanismo dominante, que é via fluxos turbulentos, não apenas na camada limite, mas na coluna atmosférica como um todo. Fornecendo assim tendências atmosféricas de temperatura, umidade (incluindo nuvens) e momento horizontal em toda a coluna. Por fim, as parametrizações de radiação representam o aquecimento atmosférico devido à divergência do fluxo radiativo e o acúmulo de calor na superfície pela radiação descendente de ondas largas e ondas curtas (SKAMAROCK et al., 2008; STENSRUD, 2007).

Mais informações a respeito das opções de esquemas de parametrizações disponíveis no WRF, para cada uma das categorias, suas descrições e interações, podem ser encontradas em Skamarock et al. (2008), Wang et al. (2017) e na página dos usuários do WRF ([http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/phys\\_references.html](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/phys_references.html)) que fornece as referências bibliográficas individualmente de cada um dos esquemas.



## 4. METODOLOGIA

Este capítulo versa a respeito da metodologia utilizada para se atingir os objetivos do estudo. Onde, em suma, foram realizadas simulações, no modelo WRF, de uma área de estudo no Litoral Norte do estado do Rio Grande do Sul, em duas datas (09/01/2018 e 14/03/2018), com condições de tempo distintas. Na primeira data, a atmosfera apresentava intensa nebulosidade com cobertura total do céu, enquanto que, na segunda, havia predominância de sol e pouca cobertura de nuvens.

O primeiro item traz informações referentes à área de estudo, suas características e os motivos que levaram a sua seleção. Na sequência, são apresentadas as configurações adotadas para o modelo WRF, com subitens específicos para cada etapa da modelagem. Dessa forma, tem-se uma descrição das fontes de dados externas utilizadas como dados de entrada do modelo, com destaque para os dados de reanálise, que servem como condições iniciais e de contorno para as simulações. O subitem seguinte versa a respeito do sistema de pré-processamento do WRF, o WPS, onde são definidos os domínios da simulação. Já no que diz respeito às configurações do modelo ARW-WRF, são apresentadas e descritas as opções de parametrizações físicas adotadas, além do modo de aninhamento das grades. Por fim, para finalizar o item a respeito das configurações do WRF, tem-se o sistema de pós-processamento e visualização dos dados simulados – o ARWpost com auxílio do *software* GrADS.

Ademais, a metodologia abrange também a “Avaliação das Simulações”, que buscou analisar o desempenho da modelagem atmosférica. Para isso, os dados simulados pelo WRF foram comparados com dados de campo provenientes de radiossondagens lançadas na área de estudo. Nessa comparação, os dados simulados foram interpolados para os níveis da radiossondagem, e foi realizada uma análise estatística. Nesse sentido, esse item traz, então, informações referentes às radiossondagens, detalha como foi efetuada a interpolação e escolha dos perfis verticais para a análise, e especifica as medidas estatísticas e variáveis meteorológicas utilizadas.

### 4.1. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo utilizada nesse trabalho compreende um campo de dunas transgressivo, localizado na região do Litoral Norte do Rio Grande do Sul (TOMAZELLI et al., 2008), entre os municípios de Tramandaí e Cidreira (Figura 11). Com uma extensão de aproximadamente 30 km<sup>2</sup> e composição de 99,53% de quartzo (PITTIGLIANI; ROLIM, 2017) – mineral que

apresenta feições espectrais características (banda *Reststrahlen*) na região do TIR (SALISBURY; D'ARIA, 1992). Esse campo de dunas foi selecionado como área de estudo, pois pode ser assumido como um *site* pseudo-invariante e homogêneo em termos de emissividade (HULLEY; HOOK, 2009; HULLEY; HOOK; BALDRIDGE, 2009). Sendo assim, essa área pode ser utilizada para validações em abordagens que tenham como base o sensoriamento remoto do TIR (HULLEY; HOOK; BALDRIDGE, 2009; LI et al., 2013), em estudos futuros e associados.

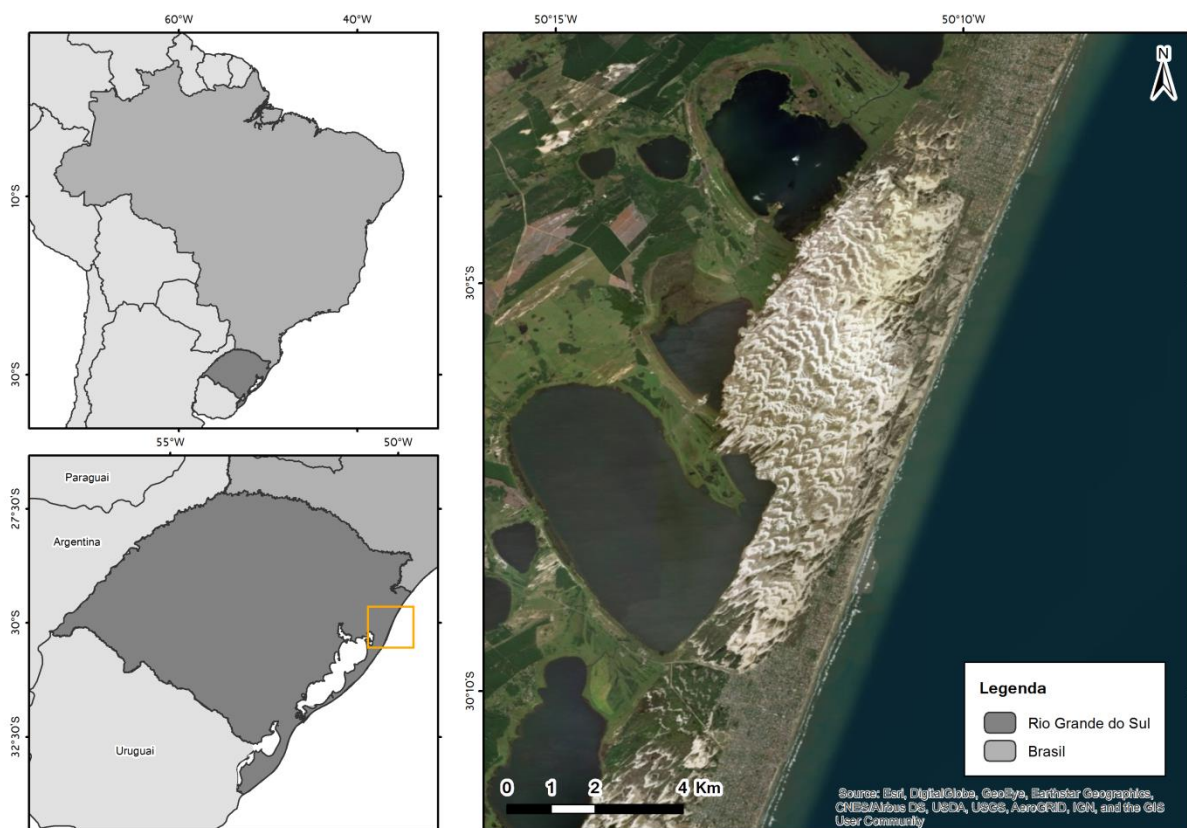


Figura 11 - Localização da área de estudo no Litoral Norte do Rio Grande do Sul.

## 4.2. CONFIGURAÇÃO DO WRF

Para o desenvolvimento do presente estudo, foi utilizado modelo WRF, na sua versão 3.9.1.1 (SKAMAROCK et al., 2008; WANG et al., 2017), onde esse foi configurado utilizando as etapas destacadas na Figura 12. Uma vez que se buscou trabalhar com a simulação de um caso real, dados de entrada terrestres/estáticos do WRF e de reanálise foram utilizados como condições iniciais e de contorno, os quais passaram pelo sistema de pré-processamento do WRF (o WRF *Preprocessing System* – WPS), pelo núcleo solucionador numérico ARW (*Advanced Research WRF*) e, por fim, pelo sistema de pós-processamento dos dados, o ARWpost.

## Fluxograma do Sistema de Modelagem do WRF

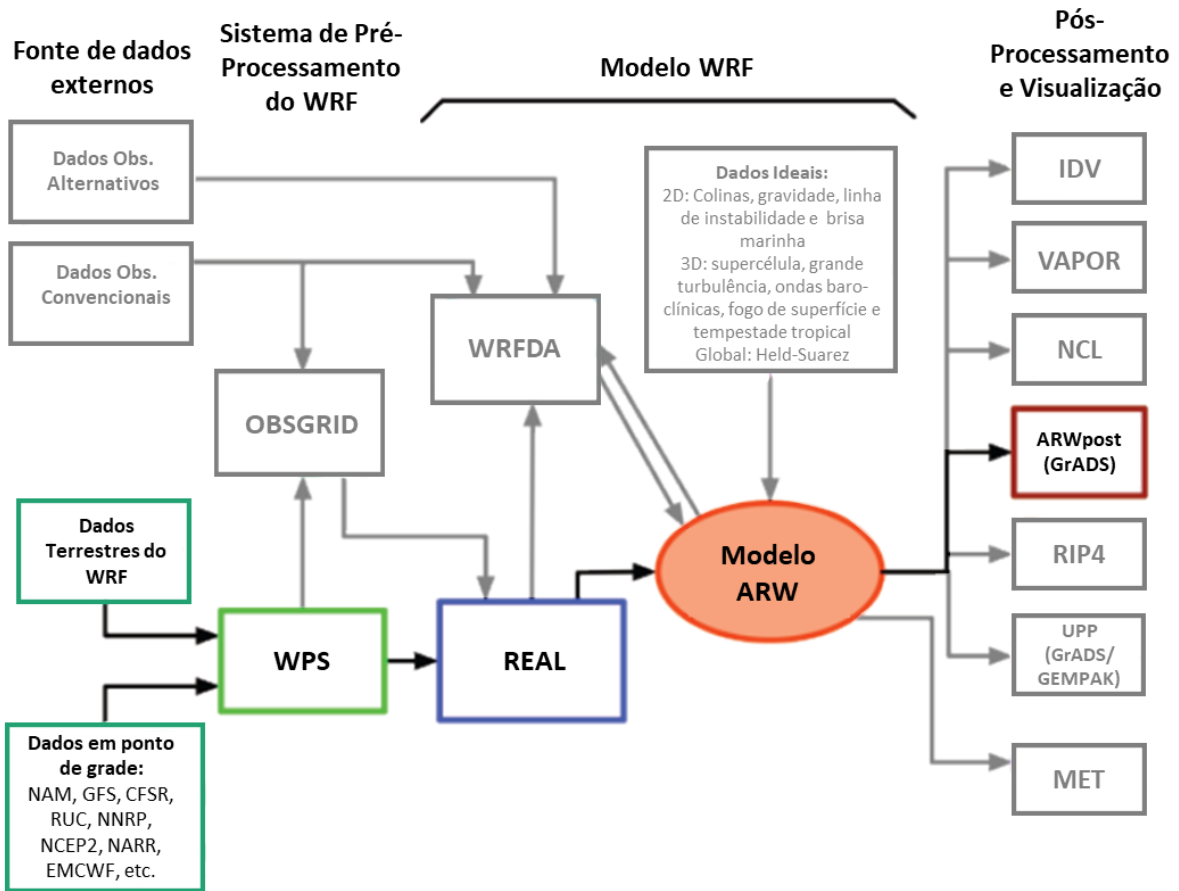


Figura 12 - Fluxograma do sistema de modelagem do WRF, onde as etapas utilizadas no estudo estão destacadas nas células coloridas do fluxograma (Adaptado de Wang et al., 2017).

### 4.2.1. Fontes de Dados Externos

#### 4.2.1.1. Dados Reanálise

Para inicializar a simulação, foram utilizados, como condições de contorno, os dados de reanálise globais do NCEP *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) (SAHA et al., 2014), que é composto por um modelo global totalmente acoplado que representa a interação entre atmosfera, oceanos, superfície terrestre e gelo marinho. O CFSv2 foi criado com o intuito de estender o NCEP *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) e é o mesmo modelo utilizado na criação do seu antecessor. Com dados disponíveis desde 2011 até o presente, o CFSv2 é inicializado quatro vezes ao dia, as 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC. Os dados estão dispostos em pontos de grade com resoluções horizontais variando entre 0,2°, 0,5°, 1,0° e 2,5° e em formato WMO (*World Meteorological Organization*) GRIB (*GRIdded Binary*) 2.

Nesse estudo, foi utilizado o produto de 6 horas (*6-hourly Product*), e os dados foram adquiridos no período de 24 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00) para duas datas: os dias 09 de janeiro e 14 de março de 2018, com os parâmetros necessários para a inicialização do WRF. Sendo eles: em níveis de pressão – pressão reduzida ao nível médio do mar, umidade relativa, temperatura, altura geopotencial, componentes  $u$  e  $v$  do vento; em nível de superfície e em campos de fluxo – temperatura, umidade específica, equivalente de água da profundidade acumulada de neve, componentes  $u$  e  $v$  do vento, pressão, altura geopotencial, cobertura de gelo, cobertura do solo (mar ou terra), conteúdo de umidade volumétrica do solo. Os dados em níveis de pressão estão dispostos em grades com resolução horizontal de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  e em 37 níveis verticais (1000 a 1 mbar), além de um nível a 2 metros acima do solo (para umidade relativa e temperatura) e outro ao nível médio do mar (para a pressão reduzida ao nível médio do mar). Já os dados em nível de superfície e em campos de fluxo apresentam uma resolução horizontal  $0,205^\circ \times 0,204^\circ$ , em um nível vertical na superfície do solo ou do mar, níveis específicos de 2 e 10 metros acima do solo, e camadas entre duas “profundidades abaixo do nível do solo” (2 – 1 m, 1 – 0,4 m, 0,4 – 1 m e 0,1 – 0 m).

