

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia



Dissertação

**Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada e os
prognósticos do modelo WRF**

William Azambuja Morales

Pelotas, 2013

WILIAM AZAMBUJA MORALES

**CONVERGÊNCIA DO FLUXO DE UMIDADE VERTICALMENTE INTEGRADA E
OS PROGNÓSTICOS DO MODELO WRF**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, como parte dos requisitos à obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração:
Meteorologia de Mesoescala

Orientador: Prof. Dr. Yoshihiro Yamasaki

Pelotas, 2013

Dados de catalogação na fonte:
Maria Beatriz Vaghetti Vieira – CRB-10/1032
Biblioteca de Ciência & Tecnologia - UFPel

M828c Morales, Wiliam Azambuja

Convergência do fluxo de umidade verticalmente integrada e os prognósticos do modelo WRF / Wiliam Azambuja Morales. – 101f. – Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas. Faculdade de Meteorologia. Pelotas, 2013. – Orientador: Yoshihiro Yamasaki.

1. Meteorologia. 2. Umidade. 3. Modelo WRF.
I. Yamasaki, Yoshihiro. II. Título.

CDD: 551.571

Banca examinadora:

Prof. Dr. Yoshihiro Yamasaki

Prof. Dr. André Becker Nunes

Prof. Dr. Nelson Jesus Ferreira

Agradecimentos

A todos aqueles que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, meus sinceros agradecimentos:

aos meus pais pelo incentivo e apoio incondicional.

ao professor Dr. Yoshihiro Yamasaki pela oportunidade concedida para cursar o mestrado e suas sugestões.

aos professores e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia pelas idéias e sugestões.

à Coordenação de aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudo.

aos meus colegas de aula e de pesquisa pelas opiniões e sobretudo, o convívio.

aos previsores e aos funcionários da informática, da limpeza e da segurança do Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas Darci Pegoraro Casarin (CPPMet-DPC).

Resumo

MORALES, Wiliam Azambuja. **Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada e os prognósticos do modelo WRF**. 2013. 101f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

Na América do Sul, o Jato de Baixos Níveis (JBN) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) são regiões de importação de umidade com uma rápida faixa de movimento de ar nas camadas inferiores da atmosfera, a qual, o maior fornecimento de umidade para os aglomerados de nuvem com precipitação intensa e de longa duração, ocorre no Brasil. Estes sistemas atuam, respectivamente, sobre o Sul e Sudeste do Brasil, especialmente nas estações quentes. As previsões, com saída de hora em hora, do modelo não-hidrostático de mesoescala Weather Research and Forecasting (WRF), com resolução espacial de grade de 18 km e 35 níveis verticais, têm sido utilizadas na análise dos campos de Convergência do Fluxo de Umidade (CFU) e Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada (CFUVI) para explorar a importância destes campos em atividades de previsão de curto alcance. A integração do modelo foi feita para todo o ano de 2011 com condições iniciais e de contorno do modelo Global Forecast System (GFS). Muitos eventos de precipitação intensa, ocorridos durante o ano de 2011 sobre o Brasil associados com JBN e ZCAS, têm sido analisados e dois deles são apresentados. Os resultados apresentam a importância dos campos de CFU e CFUVI à previsão de curto prazo, especialmente nos prognósticos destes campos de previsão com 3 horas antes da ocorrência de tempestades com precipitação intensa. O estudo mostra que: i) os prognósticos da CFUVI indicaram boa concordância com a localização de nuvens desenvolvidas quando foram comparados com as imagens de satélite, nos três horários posteriores; ii) os prognósticos da CFUVI, principalmente nas latitudes médias, mostraram-se viáveis no auxílio da previsão de tempestades, a qual foram ocasionadas pelos aglomerados de precipitação; iii) os valores mais acentuados da CFU foram encontrados entre os níveis de 700 e 920 *hPa*, o que permitiu visualizar em quais níveis a CFU se intensificava ou enfraquecia.

Palavras-chave: Meteorologia. Umidade. Modelo WRF.

Abstract

MORALES, William Azambuja. **Vertically Integrated Moisture Flux Convergence and the WRF model forecastings**. 2013. 101f. Thesis (MA) – Post-graduate degree in Meteorology. Federal University of Pelotas, Pelotas.

In the South America the Low-Level-Jet (LLJ) and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) are import regions with fast moving ribbon of air, in the lower level of the atmosphere, which transport and supply most of the moisture to the long lasting and intense precipitation cloud clusters, occurs in Brazil. These systems act, respectively, over the South and Southeast of Brazil, especially in the warm seasons. The non-hydrostatic mesoscale Weather Research and Forecasting (WRF) model hourly predictions output, with 18 km grid space resolution and 35 vertical levels, have been used in the analysis of the Moisture Flux Convergence (MFC) and the Vertically Integrated Moisture Flux Convergence (VIMFC) fields to explore the importance of these fields on short range forecasting activities. The model integration has been made for the whole year of 2011 with initial and boundary conditions of the GFS (Global Forecasting System) model. Several events of intense precipitation, occurred during the 2011 year over Brazil associated with LLJ and SACZ, have been analyzed and two of them are presented. The results present the importance of the MFC and VIMFC fields for short term forecast, especially in the prognosis of these fields forecasting within three hours later the occurrence of the storms with intense precipitations. The study show that i) the VIMFC prognosis indicate good agreement with the location of developed clouds, when were compare with the satellite images in the three hours after; ii) the VIMFC prognosis, mainly at mid-latitudes proved viable in aid to forecast storms which were caused by precipitation clusters; iii) the values MFC more accented were found between the levels of 700 and 920 hPa, allowing display in which levels the MFC weakened or intensified.

Keywords: Meteorology. Moisture. WRF model.

Lista de figuras

Figura 1	Classificação climática de Köppen para o Brasil.....	25
Figura 2	Massas de ar que atuam no Brasil durante o verão e o inverno.....	27
Figura 3	Principais centros de pressão da América do Sul e correntes marítimas.....	30
Figura 4	Sistemas atmosféricos que atuam na Baixa troposfera (a) e Alta troposfera (b) na América do Sul.....	37
Figura 5	Transporte de umidade da bacia amazônica pelo JBN (seta delineando meridionalmente os Andes) e transporte de umidade oceânica feita pela ASAS (seta menor).....	46
Figura 6	Faixa de convergência de umidade no sentido NO-SE, caracterizando um típico caso de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).....	51
Figura 7	Coordenada vertical η	59
Figura 8	Grade alternada do tipo C de Arakawa para componente horizontal (a) e componente vertical (b).....	64
Figura 9	Aninhamentos de grades permitidos pelo WRF em (a) e (b).....	65
Figura 10	Domínio de integração do modelo WRF.....	71

Figura 11	Fluxo de dados entre os programas no sistema WPS.....	72
Figura 12	Imagem realçada do satélite GOES-12 (a); divergência ($10^{-5} s^{-1}$) e vetor dos ventos ($m s^{-1}$) em 250 hPa (b); altura geopotencial (m _{gp}) e magnitude dos ventos ($m s^{-1}$) em 250 hPa (c); altura geopotencial (m _{gp}) em 500 hPa e magnitude dos ventos ($m s^{-1}$) em superfície (d); pressão ao nível do mar (hPa) e temperatura (°C) a 2 metros (e); CFU ($10^{-5} g kg^{-1} s^{-1}$) e vetor dos ventos ($m s^{-1}$) em superfície (f); às 13:00 UTC do dia 15/01/2011.....	78
Figura 13	CFUVI ($10^{-5} kg m^{-2} s^{-1}$) entre 1000 e 450 hPa (a); água precipitável (mm) entre 1000 e 450 hPa e barbelas dos ventos em 850 hPa (b); vetores dos ventos ($m s^{-1}$) com CFU ($10^{-5} g kg^{-1} s^{-1}$) no nível de 500 hPa em (c), 700 hPa em (d), 850 hPa em (e) e para 920 hPa em (f); às 13:00 UTC do dia 15/01/2011.....	81
Figura 14	Imagem do satélite GOES-12 cobrindo o Brasil e a região Sudeste às 14 UTC (a) e (d), 15 UTC (b) e (e), 16 UTC (c) e (f) no dia 15/01/2011	83
Figura 15	Imagem realçada do satélite GOES-12 (a); divergência ($10^{-5} s^{-1}$) e vetor dos ventos ($m s^{-1}$) em 250 hPa (b); altura geopotencial (m _{gp}) e magnitude dos ventos ($m s^{-1}$) em 250 hPa (c); altura geopotencial (m _{gp}) em 500 hPa e magnitude dos ventos ($m s^{-1}$) em superfície (d); pressão ao nível do mar (hPa) e temperatura (°C) a 2 metros (e); CFU ($10^{-5} g kg^{-1} s^{-1}$) e vetor dos ventos ($m s^{-1}$) em superfície (f); às 12:00 UTC do dia 22/04/2011.....	85

Figura 16	CFUVI ($10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) entre 1000 e 450 <i>hPa</i> (a); água precipitável (<i>mm</i>) entre 1000 e 450 <i>hPa</i> e barbelas dos ventos em 850 <i>hPa</i> (b); vetores dos ventos (m s^{-1}) com CFU ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) no nível de 500 <i>hPa</i> em (c), 700 <i>hPa</i> em (d), 850 <i>hPa</i> em (e) e para 920 <i>hPa</i> em (f); às 12:00 UTC do dia 22/04/2011.....	87
Figura 17	Imagem do satélite GOES-12, cobrindo o Brasil e a região Sul às 13 UTC (a) e (d), 14 UTC (b) e (e), 15 UTC (c) e (f) no dia 22/04/2011.....	89

Lista de tabelas

Tabela 1	Data de registro dos aglomerados de precipitação, sobre o Brasil, ocasionados pela atuação da ZCAS e do JBNLA em 2011.....,	73
----------	---	----

Lista de abreviaturas e siglas

a	Verões quentes
A	Clima quente e úmido
ACM	Asymetrical Convective Model
Af	Sempre úmido
AFWA	Air Force Weather Agency
Am	Curta estação seca
AMC	Atmospheric Mesoscale Campaign
ANE	Alísios do Nordeste
ARW	Advanced Research WRF
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASE	Alísios do Sudeste
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
Aw	Inverno seco
b	Verões brandos
B	Clima árido ou semi-árido
BC	Baixa do Chaco
BNA	Baixa do Noroeste Argentino
BMJ	Betts-Miller-Janjic
BRA	Bacia do Rio Amazonas
Bsh	Semi-árido
C	Clima subtropical ou temperado
CAPS	Center for Analysis and Prediction of Storms
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
Cfa	Sempre úmido com verão quente
Cfb	Sempre úmido com verão morno
CLP	Camada Limite Planetária
CNE	Cavado do Nordeste

CPPMet - DPC	Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas Darci Pegoraro Casarin
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Cwa	Quente com inverno seco e verão quente
Cwb	Quente com inverno seco e verão morno
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ESRL	Earth System Research Laboratory
Eta	Modelo regional de área limitada (Desenvolvido pela Universidade de Belgrado)
EUA	Estados Unidos da América
f	Sempre úmido
FAA	Federal Aviation Administration
FF	Frente Fria
FQ	Frente Quente
FORTTRAN	Formula Translation
Gb	Giga byte
GFS	Global Forecasting System
GrADS	Grid Analysis Display System
GriB	Grid Binary
h	Quente
IC	Iniciação Convectiva
IDD	Internet Data Distribution
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBNLA	Jato de Baixos Níveis ao Leste dos Andes
JP	Jato Polar
JS	Jato Subtropical
LI	Linhas de Instabilidade
LBA-WET	Large-scale Biosphere Atmosphere
LDM	Local Data Manager
m	Predominantemente úmido
mEa	Massa Equatorial Atlântica
mPa	Massa Polar Atlântica

mPp	Massa Polar Pacífica
mTa	Massa Tropical Atlântica
mTc	Massa Tropical Continental
mTc	Massa Tropical Continental
MAM	Março-Abril-Maio
Mb	Mega byte
MMM	Mesoscale and Microscale Meteorology
MM5	Pennsylvania State/NCAR Mesoscale Model Version 5
MRE	Modelo Regional Espectral
MSS	Modelo Solo-Superfície
N	Norte
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NE	Nordeste
NetCDF	Network Common Data Form
NMM	Nonhydrostatic Mesoscale Model
NO	Noroeste
NOAA	National Oceanic Atmospheric Administration's
NRL	Naval Research Laboratory
NVI	Nuvem Vírgula Invertida
OMJ	Oscilação Madden-Julien
PACSONET	Pan-American Climate Studies Sounding Network
PE	Pacífico Equatorial
PERSIANN	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network
PN	Pacífico Norte
PS	Pacífico Sul
PX	Esquema Pleim-Xiu
RC	Regiões Ciclogénéticas
RK	Esquema Runge-Kutta
ROC	Radiação de Onda Curta
ROL	Radiação de Onda Longa
s	Chuvas de inverno

s'	Chuvas de inverno e outono
S	Sul
SE	Sudeste
SO	Sudoeste
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFPeI	Universidade Federal de Pelotas
UTC	Unidade de Tempo Coordenado
w	Chuvas de verão
w'	Chuvas de verão e outono
WPS	WRF Preprocessing System
WRF	Weather Research and Forecasting
WSF	WRF Software Framework
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Inter Tropical
ZCITA	Zona de Convergência Inter Tropical do Atlântico
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul
ZFB	Zona Frontal de Baixo
ZPS	Zona de Precipitação Subtropical

Lista de símbolos

cm	Centímetro
din	Dina
e	Pressão de vapor
e_s	Pressão de vapor de saturação
F	Força
g	Grama
g	Aceleração devido à gravidade
hPa	Hecto Pascal
kg	Quilograma
Km	Quilômetro
m	Metro
mm	Milímetro
mb	Milibar
N	Newton
Pa	Pascal
p	Pressão
p'	Perturbação da pressão
$\bar{p}$	Pressão para o referente estado
p_0	Pressão ao nível do mar
p_h	Pressão hidrostática
p_{ht}	Pressão hidrostática para o topo e superfície do modelo
p_{dh}	Pressão hidrostática seca na superfície do modelo
p_{dht}	Pressão hidrostática seca no topo do modelo
Δp	Variação de pressão
q	Umidade específica
q_m	Razões de misturas genéricas para a umidade

$q_{c,i,r,s}$	Razões de mistura para água de nuvem, gelo, água de chuva e neve
q_v	Razão de mistura para o vapor de água
Q_m	Umidade variável acoplada genérica
R	Termos remanescentes nas equações
R_v	Constante do gás para o vapor de água
R_d	Constante de gás para o ar seco
s	Segundos
t	Tempo
Δt	Passo de tempo de um modelo inteiro
T	Temperatura
T_d	Temperatura do ponto de orvalho
u	Componente horizontal da velocidade na direção x
U	Componente horizontal acoplada da velocidade na direção x
v	Componente horizontal da velocidade na direção y
$\mathbf{v}$	Vetor velocidade tridimensional
V	Componente horizontal acoplada da velocidade na direção y
$\mathbf{V}$	Vetor velocidade acoplada tridimensional
w	Componente vertical da velocidade
W	Componente vertical da velocidade acoplada
W	Água precipitável
z	Altura
α	Inverso da densidade do ar
$\bar{\alpha}$	Inverso da densidade do ar para o referente estado
α'	Perturbação do inverso da densidade
α_d	Inverso da densidade do ar para o ar seco
γ	Razão da capacidade de calor para o ar seco a pressão e volume constante
η	Coordenada vertical de pressão hidrostática seguindo o terreno
θ	Temperatura potencial
θ_e	Temperatura potencial equivalente
θ_m	Temperatura potencial úmida

Θ	Temperatura potencial acoplada
μ	Diferença de pressão hidrostática entre o topo e superfície do modelo
μ	Micro
μ_d	Diferença de pressão hidrostática seca entre a superfície e o topo do modelo
$\bar{\mu}_d$	Diferença de pressão hidrostática seca entre a superfície e o topo do modelo para o referente estado
μ'_d	Perturbação da diferença de pressão hidrostática seca entre a superfície e o topo do modelo
ρ	Densidade
ρ_d	Densidade para o ar seco
ϕ	Geopotencial
$\bar{\phi}$	Geopotencial para o referente estado
ϕ'	Perturbação do geopotencial
Φ	Variável genérica prognóstica (acoplada)
Ω	Coordenada de velocidade acoplada

Sumário

1. Introdução	20
2. Revisão de literatura	23
2.1 Características da região de estudo	23
2.2 Cenário sinótico sobre a América do Sul	27
2.2.1 Centros de pressão na América do Sul	27
2.2.2 Correntes marítimas	29
2.2.3 Sistemas meteorológicos que atuam na América do Sul	30
2.2.3.1 Baixa troposfera	30
2.2.3.2 Alta troposfera	35
2.3 Investigação da convergência do fluxo de umidade	37
2.4 Jato de Baixos Níveis ao Leste dos Andes	43
2.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)	50
2.6 Modelo atmosférico WRF	57
2.6.1 Coordenada vertical	58
2.6.2 Equações do modelo	59
2.6.3 Discretização temporal	62
2.6.4 Esquema de integração no tempo Runge-Kutta (RK3)	63
2.6.5 Grade do tipo C de Arakawa	63
2.6.6 Aninhamento de grades	64
2.7 Parametrizações físicas	65
2.7.1 Microfísica	65
2.7.2 Radiação atmosférica	66
2.7.2.1 Esquema Rapid Radiative Transfere Model (RRTM) de ROL	66
2.7.2.2 Esquema Dudhia de ROC	66
2.7.3 Camada superficial	66
2.7.4 Modelo Solo-Superfície (MSS)	67
2.7.5 Camada Limite Planetária (CLP)	68
2.7.6 Parametrização Cumulus	68

3. Materiais e métodos	70
3.1 Modelo global GFS.....	70
3.2 Modelo WRF e domínio de integração	70
3.2.1 Geogrid.....	72
3.2.2 Ungrib.....	72
3.2.3 Metgrib	72
3.2.4 Processamento e Pós-Processamento	73
3.3 GrADS, FORTRAN e imagens de satélite	73
 4. Resultados e discussão.....	77
4.1 Aglomerados de precipitação relacionados à ZCAS	77
4.2 Aglomerados de precipitação relacionados ao JBNLA.....	84
 5. Conclusão	91
 Referências bibliográficas	94

Introdução

A Convergência do Fluxo de Umidade (CFU) na atmosfera vem sendo explorada e empregada como uma variável quantificada prognóstica de curto prazo, de até seis horas. Segundo os estudos de Kuo (1965; 1974), a CFU, para fins de previsão de tempestades severas, incorpora uma abordagem de integração vertical com objetivo de prever precipitação associada, principalmente com sistemas de escala sinótica.

Banacos e Schultz (2004) utilizaram a CFU na previsão, tanto objetiva quanto subjetiva, da inicialização de um processo convectivo. Como aplicação prática, observa-se que os previsores de tempo podem utilizar a CFU para determinar a possível localização onde ocorre o desenvolvimento de uma tempestade. Além disso, hoje em dia, esta tarefa é facilitada pelo auxílio de modelos de previsão do tempo.

Os modelos numéricos vêm sendo desenvolvidos, ao longo dos anos, para representar, da melhor forma possível, o comportamento termo-hidrodinâmico da atmosfera. Atualmente, o modelo de mesoescala que está sendo amplamente difundido e utilizado pela comunidade científica, a nível mundial, é o modelo de Previsão do Tempo e de Pesquisa - Weather Research and Forecast (WRF).

O WRF é um modelo não-hidrostático de previsão numérica do tempo e constitui um sistema de simulação atmosférica, destinado para aplicações, tanto operacionais como à pesquisa. O seu desenvolvimento constitui um contínuo esforço da comunidade científica à elaboração da próxima geração de modelos de previsão de mesoescala.

A intensa convergência de umidade, na baixa troposfera, sobre o Brasil, é ocasionada, comumente, pela ZCAS e pelo JBNLA. Estes sistemas são, em grande

parte, responsáveis pela ocorrência da formação de aglomerados de nuvens que, algumas vezes, promovem durante vários dias, precipitações pelo fato do vapor d'água se encontrar disponível, tendo os mecanismos físicos que suportam os transportes.

Os Jatos de Baixos Níveis ao Leste dos Andes (JBNLA) constituem um dos principais responsáveis pelo transporte da umidade na atmosfera que atua sobre a América do sul. Esse fato ocorre em particular, quando há uma interação entre os sistemas de ventos, da baixa atmosfera e àqueles desviados pela barreira constituída pela Cordilheira dos Andes – e que caracterizam uma circulação típica de mesoescala. O JBN serve como um corredor de umidade entre a América do Sul tropical e as férteis terras da Bacia do Paraná e Prata (MARENGO, 2000).