Os dados foram adquiridos no site (<https://rda.ucar.edu>) do *Research Data Archive* (RDA), que é gerenciado pelo *Data Engineering and Curation Section* (DECS) do *Computational and Information Systems Laboratory* (CISL) no NCAR. Mais informações a respeito dos dados globais de reanálise do CFSv2 podem ser encontrados em Saha et al. (2014) e em <http://cfs.ncep.noaa.gov/>.

#### 4.2.1.2. Dados Terrestres do WRF

Além dos dados em ponto de grade provenientes de um modelo global, outra fonte externa de dados utilizada nas simulações são os dados terrestres do WRF, também chamados de dados geográficos estáticos. Estes são adquiridos diretamente do site dos Usuários do WRF ([http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get\\_sources\\_wps\\_geog.html](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_sources_wps_geog.html)) e incluem informações como: dados de uso do solo do MODIS em 20 categorias, mais a categoria “lagos”; modelo digital de elevação GMTED2010 (*Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010*) do *United States Geological Survey* (USGS), com resolução de 30 segundos (aproximadamente 0,9 km); tipos de solo com resolução também de 30 segundos, em camadas superior e inferior; fração da cobertura de vegetação verde proveniente do MODIS; o índice de área foliar, também proveniente do MODIS, e com resolução de 30 segundos; o albedo e o albedo de neve máximo, baseados em produtos do MODIS; dados de temperatura anual média do solo profundo com 1

grau de resolução; informações de orografia e suas variações, em escala sub grade; além de alguns outros conjuntos de dados especializados, específicos para algumas aplicações (que aqui não se aplicam), também estão disponíveis.

#### 4.2.2. Pré-processamento do WRF (*WRF Preprocessing System – WPS*)

A etapa de pré-processamento dos dados para o WRF consiste na utilização do programa *WRF Preprocessing System (WPS)*. Esse apresenta como funcionalidade principal as simulações com dados reais, como é o caso deste estudo. As funções do WPS são: i) definir os domínios da simulação; ii) interpolar os dados terrestres (tais como a topografia do terreno e uso do solo) ao domínio da simulação; e iii) a degradação e interpolação dos dados meteorológicos provenientes de outro modelo (aqui os dados de reanálise provindos de um modelo global) para o domínio da simulação em questão (WANG et al., 2017).

Sendo assim, o arquivo de *namelist* do programa WPS foi configurado para dois domínios, isto é, duas grades aninhadas de forma telescópica, com resoluções horizontais de 12 km (G12) e 3 km (G03), utilizando a projeção cartográfica cônica conforme de Lambert (*Lambert Conformal*). Com uma razão igual a 4 entre as resoluções horizontais da grade mãe (G12) e da grade mais refinada (G03), foram totalizados 119 pontos de grade de oeste a leste na G12 e 169 na G03, enquanto que de sul a norte foram 116 (G12) e 165 (G03). A Figura 13 apresenta os domínios/grades aninhadas utilizados nas simulações, onde a G12 está indicada pelo sombreado em cinza claro e a G03 pelo cinza escuro. Na figura, também é possível visualizar um asterisco que indica o ponto de onde foram extraídas as informações utilizadas no estudo, esse é referente ponto de grade mais próximo ao ponto de lançamento das radiossondagens na área de estudo (coordenadas Latitude -30,06780 e Longitude -50,16474) (Sessão 4.3.1).

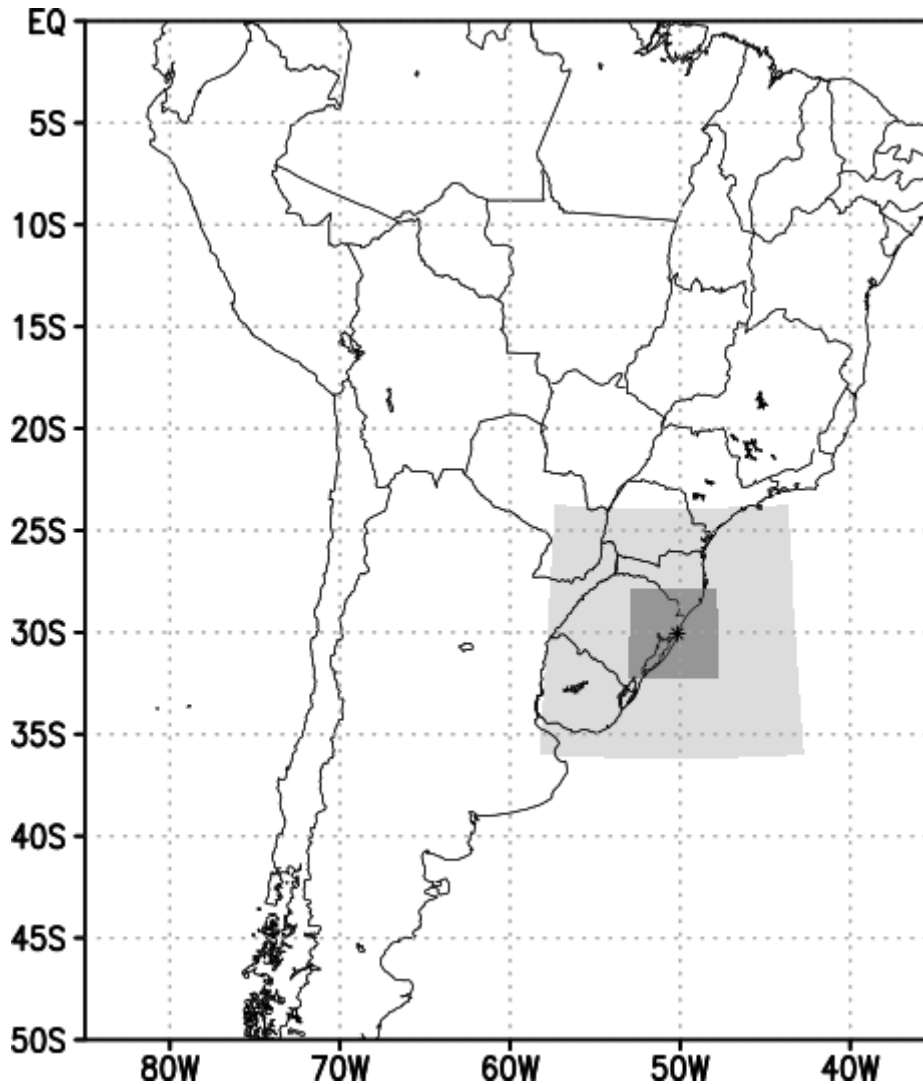


Figura 13 - Mapa indicando os domínios/grades aninhadas utilizados no estudo. Onde a G12 é caracterizada pelo sombreado em cinza claro, enquanto que a G03 pelo cinza escuro. O asterisco indica o ponto de onde foram extraídas as informações simuladas pelo modelo.

As simulações foram realizadas para duas datas distintas, 09 de janeiro de 2018 e 14 de março de 2018, inicializando as 00:00 UTC dos dias 09/01/18 e 14/03/18 e finalizando as 00:00 UTC dos dias posteriores. Para ambas as datas, foram utilizadas as mesmas configurações do WPS e, conseqüentemente, as mesmas grades. A configuração completa do WPS utilizada pode ser encontrada no APÊNDICE A, que conta com um exemplo de *namelist* WPS utilizado, onde se altera, para cada caso, apenas a data em questão. Mais informações a respeito do significado de cada item do *namelist* podem ser encontradas em Wang et al. (2017), Capítulo 3.

#### 4.2.3. Configurações do modelo ARW-WRF

Após os dados passarem pelo pré-processamento do pacote WPS, estão no formato apropriado para as resoluções das grades escolhidas para a modelagem e passam pelo pré-

processador do modelo WRF, o programa *REAL*. Esse gera as condições iniciais e de contorno, interpolando os dados na vertical, para inicialização da modelagem numérica no modelo ARW. O núcleo dinâmico *Advanced Research WRF (ARW)* é componente chave do sistema de modelagem. Este é composto por vários programas de inicialização, para simulações com dados reais e para casos idealizados, e pelo programa de integração numérica propriamente dito (SKAMAROCK et al., 2008; WANG et al., 2017).

Nas simulações realizadas para as duas datas deste estudo, o modelo WRF foi, então, configurado para um período de 24 horas, iniciando as 00:00 UTC dos dias 09/01/18 e 14/03/18. Optou-se por gravar um arquivo de saída (*wrfout*) a cada 60 minutos, para a grade mãe, e a cada 30 minutos, para a grade mais refinada, em formato netCDF (*network Common Data Form*). O intervalo de integração selecionado foi de 72 segundos (com razão 4:1 para a G03) para 33 níveis verticais  $\eta$ , já os domínios foram mantidos os mesmos utilizados no WPS. Além disso, o aninhamento das grades nas simulações foi em modo unidirecional (*1-way*), com as simulações ocorrendo de forma independente entre os domínios, apenas com as condições iniciais da G03 sendo interpoladas a partir dos resultados da G12.

No que refere às parametrizações físicas, os esquemas utilizados no estudo seguiram os adotados em Santos e Nascimento (2016), e encontram-se resumidos na Tabela 1.

Tabela 1 - Tabela com os esquemas de parametrizações físicas utilizados no estudo.

<b>Esquemas de Parametrizações Físicas</b>		
<b>Parametrização</b>	<b>Esquema</b>	<b>Referência</b>
Microfísica de nuvens	Lin et al.	Lin, Farley e Orville (1983)
Camada limite planetária	Yonsei University (YSU)	Hong, Noh e Dudhia (2006)
Nuvens cumulus	Betts–Miller–Janjic (BMJ)	Janjic (1994)
Radiação de onda curta	Dudhia	Dudhia (1989)
Radiação de onda longa	RRTM	Mlawer et al. (1997)
Modelo de superfície terrestre	Unified NOAH	Tewari et al. (2004)
Camada superficial	Similaridade MM5	Beljaars (1994) Dyer e Hicks (1970) Paulson (1970) Webb (1970) Zhang e Anthes (1982)

O esquema de parametrização microfísica de nuvens de Lin et al. (LIN; FARLEY; ORVILLE, 1983) é um esquema sofisticado, que possui processos de gelo, neve e graupel, sendo

adequado para simulações de alta resolução com dados reais e o mais indicado para pesquisas (LIN; FARLEY; ORVILLE, 1983; SKAMAROCK et al., 2008; WANG et al., 2017). A parametrização de camada limite planetária (PBL), pelo esquema *Yonsei University* (YSU) (HONG; NOH; DUDHIA, 2006), caracteriza um esquema não local com camada de entranhamento explícita e perfil K parabólico em camada mista instável (WANG et al., 2017). O esquema YSU é uma versão avançada do esquema *Medium Range Forecast Model* (MRF) (HONG; PAN, 1996), utilizando termos de contra gradiente para representar fluxos devido a gradientes não locais, detalhes estão disponíveis em Hong, Noh e Dudhia (2006). Já o esquema de parametrização de nuvens *cumulus* adotado foi o Betts–Miller–Janjic (BMJ) (JANJIC, 1994). Esse é um esquema de quase equilíbrio, derivado do esquema de ajuste convectivo de Betts–Miller (BETTS, 1986; BETTS; MILLER, 1986). No BMJ os perfis de convecção profunda e o tempo de relaxamento são variáveis e dependem da eficiência da nuvem, um parâmetro não dimensional que caracteriza o regime convectivo. A eficiência da nuvem depende da mudança de entropia, precipitação e temperatura média da mesma. O perfil de umidade de convecção superficial é derivado da exigência de que a mudança de entropia seja pequena e não negativa. O esquema BMJ foi otimizado ao longo de anos de aplicação operacional no NCEP, com tentativas para refinar o esquema para maiores resoluções horizontais, principalmente através de modificações do mecanismo de disparo (JANJIC, 1994; SKAMAROCK et al., 2008).

Para a parametrização da radiação atmosférica, foi adotado o esquema de Dudhia (DUDHIA, 1989) para a radiação de onda curta. Esse esquema baseia-se em uma integração descendente simples do fluxo solar, permitindo de forma eficiente a absorção e o espalhamento das nuvens e do céu claro (WANG et al., 2017). Já para a parametrização da radiação de onda longa, foi utilizado o esquema RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*) (MLAWER et al., 1997). O RRTM é um esquema preciso de banda espectral que utiliza o método k correlacionado (MLAWER et al., 1997). Tabelas pré-definidas são utilizadas para representar com precisão os processos de ondas longas devido a vapor de água, ozônio, dióxido de carbono e gases residuais (quando presentes), além de contabilizar a profundidade óptica da nuvem (SKAMAROCK et al., 2008). Tanto o esquema de Dudhia, como o RRTM, foram retirados do antigo modelo de mesoescala do NCAR, o MM5 (*Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model*) (GRELL; DUDHIA; STAUFFER, 1994).

O esquema Unified Noah (TEWARI et al., 2004) foi adotado como esquema para a parametrização de modelo da superfície terrestre (*Land-Surface Model – LSM*). Esse é um esquema unificado do NCEP/NCAR/AFWA/OSU (*Oregon State University*), com temperatura e umidade do solo em quatro camadas, cobertura de neve fracionada e física do solo congelado



(WANG et al., 2017). Inclui, ainda, zona de raiz, evapotranspiração, drenagem do solo e escoamento superficial, levando em consideração as categorias de vegetação, fração mensal de vegetação e textura do solo. O NOAH LSM possui também um tratamento urbano aperfeiçoado e considera propriedades de emissividade da superfície (SKAMAROCK et al., 2008).

As demais configurações adotadas nos *namelists*, das simulações no WRF, podem ser encontradas no APÊNDICE B. Uma descrição detalhada do significado de cada item do *namelist*, e as opções existentes para os mesmos encontram-se no Capítulo 5 de Wang et al. (2017). As configurações utilizadas foram as mesmas para as duas datas simuladas, alterando-se, no exemplo do APÊNDICE B, apenas a data.

#### 4.2.4. Pós-processamento dos dados com o ARWpost

O pacote ARWpost foi utilizado para realizar o pós-processamento dos dados de saída do modelo ARW-WRF, em formato netCDF, após as simulações. O pós-processamento foi executado para as duas grades (G12 e G03) e, da mesma forma, para as duas datas simuladas. Foram processados arquivos de saída com as seguintes variáveis: altura do modelo, pressão do modelo, umidade relativa, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, temperatura potencial, velocidade do vento, direção do vento, altura da camada limite e razão de mistura do vapor de água. Estas variáveis foram plotadas para os 33 níveis verticais utilizados nas simulações com o modelo.

Então, após o pós-processamento com o ARWpost, foi empregado o *software* GrADS, a partir do qual foram extraídos arquivos com as variáveis meteorológicas, citadas no parágrafo anterior, nos níveis verticais utilizados na simulação. Sendo um arquivo a cada 1 hora da simulação, para a grade de resolução horizontal de 12 km, e um arquivo a cada 30 minutos, para a grade de 3 km, para ambas as datas. As informações foram extraídas para o ponto de grade da simulação mais próximo da coordenada Latitude -30,06780 e Longitude -50,16474, sendo esse o ponto indicado na Figura 13.

A configuração completa do *namelist* do ARWpost pode ser encontrada no exemplo presente no APÊNDICE C, onde a descrição do significado de cada item e as opções existentes encontram-se em Wang et al. (2017), no Capítulo 9. Por fim, mais informações a respeito do GrADS estão disponíveis em <http://cola.gmu.edu/grads/grads.php>.

### 4.3. AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES

Para avaliar o desempenho da modelagem atmosférica, os dados simulados pelo WRF foram comparados com dados de campo provenientes de radiossondagens lançadas na área de estudo. Para realizar essa comparação, os dados simulados foram interpolados para os níveis da radiossondagem e efetuada uma análise estatística.

#### 4.3.1. Radiossondagens

As radiossondagens utilizadas como “verdade de campo” foram obtidas na área de estudo, nos dias 09 de janeiro de 2018 e 14 de março de 2018. A estrutura vertical da atmosfera foi então caracterizada por radiossondas modelo Vaisala RS41, que consistem em pequenos sensores – de temperatura, umidade e pressão – integrados em uma estrutura leve (Figura 14a), que são lançados e elevados na atmosfera por balões meteorológicos de gás hélio (Figura 14b). As variáveis meteorológicas, temperatura, umidade e pressão, são, então, medidas a cada segundo, transmitidas à superfície por sinais de rádio, com o auxílio de uma estação terrestre para a recepção do sinal (Figura 14c), e armazenadas em intervalos regulares de 30 segundos. As demais variáveis são calculadas a partir dessas, e a direção e a velocidade do vento são estimadas a partir das informações de GPS. Informações adicionais a respeito da radiossonda Vaisala RS41 podem ser encontradas em Jauhiainen et al. (2014) e Vaisala (2017, 2018) ou, ainda, na página <https://www.vaisala.com/en/products/instruments-sensors-and-other-measurement-devices/soundings-products/rs41>

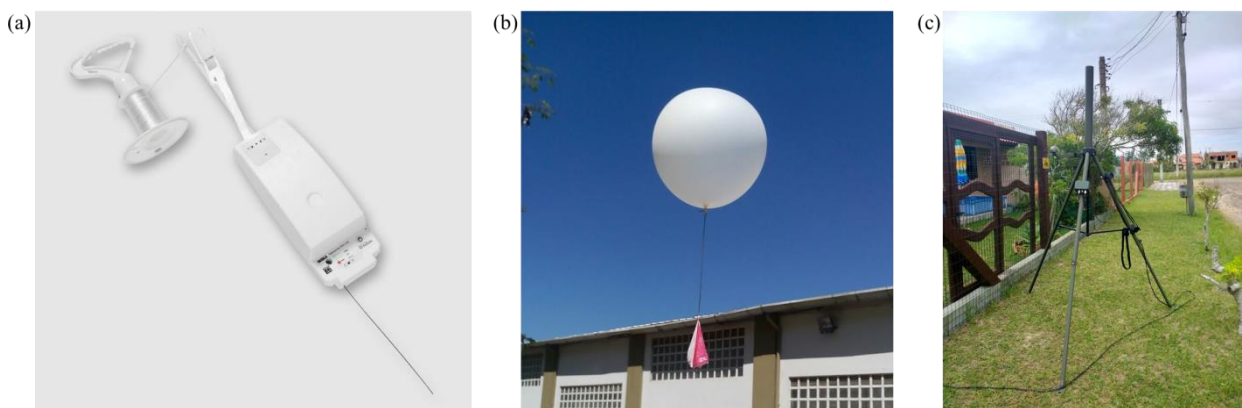


Figura 14 - Ilustrações do sistema de radiossondagens: (a) radiossonda Vaisala RS41 (Fonte: <https://www.vaisala.com>); (b) balão meteorológico de gás hélio; (c) estação para a recepção de sinal.

Para este estudo, foram realizados dois lançamentos, um em cada dia. Sendo que, no dia 09/01/2018 (Dia 1), esse ocorreu às 12:15:24 UTC, atingindo uma altitude máxima de 24,81 km, às 13:38:54 UTC. Já no dia 14/03/2018 (Dia 2), o lançamento ocorreu às 13:38:20 UTC e atingiu

uma altitude máxima de 24,64 km às 14:59:20 UTC. Faz-se importante destacar que as condições de tempo nas duas datas foram distintas: no Dia 1, a atmosfera apresentava intensa nebulosidade com céu encoberto, enquanto que, no Dia 2, havia predominância de sol e pouca cobertura de nuvens. Os lançamentos ocorreram a partir do ponto de coordenadas Lat/Lon - 30,06780; -50,16474 (Figura 15). Devido à necessidade de infraestrutura, o ponto de lançamento das radiossondagens localizou-se em um local adjacente, o mais próximo possível do campo de dunas.

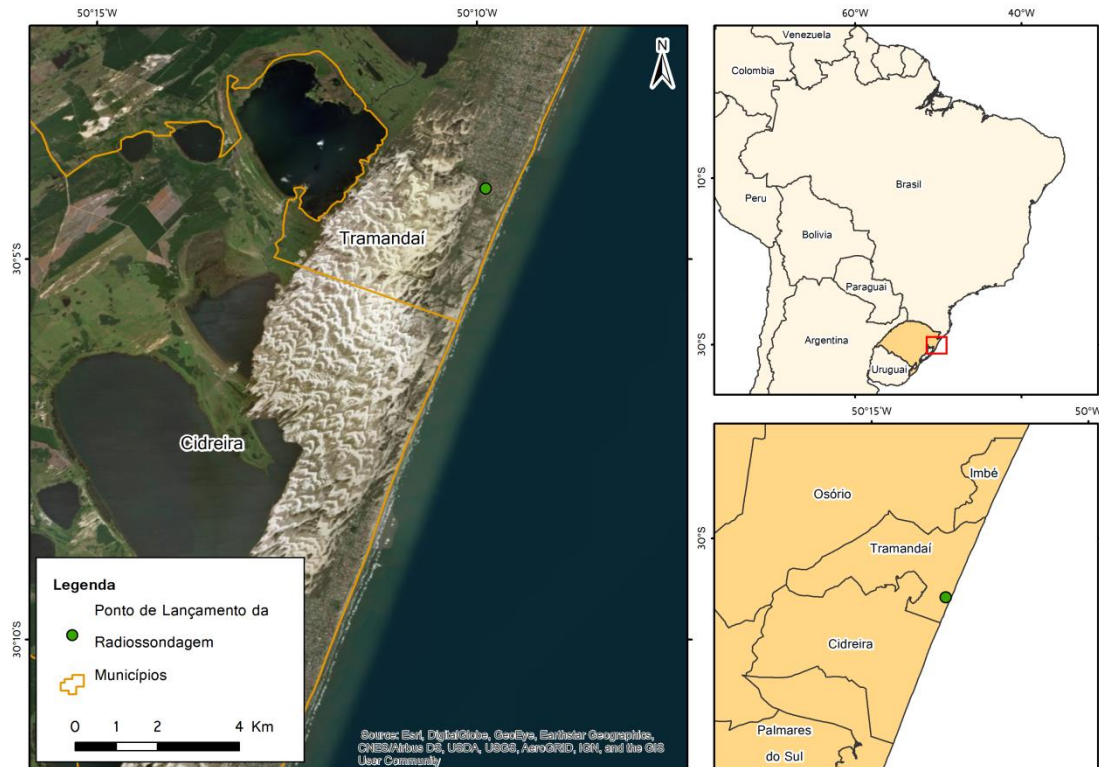


Figura 15 - Mapa da área de estudo indicando o local de lançamento das radiossondagens.

#### 4.3.2. Interpolação e seleção dos perfis simulados

Para proceder a comparação entre os dados simulados pelo WRF e os observados com as radiossondas, os dados de saída do modelo foram interpolados dos níveis verticais simulados para níveis coincidentes com os das radiossondagens. Essa interpolação se deu através de uma interpolação linear ponderada (SANTOS; NASCIMENTO, 2016), apresentada na Equação (50), onde  $D(h)$  é o valor interpolado, no nível observado  $h$ , e  $d[h]$ , é o valor simulado nos dois níveis do modelo vizinhos,  $h_1$  e  $h_2$ .

$$D(h) = \left\{ d[h_1] \times \left[ 1 - \frac{(h - h_1)}{(h_2 - h_1)} \right] \right\} + \left\{ d[h_2] \times \left[ 1 - \frac{(h_2 - h)}{(h_2 - h_1)} \right] \right\} \quad (50)$$

A interpolação foi realizada para cada um dos domínios (G12 e G3) e para ambas as datas. Selecionou-se, para executar a interpolação e posterior comparação, os perfis verticais simulados com os horários mais próximos aos horários em que as radiossondas atingiram o nível de pressão de aproximadamente 500 hPa, isto é, 12:33:54 UTC, no dia 09/01/2018, e 13:54:50 UTC, para o dia 14/03/2018. Portanto, a interpolação foi processada para os perfis simulados das 13:00 UTC e 12:30 UTC para as grades G12 e G03, respectivamente, do dia 09 de janeiro. Já para o dia 14 de março, os perfis do WRF interpolados foram os das 14:00 UTC para ambas as grades.

#### 4.3.3. Análise estatística

Após realizada a interpolação dos perfis simulados selecionados, tem-se, então, para cada uma das datas: 1 perfil vertical observado, em campo, através da radiossondagens, e 2 perfis verticais simulados no WRF (G12 e G03), estando esses em horários e níveis verticais correspondentes. Sendo assim, o próximo passo para avaliar o desempenho das simulações é realizar a comparação desses perfis através de uma análise estatística. Essa se deu através do cálculo das medidas estatísticas: coeficiente de correlação (R), viés e raiz do erro quadrático médio (em inglês, *Root-Mean-Squared Error* – RMSE) – para as variáveis meteorológicas selecionadas: razão de mistura ( $q$ ), temperatura potencial ( $\theta$ ) e velocidade do vento (Vel.) (SANTOS; NASCIMENTO, 2016; WILKS, 2006).

O viés mede a tendência do modelo para superestimar ou subestimar uma variável e é definido pela Equação (51).

$$\text{viés} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i - o_i \quad (51)$$

Na Equação (51),  $y_i$  é o valor simulado de uma determinada variável, sendo, aqui, portanto, os valores simulados pelo WRF (G12 e G03), enquanto que  $o_i$  é o valor observado da variável, nesse caso, através da radiossondagem, já  $n$  é o número de simulações/observações. A Equação (51) mostra claramente que o viés é igual a 0 se as simulações forem perfeitas ( $y_i = o_i$ ). Enquanto que um valor positivo de viés indica um pré-disposição do modelo em superestimar a variável em questão. Da mesma forma, um valor negativo de viés implica em uma tendência do

modelo subestimar a variável. É importante destacar que o viés não fornece informações sobre a magnitude típica dos erros das simulações individuais e sim, apenas, uma tendência média, portanto, não é, em si, uma medida de precisão (WILKS, 2006).

Já o RMSE (Equação (52)) é a raiz quadrada da média das diferenças individuais quadráticas entre as simulações e as observações.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - o_i)^2} \quad (52)$$

Na Equação (52), novamente,  $y_i$  e  $o_i$  são os pares simulado e observado de uma determinada variável, respectivamente, e  $n$  é o número de simulações/observações. Por ter a diferença elevada ao quadrado, os valores de RMSE serão sempre positivos. De modo que aumenta de zero (simulações/previsões perfeitas) para valores mais elevados positivos, à medida que as discrepâncias entre simulações e observações se tornam maiores. O RMSE apresenta as mesmas dimensões físicas das variáveis simuladas/observadas, sendo considerada uma magnitude típica para erros de previsões/simulações (WILKS, 2006).