Nos estudos de Kodama (1992) e Quadro (1994; 2012), a convergência de umidade, na baixa troposfera, é caracterizada por uma banda de nebulosidade que apresenta orientação no sentido Noroeste (NO) - Sudeste (SE), estendendo-se da Amazônia em direção ao oceano Atlântico Subtropical. Este sistema é conhecido como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O oceano Atlântico é a fonte principal do fluxo de umidade à direção da ZCAS, que diminui na direção do continente. Na região SE do Brasil, a topografia tem um papel importante à convergência de umidade. Já na parte noroeste da ZCAS, este fator deve estar associado a processos termodinâmicos (QUADRO et. al, 2012).

Na região de atuação dos dois sistemas - JBN e ZCAS - no Sul, SE e Centro-Oeste do Brasil, são desenvolvidas importantes atividades econômicas como à agricultura, pecuária e hidrelétrica. Tais atividades são fundamentais na economia do país, porém muito suscetíveis às variações de tempo e do clima. Por isso, a representatividade da Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada (CFUVI), auxiliada pela CFU, é de grande importância para explorar os fatores físicos que ocasionam os aglomerados de precipitações. Para isso, é necessária a utilização de modernas ferramentas, bem como resultados de prognósticos das simulações realizadas com o modelo WRF, com grade em alta resolução espacial.

Portanto, o objetivo do estudo é investigar o uso da CFUVI em conjunto da CFU, na previsão de tempestades em curto prazo, comparando a análise destes campos com as imagens de satélite nos horários posteriores. Desta maneira, viabilizar a CFUVI como um método prognóstico para acompanhar a evolução e

localização de tempestades que são ocasionadas, principalmente, pela atuação do JBN e da ZCAS.

Revisão de literatura

2.1 Características da região de estudo

O Brasil integra a América do Sul e apresenta, segundo o censo realizado em 2002, pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas (IBGE), uma área territorial equivalente a 8.514. 876, 599 Km². Além disso, o país tem fronteira com quase todas as nações sul-americanas, exceto Chile e Equador. Por este motivo, o relevo do território brasileiro é constituído por serras, planícies e planaltos; vegetação rica e diversificada; disponibilidade hídrica proporcionada pelas bacias hidrográficas e; variabilidade climática. Esta última característica, sob a ótica meteorológica, tem maior interesse.

Mendonça et al. (2007) apontam que existem diversas classificações do clima, porém a mais utilizada na Meteorologia é a classificação proposta por Wilhem Köppen (1918). Neste esquema, o clima de uma região é determinado pela distribuição dos valores de temperatura e precipitação, simultaneamente, durante as estações do ano. De forma simplificada, a nomenclatura desta classificação é da seguinte forma: o clima de uma região é representado pela 1ª letra (maiúscula), a precipitação é representada pela 2ª letra (minúscula) e a temperatura é representada pela 3ª letra (minúscula). No Brasil, segundo a classificação de Köppen, o clima pode ser do grupo A (clima quente e úmido), B (clima árido ou semi-árido) ou C (clima subtropical ou temperado). As particularidades do regime de precipitação são dadas por f (sempre úmido), m (predominantemente úmido), s (chuvas de inverno), s' (chuvas de inverno e outono), w (chuvas de verão) ou w' (chuvas de verão e outono). As características da temperatura são representadas por h (quente), a (verões quentes) ou b (verões brandos).

Schmidt (1942) indica que nos climas do grupo A, a temperatura média do mês mais frio é superior a 18°C. Por isso, o domínio da vegetação é conhecido por

megatérmico úmido e subúmido, pois mantém temperaturas elevadas e chuvas abundantes. Nas regiões tropicais do país, os climas associados ao grupo A são Af, Aw e Am. O clima Af se caracteriza pelo regime de precipitação relativamente abundante em todas as épocas do ano; o clima Aw possui uma estação seca bem acentuada no inverno e; o clima Am é intermediário de Af e Aw, pois mantém uma estação seca de pouca duração. Nos climas do grupo B, a evaporação média anual é maior que a precipitação média anual. Por esse motivo, nenhum rio origina-se nessa região que também é conhecida pelo clima seco. No sertão do NE brasileiro, o clima associado ao grupo B que ocorre, é do tipo Bsh. O clima Bsh é tipicamente quente e semi-árido e sua temperatura média anual se mantém acima de 18°C. Nos climas do grupo C, a temperatura média do mês mais frio mantém-se entre -3°C e 18°C e a do mês mais quente, ficando acima de 10°C. Essas regiões também são conhecidas como mesotérmicas úmidas e subúmidas. Nas regiões onde ocorrem os climas do grupo C, a isoterma de 10°C, no verão, indica o limite do crescimento de árvores, em direção ao polo. Por sua vez, a isoterma de -3°C indica o limite do solo congelado, em direção ao Equador. Nas regiões tropicais e subtropicais do Brasil, os climas associados ao grupo C são Cfa, Cfb, Cwa e Cwb. No clima Cfa, a temperatura média do mês mais quente se mantém acima de 22°C, caracterizando um verão quente e não apresenta uma estação seca bem definida. Analogamente, no clima Cfb, não há uma estação seca bem definida, mas a temperatura média do mês mais quente fica abaixo de 22°C, caracterizando um verão brando. No clima Cwa, a temperatura média do mês mais quente fica acima de 22°C, caracterizando um verão quente e a estação seca coincide com o inverno. Por sua vez, no clima Cwb, mesmo que a estação seca coincida com o inverno, a temperatura média do mês mais quente não ultrapassa a marca dos 22°C, caracterizando um verão brando.

A Fig.1 ilustra a classificação climática de Köppen para o Brasil. Nota-se que o clima tropical chuvoso, representado por Af, ocorre em grande parte do Amazonas, litoral paraense e baiano. O clima tropical com inverno seco, representado por Aw, ocorre ao leste de Roraima, Centro-Oeste, NE e parte do SE do Brasil. O clima tropical intermediário, representado por Am, ocorre sobretudo na região Norte do Brasil, estreita faixa no interior e litoral da Bahia e litoral do NE. O clima semi-árido, representado por Bsh, ocorre restritamente sobre a região do sertão nordestino. Os

climas tropicais com invernos secos são representados por Cwb, que ocorre sobre a região de montanhas, em Minas Gerais; e por Cwa, que abrange parte do Centro-Oeste e SE do Brasil. O clima tropical do tipo Cfa é restrito em parte do RJ, SP e MS, enquanto que a parte subtropical deste tipo climático abrange o PR, SC e RS. Por sua vez, o clima Cfb é típico das regiões de montanhosas no RJ, SP e PR, e regiões serranas de SC e RS.

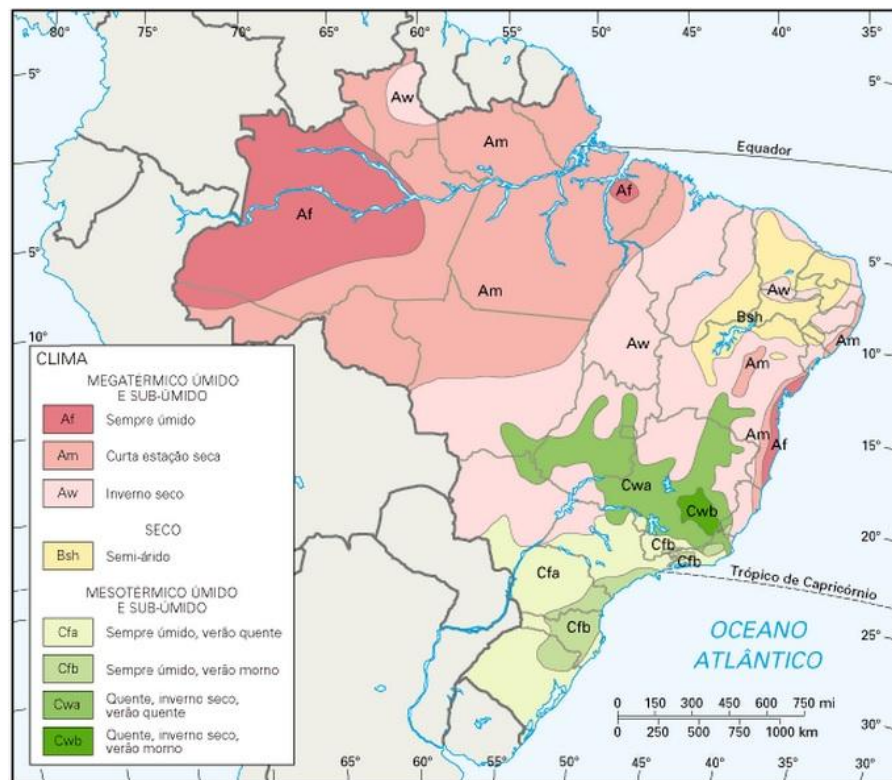


Figura 1 – Classificação climática de Köppen para o Brasil. Fonte: GAMEIRO, 2008 p.27 adaptado de Köppen (1948).

O deslocamento de massas de ar também é responsável pelas mudanças do tempo em uma determinada região. Segundo Mendonça et al. (2007), a dinâmica atmosférica da América do Sul é marcada pela atuação das massas de ar equatoriais, tropicais e polares. As massas de ar que atuam sobre o Brasil, tanto no verão quanto no inverno, são as massas Equatorial Atlântica (mEa), Equatorial Continental (mEc), Tropical Atlântica (mTa), Tropical Continental (mTc) e Polar Atlântica (mPa). É importante ressaltar que as massas de ar Equatorial Pacífica (mEp), Tropical Pacífica (mTp) e Polar Pacífica (mPp); atuam no Oeste da América do Sul e não se deslocam sobre o território brasileiro.

Na faixa equatorial, a mEa se forma próxima ao anticiclone dos Açores e é atraída ao continente sul-americano, devido à diferença de pressão entre a superfície continental e oceânica. A mEa atua sobre o Norte e NE da América do Sul e tem sua maior amplitude no verão, quando o ar frio do Hemisfério Norte impulsiona o anticiclone dos Açores para o Sul. Também ocorre, no oeste do continente, a mEp, atuando sobre o litoral Norte do Peru, Equador e Colômbia. Por outro lado, a mEc se forma no interior da planície amazônica e tem como características principais, a elevada temperatura e umidade. No verão, comumente a mEc se expande em direção ao Norte, NE e Sul do Brasil, influenciando a atmosfera de todo o interior do Brasil.

Na faixa tropical, a mTa se forma próxima ao anticiclone subtropical do Atlântico Sul, e caracteriza-se por apresentar temperatura e umidade elevadas. Além disso, a mTa tem atuação mais acentuada no verão quando é atraída pelas baixas pressões no continente. Comumente, esta massa de ar atua durante todo o ano sobre a faixa litorânea do Brasil. Analogamente, a mTp forma-se próxima ao anticiclone subtropical do Pacífico Sul, mas sua atuação é predominantemente sobre o oceano Pacífico, pois sua trajetória é desviada em direção nordeste-norte-noroeste do continente pela Cordilheira dos Andes. Por sua vez, no interior, a mTc forma-se na região central da América do Sul e caracteriza-se por ser quente e seca e atrair outras massas de ar, durante o verão e inverno.

O deslocamento da massa de origem polar, principalmente no inverno, é motivado pelas baixas pressões tropicais e equatoriais. Quando esta massa alcança a faixa subpolar do continente, no extremo sul da Cordilheira dos Andes, a massa polar divide-se em dois ramos. A mPp atua no oeste do continente e alcança latitudes próximas ao Trópico de Capricórnio, pois é associada a corrente marítima de Humboldt. Por outro lado, a mPa é associada ao anticiclone migratório e atua no leste da América do Sul, exercendo maior influência ao deslocar-se em direção a latitudes equatoriais. Quando a mPa é intensa, próximo ao Rio da Prata, pode dividir-se em dois ramos. Um deles adentra o continente, costeando os Andes e, em alguns casos, atinge o sul da Amazônia e até ultrapassa a latitude de 0°. Por outro lado, o outro ramo desloca-se pela faixa litorânea do Brasil.

A Fig.2 apresenta as principais circulações das massas de ar que atingem o Brasil durante o verão e inverno. Na faixa equatorial predominam as massas de ar

mEp, mEc e mEa. Na faixa tropical, caracterizam-se as massa de ar mTp, mTc e mTa. Na faixa subpolar, as circulações são das massas de ar mPa e mPp.

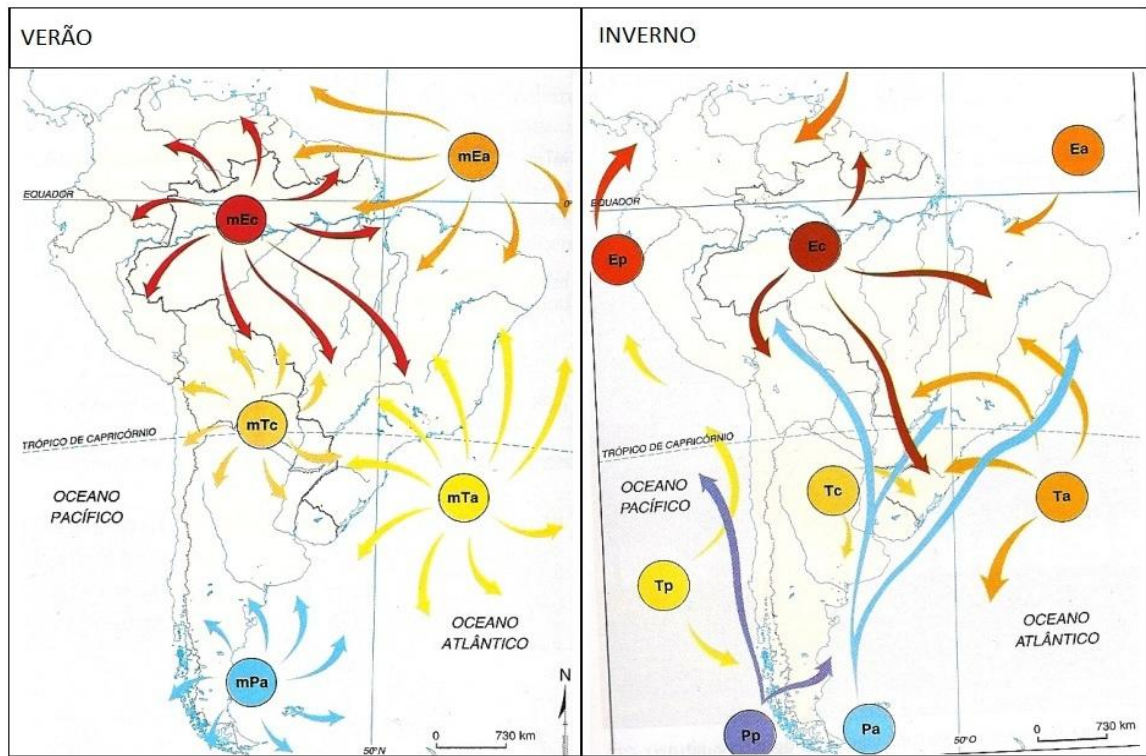


Figura 2 – Massas de ar que atuam no Brasil durante o verão e o inverno. Fonte: ADAS, 2004 p.149-150.

2.2 Cenário sinótico sobre a América do Sul

A atividade dos sistemas meteorológicos na América do Sul é influenciada pela ação das correntes marítimas adjacentes e, sobretudo, pela presença dos centros de pressão sobre o continente e oceanos Atlântico e Pacífico. Portanto, será feita uma descrição superficial sobre os centros de pressão, correntes marítimas e dos principais sistemas meteorológicos atuantes, na região em questão.

2.2.1 Centros de pressão na América do Sul

Mendonça et al. (2007), apontam a ação conjunta entre o Anticiclone dos Açores e dos ventos Alísios, durante o solstício de verão, notada ao Norte e NE da América do Sul. Estes sistemas fornecem umidade, do oceano Atlântico Norte, à Bacia Amazônica e proporcionam o giro anti-horário dos ventos sobre a região, induzindo a gênese do Anticiclone da Amazônia também conhecido como Doldrum (calmaria). Os autores traçam também algumas diferenças entre o Anticiclone do

Atlântico Sul e do Pacífico Sul. Por exemplo, o Anticiclone do Atlântico Sul exerce influência direta na circulação dos ventos e nas condições do tempo, injetando umidade oceânica para o interior do continente. Por outro lado, os efeitos do Anticiclone do Pacífico Sul, sobre o continente sul-americano, são menores. Isto se deve ao fato de que, a barreira orográfica formada pela cordilheira dos Andes, nas latitudes médias, impede a passagem do ar quente e úmido, do Pacífico, para o Leste do continente.

O Anticiclone Migratório Polar é formado no extremo Sul do continente, em latitudes subpolares. Cavalcanti et al. (2009), destacam, sobretudo, a trajetória deste sistema para o Norte, devido à queda sazonal da radiação durante o inverno. Geralmente, atuando sobre o Uruguai, Norte da Argentina, Paraguai, Sul do Brasil e da Bolívia. No entanto, quando sua intensidade é grande, seu deslocamento pode alcançar até mesmo a Amazônia. Quando isso ocorre, produz o fenômeno, localmente conhecido como friagem.

Estudos recentes de Seluchi e Saulo (2012) mostram que há diferenças entre Baixa do Chaco (BC) e Baixa do Noroeste Argentino (BNA). Os autores argumentam que esses dois sistemas são frequentemente confundidos na literatura, pois a pouca resolução dos dados de reanálises globais, exibem um único sistema de baixa pressão ao Leste dos Andes, nas latitudes médias. Os autores concluíram que a BC consiste em um sistema de baixa pressão, de características térmicas, quando as temperaturas no interior do continente são mais elevadas que na região costeira. Desta forma, a BC atua ao Leste dos Andes, dentro de uma massa de ar tipicamente tropical, sob o setor Norte da corrente de Jato Subtropical, próximo ao Sul da Bolívia e Oeste do Paraguai. Por outro lado, a BNA é um sistema de baixa pressão, também de origens térmicas, porém mais envolvida com a dinâmica das latitudes médias e sistemas transientes. Logo, a BNA atua dentro de uma massa de ar tipicamente de latitudes médias, numa região desértica, ao Leste dos Andes.

A depressão dos 60° de Latitude Sul, indicada por Mendonça et al. (2007), é uma característica da região subpolar próximo à Península Antártica entre o mar da Weddel e o mar de Ross. Este sistema é fortalecido e reforçado pelo deslocamento de ciclones, além de atrair sistemas intertropicais para o sentido Sul.

2.2.2 Correntes marítimas

Segundo o Censo do IBGE (2002), a faixa litorânea do Brasil tem aproximadamente 9.198 km de extensão, estendendo-se desde o Cabo Orange até o Arroio Chuí. Assim, a costa brasileira é banhada por correntes marítimas de águas quentes e águas frias, como aponta o estudo de Cavalcanti et al. (2009). As correntes marítimas de águas quentes que atuam são a Corrente Sul Equatorial e a Corrente do Brasil. Por outro lado, a corrente marítima de águas frias é conhecida como Corrente das Malvinas, algumas vezes referida como Corrente de Falkland. Mendonça et al. (2007) observam que a Corrente Sul Equatorial abrange a costa Norte do continente, enquanto que a Corrente do Brasil banha quase todo o litoral brasileiro. Não obstante, Sobre o NE, essas duas correntes marítimas se bifurcam. Sobre a foz do Rio da Prata, observa-se o encontro entre a Corrente das Malvinas e a Corrente do Brasil, caracterizando a convergência de águas frias, de origem polar, com águas mais aquecidas, dos trópicos. Entretanto, nota-se também, na costa Oeste, da América do Sul, a Corrente de Humboldt banha todo o litoral com águas frias provenientes do polo.

A Fig.3 apresenta os principais centros de ações sobre a América do Sul, em conjunto com o trajeto das correntes marinhas, na superfície dos oceanos. Observa-se as regiões típicas de atuação dos anticiclones de Açores, Pacífico e do Atlântico Sul, além da trajetória do Anticiclone Migratório Polar; bem como a região do Doldrum sobre a Amazônia, Depressão do Chaco e Depressão do Mar de Weddel. Em adição, notam-se também a atuação das correntes marítimas típicas representadas pela Corrente Sul Equatorial, Corrente do Brasil, Corrente das Malvinas e Corrente de Humboldt.