Por sua vez, o coeficiente de correlação ou, de maneira mais completa – o “coeficiente de correlação linear do produto de Pearson”, é uma medida, em um único valor, da associação entre duas variáveis. Simbolizado por  $R$ , o coeficiente de correlação, entre as variáveis simuladas e observadas, é computado conforme a Equação (53).

$$R = \frac{\sum_{i=0}^n (y_i - \bar{y})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\sum_{i=0}^n (y_i - \bar{y})^2} \sqrt{\sum_{i=0}^n (o_i - \bar{o})^2}} \quad (53)$$

Onde,  $\bar{y}$  e  $\bar{o}$  são, respectivamente, as médias aritméticas dos valores simulados e observados. Os valores de  $R$  vão de -1 a 1, em que -1 indica a existência de uma associação linear perfeita e negativa, da mesma forma que  $R=1$  significa uma associação linear perfeita positiva. Já valores de  $R$  iguais a zero sinalizam a ausência total de correlação. Valores de coeficiente de correlação superiores a 0,9 (positivo ou negativo) indicam uma correlação muito forte. Faz-se importante salientar que o coeficiente de correlação linear é sensível a *outliers* e não sensível ao viés (WILKS, 2006).

Cabe destacar que a razão de mistura do vapor de água ( $q_v$  ou, simplesmente,  $q$ ) é a relação entre a massa de vapor de água, em uma determinada parcela de ar, e a massa de ar seco, expressa em gramas de vapor de água por quilograma de ar (g/kg) (AHRENS, 2000). A razão de

mistura do vapor de água de uma parcela de ar permanece constante, desde que não seja adicionado ou removido vapor de água nessa parcela. Sendo assim, a  $q$  não é influenciada por mudanças de volume da parcela de ar, uma vez que a massa da parcela permanece constante (AHRENS; HENSON, 2017). A temperatura potencial ( $\theta$ ), por sua vez, é a temperatura que uma parcela de ar seco teria se fosse movida de seu nível original para uma pressão de referência de 1000 milibares, a uma taxa adiabática seca (10 °C/1000 m). Mover as parcelas de ar para o mesmo nível permite que elas sejam observadas em condições idênticas (AHRENS; HENSON, 2017). Devido às propriedades conservativas da razão de mistura e da temperatura potencial, esses dois conceitos são amplamente aplicados no estudo da atmosfera. Por essa razão, são, aqui, também, utilizados para avaliar o desempenho do modelo WRF para o propósito estudado.

Por fim, a análise estatística foi realizada para ambas as datas, comparando os perfis simulados pelo WRF, nas grades G12 e G03, com os dados observados em campo (radiossondas), ao longo de todo o perfil atmosférico e, também, uma análise com enfoque apenas na camada limite atmosférica (CLA ou PBL).

A camada limite é a porção da troposfera mais próxima do solo. Essa é a parcela da atmosfera afetada pelo ciclo diário de aquecimento devido à energia irradiante do Sol, onde os fluxos de calor entre a superfície terrestre e o ar provocam variações diárias de temperatura, de umidade e, também, dos ventos (STULL, 2017). Na CLA, o vento é influenciado pelo atrito (turbulência), e seu topo está, em geral, próximo dos 1000 m de altitude. Contudo, essa altura pode variar expressivamente ao longo do dia e devido às particularidades do terreno (AHRENS; HENSON, 2017). É na camada limite que se localizam as maiores concentrações de vapor de água na atmosfera, por isso a importância de uma análise com enfoque nessa camada. Nesse estudo, sua altura foi estimada através do Método do Gradiente (SULLIVAN et al., 1998) e da análise dos perfis verticais de  $q$  e de  $\theta$ . O Método do Gradiente busca delimitar a altura da PBL definindo essa como sendo a localização vertical do maior aumento da temperatura potencial, ou seja, a posição vertical de máximo gradiente de  $\theta$  (Equação (54)), onde  $z_{ig}$  é a altura da PBL.

$$z_{ig} = z, \quad \text{quando } \frac{\partial\theta(x, y, z)}{\partial z} \text{ é máximo} \quad (54)$$

## 5. RESULTADOS

Após os perfis atmosféricos terem sido interpolados para os níveis das radiossondagens, os mesmos foram, então, comparados estatisticamente. Sendo assim, para as duas datas, os perfis de velocidade do vento, de temperatura potencial e de razão de mistura, provindos das grades G12 e G03, foram confrontados com os observados em campo. Essa análise ocorreu tanto para o perfil como um todo, como, também, na perspectiva apenas da camada limite. Os resultados serão apresentados abaixo, através de diagramas, com o comparativo dos perfis verticais em função da altitude, e de tabelas, com as métricas resultantes da análise estáticas. A apresentação dos mesmos se dará dividida entre a análise ao longo de todo o perfil e a análise com foco na camada limite atmosférica. Por fim, encerra-se o capítulo com uma discussão acerca dos resultados obtidos no estudo.

### 5.1. ANÁLISE AO LONGO DE TODO O PERFIL

Os dados simulados pelo WRF foram interpolados para os mesmo níveis das radiossondagens, através da Equação (50), culminando, assim, em perfis atmosféricos com 124 e 121 níveis verticais, para os dias 09/01/18 e 14/03/18, respectivamente. O comparativo visual dos perfis de velocidade do vento, da temperatura potencial e da razão de mistura, plotados e em função da altura, encontram-se, na devida ordem, na Figura 16, na Figura 17 e na Figura 18, para ambas as datas.

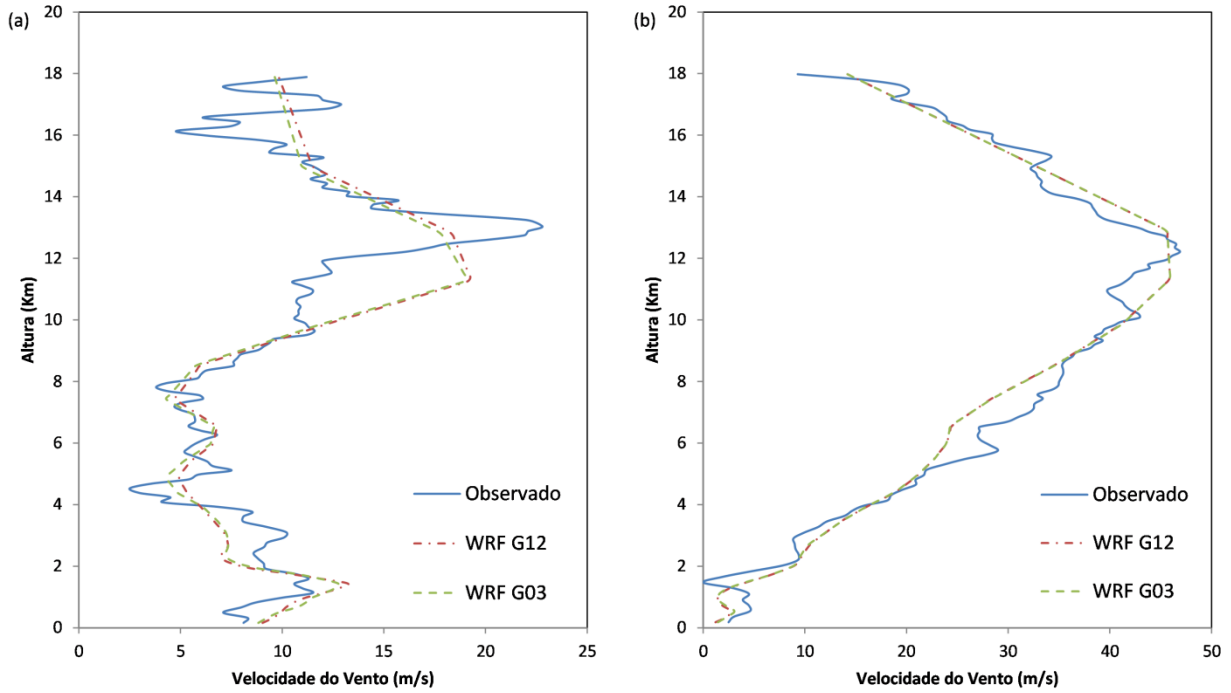


Figura 16 - Perfis verticais de velocidade do vento (Vel.), em função da altura, observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF, para as grades com resolução horizontal de 12 km (G12) e de 3 km (G03). Referentes aos dias 09/01/18 – alta nebulosidade (a) e 14/03/18 – predominância de sol (b).

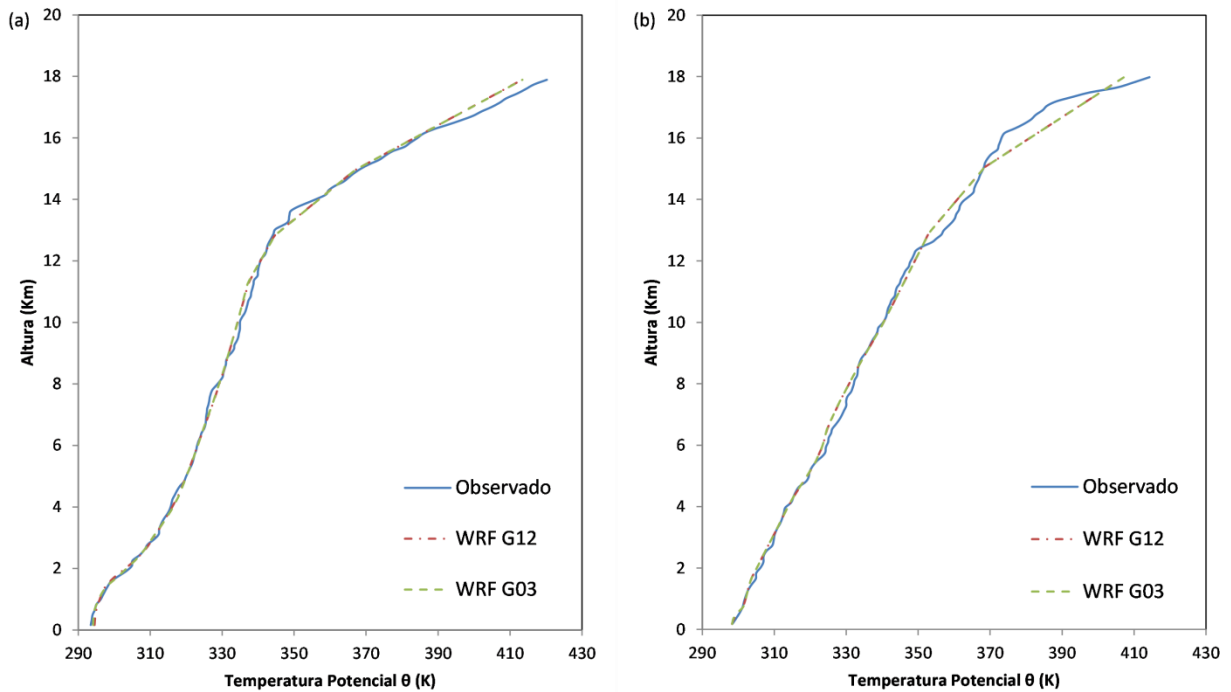


Figura 17 – Perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ ), em função da altura, observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF, para as grades com resolução horizontal de 12 km (G12) e de 3 km (G03). Referentes aos dias 09/01/18 – alta nebulosidade (a) e 14/03/18 – predominância de sol (b).



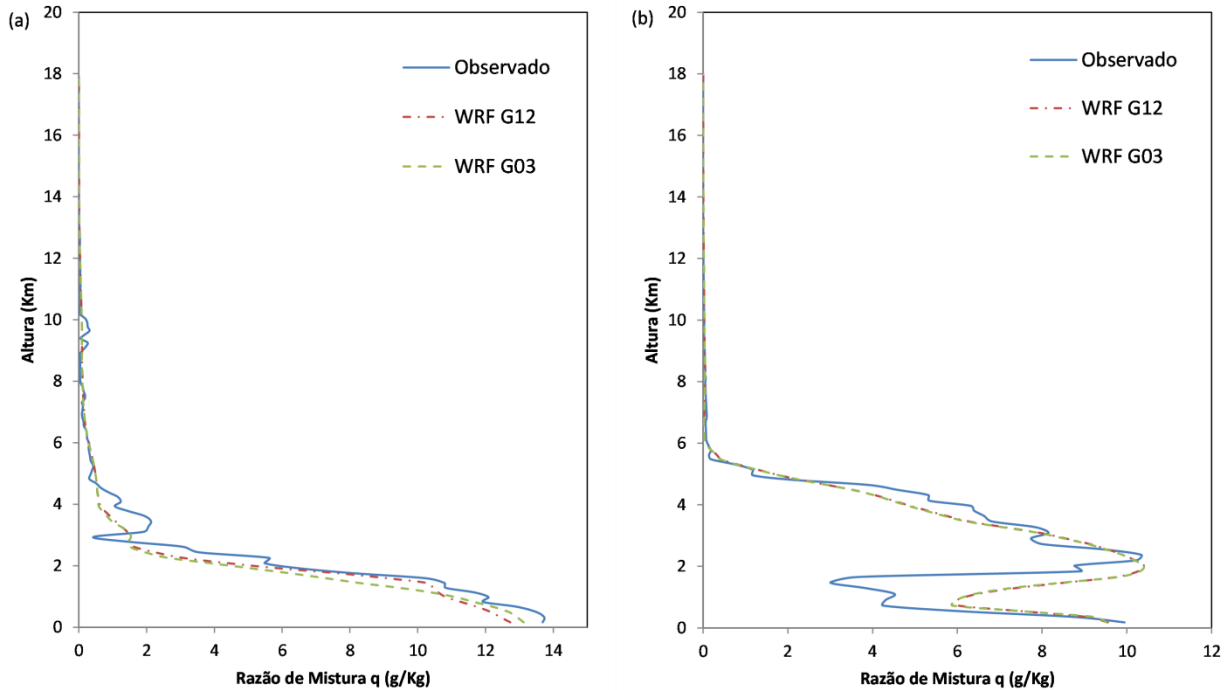


Figura 18 – Perfis verticais de razão de mistura do vapor de água ( $q$ ), em função da altura, observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF, para as grades com resolução horizontal de 12 km (G12) e de 3 km (G03). Referentes aos dias 09/01/18 – alta nebulosidade (a) e 14/03/18 – predominância de sol (b).

Analisando os perfis, observa-se que ainda que existam algumas variações, os dados simulados pelo WRF seguem o comportamento do que foi observado em campo. Todavia, uma comparação mais detalhada e quantitativa é feita através do cálculo das medidas estáticas. Nesse sentido, foram computados o coeficiente de correlação ( $R$ ), o viés e o RMSE, entre os dados simulados e observados – e os resultados encontram-se na Tabela 2.

Tabela 2 - Medidas estatísticas comparando os perfis observados, através das radiossondagens, com os simulados pelo WRF (G12 e G03).

<b>Dia 1 – Alta Nebulosidade</b>						
	<b>WRF G12 - Observado</b>			<b>WRF G03 - Observado</b>		
	Vel.	$\theta$	$q$	Vel.	$\theta$	$q$
R	0,81	0,99	0,99	0,81	0,99	0,99
Viés	0,88	-0,52	-0,17	0,62	-0,52	-0,22
RMSE	2,77	1,84	0,48	2,70	1,83	0,64
<b>Dia 2 – Predominância de Sol</b>						
	<b>WRF G12 - Observado</b>			<b>WRF G03 - Observado</b>		
	Vel.	$\theta$	$q$	Vel.	$\theta$	$q$
R	0,98	0,99	0,96	0,98	0,99	0,96
Viés	-0,20	0,25	0,16	-0,19	0,24	0,15
RMSE	2,60	2,99	0,95	2,59	3,00	0,95

## 5.2. ANÁLISE COM FOCO NA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Como já mencionado, a camada limite atmosférica é a porção inferior da troposfera que está em contato com o solo e é nela que se localizam as maiores concentrações de vapor de água da atmosfera. A estimativa da altura da PBL, para o dia 09/01/2018, ficou próxima a 1,9 km (tanto para o perfil observado quanto para o simulado), incluindo, assim, 12 níveis verticais. Enquanto que, para o dia 14/03/2018, a altura estimada foi de aproximadamente 4,8 km, contando com 27 níveis verticais. A Figura 19, a Figura 20 e a Figura 21 trazem os mesmos perfis verticais da sessão anterior, com a diferença de que aqui são representados apenas os primeiros quilômetros da atmosfera, buscando dar enfoque na PBL, para cada um dos casos.

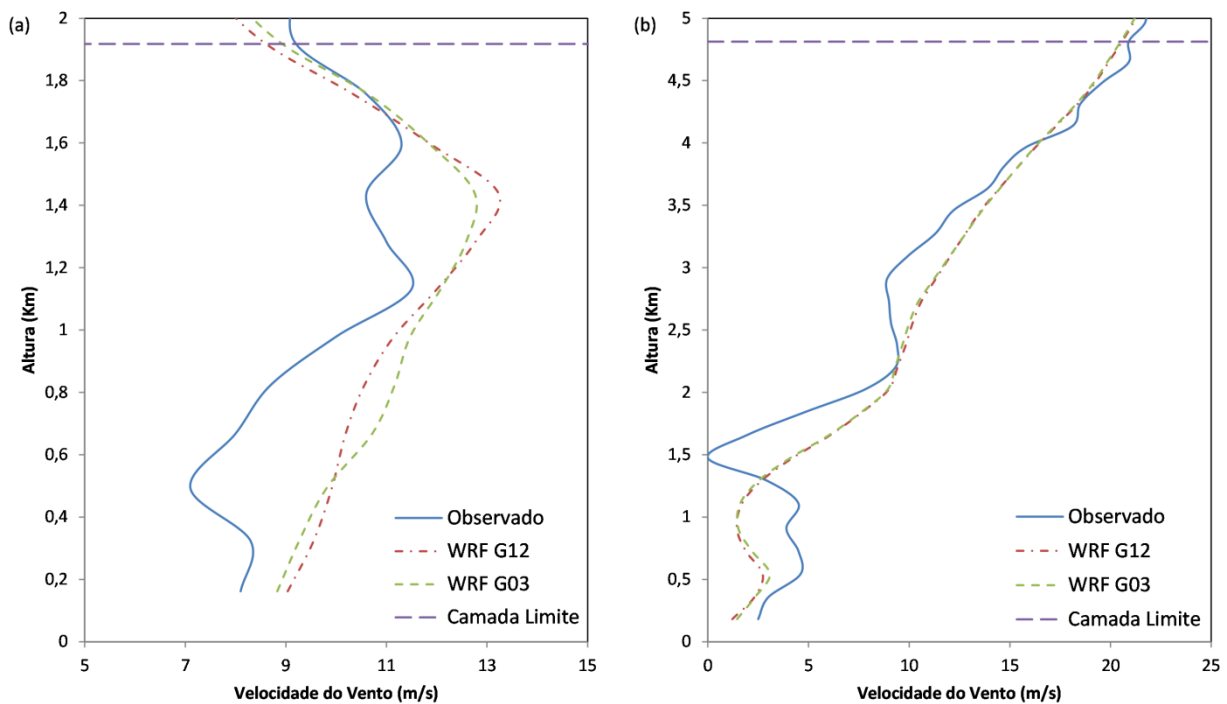


Figura 19 - Perfis verticais de velocidade do vento (Vel.), em função da altura – para os primeiros níveis da atmosfera. Sendo esses observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF, para as grades com resolução horizontal de 12 km (G12) e de 3 km (G03). Referentes aos dias 09/01/18 – alta nebulosidade (a) e 14/03/18 – predominância de sol (b).

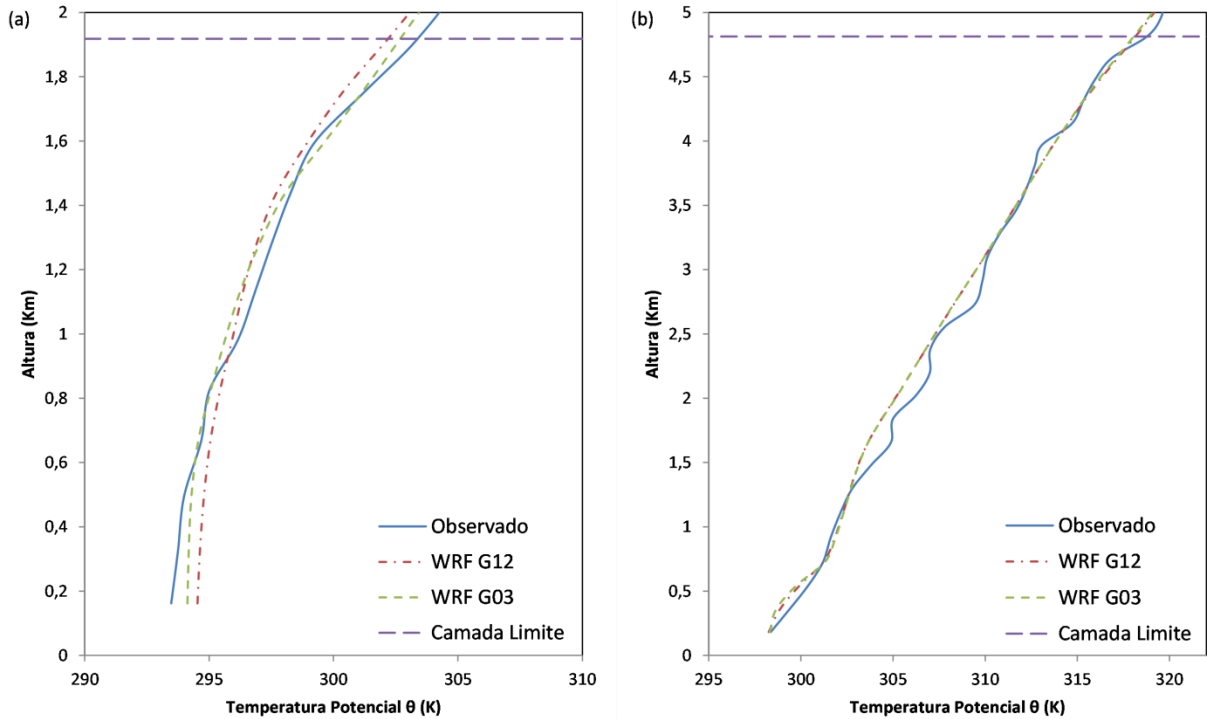


Figura 20 - Perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ ), em função da altura – para os primeiros níveis da atmosfera. Sendo esses observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF, para as grades com resolução horizontal de 12 km (G12) e de 3 km (G03). Referentes aos dias 09/01/18 – alta nebulosidade (a) e 14/03/18 – predominância de sol (b).

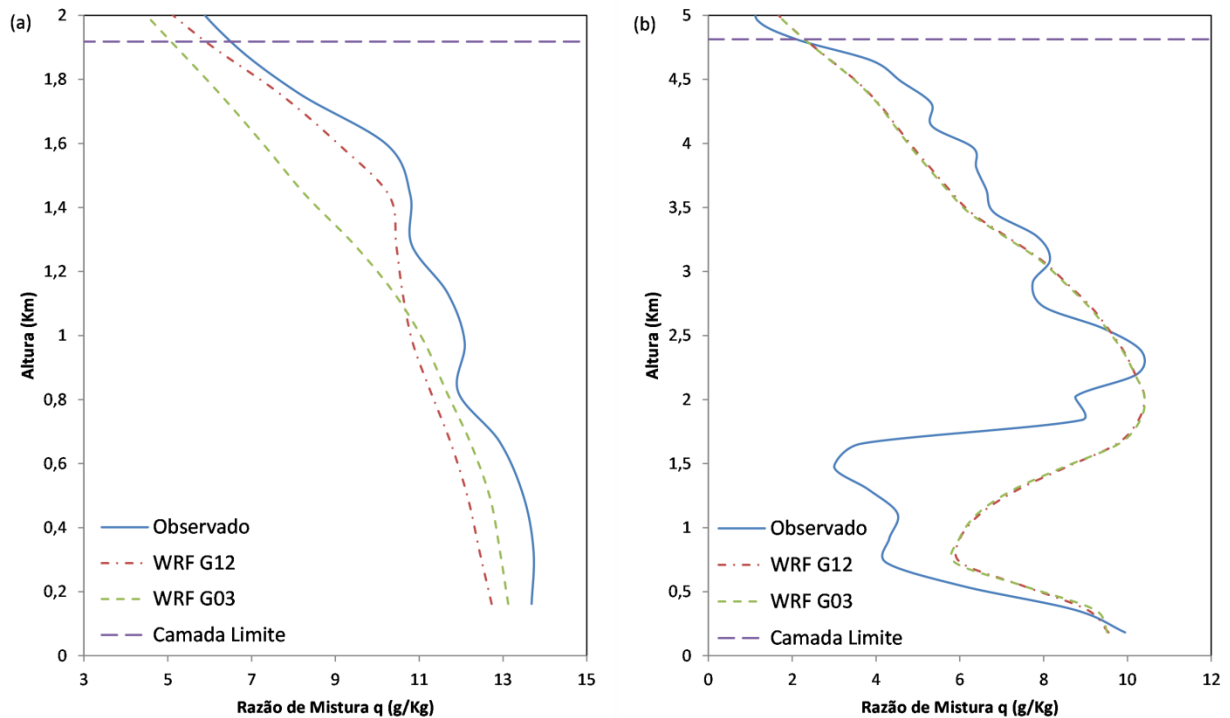


Figura 21 - Perfis verticais de razão de mistura do vapor de água ( $q$ ), em função da altura – para os primeiros níveis da atmosfera. Sendo esses observados em campo (radiossondas) e simulados no WRF, para as grades com resolução horizontal de 12 km (G12) e de 3 km (G03). Referentes aos dias 09/01/18 – alta nebulosidade (a) e 14/03/18 – predominância de sol (b).

Da mesma forma, a Tabela 3 apresenta as medidas estatísticas recalculadas, englobando apenas os níveis iniciais da atmosfera – até a altitude estimada do topo da PBL.

Tabela 3 - Medidas estatísticas comparando os perfis observados, através das radiossondagens, com os simulados pelo WRF (G12 e G03) – para a camada limite atmosférica.

<b>Dia 1 – Alta Nebulosidade – Camada Limite</b>						
	<b>WRF G12 - Observado</b>			<b>WRF G03 - Observado</b>		
	Vel.	$\theta$	$q$	Vel.	$\theta$	$q$
R	0,73	0,99	0,99	0,74	0,99	0,97
Viés	1,24	-0,06	-0,90	1,31	-0,08	-1,29
RMSE	1,61	0,71	0,96	1,64	0,44	1,50
<b>Dia 2 – Predominância de Sol – Camada Limite</b>						
	<b>WRF G12 - Observado</b>			<b>WRF G03 - Observado</b>		
	Vel.	$\theta$	$q$	Vel.	$\theta$	$q$
R	0,96	0,99	0,68	0,96	0,99	0,68
Viés	0,38	-0,28	0,66	0,36	-0,29	0,63
RMSE	1,85	0,55	2,01	1,79	0,57	2,00

### 5.3. DISCUSSÃO

Analisando os resultados, observa-se que, ao longo de todo o perfil atmosférico, as simulações apresentaram elevada correlação com os dados observados em campo. Com valores de R superiores a 0,9, tanto para a grade-mãe (G12), como para a mais refinada (G03). A exceção reside nos perfis de velocidade do vento do dia 9 de janeiro, onde o valor do coeficiente de correlação decaiu para 0,81 para ambas as grades. Apesar disso, esses valores ainda indicam uma forte correlação entre os dados observados e os simulados pelo modelo. Nota-se também a tendência do modelo em superestimar esses valores de velocidade do vento na condição de atmosfera do Dia 1, enquanto que para  $\theta$  e  $q$  a tendência é de que os valores simulados sejam inferiores aos valores observados. Por outro lado, para as condições de tempo do Dia 2, essa tendência média se inverte, sendo de subestimar a velocidade do vento e superestimar  $\theta$  e  $q$ , para os dois domínios. É interessante observar a existência de uma relação inversa entre a velocidade do vento e a concentração de umidade e a temperatura, no que se refere à tendência do modelo em superestimar ou subestimar essas variáveis. No que diz respeito ao RMSE, os valores encontrados foram mais baixos para o dia 14/03/2018, no referente à velocidade do vento, já para  $\theta$  e  $q$ , foi o dia 09/01/2018 que apresentou valores de RMSE inferiores.