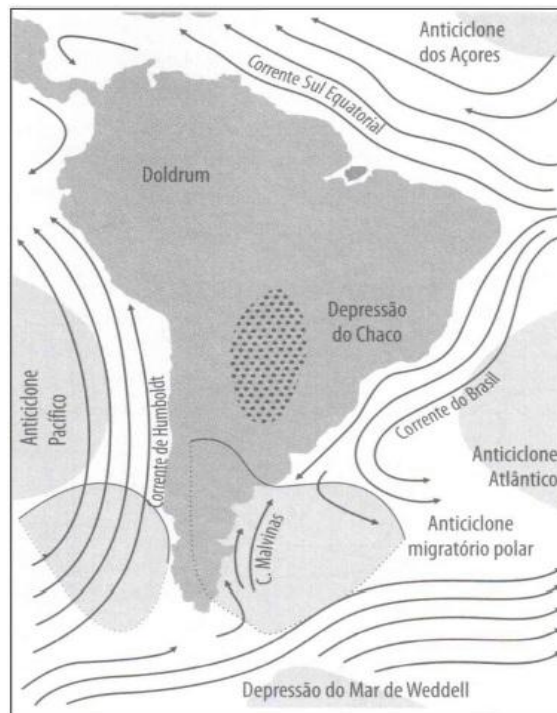


Figura 3 - Principais centros de pressão da América do Sul e correntes marítimas.
 Fonte: DANNI-OLIVEIRA, 2000, p.98 adaptado de Monteiro (1973) apud Mendonça e Danni-Oliveira (2007).

2.2.3 Sistemas meteorológicos que atuam na América do Sul

Os sistemas meteorológicos que atuam na América do Sul podem se manifestar por diversos fatores ou circunstâncias e, em diferentes locais. A ocorrência dá-se, tanto na baixa quanto na alta troposfera, influenciando as condições de tempo em superfície.

2.2.3.1 Baixa troposfera

As frentes são os sistemas mais comuns dentre os que causam precipitação. Varejão-Silva (2006) emprega o termo “frente” para representar a zona de transição que separa duas massas de ar com diferentes densidade e temperatura. No continente sul-americano, existem regiões propícias à formação e intensificação destes sistemas. Satyamurty e Mattos (1989) identificaram regiões frontogenéticas sobre a costa SE da Argentina e ConeSul (Sul do Paraguai, NE da Argentina, Sul do Brasil e Uruguai). O deslocamento de frentes ocorre o ano todo (Mendonça et al., 2007, Cavalcanti et al., 2009). Durante o inverno, as frentes são mais ativas, promovendo incursões de ar frio à região do Cone-Sul e, esporadicamente, na

região SO da Amazônia. Por outro lado, no verão, o deslocamento de frentes é menor e, geralmente, o sistema é incorporado na ZCAS.

Às vezes, na retaguarda de um sistema frontal, dentro da massa de ar frio, podem desenvolver-se sistemas conhecidos como Nuvens Vírgula do tipo Invertida (NVI), no Hemisfério Sul. Alguns casos de NVI que causaram extremos de precipitação, sobre o Cone-Sul, foram estudados. Bonatti e Rao (1987) indicam que a liberação de calor latente é o mecanismo responsável por sua geração. Dall'Antonia (1991) sugere que este sistema se forma devido à interação entre uma esteira transportadora quente, paralela à frente fria, com uma esteira transportadora fria, paralela à frente quente.

A ocorrência de cavados na América do Sul também tem papel importante. Segundo Satyamurty (2004), os cavados correspondem a regiões de baixa pressão atmosférica com isóbaras não fechadas e ondulações para o lado de regiões de altas pressões. Nos extratropicos, os cavados apresentam-se em escoamentos de oeste. Porém, nos subtropicos, onde o escoamento é de leste, Fernandes e Satyamurty (1994) observaram a ocorrência de cavados em forma de V ao norte dos anticiclones migratórios de origem extratropical. Os cavados invertidos, como são conhecidos, costumam manifestar-se sobre o Paraguai, NE da Argentina, Sul do Brasil e Uruguai; causando mudanças nas condições de tempo.

Outros eventos, responsáveis por extremos de precipitação e ventos intensos, são os ciclones. Segundo os modelos conceituais, aceitos até hoje, propostos por Bjerknes e Solberg (1922), os ciclones extratropicais são formados ao longo de uma linha de descontinuidade que separa uma massa de ar polar mais densa de outra menos densa, proveniente dos trópicos.

Na América do Sul, Gan (1992) desenvolveu um estudo climatológico para avaliar a frequência da ciclogênese. Os resultados revelam que, no inverno, os ciclones ocorrem em maior número e durante o verão, a ocorrência é menor. Além disso, foram identificadas regiões propícias à ciclogênese próximas ao Uruguai e Golfo de San Matias, na Argentina. Estudos recentes sobre a climatologia dos ciclones foram desempenhados. Reboita (2008) encontrou condições à ciclogênese sobre o Sul/SE do Brasil, Uruguai e ao Sul da Argentina. Nestas regiões, a atividade de ciclones está relacionada à instabilidade baroclínica em superfície e distúrbios transientes em níveis superiores. De maneira análoga, Guia (2011) comprovou a

existência de três regiões ciclogênicas. Durante o verão, a ciclogênese ao leste da região SE do Brasil, é influenciada pela ZCAS. Enquanto que sobre o RS e Uruguai a ciclogênese está relacionada com instabilidade baroclínica, efeito da montanha e desenvolvimento corrente abaixo de ondas; próximo ao Golfo de São Jorge, na Argentina, os ciclones ocorrem devido à instabilidade baroclínica no escoamento de oeste.

Sobre o Norte e NE da América do Sul, ocorrem precipitações expressivas por conta da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Reboita (2010) ressalta que este sistema exibe uma faixa de nebulosidade devido à convergência, em baixos níveis, dos ventos do Hemisfério Norte, representados pelos Alísios de NE (ANE) e dos ventos do Hemisfério Sul, representados pelos Alísios de SE (ASE), respectivamente. Segundo Mendonça et al. (2007), a posição da ZCIT, no oceano atlântico, varia sazonalmente (entre 5°S em março e 10°N em setembro) e sua migração está relacionada com as anomalias da Temperatura da água da Superfície do Mar (TSM). A diferença da TSM, entre os dois hemisférios, apresenta gradiente meridional de temperatura, que é responsável pelo deslocamento norte-sul da ZCIT. Quando há anomalia quente da TSM na região tropical do Atlântico sul, a ZCIT se desloca para o hemisfério sul, garantindo a estação chuvosa sobre o Norte e NE do continente sul-americano. Por outro lado, quando há anomalia quente da TSM na região tropical do Atlântico norte, a ZCIT se desloca para o hemisfério norte. Pelo fato da ZCIT estar, em média, localizada em 5°N, essa latitude é conhecida como Equador Meteorológico.

Os distúrbios tropicais também afetam o Norte da América do Sul, bem como o NE do continente. Segundo Cavalcanti et al. (2010), sobre o litoral do NE brasileiro, os eventos de escala mesossinótica provenientes do oceano estão associados à atuação das ondas de leste que se propagam da costa Oeste da África até o Leste do oceano Atlântico tropical. As ondas de leste são perturbações causadas por ondulações no campo de pressão que, por consequência, afetam o campo de vento. Yamazaki e Rao (1977) detectaram linhas de nebulosidade, no Atlântico Sul, durante o inverno que se propagavam da longitude 10°E, alcançando 40°W com velocidade média de 10 m/s e comprimento de onda de 4.000 Km.

Sobre a região central da América do Sul a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) mantém o regime de pluviosidade anual e regular. Segundo

Kodama (1992a), este sistema forma-se ao longo do jato subtropical a leste de um cavado quase permanente situado a sudeste da banda de convecção. Estudos realizados por Kodama (1992a), Quadro (1994) e Liebmann et al. (2004), por exemplo, indicam a presença da faixa de nebulosidade com orientação NO-SE, configurada no período mínimo de quatro dias, provocando precipitação acima da média desde o oeste da Amazônia até o oceano Atlântico. As características da ZCAS serão abordadas em um tópico específico, mais adiante.

Outro fenômeno que ocorre nos trópicos e subtrópicos da região de estudo é o Jato de Baixos Níveis ao Leste dos Andes (JBNLA). Este é um sistema de vento com altas velocidades abaixo de um ou dois quilômetros, com uma extensão horizontal de aproximadamente 500 Km, dimensão comum de escala subsinótica e de mesoescala (MARENGO; SOARES, 2002).

O JBNLA é designativo das correntes de ar que apresentam fortes ventos, em baixos níveis, transportando a umidade da Amazônia às latitudes médias. Velasco e Fritsch (1987) comprovaram que a ação do JBNLA contribui com a formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que causam tempestades no NE da Argentina, Sul do Brasil e Uruguai. As características do JBNLA também serão abordadas em um tópico específico.

A extensão orográfica da América do Sul e seus mecanismos termo-hidrodinâmicos permitem que os sistemas em mesoescala se manifestem, tanto nos trópicos quanto nos subtrópicos. Na literatura, os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são bem conhecidos. Segundo Houze (1993), os SCM são constituídos por aglomerados de nuvens (tempestades unicelulares, multicelulares e/ou supercélulas) com extensão horizontal de centenas de quilômetros e tempo de duração entre 6 a 12 horas, produzindo chuva contínua. O ciclo de vida de um SCM é dividido em formação, maturação e dissipação. Além disso, estes sistemas podem apresentar formas distintas: desempenho linear (Linhas de Instabilidade – LI) e circular (Complexos Convectivos de Mesoescala – CCM). Sobre o Brasil, comumente ocorrerem LI e CCM nos trópicos e latitudes médias.

Cavalcanti et. al. (2009) indicam que as LI tropicais surgem no N-NE do continente sul-americano quando a circulação da brisa marítima interage com os Alísios. O principal mecanismo de transferência de calor da camada limite planetária à troposfera superior é desenvolvida nas LI. Segundo Kousky (1980), estes

fenômenos meteorológicos adentram o continente quando os ventos em 850 hPa, são perpendiculares a costa. Caso contrário, as LI não ocorrem. Além disso, estes sistemas se intensificam quando apresentam interações termo-hidrodinâmicas com a ZCIT e a umidade da Amazônia. Por outro lado, as LI de latitudes médias, segundo Silva Dias (1987), estão associadas à circulação pré-frontal e são fortalecidas pela convergência, em baixos níveis, e umidade do oceano Atlântico. Estes sistemas se diferenciam das LI tropicais por se formarem paralelamente e perpendicularmente à frente. Além disso, ressalta-se que as LI de latitudes médias, podem se formar tanto no setor quente, quanto no setor frio da frente.

Os CCM se manifestam como estruturas circulares de convecção profunda, período de tempo entre 6-12 horas, causando intensas áreas de precipitação. Maddox (1980) propôs alguns critérios pra determinar os CCM, segundo as características físicas obtidas com técnicas de imagens de satélite. Nesta abordagem um típico CCM deve ter duração mínima de 6 horas e satisfazer o critério de excentricidade dos eixos, onde os valores devem ser maiores ou iguais à zero. Além disso, um CCM é identificado de maneiras distintas, baseando-se na análise dos limiares de temperatura no topo da nuvem convectiva e área de extensão: -32°C de temperatura e área de aproximadamente 100.000 km^2 ; -52°C de temperatura e área de aproximadamente 50.000 km^2 .

Reboita (2010) identificou a ocorrência de CCM tropicais ao Leste dos Andes (Bacia Amazônica e Centro do Brasil) e ao longo da costa da Colômbia e na costa Norte do Peru. Nestas regiões o desenvolvimento dos CCM tropicais, geralmente, está associado a fontes anômalas de calor localizadas e liberação de calor latente. Por outro lado, os CCM de latitudes médias ocorrem ao Leste dos Andes, sobre o Sul da Bolívia, Paraguai, Centro-Norte e NE da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil. Velasco e Fritsch (1987) adaptaram critérios para identificação de CCM com diferenças nos limiares de temperatura no topo da nuvem. Ou seja: temperatura entre -40°C e -42°C ao invés de -32°C ; temperatura entre -62°C e -64°C ao invés de -52°C . Nestas regiões, a gênese dos CCM está associada principalmente, ao transporte de umidade da Amazônia feita pelo JBNLA, atuação do CCM no setor divergente da corrente de jato, sobre o continente, e aquecimento por compressão.

2.2.3.2 Alta troposfera

Cavalcanti et. al. (2009) mostram que o Jato Subtropical (JS) situa-se aproximadamente entre as latitudes 30°S e 35°S, apresentando ventos intensos na alta troposfera que ocorrem acima de 13.000 *m* de altitude. O JS varia sazonalmente, podendo atingir até mesmo 40°S de latitude no verão e 20°S de latitude, no inverno. Tendo em vista que a troposfera superior nos trópicos é mais elevada que nos polos, o Jato Polar (JP) situa-se em altitudes menores, geralmente apresenta-se entre 8.000 *m* e 10.000 *m*. O JP tem uma variação sazonal e é caracteristicamente presente nas regiões circumpolares durante o verão, enquanto no inverno, pode atingir até mesmo 30°S de latitude. Além disso, a posição do JS e do JP oscila durante o ano. No verão, o JS se desloca às altas latitudes, acoplando-se ao JP que está associado aos sistemas transientes. Por outro lado, JP acompanha o deslocamento de frentes frias que atingem as baixas latitudes, durante o inverno.

Os sistemas de Bloqueio Atmosférico se caracterizam pela obstrução do escoamento zonal de Oeste em altas latitudes, devido à anomalia persistente de alta pressão. Cavalcanti et. al. (2009) apontam à presença de um anticiclone que cobre uma grande área e se desloca lentamente. Assim, os sistemas transientes, em baixos níveis, deslocam-se na periferia do sistema de bloqueio ou ficam estacionários. Os bloqueios perduram no mínimo por cinco dias, provocando condições meteorológicas extremas, tais como estiagens e inundações. Os bloqueios podem ser do tipo Dipolo, Ômega Invertido (Hemisfério Sul) e crista estacionária de grande amplitude. Em relação aos tipos de bloqueios, Casarin e Kousky (1982), Nascimento (1998), Nascimento e Ambrizzi (2002), dentre outros, observaram que o escoamento zonal de Oeste, no bloqueio do tipo dipolo, sofre bifurcação, gerando um centro de baixa no lado equatorial do centro alta pressão. Por sua vez, no bloqueio do tipo Ômega, no Hemisfério Sul, o escoamento zonal de Oeste assemelha-se com a letra ômega invertida, caracterizando-se por um centro de alta situado entre dois centros de baixa pressão. Além disso, a crista de grande amplitude é um padrão comum, no escoamento zonal de Oeste, a qual é denominada de diversas formas na literatura.

Outro fenômeno meteorológico que abrange uma ampla área, apresentando alta pressão, é a bem conhecida Alta da Bolívia (AB). De acordo com Zhou e Lau

(1998), Marengo et. al. (2004), Reboita (2010), no verão austral, este anticiclone se configura a partir da convecção promovida pelo intenso aquecimento radiativo e liberação de calor latente no altiplano da Bolívia, na bacia Amazônica e Centro-Oeste do Brasil. Por conseguinte, a atividade convectiva ocorre sobre a faixa de atuação da ZCAS, promovendo precipitação abundante e contínua entre o NO e SE do continente. Não obstante, Cavalcanti et. al. (2009) apontam que a intensificação da crista faz com que o escoamento do ar, corrente abaixo na AB, se amplifique. Consequentemente, a circulação sobre o NE do Brasil torna-se horária, configurando o um cavado, denominado na literatura como Cavado do NE (CNE). Ressalta-se que a amplificação do CNE, combinando com outros fatores pode ocasionar um vórtice de altos níveis.

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) são definidos por Gan e Kousky (1986) como sistemas fechados de baixa pressão com núcleo mais frio que sua vizinhança. Os VCAN originam-se na troposfera superior, chegam a alcançar os níveis médios e quando bem intensos, atingem até mesmo a superfície. Os VCAN que se manifestam nos trópicos são classificados como do tipo Palmer. Estes sistemas se originam devido à simultânea intensificação da crista, associada à AB, e do CNE. Por sua vez, os VCAN que se manifestam nos subtropicais são classificados como tipo Pálmen. Severo, Campigotto e Refosco (2010) desenvolveram um estudo climatológico destes sistemas que afetam o Sul do Brasil. Os autores observaram que os VCAN se originam no oceano Pacífico e após cruzarem a cordilheira dos Andes, tomam direção para o Norte da Argentina, passando pelo Sul do Brasil e, finalmente, encaminhando-se ao oceano Atlântico. Nestas regiões há ocorrência de tempo severo.

A Fig.4 apresenta a localização típica dos sistemas atmosféricos mais comuns, nas escalas meso e sinótica, que atuam na América do Sul, na baixa e alta troposfera. Na Fig.4a, observa-se a ocorrência de CCM e LI; nos trópicos e nas latitudes médias; ZCAS; ZCIT em conjunto com os ventos ASE e ANE; JBN ao Leste dos Andes; Baixa do Chaco (BC) e Baixa do NO argentino (BNO); Frente Fria (FF), Frente Quente (FQ) e núcleo de Baixa pressão (B); Nuvem Vírgula Invertida (NVI); regiões ciclogénicas (RC); e anticiclones semifixos nos oceanos Pacífico e Atlântico representados pela ASPS e ASAS.

Na Fig.4b, nota-se a atuação dos sistemas de Bloqueio (BL) sobre a costa Oeste da América do Sul; Jato Polar (JP) e Jato Subtropical (JS); os VCAN do tipo Palmén, nas latitudes médias e do tipo Palmer, no NE do Brasil; a região de abrangência da Alta da Bolívia (AB), seguido pelo Cavado do NE (CNE) brasileiro.

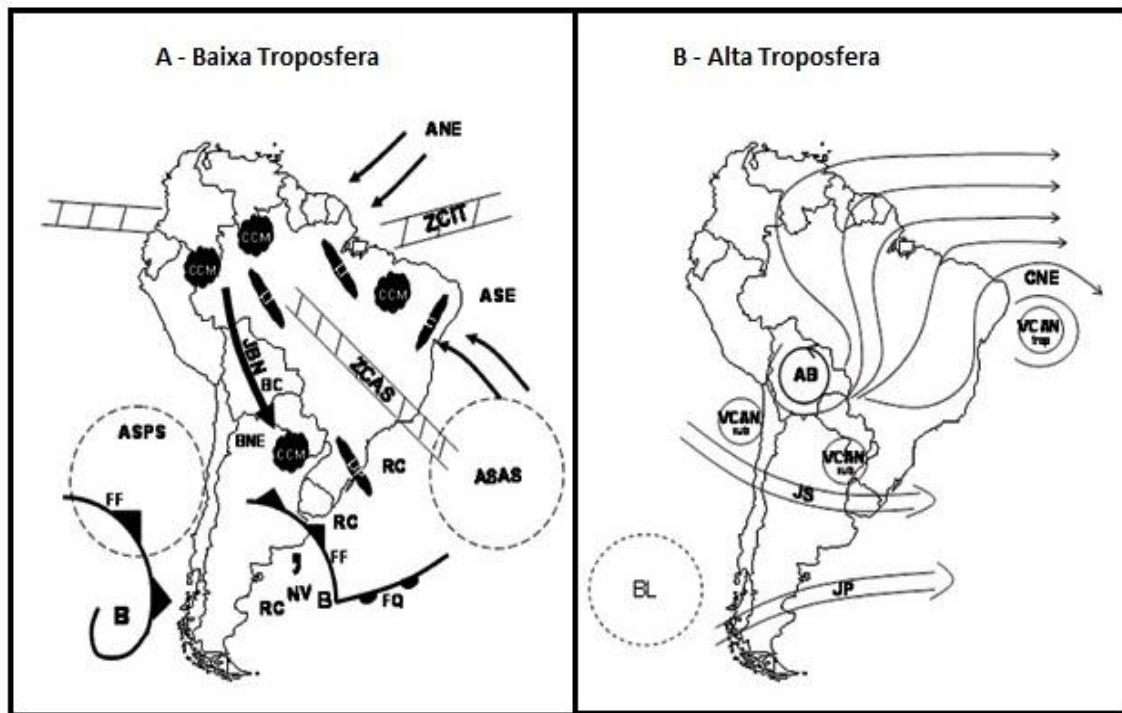


Figura 4 – Sistemas atmosféricos que atuam na Baixa troposfera (a) e Alta troposfera (b) na América do Sul. Fonte: REBOITA, 2010, p.199, adaptado de Satyamurty et al. (1998).

2.3 Investigação da convergência do fluxo de umidade

A umidade disponível nos baixos níveis da troposfera é o principal fator determinante para dar início ao estágio de uma convecção. O ar úmido menos denso e, conseqüentemente mais leve que sua vizinhança, ao elevar-se, muda seu estado físico por processos convectivos e libera calor latente pela condensação. Se, as gotículas de água suspensas, crescerem e se tornarem suficientemente grandes, por exemplo, por coalisão ou coalescência; as forças de flutuação (empuxo), sendo superadas pela gravidade e acabam precipitando.

Algumas regiões do globo recebem grandes quantidades de umidade, resultantes de evaporações provenientes de outras regiões, e acabam favorecendo a formação de nuvens e constituindo verdadeiros aglomerados de nuvens sobre elas. Na América do Sul, a região amazônica é conhecida como região exportadora

de umidade, enquanto as regiões Sul e SE são conhecidas como regiões importadoras de umidade.

Os aglomerados de nuvens, quando termodinamicamente forçados causam precipitações, inundações, deslizamentos, perdas materiais e, em casos mais extremos, perdas de vidas humanas. Segundo Orlanski (1975), os processos atmosféricos são dimensionados espaço-temporalmente e classificados em macro, meso e microescala. Não obstante, os fenômenos meteorológicos que se manifestam na mesoescala são divididos em meso α , meso β e meso γ . Os furacões e frentes ocorrem na escala meso α e atuam em um período de tempo de muitos dias, abrangendo dimensões espaciais entre 200-2.000 *km*. Os JBN, LI e os aglomerados de nuvens (que resultam em precipitações) se enquadram na escala meso β e atuam em um período de tempo de 1 dia, aproximadamente, abrangendo dimensões espaciais entre 20-200 *km*. Por sua vez, tempestades e Turbulência em Céu Claro, são exemplos de fenômenos que ocorrem na escala meso γ e atuam em um período de tempo de algumas horas, abrangendo dimensões espaciais entre 2-20 *km*.

A investigação da convergência do fluxo de umidade, como causa primordial de acumulados de precipitações e tempestades severas é bem conhecida na literatura. Kuo (1965) concebeu um modelo de nuvem, envolvendo parametrizações, para incluir nas equações do fluxo em grande escala, os efeitos do calor latente liberado pela convecção cumulus nos trópicos. O autor supôs que, a quantificação do balanço de vapor de água pode revelar a magnitude do movimento vertical e inferir o calor latente liberado. Além disso, retrata-se que os movimentos convectivos permitem estimar a porcentagem de áreas cobertas por nuvens convectivas.

Hudson (1971) aplicou o mesmo esquema desenvolvido por Kuo, em situações de tempestades severas, para as latitudes médias, ele avaliou o uso, para determinadas regiões de atividade convectiva, por intermédio de um modelo de nuvem. A convergência horizontal de umidade, multiplicada pelo número de horas Δt sobre a qual ocorre dividida pela umidade necessária, pode ser interpretada como a fração da cobertura de nuvem convectiva, produzida na coluna durante o tempo Δt (HUDSON, 1971). O autor apresenta associação existente entre o máximo da Convergência do Fluxo de Umidade (CFU) com tempestades convectivas, três horas após da análise da CFU. O modelo de nuvem adaptado mostrou-se previsível para

curta escala de tempo, mostrando que é factível a sua aplicação e que não é um modelo puramente descritivo.

Kuo (1974) constatou que a convecção cumulus nos trópicos é induzida pela Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada (CFUVI) em grande escala. Neste esquema, a quantidade e a distribuição vertical, do calor latente liberado e o calor sensível transportado, pela convecção cumulus é, expressa somente, em termos da diferença de temperatura da nuvem e do ar ambiente e a convergência de umidade produzida por fluxos em grande escala.

Waldstreicher (1989) destacou o papel da CFU em superfície como uma ferramenta de previsão de curto prazo, que proporcionou suporte ao previsor, na identificação de locais com maior forçante em baixos níveis, antes do desenvolvimento de tempestades. Por exemplo, uma área com convergência de umidade poderia levar muitas horas para iniciar a convecção se houver uma camada de inversão mais acima, pois esta última impede a convecção. Desta maneira, é preciso ter um aporte adicional de convergência de massa e conteúdo de umidade para desestabilizar a atmosfera. No entanto, é salientado que, os previsores devem ter algum cuidado ao utilizar a CFU. Isto por que um determinado valor da CFU, que produziu tempestades em um dia, não necessariamente produz tempestades em outro dia ou até durante o mesmo dia para diferentes locais. A umidade acumulada em áreas de CFU, que se situam abaixo de uma camada de inversão, se moverá em direção do ponto onde a inversão é mais fraca. Logo, o movimento de ascensão de umidade se fortalece e a tempestade pode se desenvolver com mais facilidade. Porém, somente a CFU não apresenta meios para determinar parâmetros como estabilidade atmosférica e camada de inversão. Por isso, a CFU deve ser utilizada com o suporte de outros métodos diagnósticos (índices de estabilidade, por exemplo). A CFU é uma ferramenta muito valiosa na previsão da convecção, quando usada dentro de seus limites e em conjunção com outro conjunto de dados e métodos diagnósticos (WALDSTREICHER,1989). Segundo as análises realizadas as tempestades frequentemente se formam em:

- 1) áreas a favor do vento de um máximo de CFU;
- 2) onde a CFU aumenta rapidamente com o tempo;
- 3) onde o gradiente da CFU é comprimida.

Banacos e Schultz (2004) abordam o uso da CFU como uma medida diagnóstica, para auxiliar na previsão da Iniciação Convectiva (IC), utilizando parâmetros derivados de observações e resultados de modelo. Não obstante, a aplicação da CFU na previsão do tempo, também pode ser feita de três maneiras:

1) Cálculo de precipitação em ciclones em latitudes médias: a expressão indica que a quantidade de precipitação é proporcional ao produto da umidade específica verticalmente integrada na atmosfera e da convergência horizontal. Sua aplicação serve para estimar a precipitação em ciclones de latitudes médias.

$$P = -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} q \nabla \cdot V_h dp$$

Onde g é a aceleração devido à gravidade, p_0 é o nível em superfície, $q \nabla \cdot V_h$ é a convergência horizontal do fluxo de umidade.

2) Esquema convectivo de parametrização Kuo, geralmente incluídos nos modelos numéricos (proposto por Kuo em 1974);

3) Aplicação da CFU para a convecção em latitudes médias (proposto por Hudson em 1971) ;

Todavia, foram conceituados alguns padrões observados, da convergência horizontal, relacionados com outros processos contínuos na atmosfera:

I - A convergência em superfície é parte, de uma profunda circulação troposférica, vista ao longo de frentes frias, que estão associadas à forçantes sinóticas ou de mesoescala. Neste caso, a forte ascensão em níveis médios e a presença de umidade bem como a instabilidade resultam em convergência horizontal de massa, em superfície, ou a CFU máxima sendo representativo da IC.

II - A convergência em superfície é parte, de uma rasa circulação vertical confinada na Camada Limite Planetária (CLP), que inibe a convecção na ausência de forçante em grande escala para ascensão; ou na presença de subsidência em níveis médios, impedindo o desenvolvimento de tempestades. Por exemplo, a magnitude do movimento vertical pode ser insuficiente, para forçar a parcela no seu nível de livre convecção. Além disso, os updrafts, com baixo conteúdo de umidade, podem enfraquecer devido ao entranhamento do ar das vizinhanças nos níveis médios.

III - A convergência em superfície é representativa, de uma circulação vertical com considerável inclinação, como ao longo de uma frente quente. Nestes casos o

desenvolvimento de tempestades é observado deslocado corrente abaixo do máximo de CFU em superfície.

IV - A convergência ocorre acima da CLP de forma que inexistente uma associação, entre a convergência horizontal de massa em superfície/ CFU e IC.

Van Zomeren e Van Delden (2007) avaliaram a Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada (CFUVI) em combinação com o Índice Lifted. Eles desenvolveram o trabalho com o propósito de prognosticar as tempestades de verão na Europa. Os autores indicaram que o parâmetro CFUVI representa o efeito do levantamento forçado e o fornecimento de umidade, nos primeiros 3 km da atmosfera. Este parâmetro consiste de dois termos: um proporcional à convergência horizontal do vetor vento e o outro à advecção de umidade. A CFUVI incorpora ingredientes necessários para a convecção como o levantamento forçado e a quantidade de umidade, das quais, não são levados em conta nos tradicionais indicadores de tempestades (VAN ZOMEREN; VAN DELDEN, 2007).

A metodologia e os critérios para definir um caso de tempestade são dados por Van Zomeren e Van Delden (2007). Os resultados do estudo, utilizando a CFUVI, para localizar tempestades, com base em dados de descargas elétricas foram obtidos, segundo a análise, no intervalo de tempo de três e seis horas:

- 3 horas:

O CFUVI ainda não apresenta bom desempenho, como os índices de estabilidade; mas sua representação foi pouco afetada, pelos critérios mais rigorosos. A CFUVI tem gradientes relativamente fortes em pequena escala espacial. Em relação à probabilidade de casos tempestuosos exerceu mais efeito os índices de estabilidade que o desempenho do CFUVI.

- 6 horas:

A CFUVI teve desempenho muito fraco. Em termos de probabilidade de casos de tempestuosos a representatividade da CFUVI como um preditor de tempestade foi similar ao desempenho dos índices de estabilidade.

Embora a CFUVI não seja um bom preditor da ocorrência de tempo severo, atuando com suporte do índice Lifted da camada mais instável, pode ser um bom indicador da probabilidade de ocorrências de tempestades. Contudo, a combinação de ambos pode ajudar na melhor identificação da localização de futuras tempestades.

A CFUVI sobre o Brasil foi recentemente explorada de maneira climatológica em alguns trabalhos. Arraut e Satyamurty (2009) traçaram a climatologia da precipitação e o transporte de vapor d'água, analisando os meses de dezembro a março no período de 1981/82 até 2001/2002. O objetivo foi encontrar um padrão, em que a precipitação abundante estava relacionada com a umidade nas regiões da América do Sul. O transporte de vapor de água foi calculado pela expressão da divergência e integrado verticalmente da superfície até 650 hPa. Constatou-se que um padrão climatológico, no transporte meridional de vapor d'água, dos trópicos aos subtropicais, ocorre em dois pontos sobre o continente: no corredor de umidade proveniente da Amazônia que se situa ao leste da cordilheira dos Andes e na região subtropical do oceano Atlântico. Segundo a análise da variabilidade interanual, a correlação entre, o transporte de umidade meridional e a precipitação, para qualquer região pode ser considerada como traço climatológico. Na região da ZCAS a correlação, entre o transporte de umidade meridional e a precipitação, exibe baixos valores. Por outro lado, na região do leste dos Andes, os valores de correlação são altos.

A variabilidade diária do escoamento de umidade permite deduzir que, nos trópicos, o escoamento de umidade para o continente é uma característica permanente da componente zonal do vento. Por outro lado, nos subtropicais, a variabilidade diária da componente meridional é intensa; com transporte de umidade, mudando seu valor de um dia para outro. Esse fenômeno está relacionado com as incursões de ar frio. Os autores concluíram que a precipitação climatológica está relacionada à climatologia da CFUVI.

Pesqueiro (2009) analisou o fluxo e o balanço de umidade sobre a América do sul. Ele conduziu um estudo com a simulação, para um cenário futuro, durante o período das estações chuvosas, entre 2070-2099, com o modelo regional Eta. Após a validação do modelo, foi criada uma climatologia para o período de 1961-1990, com o intuito de detectar os episódios de ZCAS. Os resultados encontrados indicaram a ocorrência de 1,7 episódios de ZCAS por mês e a precipitação sobre o SE do Brasil atinge valores médios de 12 mm/dia. Por outro lado, a simulação desempenhada para cenários futuros, mostrou um aumento da variabilidade interanual das estações chuvosas. Por exemplo, redução das chuvas em 50%, nas regiões N e NE, Centro-Oeste e SE do Brasil. Em outras regiões, houve um aumento

das chuvas, como na região Sul. Além disso, com um aumento de 41% no número de ZCAS sobre o Norte da região Sul bem como na precipitação e em episódios sem ZCAS, no sul, devida à intensificação do JBN.

Satyamurty et al. (2010) fizeram uma comparação entre os verões austrais de 2005 e 2009, para verificar a diferença entre um ano muito chuvoso (2005) e outro muito seco (2009). O objetivo foi utilizar os resultados, como um previsor de clima regional; baseado no transporte do vapor d'água e sua convergência. A CFU foi integrada verticalmente entre os níveis de 1000 hPa e 300 hPa sobre duas regiões: bacia amazônica e bacia amazônica oeste. Os resultados mostram que, sobre a bacia amazônica o transporte de vapor d'água para dentro da região ocorre nas fronteiras norte e leste e não nas fronteiras Sul e Leste, nos dois anos explorados. Este fato sugere que, a contribuição dos ventos Alísios do Atlântico Norte e do Atlântico Sul é fundamental ao regime de precipitação mensal e trimestral, sobre a bacia amazônica. Além disso, a convergência de umidade, no ano chuvoso é cerca de 30% maior que no ano seco. Isto resulta uma diferença média de 3,5 mm/dia de chuva, entre o ano chuvoso em relação ao seco.

Na América do Sul, a umidade necessária para formar os aglomerados de precipitações é fornecida pela ação de dois fenômenos, na baixa troposfera, bem conhecidos na literatura: a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e o Jato de Baixos Níveis ao Leste dos Andes (JBNLA). Se a componente zonal da circulação for bem significativa, a ZCAS é mais propícia a ser configurada. Por outro lado, se a componente meridional da circulação for mais significativa, o JBNLA é mais propício. A seguir, é apresentada uma revisão destes fenômenos responsáveis pelo transporte de umidade sobre a região de estudo.

2.4 Jato de Baixos Níveis ao Leste dos Andes (JBNLA)

O JBNLA apresenta fortes ventos que se observam ao Leste de uma região com topografia elevada, como por exemplo, Montanhas Rochosas, Cordilheira dos Andes e etc. Segundo Marengo e Soares (2002), na América do Sul os ventos Alísios são desviados pela Cordilheira dos Andes às regiões subtropicais, na baixa troposfera. Este fato resulta em escoamentos meridionais, no interior do continente, com dimensões espaciais de escala sub-sinótica/mesoescala (2000 - 200 km) e temporal menor que 1 dia, de acordo com Orlanski (1975). Jan Paegle (1998) aponta

que esses ventos transportam calor, umidade e poluentes; além de outros tipos de material particulado, como fumaça e fuligem de queimadas das regiões tropicais para as latitudes médias. Em geral, atingem altas velocidades nos primeiros 2 km de altura acima da superfície, e têm extensão horizontal de aproximadamente 500 km, mas que varia em função da sua intensidade.

Bonner (1968) examinou o comportamento do JBN ao leste das Montanhas Rochosas sobre as Grandes Planícies dos Estados Unidos da América (EUA), para um período de dois anos. O intuito foi investigar as variações diurnas, geográficas e sazonais deste sistema de ventos oriundos de sul. O estudo revelou que os máximos de vento ocorreram em alturas compreendidas entre 1000-1500 m (aproximadamente no nível isobárico de 850 hPa) acima da superfície. Ele empregou alguns critérios que segue uma hierarquia, para classificar a grande quantidade de dados observados de vento, como casos de ocorrência de JBN.

- Critério 1: A velocidade do vento, em seu nível de máximo valor, deve ser igual ou exceder 12 m s^{-1} e ter, um decréscimo de pelo menos 6 m s^{-1} abaixo do nível de 3 km.
- Critério 2: A velocidade do vento, em seu nível de máximo valor, deve ser igual ou exceder 16 m s^{-1} e ter, um decréscimo de pelo menos 8 m s^{-1} abaixo do nível de 3 km.
- Critério 3: A velocidade do vento, em seu nível de máximo valor, deve ser igual ou exceder 20 m s^{-1} e ter, um decréscimo em pelo menos 10 m s^{-1} abaixo do nível de 3 km.

Bonner convencionou um sistema de coordenadas em 850 hPa, para estimar a extensão horizontal do jato e sua vizinhança, onde a intersecção do eixo com uma reta perpendicular foi fisicamente interpretada como núcleo do JBN. Próximo a esse ponto, o critério 3 é satisfeito; caracterizado por valores máximos. Deste modo, o aumento da velocidade dos ventos corrente acima do eixo de jato, implica em divergência de ar; enquanto o decréscimo da velocidade dos ventos corrente abaixo, ao longo do eixo de jato, está relacionado à convergência de ar. Em outro estudo, ele destaca que uma rápida ascensão de ar, em escala sinótica, ocorre corrente abaixo dos máximos valores de vento, e que esta ascensão, pode ser um fator importante na ocorrência de tempestades noturnas.

Na literatura, os estudos de Bonner sobre JBN em Grandes Planícies,

servem de apoio teórico para abordagem do fenômeno no continente sul americano - onde as observações - mesmo que esparsas, indicam semelhante comportamento do JBN ao Leste dos Andes (JBNLA) quando comparado com aqueles a leste das Montanhas Rochosas.

Berri e Inzunza (1993) usaram dados de radiossondagem e balão piloto, de estações de ar superior, entre 1973-1974 coletadas em Salta e Resistência, (cidades ao norte da Argentina) para o estudo do JBNLA. Eles utilizaram, além disso, modelo de mesoescala da Universidade de Utah. Estabeleceram o topo da camada limite em 850 hPa , para simular os ventos em baixos níveis com alta resolução. Com a simulação verificaram que, nos casos de JBNLA, o vento meridional em direção ao sul atingiu velocidades acima de 8 m s^{-1} , aproximadamente em 500 m de altura. Por outro lado, quando o JBN não foi registrado os ventos foram de sul. Os autores concluíram que o impacto que o JBNLA exerce no transporte meridional de vapor d'água foi o de fornecer as condições ao desenvolvimento da atividade convectiva sobre as planícies do centro-sul no continente sul americano. Conforme retratam, e indicados no estudo de Bonner, a precipitação sobre uma determinada região, em decorrência deste sistema de escoamento, está associada ao transporte meridional de umidade, na baixa atmosfera; igualmente encontrado nos estudos de Berri e Inzunza (1993).

No continente sul americano, o setor de saída do JBNLA se localiza sobre uma região densamente povoada, com economia calcada na agricultura, agropecuária e hidrelétricas. Este local abrange algumas regiões de países como Paraguai, norte da Argentina, sul do Brasil e Uruguai; onde as chuvas intensas são registradas, principalmente durante o verão.

Grandes populações de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) ocorrem em cada área fisiograficamente similar em latitudes médias na América do Norte e na América do Sul, onde frequentemente se desenvolve o JBN noturno (VELASCO; FRITSCH, 1987). A Fig.5 ilustra o modelo conceitual da circulação, na baixa troposfera, no qual a seta maior que delinea meridionalmente os Andes apresenta a direção do transporte de umidade da bacia amazônica pelo JBNLA. Por outro lado, a seta menor representa a direção do transporte de umidade oceânica feita pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

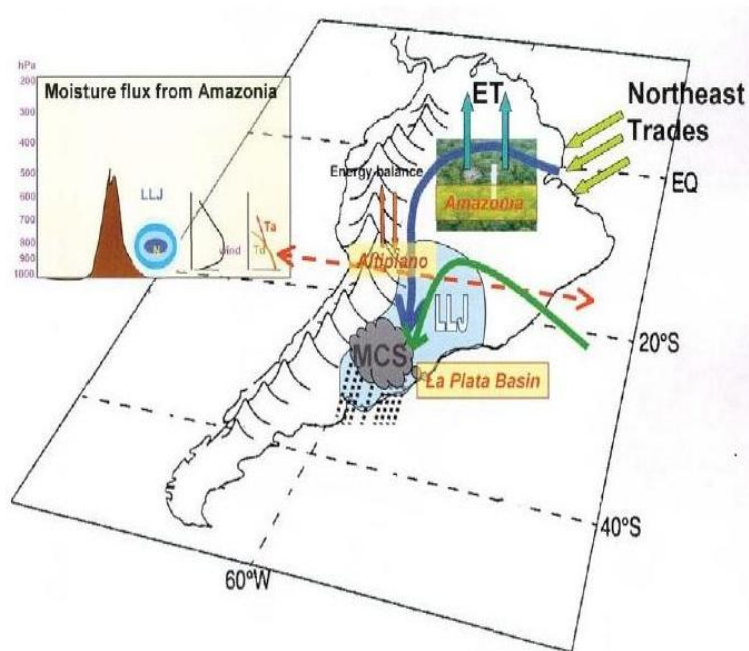


Figura 5 - Transporte de umidade da bacia amazônica pelo JBN (seta delineando meridionalmente os Andes) e transporte de umidade oceânica feita pela ASAS (seta menor). Fonte: VERA et al., 2006, p.63.

Jan Paegle (1998) fez uma revisão sobre o JBNLA com ênfase em observações. Ele constatou que, durante o período entre o final da tarde e início da manhã, o JBNLA apresenta valores máximos e sua estrutura é mais profunda comparado com aqueles das Grandes Planícies nos EUA. Neste estudo é salientado que este regime de ventos, na baixa troposfera, fornece um importante mecanismo de mistura no Hemisfério Sul; o que explica a eficiente trilha que certos elementos químicos fazem, quando liberadas na atmosfera do Hemisfério Norte. As conclusões destacam a presença de três jatos distintos, no continente sul americano: o primeiro é um jato de sul relativamente raso, no oeste do Chile; o segundo é um jato raso de norte, próximo à costa do sudeste (SE) do Brasil; e o terceiro é um jato profundo de norte, ao leste da inclinação dos Andes. Este último tem uma grande influência no transporte de vapor d'água, da bacia amazônica para as planícies subtropicais. Estudos de observação sugerem uma grande variedade de estruturas e inesperadas características do JBN sul-americano. Possivelmente, o fenômeno associado com o pico da convecção noturna sobre as planícies (da América do Sul) é similar àqueles observados na América do Norte que têm mesma função (JAN PAEGLE, 1998).