Quando a análise passa a ser apenas para a CLA, grande parte das elevadas correlações se mantém. No entanto, para o Dia 1, os valores do coeficiente de correção para a velocidade do vento passaram para 0,73 na G12 e 0,74 na G03. Essa redução da correlação condiz com a

grande presença e influencia da turbulência na camada limite, com a tensão de atrito diminuindo com a altura (FOKEN, 2008; STULL, 2017). Todavia, é para a razão de mistura do dia 14 de março que ocorrem as maiores variações entre os dados observados e os simulados pelo WRF. Onde, dentro da CLA, o coeficiente de correlação assume um valor de 0,68 nas duas grades. Esses resultados são coerentes a maior sensibilidade do fluxo vertical de umidade aos esquemas de parametrização de camada limite planetária, de superfície e de microfísica (HU; NIELSEN-GAMMON; ZHANG, 2010; RUIZ; SAULO; NOGUÉS-PAEGLE, 2010; SANTOS; NASCIMENTO, 2016). Adicionalmente, para o dia com alta nebulosidade, a tendência média do modelo foi de superestimar os valores de velocidade do vento e subestimar a temperatura potencial e a razão de mistura em ambas as grades. Já para a condição de predominância de sol e pouca cobertura de nuvens, a simulação tendeu a superestimar a velocidade do vento e  $q$ , e subestimar os valores observados de  $\theta$ , também para as duas grades aninhadas. Os valores de RMSE resultantes foram ligeiramente mais baixos para as simulações do dia 09/01/2018 e, de um modo geral, inferiores quando comparados com os resultantes da análise de todo o perfil, para a velocidade do vento. Para a temperatura potencial, dentro da CLA, o RMSE foi menor no Dia 2 na G12 e, para a G03, no Dia 1. Sendo que esses valores de RMSE foram inferiores aos daqueles computados ao longo de todo o perfil. Ao passo que, para a razão de mistura do vapor de água, os valores de RMSE aumentam quando o cálculo inclui apenas os níveis da camada limite, sendo dentro da CLA menores para o dia 09/01/2018.

Ademais, outro ponto importante a ser destacado é que, nas simulações realizadas para o Dia 1, há uma maior diferenciação dos resultados das grades aninhadas entre si. Ainda assim, principalmente quando considerados os perfis atmosféricos como um todo e as condições de tempo do Dia 2, as diferenças entre os resultados das grades aninhadas são mínimas. Essa constatação demonstra a menor influência da resolução horizontal na simulação do perfil vertical da atmosfera, para os casos estudados.

## 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente estudo investigou o potencial do modelo WRF na geração de perfis verticais atmosféricos para auxílio na correção atmosférica de dados de sensoriamento remoto nos comprimentos de onda do infravermelho termal. Foram realizadas simulações atmosféricas com o modelo ARW-WRF utilizando dados de reanálise do CFSv2 como condições iniciais e de contorno. Para avaliar o desempenho dessas simulações, o resultado das mesmas foi comparado com dados de campo obtidos por meio do lançamento de radiossondas na área de estudo, para condições de tempo distintas.

Os resultados apontaram que existe um indicativo positivo do referido potencial. Uma vez que, de um modo geral, foram observadas elevadas correlações entre os dados simulados e observados, sendo os coeficientes de correlação em sua grande maioria superiores a 0,9. Com exceções para a velocidade do vento, para condições de tempo do Dia 1, e da razão de mistura do vapor de água, quando analisada exclusivamente dentro da camada limite, no Dia 2, atingindo, nesse último caso, um R de 0,68. Todavia, mesmo nesses casos de menor correlação, a mesma pode ser considerada moderada, além de ocorrerem em situações já esperadas e/ou coerentes.

Adicionalmente, valores relativamente baixos de viés e RMSE foram encontrados para as variáveis meteorológicas analisadas. Sendo que, para o viés, o valor mais baixo ocorreu na temperatura potencial (-0,06 K) para o Dia 1, na análise da CLA e na G12. Ao passo que, nas mesmas condições, o valor mais alto foi o viés positivo de 1,31 m/s para a G03. Já no referente ao RMSE, o menor valor foi observado em  $\theta$ , sendo esse de 0,44 K na G03, no Dia 1, na camada limite. O valor mais elevado de RMSE, por sua vez, foi de 3,00 K e se deu na análise ao longo de todo o perfil, para o Dia 2, na G03, também em  $\theta$ .

Os resultados também demonstraram, para os casos estudados, uma diferença mínima entre os perfis das duas diferentes grades utilizadas, o que é um indício da menor influência da resolução horizontal nos perfis atmosféricos verticais simulados para aplicação na correção atmosférica no TIR. O uso potencial do modelo WRF na geração de perfis atmosféricos se destaca, principalmente, na ausência de radiossondagens para locais específicos – situação essa que é recorrente em muitos estudos.

Em trabalhos futuros, recomenda-se e pretende-se testar diferentes esquemas de parametrizações físicas, buscando aqueles que melhor representam as condições atmosféricas da região de estudo. Em especial, aqueles esquemas relativos às parametrizações de CLA e de camada de superfície, procurando ajustar as questões relacionadas ao fluxo vertical de umidade e à razão de mistura do vapor de água. Ademais, espera-se aplicar e avaliar os resultados em

modelos de transferência radiativa e na correção atmosférica de imagens, bem como comparar os perfis simulados pelo WRF e seus respectivos resultados, na correção atmosférica, com as alternativas existentes, e atualmente aplicadas de perfis verticais, de ferramentas de correção atmosférica e, até mesmo, de algoritmos *single-channel*. Por fim, outra orientação pertinente é a de se realizar mais campanhas de radiossonagens, aumentando assim a amostragem, e, conjuntamente, investir no incremento da resolução vertical nas simulações, dada à constatação do menor impacto da resolução horizontal no desempenho do modelo.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. Donald. **Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere**. 3. ed. [s.l.] : Brooks Cole, 2000.

AHRENS, C. Donald; HENSON, Robert. **Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment, Twelfth Edition**. 12. ed. Boston: Cengage Learning, 2017.

ANDERSON, Martha C. et al. Evaluation of Drought Indices Based on Thermal Remote Sensing of Evapotranspiration over the Continental United States. **Journal of Climate**, [s. l.], v. 24, n. 8, p. 2025–2044, 2011. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JCLI3812.1>>

ANDERSON, Martha C. et al. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 122, p. 50–65, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.025>>

ARAKAWA, Akio; LAMB, Vivian R. Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model. In: **Methods in Computational Physics: Advances in Research and Applications - General Circulation Models of the Atmosphere**. [s.l.] : Academic Press Inc., 1977. v. 17 p. 173–265.

AUMANN, H. H. et al. AIRS/AMSU/HSB on the aqua mission: design, science objectives, data products, and processing systems. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 41, n. 2, p. 253–264, 2003. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/1196043/>>

BARSI, J. A.; BARKER, J. L.; SCHOTT, J. R. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a single thermal band earth-sensing instrument. In: IGARSS 2003. 2003 IEEE INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM. PROCEEDINGS (IEEE CAT. NO.03CH37477) 2003, **Anais...** : IEEE, 2003. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/1294665/>>

BARSI, Julia A. et al. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. In: (James J. Butler, Ed.) EARTH OBSERVING SYSTEMS X 2005, **Anais...** [s.l.: s.n.] Disponível em: <<http://proceedings.spiedigitallibrary.org/proceeding.aspx?doi=10.1117/12.619990>>

BARTON, I. J. et al. Theoretical algorithms for satellite-derived sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 94, n. D3, p. 3365, 1989. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JD094iD03p03365>>

BECKER, F. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 8, n. 10, p. 1509–1522, 1987.

BECKER, F.; LI, Zhao-Liang. Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurement and related problems. **Remote Sensing Reviews**, [s. l.], v. 12, n. 3–4, p. 225–253, 1995.

BECKER, François; LI, Zhao Liang. Towards a local split window method over land surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 11, n. 3, p. 369–393, 1990.



BELJAARS, Anton C. M. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s. l.], v. 121, n. 522, p. 255–270, 1994. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49712152203>>

BERK, Alexander et al. MODTRAN6: a major upgrade of the MODTRAN radiative transfer code. In: (Miguel Velez-Reyes, Fred A. Kruse, Eds.) **WORKSHOP ON HYPERSPSCTRAL IMAGE AND SIGNAL PROCESSING, EVOLUTION IN REMOTE SENSING** 2014, **Anais...** [s.l.: s.n.] Disponível em: <<http://proceedings.spiedigitallibrary.org/proceeding.aspx?doi=10.1117/12.2050433>>

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s. l.], v. 112, n. 473, p. 677–691, 1986. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49711247307>>

BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s. l.], v. 112, n. 473, p. 693–709, 1986. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49711247308>>

BORBAS, E.; MENZEL, P. **MODIS Atmosphere L2 Atmosphere Profile Product**. NASA MODIS Adaptive Processing System, Goddard Space Flight Center, 2017. Disponível em: <<https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/products/atm-profile>>

BORBAS, Eva E. et al. **Modis Atmospheric Profile Retrieval**. Madison University of Wisconsin-Madison, 2011. Disponível em: <[https://modis-atmosphere.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/ModAtmo/MOD07\\_atbd\\_v7\\_April2011\\_0.pdf](https://modis-atmosphere.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/ModAtmo/MOD07_atbd_v7_April2011_0.pdf)>

CHAUMAT, L. et al. **4A/OP Reference Documentation**. NOVELTIS, LMD/CNRS, CNES, 2012. Disponível em: <<https://4aop.noveltis.com/sites/4aop.noveltis.loc/files/NOV-3049-NT-1178v4.3.pdf>>

COLL, César et al. Validation of temperature-emissivity separation and split-window methods from TIMS data and ground measurements. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 85, n. 2, p. 232–242, 2003.

COLL, César et al. Comparison between different sources of atmospheric profiles for land surface temperature retrieval from single channel thermal infrared data. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 117, p. 199–210, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.09.018>>

CRISTÓBAL, J. et al. Improvements in land surface temperature retrieval from the Landsat series thermal band using water vapor and air temperature. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, [s. l.], v. 114, n. 8, p. 1–16, 2009.

CRISTÓBAL, Jordi et al. An Improved Single-Channel Method to Retrieve Land Surface Temperature from the Landsat-8 Thermal Band. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 10, n. 3, p. 431, 2018. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/10/3/431>>

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s. l.], v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

DESCHAMPS, P. Y.; PHULPIN, T. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12  $\mu\text{m}$ . **Boundary-Layer Meteorology**, [s. l.], v. 18, n. 2, p. 131–143, 1980. Disponível em:

<<http://link.springer.com/10.1007/BF00121320>>

DIAO, Minghui et al. Validation of AIRS/AMSU-A water vapor and temperature data with in situ aircraft observations from the surface to UT/LS from 87°N–67°S. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s. l.], v. 118, n. 12, p. 6816–6836, 2013. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/jgrd.50483>>

DU, Chen et al. A practical split-window algorithm for estimating land surface temperature from landsat 8 data. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 647–665, 2015.

DUDHIA, Jimy. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [s. l.], v. 46, n. 20, p. 3077–3107, 1989. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281989%29046%3C3077%3ANSOCOD%3E2.0.CO%3B2>>

DYER, A. J.; HICKS, B. B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s. l.], v. 96, n. 410, p. 715–721, 1970. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49709641012>>

FOKEN, Thomas. **Micrometeorology**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/978-3-540-74666-9>>

FRANÇOIS, C.; OTTLÉ, C. Atmospheric corrections in the thermal infrared: global and water vapor dependent split-window algorithms - applications to atsr and avhrr data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 34, n. 2, p. 457–470, 1996.

GALLEGO-ELVIRA, Belen et al. Global observational diagnosis of soil moisture control on the land surface energy balance. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 43, n. 6, p. 2623–2631, 2016.

GRELL, G. A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, S. R. **A description of the Fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) NCAR Technical Note NCAR/TN-398+STR**. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, 1994.

HAFFKE, Colene; MAGNUSDOTTIR, Gudrun. Diurnal cycle of the South Pacific Convergence Zone in 30 years of satellite images. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s. l.], v. 120, n. 18, p. 9059–9070, 2015. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2015JD023436>>

HEALD, Mark A. Where is the “Wien peak”? **American Journal of Physics**, [s. l.], v. 71, n. 12, p. 1322–1323, 2003. Disponível em: <<http://aapt.scitation.org/doi/10.1119/1.1604387>>

HONG, Song-You; NOH, Yign; DUDHIA, Jimy. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 134, n. 9, p. 2318–2341, 2006. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR3199.1>>

HONG, Song-You; PAN, Hua-Lu. Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 124, n. 10, p. 2322–2339, 1996. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281996%29124%3C2322%3ANBLVDI%3E2.0.CO%3B2>>

HOOKE, Simon J. et al. A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 42,

n. 2, p. 123–135, 1992.