Saulo et al. (2000) descreveram sobre o fluxo de norte, na parte leste dos

Andes, utilizando o modelo regional Eta, durante o período 97-98, bem como sua caracterização, flutuações diurnas, estrutura vertical e horizontal. Conquanto que, para a saída do modelo, o critério 1 de Bonner (1968) foi adaptado, objetivando melhorar a identificação do JBNLA. Em cada instante de tempo individual (00, 06, 12 e 18 - Tempo Universal Coordenado - UTC) foi imposto que:

- Velocidade do vento precisa exceder 12 m s^{-1} , em algum nível de pressão constante entre a superfície e 850 hPa.
- A componente meridional deve estar direcionada para o sul.
- O cisalhamento vertical do vento, entre 850 hPa e 700 hPa e/ou 900 hPa e 700 hPa, precisa ser de no mínimo 6 m s^{-1} .

Os resultados do modelo Eta para o nível isobárico de 850 hPa revelaram ventos de Norte, na parte leste do Andes, entre outubro-dezembro de 1997, estendendo-se até janeiro de 1998. Além disso, o perfil vertical do vento meridional indicou um jato caracterizado por um ciclo diurno, com máximos valores às 00 UTC para alguns dias de janeiro e fevereiro de 1998. Estes resultados estão em acordo com vários estudos que sugerem que a máxima velocidade do vento meridional ocorra durante o período noturno, entre 00 UTC e 12 UTC. Entretanto, de setembro de 1997 a fevereiro de 1998 houve casos de JBNLA em todos os dias, mas com poucos deles no último mês citado. Por isso, sobre a sua frequência, os autores salientam que os resultados não devem ser representativos, pois durante o período estudado, o ciclo do ENOS (El Niño Oscilação Sul) pode ter exercido alguma influência, sobre a América do Sul. Contudo, concluíram que:

- O modelo confirma a existência de uma corrente de Norte, ao Leste dos Andes e que é capaz de identificar sua natureza com uma “esteira” de umidade da Bacia Amazônica às latitudes subtropicais da América do Sul.
- O cômputo do balanço de vapor d’água, com a inclusão de precipitação observada e precipitação pelo modelo foi exímio, sobre a região da bacia do Prata. Além disso, duas maiores fontes de umidade têm sido identificadas em baixos níveis: um fluxo dominante em direção ao Sul, originado nos trópicos e um outro secundário, de nordeste (NE) devido à contribuição da ASAS.
- A característica particular da estação quente é a forte presença do JBNLA até mesmo, na média mensal dos campos de vento. Este comportamento

não tem sido encontrado em similares estudos de JBNLA, sobre outras regiões, e poderia estar relacionado a esse episódio de El Niño.

Entre as conclusões, o termo esteira de umidade ratifica a condição de “duto canalizador” que também é apontado na literatura por outros autores. Por exemplo, Velasco e Fritsch (1987) citam que os corredores de umidade em ambos continentes (América do Sul e do Norte), servem para transportar vapor d’água dos trópicos às maiores latitudes.

De certa forma, os Andes são semelhantes às Rochosas: ambos se estendem dos trópicos para maiores latitudes, desviam e bloqueiam a circulação na baixa troposfera. No entanto, a diferença está na orografia: enquanto nas Rochosas há uma leve inclinação até maiores alturas, os Andes apresentam abrupta inclinação, desde as menores elevações e mais estreitas que as Rochosas. Talvez seja por essa razão, segundo Jan Paegle (1998) que, o JBNLA sul-americano, é considerado mais profundo que o JBN das Grandes Planícies. Para contribuir com esta questão, pode-se fazer uma analogia entre a profundidade do JBNLA com o desenvolvimento dos CCMs. Em ambos os JBN (sul e norte-americano) a profundidade é acentuada, quando a umidade corrente abaixo do jato condensa na região de saída do mesmo, onde há convecção. Esse processo alimenta o desenvolvimento de CCMs que, por consequência, causam tempestades, grandes quantidades de chuva e alagamentos. Velasco e Fritsch (1987) traçaram alguns comentários a respeito dos CCMs que ocorrem na América do Sul e América do Norte. Eles destacam que a mais notável diferença é que os CCMs da América do Sul são em média 60% maiores que os CCMs da América do Norte.

Algumas campanhas de observações de superfície e ar superior foram realizadas com propósito de estudar o ciclo diurno de ventos, tais como: PAC-SONET (Pan-American Climate Studies Sounding Network) em 1997, LBA-WET (Large-scale Biosphere Atmosphere) experiment-WET em 1999, AMC (Atmospheric Mesoscale Campaign) e TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) em 1999.

Marengo et al. (2002) utilizaram dados de observações de superfície e ar superior, com alta resolução, provenientes das campanhas mencionadas acima e dados da reanálise global (National Center Environmental Prediction- NCEP). Entre janeiro e abril de 1999, baseando-se na ocorrência de fortes ventos junto à superfície, com componente norte, foram confrontados: observações de vento

próximo à superfície, com reanálises NCEP (vento meridional em 925 hPa); observações de ar superior com reanálises NCEP (vento meridional entre 925-850 hPa) mais o critério 1 de Bonner. Esta metodologia foi usada para identificar a presença do JBNLA. Foi revelada a existência de ventos de Norte, na baixa troposfera, ao Leste dos Andes estendendo-se da Bacia Amazônica e, às vezes, alcançando as planícies da Argentina. De fato, a gama de informações coletadas a respeito do perfil da atmosfera, durante o período explorado foi crucial para melhor entendimento da circulação e o escoamento e atuação do JBNLA. Apesar disso, com o término das campanhas no interior do continente, as escassas observações, e até mesmo a ausência delas, em regiões remotas, continua sendo um problema para a validação das reanálises feitas, por exemplo, pelo NCEP.

Misra et al. (2002) utilizaram um Modelo Regional Espectral (MRE), para simular a variabilidade interanual da precipitação, sobre distintas regiões ao longo das três contrastantes fases do ENOS 1997/98/99. A variabilidade interanual do JBNLA ao Leste dos Andes e sua conexão com a precipitação, analisando a média meridional dos ventos as 12 UTC, para os meses de janeiro-fevereiro-março (JFM) de 1997/98/99. O resultado exibiu que, durante 1998, o JBN se mostrou mais intenso e a extensão da ASAS em direção ao oeste aumentou o gradiente de pressão, sobre a América do Sul subtropical. Em contra partida, durante 1999, o JBNLA enfraqueceu, pois a ASAS se deslocou para o leste. Os autores definiram um índice de jato sobre a região de seu máximo em 850 hPa. A correlação do índice com a convecção sobre algumas regiões da América do Sul indicaram que o JBNLA, corrente abaixo, induz precipitação sobre a região dos Pampas; pois atua como condutor de vapor d'água para as regiões convectivas, desacelerando nas suas bordas.

Em um estudo de caso, Marengo e Soares (2002) analisaram uma sequência de eventos opostos, entre jato de norte (JN) e jato de sul (JS) em outono de 1999. Foram utilizados dados de observações de ar superior e superfície, campos de circulação e umidade das reanálises do NCEP (em 850 hPa) e estimativas de precipitações obtidas do PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network). Em relação ao conteúdo de umidade e circulação, observou-se, que grandes contrastes entre massas de ar durante o JBNLA e JS aconteceram, em menos de quatro dias,

representando a variabilidade sinótica da região. Os resultados obtidos pelas reanálises mostraram um profundo JBN em torno de 1600 m, com intensidade máxima entre 00 e 12 UTC; enquanto que o JS atuou, de forma rasa, em torno de 1200m e intensidade entre as 06 e 12 UTC. A situação sinótica, para o JBNLA, mostrou um fortalecimento dos Alísios que sofreram deflexão pela orografia, fortalecendo o fluxo de Noroeste (NO) e provocando convergência e chuva sobre o Cone-Sul. Por outro lado, a situação sinótica, para o JS, esteve relacionada com a passagem súbita de uma frente fria, ocasionada por um centro de baixa pressão localizado na costa do Uruguai.

Diversos estudos comprovam que o vapor d'água tropical, suspenso em baixos níveis da atmosfera, requer de um mecanismo de transporte para influenciar, de forma considerável, as condições do tempo nas remotas planícies das latitudes médias. O JBN assume este papel de “transportador de umidade” devido ao seu escoamento meridional, junto às encostas da cordilheira dos Andes. Por isso, sua interação com outros sistemas, além da componente orográfica, também é considerada e citada na literatura, principalmente no verão. Sua intensificação tem como fonte: a presença de um centro de baixa pressão localizada, sobre o Paraguai, conhecida como Baixa do Chaco e a relativa posição da ASAS. A incursão do ar tropical para latitudes médias aparentemente está relacionada à presença da Baixa do Chaco e da Alta Subtropical do Atlântico Sul (SELUCHI; MARENGO, 2000). Apesar disso, durante a estação quente na América do Sul, o regime de precipitação apresenta um comportamento do tipo “gangorra”, devido a interações entre o JBNLA e a ZCAS.

2.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

Segundo Cavalcanti et. al. (2009), no verão a pluviosidade sobre as regiões tropicais e subtropicais da América do Sul apresenta um padrão anual climatologicamente conhecido. A atividade convectiva se manifesta ainda durante o inverno ao NO da Bacia Amazônica, seguindo em direção ao SE do continente até alcançar o oceano Atlântico, no início do verão, enfraquecendo nos meses posteriores. O oceano Atlântico é a fonte principal do fluxo de umidade à direção da ZCAS, que diminui na direção do continente. Na região SE do Brasil, a topografia tem um papel importante à convergência de umidade. Já na parte noroeste da

ZCAS, este fator deve estar associado a processos termodinâmicos (QUADRO et. al, 2012).

A gênese da ZCAS funde diversos fenômenos meteorológicos, de diferentes escalas de tempo e espaço, bem como padrões dinâmicos de escoamento, em baixos e altos níveis, padrões termodinâmicos devido ao aquecimento diferencial e complexas topografias. De forma sucinta, A Fig.6 ilustra a região de atuação da ZCAS. Nota-se a faixa de convergência de umidade, com sentido NO-SE, difundida na literatura meteorológica.



Figura 6 – Faixa de convergência de umidade no sentido NO-SE, caracterizando um típico caso de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Casarin e Kousky (1986) analisaram dados quinzenais, de anomalias de Radiação de Onda Longa (ROL) e vento em 200 hPa, entre janeiro de 1979 e novembro de 1985. Eles identificaram anomalias negativas de ROL - precipitação acima do normal – nas regiões subtropicais do Hemisfério Sul, que, se deslocam para o Leste, à semelhança com as oscilações de 30-60 dias.

Kodama (1992a) notou a presença de importantes zonas de precipitação no Hemisfério Sul, análogas à Zona Frontal de Baiu (ZFB), como a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a ZCAS, convencionando chamá-las de Zonas de Precipitação Subtropicais (ZPSs). Uma característica que estas ZPSs

apresentam em comum que é destacada pelo autor é que elas se formam ao longo de um jato subtropical, a Leste de um cavado quase permanente, situado a sudeste da banda de convecção associada à monção tropical. Não obstante, quando estas zonas estão ativas, sobre uma determinada região, a quantidade de chuva atinge marcas de aproximadamente 400 *mm*/mês. A máxima frequência subtropical, de vastos núcleos convectivos, é observada sobre o oceano Atlântico, em associação com a ZCAS (ROMATSCHKE; HOUZE, 2010). A ZCAS resulta na intensificação do calor e da umidade provenientes do encontro de massas de ar quente e úmidas da Amazônia e do Atlântico sul na porção central do Brasil (MENDONÇA; MORESCO; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Na estação quente, a organização espacial do conjunto de nuvens, que se desenvolve sobre o continente sul americano, está ligada à convergência de umidade em baixos níveis da troposfera. Do ponto de vista sinótico, a ZCAS apresenta uma circulação anticiclônica, associada à uma advecção quente de temperatura em baixos níveis que, também, tem circulação anticiclônica. Esta associação ocasiona, em altos níveis, a bem conhecida Alta dinâmica (Alta da Bolívia), que se forma no altiplano boliviano, devido ao aquecimento da região, em conjunto com a intensa liberação de calor latente pela convecção do Brasil central. Simultaneamente, sobre o NE brasileiro, percebe-se um notório cavado quase-estacionário, cuja intensidade está correlacionada com a da Alta da Bolívia.

Quadro (1994) observou que a ZCAS é definida quando os seguintes parâmetros meteorológicos são observados, simultaneamente, durante um período mínimo de quatro dias:

- Banda de nebulosidade convectiva, orientada com direção NO-SE, a partir da região de intensa convecção tropical (região Amazônica e Brasil central) estendendo-se até o oceano Atlântico subtropical;
- Convergência de umidade na baixa e média troposfera; faixa de movimento ascendente do ar com orientação NO-SE;
- Presença do cavado semi estacionário sobre a América do Sul em 500 hPa a leste dos Andes;
- Campo de temperatura potencial equivalente (θ_e) com intenso gradiente no sul da faixa de nebulosidade convectiva, na média troposfera e circulação anticiclônica, em altos níveis.

Todavia, baseado em estudos de casos, ele notou que, entre o período de 1980-1989, nos meses de verão DJF, a ZCAS ocorreu pelo menos uma vez por mês. Nesses resultados, o autor evidenciou que a variabilidade temporal da ZCAS está inserida dentro da escala intrasazonal de tempo.

A circulação de grande escala associada com a ZCAS é influenciada pelo aquecimento local e orografia e está relacionada à oscilação tropical intrasazonal (NOGUES-PAEGLE; MO, 1997).

Conforme o estudo feito Por eles utilizaram diversas fontes de análises e reanálises globais, bem como métodos estatísticos que enfatizaram correlações em escala regional e grande escala para a região da ZCAS. O objetivo do estudo foi identificar o período com abundância e deficiência de chuva, sobre a América do Sul, durante o verão para três conjuntos de dados:

- Fase quente (fria) do ENOS.
- Períodos (anos) sem ENOS.
- Total de dados, com e sem ENOS.

Dentre os resultados notou-se que a ZCAS foi modulada pelo ENOS. A sua extensão, em direção ao sul e fortalecimento está associada com forte convecção tropical no centro do oceano Pacífico. Na América do Sul, para o enfraquecimento (anomalia positiva de ROL) da ZCAS, ocorre uma inibição da atividade convectiva, sobre a região, acentuando a precipitação sobre o norte da Argentina e sul do Brasil. Por outro lado, para o fortalecimento (anomalia negativa de ROL) da ZCAS ocorre uma acentuada precipitação, sobre a região, inibindo a atividade convectiva sobre o norte da Argentina e sul do Brasil. Este comportamento do regime de chuvas, sobre o continente, exibe um padrão meridional do tipo dipolo. Os autores referem essa fenomenologia como “gangorra de precipitação”. A escala temporal para que a gangorra complete a metade do seu ciclo (da fase positiva para negativa) é da ordem de 10 dias, e liga a sua evolução com a convecção que ocorre sobre o oceano Pacífico. Espacialmente, este padrão de gangorra depende de uma propagação das anomalias de ROL (sobre o Pacífico) em direção Leste, de aproximadamente 5°/dia, para latitudes equatoriais. Um importante ponto salientado foi à íntima relação entre o JBNLA, a ASAS e a gangorra sobre a região da ZCAS. Em ocasiões de forte JBNLA o deslocamento da ASAS é para o Oeste e ocorre na fase positiva da gangorra. O oposto acontece quando, na fase negativa da gangorra,

o JBN enfraquece com o deslocamento da ASAS para o leste. Em suma, os autores destacam que este comportamento é uma componente regional, de um grande padrão oscilatório tropical, que se estende da linha internacional da troca de data até o oceano Atlântico; além disso, tem uma vasta extensão meridional de aproximadamente 70° de latitude. Talvez a escala de tempo, deste fenômeno (gangorra), tenha alguma relação com a oscilação intrasazonal (30-60 dias). Pelo estudo exposto, a ZCAS apresenta um padrão oscilatório meridional Norte-Sul, com diferentes regimes de precipitação, em distintas regiões da América do Sul. Nobre (1988) também menciona este comportamento: Em anos de seca no NE brasileiro a ZCAS estaciona mais ao sul, enquanto que em anos chuvosos a banda de nebulosidade estaciona mais ao norte (NOBRE, 1988).

Seluchi e Marengo (2000) investigaram o transporte meridional de massas de ar, entre os trópicos e as latitudes médias, durante o verão e inverno na América do Sul. Notou-se que, durante o verão, as incursões de ar frio são mais fracas e, pouco frequentes. Nesses deslocamentos em direção ao Norte, as frentes frias se fundem com a ZCAS já configurada, tornando-a mais intensa. Os autores usaram dados de reanálises globais, NCEP-NCAR, para o período de 1975 a 1993, com observações de superfície e ar superior. Foi identificado que o fluxo de Norte, ao Leste dos Andes, ocorre em duas regiões com máximas intensidades: a primeira localizada a Leste dos Andes entre o Equador e 35° S (norte da Argentina e sul do Brasil) e outro a Leste da inclinação dessas montanhas, entre 25°-30°S. A segunda está localizada sobre a costa SE do Brasil e o oceano Atlântico, na região da ZCAS. O transporte de massa, proveniente de norte sobre o NE da Argentina e SE do Brasil está relacionada à Baixa do Chaco. Este sistema, atuando coletivamente com a ASAS, constitui um canal de ventos de norte, onde a intensidade e instabilidade provocam condições de tempo severo.

Misra et al. (2002) conduziram simulações, com modelo espectral regional (MRE) para as contrastantes fases do ENOS, com o objetivo de examinar a variabilidade interanual e as características da circulação. O período analisado foi entre janeiro-fevereiro-março (JFM) e março-abril-maio (MAM) dos anos de 1997-98-99. As regiões analisadas foram bacia do rio Amazonas (BRA), Zona de Convergência Intertropical sobre o Atlântico (ZCITA), NE, ZCAS, Pampa, Chaco, Pacífico Norte (PN), Pacífico Equatorial (PE) e Pacífico Sul (PS). Por questão de

interesse serão apresentados apenas os resultados sobre as regiões da América do Sul. Segundo os resultados, notou-se que a variação da precipitação, sobre o BRA, foi invariante em escala interanual, para o fluxo de umidade convergente e evaporação da superfície. No entanto, em escala intrasazonal, houve variações. No NE brasileiro, o fluxo de umidade convergente foi importante para a variabilidade nas duas escalas de tempo. O fluxo de umidade convergente, em superfície, e a evaporação da superfície, foram considerados cruciais para se determinar a variabilidade da precipitação sobre as regiões do grande Chaco, Pampa e ZCAS. Além disso, eles comentam que, durante o verão, a precipitação sobre a América do Sul exibe uma pronunciada variabilidade espacial e temporal e que, os movimentos da ZCAS, ASAS, Alta da Bolívia e frentes frias; mantém significativas ramificações, da variabilidade interanual, no clima regional nesta área. As observações dos autores estão de acordo com alguns aspectos levantados por Nobre (1988) sobre a ZCAS. Anomalias quentes da TSM orientadas na mesma direção da ZCAS provavelmente é, em parte, a resposta oceânica à anomalia de vento à superfície do oceano causada pela circulação atmosférica na região da ZCAS (NOBRE, 1988).

Liebmann et al. (2004) examinaram a relação entre a ocorrência de precipitação na região de saída do JBNLA, e sobre a região da ZCAS, com a Oscilação de Madden-Julian (OMJ). Eles constataram que, quando um trem de ondas, de escala sinótica e origem nas latitudes médias do oceano Pacífico, atravessam os Andes, ocorre uma influência sobre o comportamento do dipolo de precipitação sul americano. A fase da onda que, aborda e cruza as montanhas andinas determina se, ocorrerão fortes chuvas na região de saída do JBNLA ou na região da ZCAS. Além disso, um índice de OMJ foi utilizado, para associar a convecção (inibição) na região da OMJ, com a precipitação sobre as regiões da ZCAS e JBNLA. Constatou-se que, quando há inibição da convecção na região da OMJ, ocorre chuva acentuada, 4 dias depois sobre a região da ZCAS; enquanto que na região do JBNLA, ocorre somente 26 dias depois. Por outro lado, há chuva sobre a região da ZCAS, 26 dias antes da convecção máxima na região da OMJ, enquanto que, sobre a região do JBNLA, ocorre chuva somente 2 dias depois da convecção atingir seu máximo. Pelo exposto fica evidente que há um dipolo de precipitação entre o JBNLA e ZCAS, sobre a América do Sul, associado com a OMJ. Esse fenômeno está de acordo com a gangorra de precipitação citada por Nogés-Paegle

e Mo (1997); exceto pelo ciclo de mudança de fase. Liebmann et al. (2004) encontraram um período próximo de 20 dias, para o dipolo de precipitação mudar, de seu valor positivo para um valor negativo ou vice-versa.

Carvalho et al. (2004) realizaram uma investigação sobre as características, localização geográfica e a persistência da ZCAS, durante o verão austral DJF. Foram utilizados dados diários de radiação de onda longa-ROL de 1979-2000, para caracterizar os aspectos de grande escala, da convecção tropical durante DJF; bem como produtos de reanálises NCEP-NCAR, para analisar a circulação atmosférica. Os autores distinguem quatro tipos de comportamento da ZCAS, baseado na sua atividade e localização: ZCAS intensa e fraca e ZCAS continental e oceânica.

A ZCAS intensa está associada com anomalias negativas de ROL, sobre grande área tropical da América do Sul; bem como atividade convectiva, na região continental, estendendo do Oeste da Amazônia até o oceano Atlântico. Por outro lado, a ZCAS fraca foi observada com anomalia positiva de ROL; supressão da atividade convectiva, nos subtrópicos da América do Sul, e anomalias negativas sobre o SE do continente.

A ZCAS oceânica indica um dipolo tropical-subtropical na atividade convectiva, enquanto a ZCAS continental, indica a ocorrência da atividade convectiva organizada, sobre o continente, associada à supressão da convecção na costa do NE do Brasil. O estudo também salienta o comportamento atmosférico da às quatro categorias de ZCAS; considerando as anomalias da TSM na região do Nino3.4 (fase quente e fria do ENOS), de acordo com as variações interanuais e intrasazonais. Constatou-se que as categorias fracas e intensas tem a mesma frequência relativa, durante as três fases do ENOS. Contudo, na fase quente (fria ou neutra) do ENOS, parece favorecer a ocorrência da categoria de eventos oceânicos (continentais). Na escala intrasazonal, os resultados sugerem que, a Oscilação de Madden-Julien, na fase onde ocorre maior atividade convectiva no centro-oeste do Pacífico, modula os eventos intensos da ZCAS, com persistência igual ou maior do que três dias.

Lima e Satyamurty (2010) utilizaram dados de 45 anos de precipitação, para investigar a relação entre eventos de chuvas torrenciais e a formação da ZCAS, mediante a análise, de campos compostos para os meses de NDJF e março. Foi observado que as anomalias, nos campos compostos, mostram um aumento na

frequência das chuvas no mês de março; período em que o solo já se encontrava encharcado e saturado, devido às chuvas no início do verão. Este fato contribui, com os constantes casos de desastres, deslizamentos e inundações no SE do Brasil. Os resultados mostram que, durante os eventos de precipitação intensa, ocorre uma anomalia de baixa pressão sobre o SE do Brasil; ao passo que, em ocasiões com precipitação normal, esta anomalia se encontra mais desprendida do continente sul-americano. Em março esta anomalia de pressão apresenta-se de forma circular, mas em NDJF assumem a forma mais alongada sobre oceano Atlântico.

Quadro et al. (2012) utilizaram seis diferentes conjuntos de reanálises atmosféricas e cinco conjuntos, de produtos observados de precipitação, para estabelecer as principais características da ZCAS. Foi avaliado o fornecimento de umidade sobre a região da ZCAS, para o período de 1979 a 2007. O transporte de umidade foi obtido por intermédio da divergência do fluxo de umidade integrado na vertical, como apresentado na equação da divergência. Os autores concluíram que todas as reanálises representaram bem o ciclo anual de precipitação; sendo o oceano Atlântico a principal fonte do fluxo de umidade à ZCAS. Concluem também que, na região do NE do Brasil, a topografia pode ter um papel importante à convergência de umidade. Além disso, de que na parte NO da ZCAS está associado com os processos termodinâmicos.

2.6 Modelo atmosférico WRF

O Weather Research and Forecasting (WRF) é um modelo não-hidroestático de previsão numérica do tempo e sistema de simulação atmosférica, designado para aplicações operacionais e à pesquisa. Em outras palavras, é o contínuo esforço no desenvolvimento à próxima geração de modelos de previsão de mesoescala e sistemas de assimilação de dados. O WRF é resultado da colaboração entre agências governamentais e instituições de pesquisa. Tais como: the National Center for Atmospheric Research (NCAR), Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division, the National Oceanic Atmospheric Administration's (NOAA), National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and Earth System Research Laboratory (ESRL), the Department of Defense's Air Force Weather Agency (AFWA) and Naval Research Laboratory (NRL), the Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) da Universidade de Oklahoma e the, Federal Aviation Administration

(FAA) com a participação de vários cientistas a nível mundial. O WRF é um modelo que vem sendo utilizado na pesquisa de fenômenos atmosféricos, tanto em microescala, quanto em mesoescala. Ele conta com amplo alcance em suas aplicações que vão desde a escala espacial de metros até dois mil quilômetros. Dentre outras aplicações é pode-se citar: parametrizações e dados de assimilações; simulações idealizadas e simulações com dados reais; aplicações de modelos acoplados; pesquisa de clima regional, previsão e furacão. Além disso, o WRF foi projetado para ser uma ferramenta flexível na arte da simulação atmosférica com um código portátil e eficiente em vários ambientes computacionais, que vão desde supercomputadores até laptops. Seu sistema variacional de assimilação de dados pode incorporar uma série de observações em busca de ótimas condições iniciais. O WRF Software Framework (WSF) fornece uma infraestrutura que acomoda os processadores dinâmicos, pacotes físicos e interface física, programas de inicialização. Não obstante, o WSF possui dois modelos de processadores dinâmicos: Advanced Research WRF (ARW) desenvolvido pelo NCAR e o Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) desenvolvido pelo NCEP.

2.6.1 Coordenada vertical

A coordenada vertical da pressão hidrostática, que acompanha a topografia do terreno utilizada pelo ARW é a coordenada eta (η), também conhecida por coordenada vertical de massa. Essa coordenada é expressa por:

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu \quad \text{onde} \quad \mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (1)$$

onde p_h é a componente hidrostática da pressão, e p_{hs} e p_{ht} as pressões ao longo da superfície e no topo do modelo, respectivamente. Os valores de η variam de 1 próximo a superfície até 0 próximo a atmosfera superior, conforme dado pela equação 1 e apresentada esquematicamente na Fig.7.

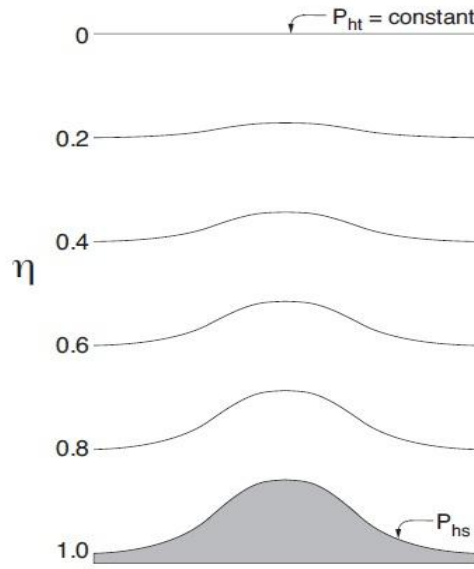


Figura 7 - Coordenada vertical η . Fonte: SKAMAROCK et al., 2008, p.7

2.6.2 Equações do modelo

O conjunto de equações, que regem o comportamento da atmosfera são formuladas ao WRF, para simular as condições da atmosfera. As equações não-hidrostáticas de Euler são utilizadas para representar as propriedades conservativas do fluxo, em coordenadas verticais de pressão hidrostática (LAPRISE, 1992). As equações, na forma diferencial são:

conservação da Quantidade de Movimento

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (2)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (3)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (4)$$

conservação da Energia Termodinâmica

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\Theta) = F_\Theta \quad (5)$$

conservação da Massa

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (6)$$

equação Geopotencial

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (7)$$

relação diagnóstica para o inverso da densidade

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (8)$$

equação do Estado Termodinâmico

$$p = p_0 (R_d \theta / p_0 \alpha)^\gamma \quad (9)$$

onde $\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W)$; $\Omega = \mu \eta$; $\Theta = \mu \theta$; $\mathbf{v} = (u, v, w)$ são as velocidades covariantes nas direções horizontal e vertical; θ a temperatura potencial; $\phi = gz$ o geopotencial; p a pressão; $\alpha = 1/\rho$ o inverso da densidade; $\gamma = c_p/c_v$ a razão entre calores específicos para o ar seco, R_d a constante para o ar seco e p_0 a pressão de referência (tipicamente de 10^5 Pascals). Os termos F_U , F_V , F_W e F_Θ representam as forçantes inerentes, segundo a física do modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e rotação da Terra. A inclusão da umidade na equação de Euler é feita, introduzido termos fonte na equação da conservação de massa e definindo a coordenada vertical em termos de massa de ar seco.

$$\eta = (p_{ah} - p_{dht})/\mu_d \quad (10)$$

onde μ_d representa a massa de ar seco na coluna e p_{ah} e p_{dht} representam as pressões hidrostáticas da atmosfera seca e do topo da atmosfera seca. O acoplamento das variáveis é definido por:

$$\mathbf{V} = \mu_d \mathbf{v}, \quad \Omega = \mu_d \eta, \quad \Theta = \mu_d \theta \quad (11)$$

com estas definições, o sistema de equações de Euler para a umidade é descrita:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (12)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (13)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g [(\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (14)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (15)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (16)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (17)$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot \mathbf{V}q_m) = Fq_m \quad (18)$$

com a equação diagnóstica, para o volume específico do ar seco

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (19)$$

e a relação diagnóstica para a pressão (vapor mais ar seco)

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (20)$$

Nestas equações, α_d é o volume específico do ar seco ($1/\rho_d$) e α é o inverso da densidade tomando a densidade da parcela inteira $\alpha = \alpha_d (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$ onde q_* é as razões de mistura (massa por massa de ar seco) para o vapor de água, nuvem, chuva, gelo, etc. Adicionalmente, $\theta_m = \theta (1 + (R_v/R_d) q_v) \approx \theta (1 + 1.61 q_v)$, e $Q_m = \mu_d q_m$; $q_m = q_v, q_c, q_i, \dots$. O WRF redefine as equações governantes, usando variáveis de perturbação, para reduzir os erros de truncamento e arredondamento no cálculo do gradiente horizontal de pressão, gradiente vertical de pressão e cálculos de flutuabilidade. Com isso, as novas variáveis denotadas por a' representam os desvios em termos hidrostaticamente balanceados conhecidos como termos de referência $\bar{a}$. Desta maneira, $p = \bar{p}(z) + p'$, $\phi = \bar{\phi}(z) + \phi'$, $\alpha = \bar{\alpha}(z) + \alpha'$ e $\mu_d = \bar{\mu}_d(x, y) + \mu'_d$. Devido à superfície da coordenada η geralmente não ser horizontal os perfis referentes $\bar{p}$, $\bar{\phi}$ e $\bar{\alpha}$ são funções de (x, y, η) . As Equações do Momentum (2) a (4) ficam portanto:

$$\begin{aligned} & \partial_t U + m[\partial_x(Uu) + \partial_y(Vu)] + \partial_\eta(\Omega u) + (\mu_d \alpha \partial_x p' + \mu_d \alpha' \partial_x \bar{p}) \\ & + (\alpha/\alpha_d)(\mu_d \partial_x \phi' + \partial_\eta p' \partial_x \phi - \mu'_d \partial_x \phi) = F_U \end{aligned} \quad (21)$$

$$\begin{aligned} & \partial_t V + m[\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + \partial_\eta(\Omega v) + (\mu_d \alpha \partial_y p' + \mu_d \alpha' \partial_y \bar{p}) \\ & + (\alpha/\alpha_d)(\mu_d \partial_y \phi' + \partial_\eta p' \partial_y \phi - \mu'_d \partial_y \phi) = F_V \end{aligned} \quad (22)$$

$$\begin{aligned} & \partial_t W + m[\partial_x(Uw) + \partial_y(Vw)] + \partial_\eta(\Omega w) - m^{-1}g(\alpha/\alpha_d)[\partial_\eta p' - \bar{\mu}_d(q_v + q_c + q_r)] \\ & + m^{-1}\mu'_d g = F_W \end{aligned} \quad (23)$$

A Conservação de Massa (6) e a Equação do Geopotencial (7):

$$\partial_t \mu'_d + m^2[\partial_x U + \partial_y V] + m \partial_\eta \Omega = 0 \quad (24)$$

$$\partial_t \phi' + \mu_d^{-1}[m^2(U\phi_x + V\phi_y) + m\Omega\phi_\eta - gW] = 0 \quad (25)$$

As equações de conservação de temperatura potencial (5) e escalares:

$$\partial_t \Theta + m^2[\partial_x(U\theta) + \partial_y(V\theta)] + m \partial_\eta(\Omega\phi) = F_\Theta \quad (26)$$

$$\partial_t Q_m + m^2[\partial_x(Uq_m) + \partial_y(Vq_m)] + m \partial_\eta(\Omega q_m) = FQ_m \quad (27)$$

No sistema perturbado a relação hidrostática (8) é dada por:

$$\partial_\eta \phi' = -\bar{\mu}_d \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \quad (28)$$

2.6.3 Discretização temporal

Os modos de baixa frequência (que têm importância meteorológica) são integrados usando um esquema de integração Runge-Kutta de 3º ordem no tempo (RK3). Os modos acústicos, de alta frequência, são integrados com pequeno passo de tempo para manter a estabilidade numérica. A propagação horizontal dos modos acústicos é integrada usando o esquema de integração forward-backward no tempo e a propagação vertical dos modos acústicos, bem como oscilações de flutuabilidade, é integrada usando um esquema de integração implícito.

2.6.4 Esquema de integração no tempo Runge-Kutta (RK3)

O esquema RK3 integra um conjunto de equações diferenciais ordinárias usando a formulação preditor-corretor. Definindo as variáveis prognósticas $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$ e as equações do modelo como $\Phi_t = R(\Phi)$, a integração RK3 requer 3 passos para avançar a solução de $\Phi(t)$ para $\Phi(t + \Delta t)$:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (29)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (30)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (31)$$

onde Δt é o passo de tempo dos modos em baixa frequência. Em (29) a (31) os subscritos denotam os níveis de tempo. Este esquema não é um verdadeiro esquema Runge-Kutta, pois enquanto a 3º ordem de precisão é para equações lineares, a 2º ordem de precisão é somente para equações não-lineares.

De forma reduzida, os modos acústicos limitam o passo de tempo RK3 e por isso, as equações governantes são integradas utilizando um passo de tempo menor ($\Delta \tau$), dentro do passo de tempo RK3 (Δt), com o propósito de contornar essa limitação; assim conforme descrito por Wicker e Skamarock (2002).

2.6.5 Grade do tipo C de Arakawa

O sistema de grade utilizada pelo modelo é a grade alternada do tipo C de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977). Nessa grade as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas no mesmo ponto de grade, enquanto que as componentes do vento u, v e w são alternadas, conforme ilustrado na Fig.8. Em síntese, na metade do comprimento da grade das variáveis termodinâmicas, as velocidades normais são alternadas.

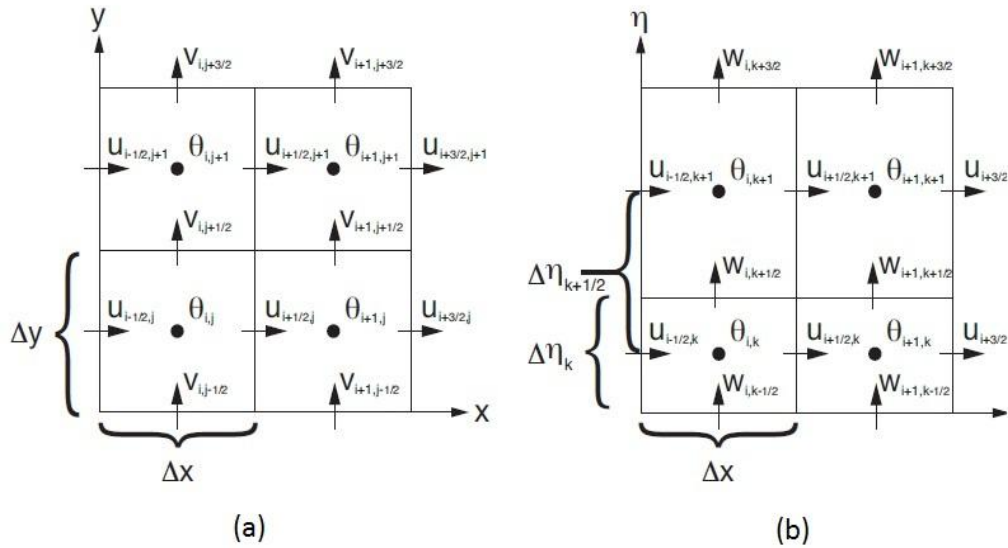


Figura 8 - Grade alternada do tipo C de Arakawa para componente horizontal (a) e componente vertical (b). Fonte: SKAMAROCK et al. , 2008, p.19.

Os índices (i, j) para o plano horizontal Fig.8a e (i, k) para o plano vertical Fig.8b indicam a localização das variáveis onde $(x, y, \eta) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta \eta)$. Os comprimentos em ponto de grade Δx e Δy são mantidas constantes na formulação do modelo, ao passo que, o comprimento da grade vertical $\Delta \eta$ não o é.

2.6.6 Aninhamento de grades

O ARW não disponibiliza a opção de aninhamentos verticais. No entanto, o aninhamento horizontal de grades permite a resolução espacial focar sobre a região de interesse pela inserção de um ou mais domínios internos no domínio da simulação. Em simulações com uma e duas vias de aninhamento (1-way e 2-way) o domínio externo interage com o domínio interno. Em ambos os casos, as condições de contorno da grade menor são interpoladas a partir da previsão gerada pela grade maior. A Fig.9(a) e 9(b) ilustram a interação e interpolação entre as grades $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 4$; $1 \rightarrow 2$ e $1 \rightarrow 3$, respectivamente. Na integração do sistema em um sentido (1-way), ocorre à troca de informações entre os domínios. Ou seja, da maior para a menor. Ao passo que, na integração do sistema em ambos os sentidos (2-way), ocorre à troca de informações entre os domínios nas duas direções. Ou seja, em ambos sentidos, tanto da maior para a menor como da menor para a maior.

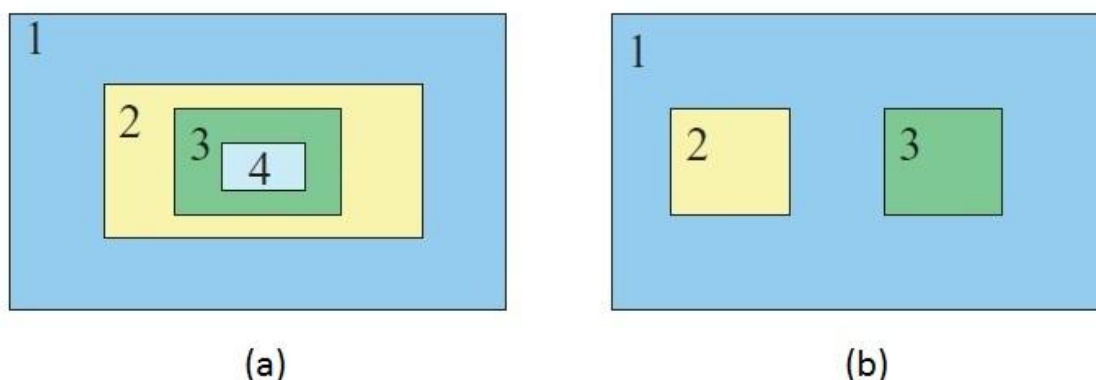


Figura 9 - Aninhamentos de grades permitidos pelo WRF em (a) e (b). Fonte: SKAMAROCK et al. , 2008, p.57.

2.7 Parametrizações físicas

Os processos físicos de pequena escala não podem ser representados por equações dinâmicas de um modelo numérico. Por isso, o modelo WRF inclui esses processos físicos através de esquemas de parametrizações, das quais, consistem em construir fórmulas para resolver os termos associados ao fluxo turbulento de momentum, calor e umidade. As parametrizações estão divididas em: microfísica, radiação atmosférica, camada superficial, Modelo Solo-Superfície (MSS), Camada Limite Planetária (CLP) e parametrização Cumulus. A seguir, são apresentadas as parametrizações utilizadas no estudo.

2.7.1 Microfísica

Os esquemas de parametrizações de microfísica incluem processos explicitamente resolvidos para o vapor de água, nuvem e precipitações. Geralmente, para grades com resolução espacial inferiores a 10 km, onde os updrafts e downdrafts são resolvidos, o esquema de fase mista deve ser utilizado para situações de convecção e congelamento. Caso contrário, se a resolução espacial das grades forem superiores a 10 km, estes esquemas se tornam imprecisos.