HU, Xiao-Ming; NIELSEN-GAMMON, John W.; ZHANG, Fuqing. Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, [s. l.], v. 49, n. 9, p. 1831–1844, 2010. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JAMC2432.1>>

HULLEY, Glynn C.; HOOK, Simon J. Intercomparison of versions 4, 4.1 and 5 of the MODIS Land Surface Temperature and Emissivity products and validation with laboratory measurements of sand samples from the Namib desert, Namibia. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 113, n. 6, p. 1313–1318, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.02.018>>

HULLEY, Glynn C.; HOOK, Simon J.; BALDRIDGE, Alice M. Validation of the North American ASTER Land Surface Emissivity Database (NAALSED) version 2.0 using pseudo-invariant sand dune sites. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 113, n. 10, p. 2224–2233, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.06.005>>

JACOBSON, Mark Z. **Fundamentals of Atmospheric Modeling**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. Disponível em: <<http://ebooks.cambridge.org/ref/id/CBO9781139165389>>

JANJÍČ, Zaviša I. The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281994%29122%3C0927%3ATSMECM%3E2.0.CO%3B2>>

JAUHAINEN, Hannu et al. The implications of Vaisala's new radiosonde RS41 on improved in-situ observations for meteorological applications. In: 94TH AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY ANNUAL MEETING 2014, Atlanta. **Anais...** Atlanta: American Meteorological Society, 2014.

JENSEN, John R. **Introductory Digital Image Processing**. 3. ed. Upper Saddle River, New Jersey: Pearson Prentice Hall, 2005.

JENSEN, John R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em Recursos Terrestres**. Tradução José Carlos Neves Epiphany et al. 2. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2009.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, Juan-Carlos; SOBRINO, José A. Split-Window Coefficients for Land Surface Temperature Retrieval From Low-Resolution Thermal Infrared Sensors. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, [s. l.], v. 5, n. 4, p. 806–809, 2008. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/4656465/>>

JIMÉNEZ-MUÑOZ, Juan C. et al. Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from landsat thermal-infrared data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 47, n. 1, p. 339–349, 2009.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, Juan C. et al. Atmospheric correction of optical imagery from MODIS and Reanalysis atmospheric products. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 114, n. 10, p. 2195–2210, 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.022>>

JIMÉNEZ-MUÑOZ, Juan C. et al. Land Surface Temperature Retrieval Methods From Landsat-8 Thermal Infrared Sensor Data. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, [s. l.],

l.], v. 11, n. 10, p. 1840–1843, 2014. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/xpl/articleDetails.jsp?arnumber=6784508>>

JIMÉNEZ-MUÑOZ, Juan C. et al. Digital thermal monitoring of the Amazon forest: an intercomparison of satellite and reanalysis products. **International Journal of Digital Earth**, [s. l.], v. 9, n. 5, p. 477–498, 2016.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, Juan C.; SOBRINO, José A. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 108, n. D22, p. 4688, 2003. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2003JD003480>>

JIMÉNEZ-MUÑOZ, Juan C.; SOBRINO, José A. A single-channel algorithm for land-surface temperature retrieval from ASTER data. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 176–179, 2010.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. l.], v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477%281996%29077%3C0437%3ATNYRP%3E2.0.CO%3B2>>

KALNAY, Eugenia. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. Disponível em: <<http://ebooks.cambridge.org/ref/id/CBO9780511802270>>

KANAMITSU, Masao et al. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. l.], v. 83, n. 11, p. 1631–1643+1559, 2002.

KEALY, Peter S.; HOOK, Simon J. Separating Temperature and Emissivity in Thermal Infrared Multispectral Scanner Data: Implications for Recovering Land Surface Temperatures. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 31, n. 6, p. 1155–1164, 1993.

KERR, Yann H.; LAGOUARDE, Jean Pierre; IMBERNON, Jacques. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 41, n. 2–3, p. 197–209, 1992.

KIRCHHOFF, G. Ueber das Verhältniss zwischen dem Emissionsvermögen und dem Absorptionsvermögen der Körper für Wärme und Licht. **Annalen der Physik und Chemie**, [s. l.], v. 185, n. 2, p. 275–301, 1860. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/andp.18601850205>>

KOBAYASHI, Shinya et al. The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, [s. l.], v. 93, n. 1, p. 5–48, 2015. Disponível em: <[https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/93/1/93\\_2015-001/\\_article](https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/93/1/93_2015-001/_article)>

KUENZER, C. et al. The potential of multidiurnal MODIS thermal band data for coal fire detection. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 29, n. 3, p. 923–944, 2008. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431160701352147>>

KUENZER, Claudia et al. **Thermal Infrared Remote Sensing**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2013. v. 17 Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/978-94-007-6639-6>>

LAPRISE, René. The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an

Independent Variable. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 120, n. 1, p. 197–207, 1992. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1992\)120%3C0197:TEEOMW%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120%3C0197:TEEOMW%3E2.0.CO;2)>

LI, Fuqin et al. Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 92, n. 4, p. 521–534, 2004.

LI, Zhao-Liang et al. Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 131, p. 14–37, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.008>>

LI, Zhao-Liang; BECKER, François. Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 43, n. 1, p. 67–85, 1993. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0034425793900656>>

LILLESAND, Thomas M.; KIEFER, Ralph W.; CHIPMAN, Jonathan W. **Remote sensing and image interpretation**. 7. ed. Hoboken: John Wiley & Sons Ltd, 2015.

LIN, Yuh-Lang; FARLEY, Richard D.; ORVILLE, Harold D. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, [s. l.], v. 22, n. 6, p. 1065–1092, 1983. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281983%29022%3C1065%3ABPOTSF%3E2.0.CO%3B2>>

MATTAR, C. et al. Global Atmospheric Profiles from Reanalysis Information (GAPRI): a new database for earth surface temperature retrieval. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 36, n. 19–20, p. 5045–5060, 2015. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01431161.2015.1054965>>

MAUL, George A.; SIDRAN, Miriam. Atmospheric effects on ocean surface temperature sensing from the NOAA satellite scanning radiometer. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 78, n. 12, p. 1909–1916, 1973. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JC078i012p01909>>

MCMILLIN, Larry M. Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 80, n. 36, p. 5113, 1975.

MENG, Xiangchen; CHENG, Jie. Evaluating Eight Global Reanalysis Products for Atmospheric Correction of Thermal Infrared Sensor—Application to Landsat 8 TIRS10 Data. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 10, n. 3, p. 474, 2018. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/10/3/474>>

MIRA, Maria et al. Quantifying uncertainties in land surface temperature due to atmospheric correction: Application to Landsat-7 data over a Mediterranean agricultural region. In: 2014 IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM 2014, **Anais...** : IEEE, 2014. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/6946949/>>

MLAWER, Eli J. et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s. l.], v. 102, n. D14, p. 16663–16682, 1997. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/97JD00237>>

MOELLER, C. et al. Improvements to Terra MODIS L1B, L2, and L3 science products through using crosstalk corrected L1B radiances. **Proceedings of SPIE - The International**

**Society for Optical Engineering**, [s. l.], v. 10402, n. September 2017, 2017.

NCEP et al. **NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory**. 2000. Disponível em: <<https://doi.org/10.5065/D6M043C6>>.

OOYAMA, Katsuyuki V. A Thermodynamic Foundation for Modeling the Moist Atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [s. l.], v. 47, n. 21, p. 2580–2593, 1990. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281990%29047%3C2580%3AATFFMT%3E2.0.CO%3B2>>

OTTLÉ, C.; STOLL, M. Effect of atmospheric absorption and surface emissivity on the determination of land surface temperature from infrared satellite data. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 14, n. 10, p. 2025–2037, 1993. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431169308954018>>

OTTLÉ, C.; VIDAL-MADJAR, D. Estimation of land surface temperature with NOAA9 data. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 40, n. 1, p. 27–41, 1992. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0034425792901243>>

OUAIDRARI, H. et al. Land surface temperature estimation from AVHRR thermal infrared measurements: An assessment for the AVHRR Land Pathfinder II data set. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 81, n. 1, p. 114–128, 2002.

PALLUCONI, Frank et al. **An atmospheric correction method for ASTER thermal radiometry over land. ASTER Algorithm Theoretical Basis Document**. Pasadena, 1999.

PAULSON, C. A. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. **Journal of Applied Meteorology**, [s. l.], v. 9, n. 6, p. 857–861, 1970. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281970%29009%3C0857%3ATMROWS%3E2.0.CO%3B2>>

PERES, Leonardo F.; DACAMARA, Carlos C. Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 91, n. 3–4, p. 377–389, 2004. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425704000999>>

PERRY, Eileen M.; MORAN, M. Susan. An evaluation of atmospheric corrections of radiometric surface temperatures for a semiarid rangeland watershed. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 30, n. 5, p. 1261–1269, 1994.

PITTIGLIANI, Gabriel Horn; ROLIM, Silvia Beatriz Alves. Biblioteca espectral do Laboratório de Sensoriamento Remoto Geológico (LabSRGeo): criando uma base de dados para os Sistemas Laguna-Barreira do Rio Grande do Sul. In: SALÃO UFRGS 2017: SIC - XXIX SALÃO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFRGS 2017, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2017. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/176790>>

PLANCK, Max. Entropie und Temperatur strahlender Wärme. **Annalen der Physik**, [s. l.], v. 306, n. 4, p. 719–737, 1900. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/andp.19003060410>>

PLANCK, Max. On the Law of Distribution of Energy in the Normal Spectrum. **Annalen der Physik**, [s. l.], v. 4, n. 9, p. 553–, 1901.

PRABHAKARA, C.; DALU, G.; KUNDE, V. G. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13- $\mu\text{m}$  window region. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 79, n. 33, p. 5039–5044, 1974. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JC079i033p05039>>

PRICE, John C. Estimating surface temperatures from satellite thermal infrared data—A simple formulation for the atmospheric effect. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 13, n. 4, p. 353–361, 1983. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0034425783900366>>

PURKIS, Samuel; KLEMAS, Victor. **Remote Sensing and Global Environmental Change**. West Sussex, UK: John Wiley & Sons Ltd, 2011. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/9781118687659>>

QIN, Z.; KARNIELI, A.; BERLINER, P. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 22, n. 18, p. 3719–3746, 2001.

QUATTROCHI, D. A.; GOEL, N. S. Spatial and temporal scaling of thermal infrared remote sensing data. **Remote Sensing Reviews**, [s. l.], v. 12, n. 3–4, p. 255–286, 1995.

RICHARDS, John a. **Remote Sensing Digital Image Analysis**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2013. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/index/10.1007/3-540-29711-1>>

RIENECKER, Michele M. et al. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. **Journal of Climate**, [s. l.], v. 24, n. 14, p. 3624–3648, 2011.

ROSAS, Jorge; HOUBORG, Rasmus; MCCABE, Matthew F. Sensitivity of Landsat 8 Surface Temperature Estimates to Atmospheric Profile Data: A Study Using MODTRAN in Dryland Irrigated Systems. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 9, n. 10, p. 988, 2017. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/9/10/988>>

RUIZ, Juan J.; SAULO, Celeste; NOGUÉS-PAEGLE, Julia. WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 138, n. 8, p. 3342–3355, 2010. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010MWR3358.1>>

SABINS, Floyd F. **Remote Sensing: Principles and Interpretation**. 2. ed. San Francisco: W.H. Freeman, 1986.

SAHA, Suranjana et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. l.], v. 91, n. 8, p. 1015–1058, 2010. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2010BAMS3001.1>>

SAHA, Suranjana et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2. **Journal of Climate**, [s. l.], v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 2014. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>>

SALISBURY, John W.; D'ARIA, Dana M. Emissivity of terrestrial materials in the 8–14  $\mu\text{m}$  atmospheric window. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 42, n. 2, p. 83–106, 1992. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0034425794901023>>

SANTOS, Daniel Caetano; NASCIMENTO, Ernani De Lima. Numerical Simulations of the South American Low Level Jet in Two Episodes of MCSs: Sensitivity to PBL and

Convective Parameterization Schemes. **Advances in Meteorology**, [s. l.], v. 2016, p. 1–18, 2016. Disponível em: <<https://www.hindawi.com/journals/amete/2016/2812978/>>

SCHMUGGE, Thomas et al. Temperature and emissivity separation from multispectral thermal infrared observations. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 79, n. 2–3, p. 189–198, 2002.

SCOTT, N. A.; CHÉDIN, A. A Fast Line-by-Line Method for Atmospheric Absorption Computations: The Automatized Atmospheric Absorption Atlas **Journal of Applied Meteorology**, 1981. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281981%29020%3C0802%3AAFLBLM%3E2.0.CO%3B2%5Cnhttp://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450\(1981\)020%3C0802:AFLBLM%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281981%29020%3C0802%3AAFLBLM%3E2.0.CO%3B2%5Cnhttp://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450(1981)020%3C0802:AFLBLM%3E2.0.CO;2)>

SEEMANN, Suzanne W. et al. Operational Retrieval of Atmospheric Temperature, Moisture, and Ozone from MODIS Infrared Radiances. **Journal of Applied Meteorology**, [s. l.], v. 42, p. 1072–1091, 2003.

SEEMANN, Suzanne W. et al. Development of a global infrared land surface emissivity database for application to clear sky sounding retrievals from multispectral satellite radiance measurements. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, [s. l.], v. 47, n. 1, p. 108–123, 2008.