Existem diversos esquemas disponíveis no WRF, mas optou-se por adotar o esquema Purdue Lin. Nele são incluídas seis classes de hidrometeoros: vapor d'água, água da nuvem, chuva, gelo da nuvem, neve e graupel. Todos os termos produzidos pelas parametrizações são baseados em Lin et al. (1983) e Rutledge e Hobbs (1984) com algumas modificações, incluindo ajuste de saturação segundo

Tao et al. (1989) e sedimentação de gelo. Este é um esquema de microfísica, relativamente sofisticado, sendo mais adequado para estudos de pesquisas.

2.7.2 Radiação atmosférica

Os esquemas de radiação fornecem o aquecimento atmosférico devido ao balanço de calor entre Radiação de Ondas Curtas (ROC), incidente no solo, e a Radiação de Ondas Longas (ROL), emitidas pela superfície.

No WRF, todos os esquemas de radiação são feitos em colunas unidimensionais, de modo que, cada coluna é tratada independentemente e, os fluxos correspondem àqueles em planos infinitos horizontalmente uniformes. Desta maneira, há uma boa aproximação se a espessura vertical das camadas do modelo for bem menor do que o comprimento da grade horizontal.

Existem várias opções de esquemas para radiação atmosférica, tanto para ROC quanto para ROL. No trabalho optou-se pelos esquemas RRTM e Dudhia para radiação de ondas longas e curtas, respectivamente.

2.7.2.1 Esquema Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) de ROL

É um esquema de banda espectral que utiliza o método de correlação-k baseado em Mlawer et al. (1997). Além disso, utilizam-se tabelas pré-fixadas que representam a precisão dos processos de ROL devido ao vapor d'água, ozônio, CO₂ e vestígios de gases, bem como profundidade ótica de nuvens.

2.7.2.2 Esquema Dudhia de ROC

Esquema baseado em Dudhia (1989). Há uma integração do fluxo solar para baixo, contando com espalhamento em céu claro, absorção de vapor d'água (LACIS; HANSEN, 1974), bem como albedo e absorção da nuvem. Além disso, o esquema leva em conta a inclinação do terreno e os efeitos de sombreamento no fluxo solar em superfície.

2.7.3 Camada superficial

Os esquemas de camada superficial calculam a velocidade de fricção e coeficientes de troca que possibilitam o cálculo de aquecimento da superfície e fluxo de umidade nos modelos solo-superfície e tensão superficial nos esquemas de CLP.

O próprio esquema de camada superficial computa os campos diagnósticos superficiais, superfícies de água e fluxos superficiais. No entanto, estes esquemas não fornecem tendências, mas somente informações dependentes da estabilidade sobre a camada superficial para os esquemas de MSS e CLP.

No estudo, foi utilizado o esquema de Pleim-Xiu. É baseado na teoria da similaridade e inclui parametrizações de viscosidade e subcamadas na forma de uma camada limite quase laminar resistente, levando em conta as diferenças na difusividade de calor, vapor d'água e vestígios químicos. Além disso, as funções da similaridade na camada superficial são estimadas por aproximações analíticas das variáveis de estado.

2.7.4 Modelo Solo-Superfície (MSS)

O MSS utiliza informações atmosféricas dos esquemas de camada superficial, esquema de radiação e forçante de precipitação dos esquemas de microfísica e Convecção Cumulus. Contudo, as informações internas de variáveis de estado e propriedades solo-superfície são computadas para fornecer fluxo de calor e umidade sobre a terra, mar e gelo. Estes fluxos fornecem as condições de limite inferior para o transporte vertical, feito nos esquemas de CLP.

A parametrização do MSS utilizada no trabalho foi do esquema Pleim-Xiu. O esquema PX Layer Surface Model (PLEIM; XIU, 1995; XIU; PLEIM, 2001), originalmente no modelo de Noilham e Planton (1989) inclui um modelo de duas camadas que repõem forçantes de temperatura do solo e umidade. O topo da camada é considerado como 1 *cm* de espessura, enquanto que as menores camadas são de 99 *cm* de espessura. Neste esquema, é apresentado três vias de fluxo de umidade: evapotranspiração, evaporação do solo e evaporação da umidade na copa das árvores.

A grade anexa parâmetros de vegetação e solo, das quais, são derivados da cobertura de uma categoria do uso de terra e de texturas de solo. Além disso, há dois esquemas de correção de viés de temperatura do ar e umidade relativa a 2 *m* pelo ajuste dinâmico da umidade do solo (PLEIM; XIU, 2003) e temperatura do solo profundo (PLEIM; GILLIAM, 2008).

2.7.5 Camada Limite Planetária (CLP)

A camada limite planetária CLP é responsável pelos fluxos verticais em escala de subgrade devido ao transporte turbulento em toda coluna, não apenas na camada limite.

Os fluxos em superfície são fornecidos pelos esquemas de camada superficial e MSS. Por conseguinte, os esquemas de CLP determinam os perfis dos fluxos dentro da camada de mistura e camada estável, fornecendo as tendências atmosféricas de temperatura, umidade (incluindo nuvens) e momentum horizontal em toda coluna atmosférica.

O esquema de parametrização utilizado foi o Asymetrical Convective Model version 2 (ACM2). O ACM2 (PLEIM, 2007) é uma combinação do ACM que foi uma modificação do modelo convectivo de Blackadar e o modelo de difusão turbulenta. Assim, em condições convectivas o ACM2 pode simular uma rápida ascensão de plumas e cisalhamento vertical induzido pela difusão turbulenta. O ACM2 é particularmente bem adequado para o transporte consistente de qualquer quantidade atmosférica, incluindo ambos, vestígios químicos e meteorológicos (u, v, θ, q_v) .

2.7.6 Parametrização Cumulus

Em escala de sub-grade, estes esquemas são responsáveis pelos efeitos de nuvens convectivas ou nuvens rasas, representando os fluxos verticais devido aos updrafts e downdrafts não resolvidos e utilizados para compensar os movimentos do lado de fora das nuvens.

A parametrização Cumulus opera em uma coluna individual onde o esquema desencadeia e fornece perfis de umedecimento e aquecimento vertical, bem como a componente convectiva da chuva superficial. Teoricamente, a parametrização Cumulus é válida somente para grades maiores do que 10 km de resolução espacial, onde é necessariamente liberado o calor latente numa realística escala de tempo na convecção cumulus.

O esquema de parametrização Cumulus utilizado foi o esquema Betts-Miller-Janjic (BMJ). Este esquema é derivado do esquema de ajuste convectivo Betts-Miller (BM) (BETTS, 1986; BETTS; MILLER, 1986). Contudo, o esquema BMJ difere bem do BM em muitos aspectos importantes.

Por exemplo, os perfis de convecção profunda e o tempo de relaxamento são variáveis que dependem da eficiência da nuvem um parâmetro não dimensional que caracteriza o regime convectivo (JANJIC, 1994). Além disso, a eficiência da nuvem depende da mudança na entropia, precipitação e temperatura média da nuvem. O perfil de umidade na convecção rasa é derivado de uma pequena e não negativa mudança na entropia (JANJIC, 1994).

Recentemente, tentativas têm sido feitas para refinar o esquema, para maiores resoluções horizontais, através de modificações dos mecanismos de desencadeamento. Em particular:

- Um valor mínimo para mudança de entropia na nuvem fixada abaixo, da qual, a convecção profunda não é desencadeada;
- No trajeto até o topo das nuvens, na ascensão da partícula ocorre a mistura com o ambiente;
- O trabalho da flutuabilidade na partícula ascendente é necessário para exceder o limiar positivo prescrito;

Materiais e métodos

3.1 Modelo global GFS

Análogo ao aninhamento de domínios, onde as condições iniciais e do contorno do domínio interno são providos pelo domínio externo, a área de simulação do WRF é limitada e, por isso, requer provimento de condições laterais de fronteira. Essas condições são fornecidas ao WRF pela análise dos prognósticos e do modelo global GFS (Global Forecasting System - Sistema de Previsão Global). As simulações feitas com o WRF utilizaram dados do modelo global GFS, que é um sistema de previsão numérica do tempo em escala mundial, incluindo a análise global e previsões. Os dados do GFS são disponibilizados á domínio público pelo Centro Nacional de Previsão Ambiental (NCEP) dos EUA. Os prognósticos numéricos do GFS em ponto de grade são gerados quatro vezes ao dia (00, 06, 12 e 18 UTC), com 0.5 graus de latitude/longitude, níveis de pressão na vertical e resolução temporal de 3 horas, com horizonte de integração de até 384 horas.

3.2 Modelo WRF e domínio de integração

O processamento do WRF foi realizado com as condições iniciais e de contorno formado pelo modelo GFS, disponíveis no formato GRIB2, obtidos pelo sistema Internet de Distribuição de Dados Locais (Internet Data Distribution/ Local Data Manager- IDD/LDM) da Unidata/ EUA e implantado na Universidade Federal de Pelotas (UFPel), Amaral et al. (2011). Na simulação do modelo WRF, foi adotado um horizonte de integração de 3 horas para cada uma das quatro rodadas diária do modelo global GFS ao longo do ano de 2011. A Fig.10 ilustra o domínio da integração do modelo WRF. A simulação teve início às 00 UTC de 01/01/2011 e término às 24 UTC de 31/12/2011, utilizando um passo de tempo de 75 segundos. O domínio da simulação foi delimitado pelas coordenadas 11°N e 37°S de latitude e

85°W e 30°W de longitude que compreende todo o território brasileiro, parte da América do Sul e dos oceanos Pacífico e Atlântico. O modelo WRF foi integrado com uma resolução espacial de 18 Km e 35 níveis verticais, configurando 300 pontos de grade na direção Leste-Oeste e 295 pontos de grade na direção Norte-Sul e, topo da atmosfera estabelecido em 50 hPa. No Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas Darci Pegoraro Casarin (CPPMet - DPC), onde foi desenvolvido o estudo, face as quedas esporádicas de energia, além de problemas inerentes à conexão com a internet, por se tratar de uma simulação de longo prazo, a ela foi feita em módulos de 15 dias; criando um arquivo de reinicialização a cada 15 dias pra evitar problemas e desperdício de tempo computacional. Desta maneira, foi possível evitar o problema de spin-up e o modelo foi inicializado apenas com um dia de antecedência. Além disso, os prognósticos da simulação para cada hora foram armazenados em arquivos diários; cada um contendo 24 horas de simulação.

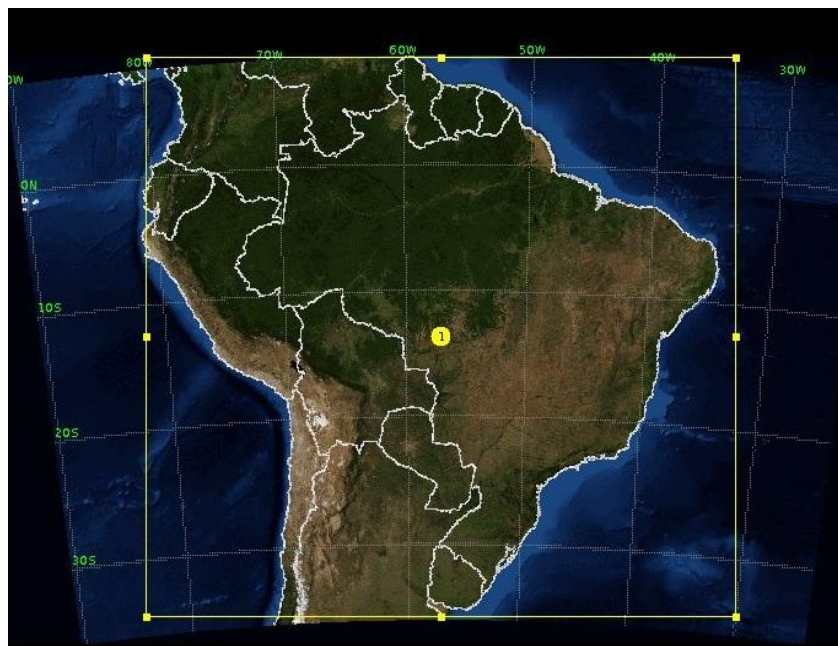


Figura 10 – Domínio de integração do modelo WRF

O WPS apresenta um conjunto de três programas independentes que atuam coletivamente, para preparar a entrada dos dados a de simulação do WRF. A Fig.11 apresenta o fluxo de dados no sistema WPS. Em linhas gerais, estes programas transformam os dados meteorológicos e terrestres (tipicamente em formato Grid Binary - GriB) em dados de entrada para o processador ARW. Estes programas são: Geogrid, Ungrib e Metgrib.

3.2.1 Geogrid

O Geogrid apresenta as opções das projeções de mapas (Lambert Conformal, Mercator, Polar Estereográfico e Equidistante cilíndrica), bem como a definição da distância em ponto de grade, aninhamento de grades, níveis verticais e o período da simulação. Uma vez especificado o domínio do modelo e a sua localização, o Geogrid interpola os dados estáticos e geográficos às grades do domínio do modelo.

3.2.2 Ungrib

Decodifica os arquivos do formato GRIB e os campos meteorológicos dos arquivos do modelo GFS que são fornecidos como condições iniciais e de fronteira que estão em formato GRIB (GRIB1 e GRIB2), eliminando campos desnecessários para inicializar o WRF.

3.2.3 Metgrib

O Metgrib faz todas as interpolações horizontal e vertical dos dados meteorológicos extraídos pelo programa Ungrib para a grade do modelo sobre o domínio de integração conforme definida pelo programa Geogrid.

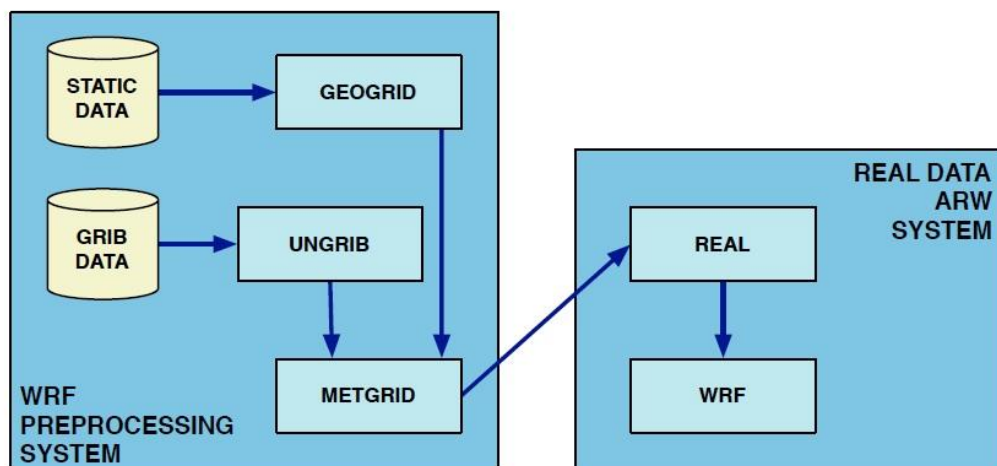


Figura 11 - Fluxo de dados entre os programas no sistema WPS. Fonte: A Description of the Advanced Research WRF version 3, 2008, p.44.

3.2.4 Processamento e Pós-Processamento

Os dados pré-processados pelo sistema WPS são utilizados para proceder a simulação do modelo WRF, devidamente fornecida em arquivos com o formato NetCDF (Network Common Data Form).

O ARWpost faz a conversão dos arquivos NetCDF, gerados pela simulação do WRF, em arquivos com formato binário compatíveis com o software de visualização gráfica GrADS (Grid Analysis and Display System-Sistema de Análise e Exibição em Grade) versão 3.0.

3.3 GrADS, FORTRAN e imagens de satélite

O pós-processamento feito pelo ARWpost gerou arquivos com informações de 15 variáveis meteorológicas. Em superfície, pressão reduzida ao nível médio do mar, componentes u e v rotacionais do vento; em 2 m, temperatura, temperatura do ponto de orvalho e umidade específica; Em 10 m, velocidade e direção do vento; e em 35 níveis, pressão, geopotencial, altura, temperatura, temperatura do ponto de orvalho, velocidade e direção do vento.

A partir destes arquivos de saída, gerados pelo ARWpost e citados acima, foram analisados 8 casos de extrema precipitação que ocorreram em função da ZCAS e do JBNLA. A tab.1 ilustra a causa da ocorrência dos aglomerados de precipitação, bem como a data dos casos analisados em 2011.

Tabela 1 – Data de registro dos aglomerados de precipitação, sobre o Brasil, ocasionados pela atuação da ZCAS e do JBNLA em 2011.

Causa	Data	Causa	Data
ZCAS	11/01	JBNLA	23/03
	15/01		22/04
	17/10		22/06
	25/12		07/08

Porém foi selecionado o caso mais significativo, provocado por cada sistema meteorológico (ZCAS e JBNLA), para apresentar os resultados do estudo.

A Convergência do Fluxo de Umidade (CFU) foi calculada com o auxílio de linguagens de scripts do GrADS (GrADS script-gs), sendo necessário gerar arquivos de dados no formato binário em cada caso abordado. Cada um destes arquivos

possui tamanho de aproximadamente 1.4 Gb, contendo as informações sobre a CFU para 35 níveis verticais num período de tempo de 24 horas.

Para obter a CFU foram utilizadas as seguintes equações:

Pressão de vapor – Tetens (1930)

$$e = 6.11 \exp ((17.67 T_d) / (T_d + 243.5)) \quad (32)$$

Umidade específica

$$q = 0.622 e / (p - e) \quad (33)$$

Visto que $p \gg e$, ela foi simplificada para:

$$q = 0.622 e / p \quad (34)$$

onde T_d ($^{\circ}\text{C}$) e p (hPa) representam a temperatura, a temperatura do ponto de orvalho e pressão atmosférica. Na equação (34) q é computada em unidades de g g^{-1} , ou seja, gramas de vapor por gramas de ar úmido. A expressão da CFU é obtida pela equação da continuidade, ou seja, conservação do vapor d'água em coordenadas de pressão (p).

$$\frac{dq}{dt} = S \quad (35)$$

Na notação Euleriana:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial p} \quad (36)$$

onde u, v e w representam as componentes do vento em coordenadas de pressão; q a umidade específica; S o armazenamento de vapor d'água; que é a dada pela diferença entre a fonte e o sumidouro de vapor d'água, seguindo o movimento da parcela de ar. Usando a equação da continuidade:

$$u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial p} = 0 \quad (37)$$

$$S = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial p} + q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} \right) \quad (38)$$

$$S = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q\vec{V}) + \frac{\partial(qw)}{\partial p} \quad (39)$$

Na equação (39) o primeiro termo do lado direito representa a taxa local de troca de q ; o segundo representa a CFU horizontal e o terceiro representa a CFU vertical. Utilizando o vetor identidade, a CFU pode ser escrita como:

$$CFU = -\nabla \cdot (q\vec{V}) = -\vec{V} \cdot \nabla q - q \nabla \cdot \vec{V} \quad (40)$$

$$CFU = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (41)$$

onde, $\nabla = \hat{i} \frac{\partial}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial y}$ e $\vec{V} = (u, v)$

O primeiro termo do lado direito da equação (40) representa a advecção e o segundo termo a convergência, respectivamente. Logo, o script, para calcular a CFU foi escrito baseado apenas no termo da convergência, como segue abaixo:

$$CFU = -q \nabla \cdot \vec{V} = -q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (42)$$

onde u é a componente zonal do vento, v a meridional e q a umidade específica. Posteriormente foi desenvolvido um código em linguagem FORTRAN, para ler o arquivo de dados e integrar em cada ponto de grade a CFU, com base e topo nos níveis isobáricos de 1000 hPa e 450 hPa, respectivamente. De fato, escolheu-se este intervalo de integração, porque a maior quantidade de vapor d'água se encontra na baixa troposfera. Desta forma, a Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada (CFUVI) foi calculada com a seguinte equação:

$$CFUVI = -\frac{1}{g} \int_{p2}^{p1} \left(\frac{\partial uq}{\partial x} + \frac{\partial vq}{\partial y} \right) \Delta p \quad (43)$$

onde Δp representa a camada da atmosfera, g é a aceleração devido a gravidade e, $p1$ e $p2$ correspondem a primeira e a segunda camada da atmosfera,

respectivamente. Após o processamento foi gerado um arquivo com extensão (*.dat), contendo as informações da CFUVI. Estes arquivos são extremamente grandes, apresentando aproximadamente 1,4 Gb para cada caso abordado.

A água precipitável foi calculada de forma semelhante ao método utilizado para obter a CFU e a CFUVI. Primeiro desenvolvido um script em linguagem GrADS (gs). Posteriormente foi programado, um código em linguagem FORTRAN, para integrar a umidade específica (q) em cada ponto de grade, desde 1000 hPa até 450 hPa, gerando um arquivo de 1,4 Gb com extensão (*.dat). Nestes arquivos, há informações de umidade específica (q), para os 35 níveis no período de tempo de 24 horas, para cada caso. A equação para calcular a água precipitável é expressa por:

$$W = -\frac{1}{g} q \int_{p_2}^{p_1} \Delta p \quad (44)$$

onde Δp representa a camada de pressão, g é a aceleração devido a gravidade e, p_1 e p_2 correspondem a primeira e a segunda camada da atmosfera, respectivamente. A unidade dos valores de água precipitável foi computada em *mm*.