SKAMAROCK, C. et al. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. Boulder, Colorado. Disponível em: <<http://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes:500>>.

SOBRINO, J. et al. Improvements in the Split-Window technique for land surface temperature determination. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 32, n. 2, p. 243–253, 1994.

SOBRINO, Jose A. et al. Review of thermal infrared applications and requirements for future high-resolution sensors. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 54, n. 5, p. 2963–2972, 2016.

SOBRINO, José A.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, Juan C. Land surface temperature retrieval from thermal infrared data: An assessment in the context of the Surface Processes and Ecosystem Changes Through Response Analysis (SPECTRA) mission. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, [s. l.], v. 110, n. 16, p. 1–10, 2005.

SOBRINO, José A.; COLL, César; CASELLES, Vicente. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 38, n. 1, p. 19–34, 1991.

STENSRUD, David J. **Parameterization Schemes**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. v. 9780521865. Disponível em: <<http://ebooks.cambridge.org/ref/id/CBO9780511812590>>

STULL, Roland. **Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science**. 1.02b ed. Vancouver: University of British Columbia, 2017.

SULLIVAN, Peter P. et al. Structure of the Entrainment Zone Capping the Convective Atmospheric Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [s. l.], v. 55, n. 19, p. 3042–3064, 1998. Disponível em: <<http://arxiv.org/abs/quant-ph/0205193>>

TANG, Bohui et al. Generalized Split-Window Algorithm for Estimate of Land Surface



Temperature from Chinese Geostationary FengYun Meteorological Satellite (FY-2C) Data. **Sensors**, [s. l.], v. 8, n. 2, p. 933–951, 2008. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/1424-8220/8/2/933>>

TANG, Huajun; LI, Zhao-Liang. **Quantitative Remote Sensing in Thermal Infrared**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2014. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-42027-6>>

TARDY, Benjamin et al. A Software Tool for Atmospheric Correction and Surface Temperature Estimation of Landsat Infrared Thermal Data. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 8, n. 9, p. 696, 2016. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/8/9/696>>

TEWARI, M. et al. Implementation and verification of the unified noah land surface model in the WRF model. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. l.], p. 2165–2170, 2004.

TOMAZELLI, Luiz José et al. Geomorfologia e Potencial de Preservação dos Campos de Dunas Transgressivos de Cidreira e Itapeva , Litoral Norte do Rio Grande do Sul , Brasil. **Pesquisas em Geociências**, [s. l.], v. 35, n. 2, p. 47–55, 2008. Disponível em: <<https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/17936>>

TONOOKA, H.; PALLUCONI, F. D. Validation of ASTER/TIR standard atmospheric correction using water surfaces. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 43, n. 12, p. 2769–2777, 2005. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=1542348>>

TONOOKA, Hideyuki. An atmospheric correction algorithm for thermal infrared multispectral data over land-a water-vapor scaling method. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 39, n. 3, p. 682–692, 2001. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=911125>>

TONOOKA, Hideyuki. Accurate atmospheric correction of ASTER thermal infrared imagery using the WVS method. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 43, n. 12, p. 2778–2792, 2005. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/1542349/>>

VAISALA. **User Guide Vaisala Radiosonde RS41-D**. Helsinki, Finland, 2017. Disponível em: <[https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/Vaisala Radiosonde RS41-D User Guide M211952EN.pdf](https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/Vaisala_Radiosonde_RS41-D_User_Guide_M211952EN.pdf)>

VAISALA. **Radiosonde RS41-SGP Datasheet**. Helsinki, Finland, 2018. Disponível em: <<https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/RS41-SGP-Datasheet-B211444EN.pdf>>

VIDAL, A. Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 12, n. 12, p. 2449–2460, 1991.

WAN, Z.; WANG, P.; LI, X. Using MODIS Land Surface Temperature and Normalized Difference Vegetation Index products for monitoring drought in the southern Great Plains, USA. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 25, n. 1, p. 61–72, 2004. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/0143116031000115328>>

WAN, Zhengming; DOZIER, J. A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 34, n. 4, p. 892–905, 1996. Disponível em:

<<http://ieeexplore.ieee.org/document/508406/>>

WAN, Zhengming; LI, Zhao-Liang. A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, [s. l.], v. 35, n. 4, p. 980–996, 1997. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/602541/>>

WANG, Fei et al. An Improved Mono-Window Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 Thermal Infrared Sensor Data. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 7, n. 4, p. 4268–4289, 2015. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/7/4/4268>>

WANG, Wei et al. **User's Guides for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System, Version 3**, 2017. Disponível em: <[http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user\\_guide\\_V3.9/ARWUsersGuideV3.9.pdf](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.9/ARWUsersGuideV3.9.pdf)>

WEBB, E. K. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s. l.], v. 96, n. 407, p. 67–90, 1970.

WENG, Qihao. Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications, and trends. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, [s. l.], v. 64, n. 4, p. 335–344, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2009.03.007>>

WILKS, Daniel S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. Burlington: Elsevier Inc., 2006. v. 91

ZHANG, Dalin; ANTHES, Richard A. A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer—Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. **Journal of Applied Meteorology**, [s. l.], v. 21, n. 11, p. 1594–1609, 1982. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281982%29021%3C1594%3AAHRMOT%3E2.0.CO%3B2>>

ZHANG, Jianzhong et al. Thermal characteristics of coal fires 2: Results of measurements on simulated coal fires. **Journal of Applied Geophysics**, [s. l.], v. 63, n. 3–4, p. 135–147, 2007.

ZHANG, Xiaoyang et al. Climate controls on vegetation phenological patterns in northern mid- and high latitudes inferred from MODIS data. **Global Change Biology**, [s. l.], v. 10, n. 7, p. 1133–1145, 2004. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1111/j.1529-8817.2003.00784.x>>

## APÊNDICE A – EXEMPLO NAMELIST WPS

```

&share
  wrf_core = 'ARW',
  max_dom = 2,
  start_date = '2018-01-09_00:00:00', '2018-01-09_00:00:00',
  end_date   = '2018-01-10_00:00:00', '2018-01-10_00:00:00',
  interval_seconds = 21600
  io_form_geogrid = 2,
  opt_output_from_geogrid_path = '/home/labsrgeo/Build_WRF/WPS',
  debug_level = 0,
/

&geogrid
  parent_id      = 1, 1,
  parent_grid_ratio = 1, 4,
  i_parent_start = 1, 40,
  j_parent_start = 1, 38,
  e_we          = 119, 169,
  e_sn          = 116, 165,
  geog_data_res = '5m', '30s',
  dx = 12000,
  dy = 12000,
  map_proj = 'lambert',
  ref_lat  = -30.077,
  ref_lon  = -50.502,
  truelat1 = -30.077,
  truelat2 = -30.077,
  stand_lon = -50.502,
  geog_data_path = '/home/labsrgeo/Build_WRF/WPS_GEOG'
  opt_geogrid_tbl_path = '/home/labsrgeo/Build_WRF/WPS/geogrid',
  ref_x = 59.5,
  ref_y = 58.0,
/

&ungrib
  out_format = 'WPS',
  prefix = 'SOCE',
/

&metgrid
  fg_name = 'SPRESS', 'SFLUX', 'SOCE'
  io_form_metgrid = 2,
  opt_output_from_metgrid_path = '/home/labsrgeo/Build_WRF/WPS/',
  opt_metgrid_tbl_path = '/home/labsrgeo/Build_WRF/WPS/metgrid',
/

&mod_levs
  press_pa = 201300 , 200100 , 100000 ,
            95000  , 90000  ,
            85000  , 80000  ,
            75000  , 70000  ,
            65000  , 60000  ,
            55000  , 50000  ,
            45000  , 40000  ,
            35000  , 30000  ,

```

```
                25000 , 20000 ,  
                15000 , 10000 ,  
                5000 , 1000  
/  
  
&domain_wizard  
grib_data_path = 'null',  
grib_vtable = 'null',  
dwiz_user_rect_x1 =1370  
dwiz_user_rect_y1 =1269  
dwiz_user_rect_x2 =1544  
dwiz_user_rect_y2 =1433  
dwiz_show_political =true  
dwiz_center_over_gmt =true  
dwiz_latlon_space_in_deg =10  
dwiz_latlon_linecolor =-8355712  
dwiz_map_scale_pct =25.0  
dwiz_map_vert_scrollbar_pos =963  
dwiz_map_horiz_scrollbar_pos =1107  
dwiz_gridpt_dist_km =12.0  
dwiz_mpi_command =null  
dwiz_tcvitals =null  
dwiz_bigmap =Y  
/
```

## APÊNDICE B – EXEMPLO NAMELIST INPUT (WRF)

```

&time_control
run_days           = 0,
run_hours          = 25,
run_minutes        = 0,
run_seconds        = 0,
start_year         = 2018, 2018,
start_month        = 01, 01,
start_day          = 09, 09,
start_hour         = 00, 00,
start_minute       = 00, 00,
start_second       = 00, 00,
end_year           = 2018, 2018,
end_month          = 01, 01,
end_day            = 10, 10,
end_hour           = 00, 00,
end_minute         = 00, 00,
end_second         = 00, 00,
interval_seconds   = 21600
input_from_file    = .true.,.true.,
history_interval   = 60, 30,
frames_per_outfile = 1, 1,
restart            = .false.,
restart_interval   = 5000,
io_form_history    = 2
io_form_restart    = 2
io_form_input      = 2
io_form_boundary   = 2
debug_level        = 0
/

&domains
eta_levels         = 1.000, 0.994, 0.987, 0.979, 0.97,
                   0.96, 0.949, 0.937, 0.924, 0.909,
                   0.892, 0.873, 0.851, 0.826, 0.798,
                   0.768, 0.736, 0.702, 0.666, 0.629,
                   0.5915, 0.5536, 0.5153, 0.4773, 0.44,
                   0.404, 0.3375, 0.2845, 0.2165, 0.1667,
                   0.1134, 0.0571, 0.000,

time_step          = 72,
time_step_fract_num = 0,
time_step_fract_den = 1,
max_dom            = 2,
e_we               = 119,      169,
e_sn                = 116,      165,
e_vert              = 33,       33,
p_top_requested    = 5000,
num_metgrid_levels = 38,
num_metgrid_soil_levels = 4,
dx                 = 12000, 3000,
dy                 = 12000, 3000,
grid_id            = 1, 2,
parent_id          = 1, 1,
i_parent_start     = 1, 40,

```

```

j_parent_start           = 1,      38,
parent_grid_ratio       = 1,      4,
parent_time_step_ratio  = 1,      4,
feedback                 = 1,
smooth_option           = 0
/

```

```

&physics
mp_physics              = 2,      2,
ra_lw_physics           = 1,      1,
ra_sw_physics           = 1,      1,
radt                    = 12,     3,
sf_sfclay_physics      = 1,      1,
sf_surface_physics     = 2,      2,
bl_pbl_physics         = 1,      1,
bldt                     = 0,      0,
cu_physics              = 2,      0,
cudt                     = 2,      0,
isfflx                  = 1,
ifsnow                  = 0,
icloud                  = 1,
surface_input_source   = 1,
num_soil_layers        = 4,
sf_urban_physics       = 0,      0,
maxiens                 = 1,
maxens                  = 3,
maxens2                 = 3,
maxens3                 = 16,
ensdim                  = 144,
/

```

```

&fdda
/

```

```

&dynamics
w_damping               = 0,
diff_opt                = 1,
km_opt                  = 4,
diff_6th_opt           = 0,      0,
diff_6th_factor        = 0.12,   0.12,
base_temp               = 290.,
damp_opt                = 0,
zdamp                  = 5000.,   5000.,
dampcoef                = 0.2,    0.2,
khdif                  = 0,
kvdif                  = 0,
non_hydrostatic        = .true.,  .true.,
moist_adv_opt          = 1,      1,
scalar_adv_opt         = 1,      1,
/

```

```

&bdy_control
spec_bdy_width          = 5,
spec_zone               = 1,
relax_zone              = 4,
specified               = .true., .false.,
nested                  = .false., .true.,
/

```

```

&grib2

```

```
/
&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups = 1,
/
```

## APÊNDICE C – EXEMPLO NAMELIST ARWPOST

```

&datetime
  start_date = '2018-03-14_00:00:00',
  end_date   = '2018-03-15_00:00:00',
  interval_seconds = 1800,
  tacc = 0,
  debug_level = 0,
/

&io
  input_root_name = '/home/labsrgeo/Build_WRF/ARWpost/datain/wrfout_d02*'
  output_root_name = './arwpost_out_d02_2018-03-14_new'
  plot = 'list'
  fields = 'height,pressure,tk,tc,rh,td,theta,wdir,wspd,QVAPOR,PBLH,HGT'
  mercator_defs = .true.
/
  split_output = .false.
  frames_per_outfile = 1

&interp
  interp_method = 0,
  interp_levels =
1000.,950.,900.,850.,800.,750.,700.,650.,600.,550.,500.,450.,400.,350.,300
.,250.,200.,150.,100.,
/
  extrapolate = .true.

  interp_method = 0,      ! 0 is model levels, -1 is nice height levels, 1
is user specified pressure/height

  interp_levels =
1000.,950.,900.,850.,800.,750.,700.,650.,600.,550.,500.,450.,400.,350.,300
.,250.,200.,150.,100.,
  interp_levels = 0.25, 0.50, 0.75, 1.00, 2.00, 3.00, 4.00, 5.00, 6.00,
7.00, 8.00, 9.00, 10.0, 11.0, 12.0, 13.0, 14.0, 15.0, 16.0, 17.0, 18.0,
19.0, 20.0,

```