Enfim, para contribuir e facilitar o estudo foram utilizados os boletins de registro de casos significativos do mês (<http://tempo.cptec.inpe.br/>), bem como imagens realçadas do satélite geoestacionário GOES-12. Estas informações se encontram disponíveis no site do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE).

A partir desta premissa, a análise dos prognósticos da CFUVI e CFU foi comparada com as imagens de satélite nas três horas posteriores com o objetivo de viabilizar esses campos na previsão de curto prazo.

Resultados e discussão

Os sistemas comumente responsáveis pela intensa convergência de umidade, na baixa troposfera, sobre o Brasil, são a ZCAS e JBNLA. Este fato levou à análise dos eventos de aglomerados de precipitação que decorreram em função destes sistemas. Salienta-se que, para todos os eventos analisados, os resultados mostraram-se semelhantes. Por isso, foram selecionados os casos mais extremos para serem apresentados: o primeiro está relacionado a um episódio de ZCAS, enquanto que, o segundo está relacionado a um episódio de JBNLA.

4.1 Aglomerados de precipitação relacionados à ZCAS

Segundo os boletins meteorológicos dos casos significativos mensais elaborados pelo CPTEC/INPE, a ZCAS se configurou entre os dias 11 e 18 de janeiro de 2011. Durante esse período, as chuvas torrenciais se concentraram ao longo da faixa NO-SE devido à convergência de umidade na baixa troposfera.

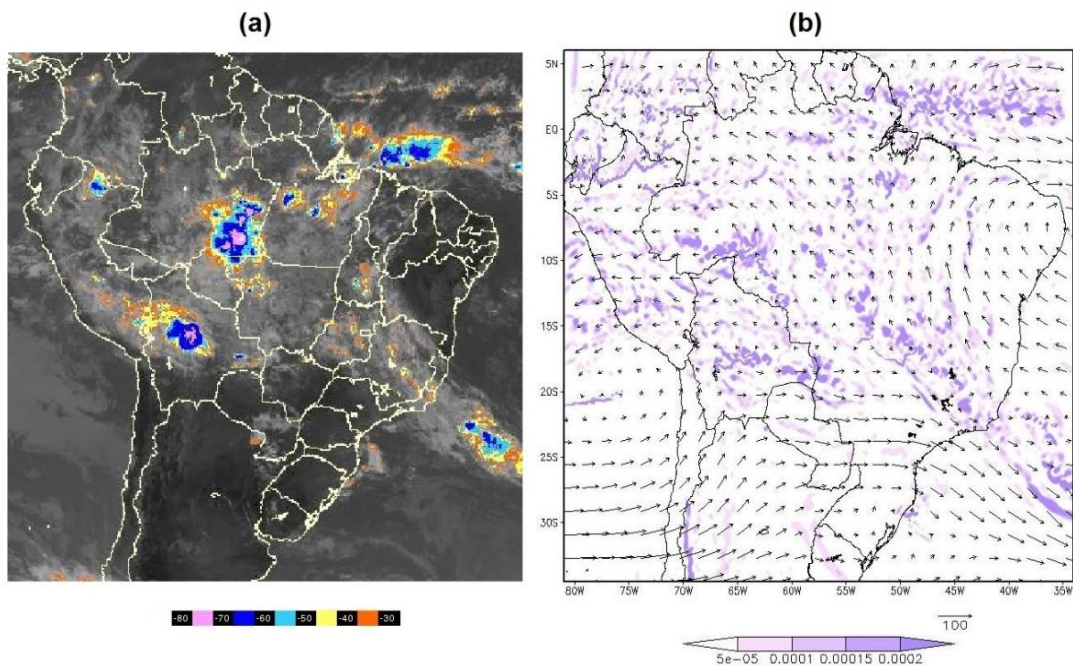
A Fig.12 ilustra um conjunto de campos às 13:00 UTC do dia 15/01/2011: imagem do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho, divergência e vetor dos ventos em 250 *hPa*; altura geopotencial e magnitude dos ventos em 250 *hPa*; altura geopotencial em 500 *hPa* e magnitude dos ventos em superfície; pressão ao nível do mar e temperatura a 2 *m*; ventos e CFU em superfície.

Na Fig.12(a) observa-se a presença de nuvens convectivas sobre as regiões da ZCIT, ZCAS e oceano Atlântico. A imagem de satélite também mostra uma ampla faixa de umidade continental presente, no sentido NO-SE, indicando a atuação da própria ZCAS. De maneira análoga, na Fig.12(b), a divergência em altos níveis ocorre ao longo das regiões citadas acima, caracterizando a convecção na baixa troposfera.

Na Fig.12(c) nota-se, na troposfera superior, a circulação no sentido horário sobre NE do Brasil, a Alta da Bolívia mais deslocada ao SO de sua posição habitual e o JS, atuando entre as isoípsas, ao sul da região da ZCAS.

Na Fig.12(d) as isoípsas, no nível de 500 hPa , contornam o anticiclone migratório em superfície, indicado pela circulação dos ventos no sentido anti-horário, se aproximando da região da ZCAS. O deslocamento deste sistema é ratificado pelo campo de pressão ao nível do mar, mostrado na Fig.12(e), da qual, nota-se uma zona de alta pressão, próxima ao litoral do Uruguai, RS e SC; atraída por uma zona de baixa pressão, sobre o oceano Atlântico, que apresenta um núcleo de 1008 hPa . Não obstante, ao norte e ao sul da ZCAS continental, onde a nebulosidade é menor, o campo de temperatura aponta valores mais elevados, principalmente sobre o NE do Brasil e região do Chaco, respectivamente.

Na Fig.12(f), a CFU é mais significativa na região oceânica da ZCAS em função do sistema transiente de sul e com a contribuição de vapor d'água, feito pelo setor oeste da ASAS.



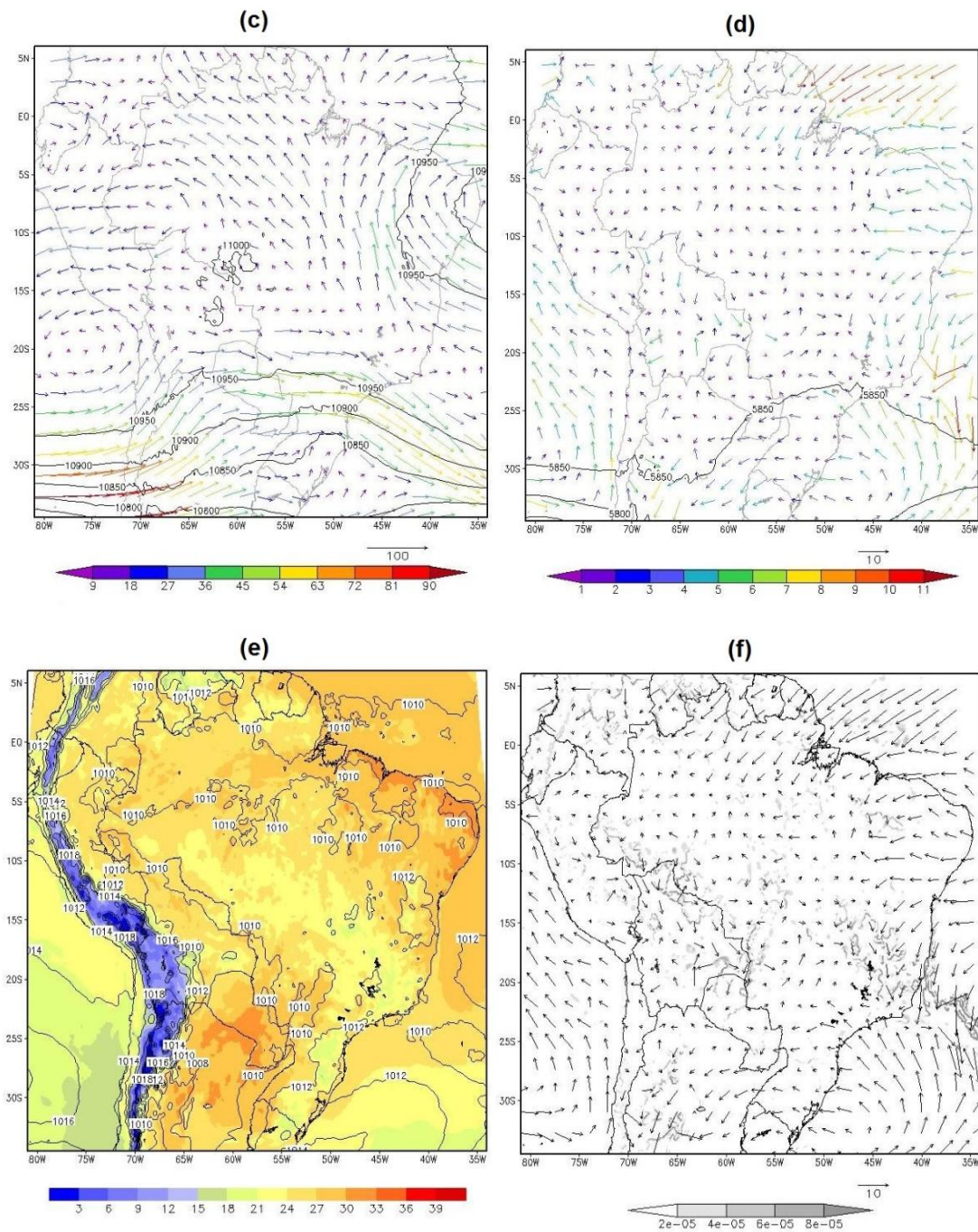


Figura 12 – Imagem realçada do satélite GOES-12 (a); divergência ($10^{-5} s^{-1}$) e vetor dos ventos ($m s^{-1}$) em 250 hPa (b); altura geopotencial (m g p) e magnitude dos ventos ($m s^{-1}$) em 250 hPa (c); altura geopotencial (m g p) em 500 hPa e magnitude dos ventos ($m s^{-1}$) em superfície (d); pressão ao nível do mar (hPa) e temperatura ($^{\circ}C$) a 2 metros (e); CFU ($10^{-5} g kg^{-1} s^{-1}$) e vetor dos ventos ($m s^{-1}$) em superfície (f); às 13:00 UTC do dia 15/01/2011.

A partir da descrição, constata-se que a atmosfera apresenta um cenário favorável à instabilidade, principalmente sobre a faixa NO-SE do continente. Por

consequente, optou-se em detalhar a análise entre 1000 e 450 *hPa*; explorando a representatividade da CFUVI e CFU em alguns níveis.

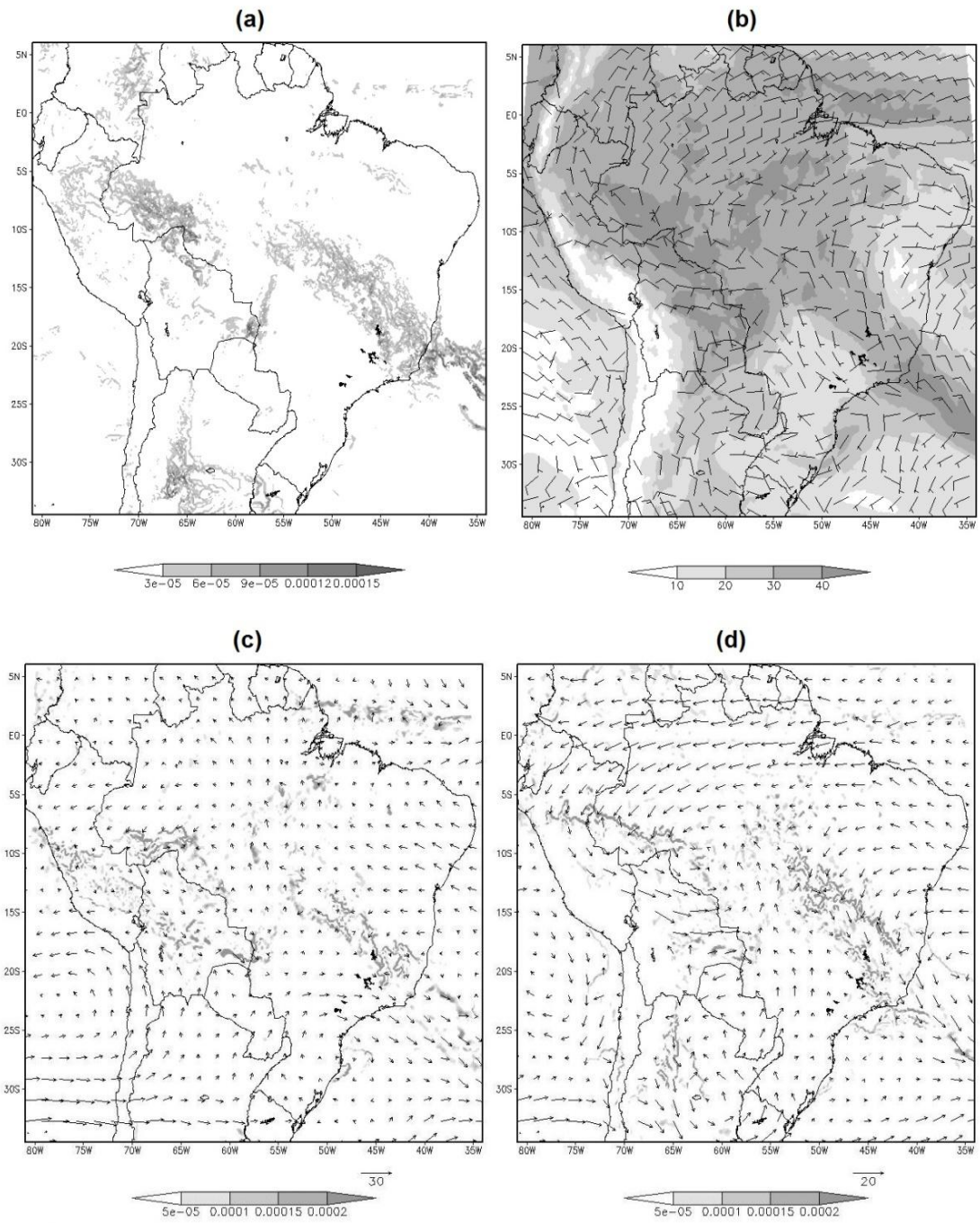
A Fig.13 ilustra um conjunto de campos às 13:00 UTC do dia 15/01/2011: CFUVI entre 1000 e 450 *hPa*, água precipitável entre 1000 e 450 *hPa* com barbelas dos ventos em 850 *hPa*, CFU e vetor dos ventos em 500, 700, 850 e 920 *hPa*.

Na Fig.13(a) a CFUVI apresenta-se mais concentrada ao longo da faixa NO-SE. Apesar de não haver convecção profunda no oeste da Amazônia, centro e litoral SE do Brasil, comparando com a imagem de satélite, Fig.12(a), os valores da CFUVI são acentuados sobre os estados do AC, GO, MG, RJ e ES.

Na Fig.13(b), os valores de água precipitável são mais elevados sobre as regiões da ZCIT, ZCAS, litoral do SE brasileiro e oceano Atlântico. Ademais, as barbelas dos ventos em 850 *hPa*, no sentido NO-SE, indicam a atuação da ZCAS, bem como o sistema proveniente de sul e o ramo da ASAS que alcança o NE do Brasil.

Na Fig.13(c) a CFU em 500 *hPa* é notável sobre as regiões de atuação da ZCIT e ZCAS, revelando a concentração de vapor nos níveis médios. Este fato está de acordo com a localização das nuvens mais desenvolvidas quando a Fig.13(c) é comparada, no mesmo horário, com a imagem de satélite na Fig.12(a). No entanto, a CFU atinge valores mais pronunciados nos níveis de 700 e 850 *hPa*, Fig.13(d) e Fig.13(e), respectivamente.

Não obstante, a Cordilheira dos Andes exerce influência no comportamento dos Alísios, representada pelo desvio meridional que estes ventos sofrem ao adentrarem o continente, transportando umidade do oceano Atlântico equatorial. Isto é mais evidente nas Fig.13(d), Fig.13(e) e Fig.13(f), igualmente com sentido NO-SE tomado pelos ventos, indicando a clara atuação da ZCAS.



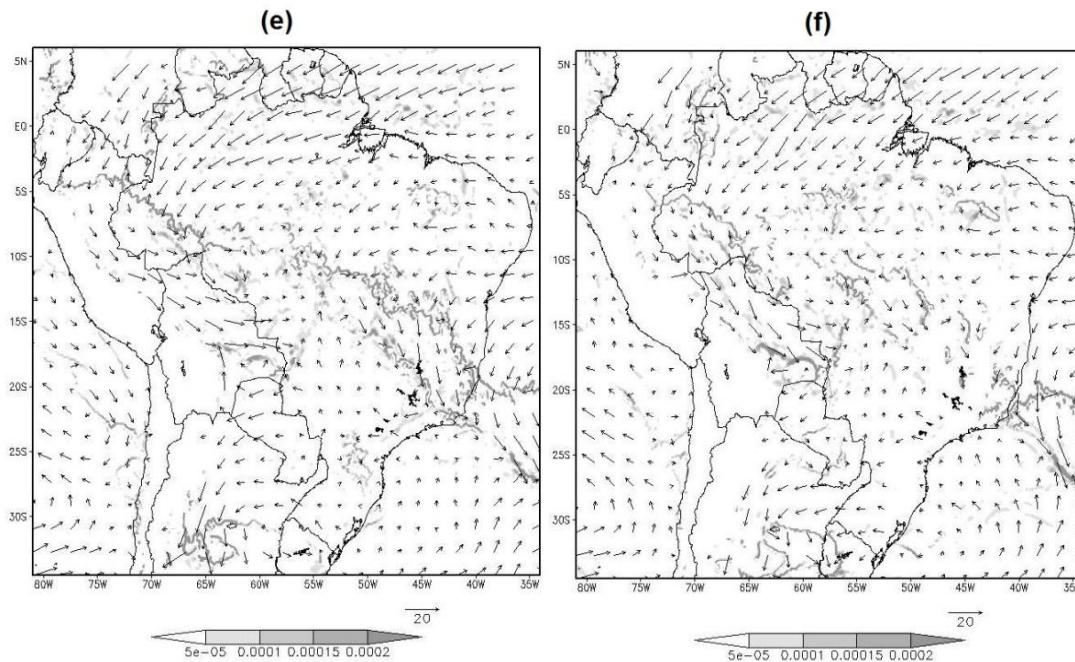


Figura 13 – CFUUVI ($10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) entre 1000 e 450 hPa (a); água precipitável (mm) entre 1000 e 450 hPa e barbelas dos ventos em 850 hPa (b); vetores dos ventos (m s^{-1}) com CFU ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) no nível de 500 hPa em (c), 700 hPa em (d), 850 hPa em (e) e para 920 hPa em (f); às 13:00 UTC do dia 15/01/2011.

A CFUUVI e CFU mostram que a umidade está presente em grande quantidade, desde a baixa troposfera até os níveis médios, sobre a região da ZCAS. Desta maneira, a atmosfera apresenta condições favoráveis à ocorrência de precipitação. A partir desta premissa, os campos de CFUUVI e CFU foram comparados com as imagens de satélite, nos horários posteriores, com objetivo de utilizá-los como método prognóstico à previsão de tempestades em curto prazo.

A Fig.14 ilustra a sequência de imagens do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho para o dia 15/01/2011, cobrindo o Brasil e a região SE, às 14:00 UTC (a) e (d), 15:00 UTC (b) e (e), 16:00 UTC (c) e (f), respectivamente. A evolução da atividade convectiva é notória nas Fig.14(d), Fig.14(e) e Fig.14(f), principalmente sobre os estados de GO, MG, RJ e ES. Quando as imagens de satélite, citadas acima, são comparadas com a Fig.13(a), observa-se uma representatividade boa da CFUUVI em relação à evolução dos sistemas atuantes sobre a região focada. No entanto, há uma exceção sobre a região oeste da Amazônia, pois a CFUUVI apresenta valores acentuados neste setor, mas as imagens de satélite não acusam atividade convectiva, nos horários posteriores. Isto está de acordo com o fato do modelo WRF simular melhor os fenômenos meteorológicos

que ocorrem nas latitudes médias do que nas regiões equatoriais. Além disso, a CFU, entre os níveis de 920 e 700 hPa , mostrou-se como meio alternativo e adequado à interpretação do comportamento atmosférico que corroborou com a CFUVI, pois foi possível visualizar em quais níveis a convergência de umidade se intensificou ou enfraqueceu.

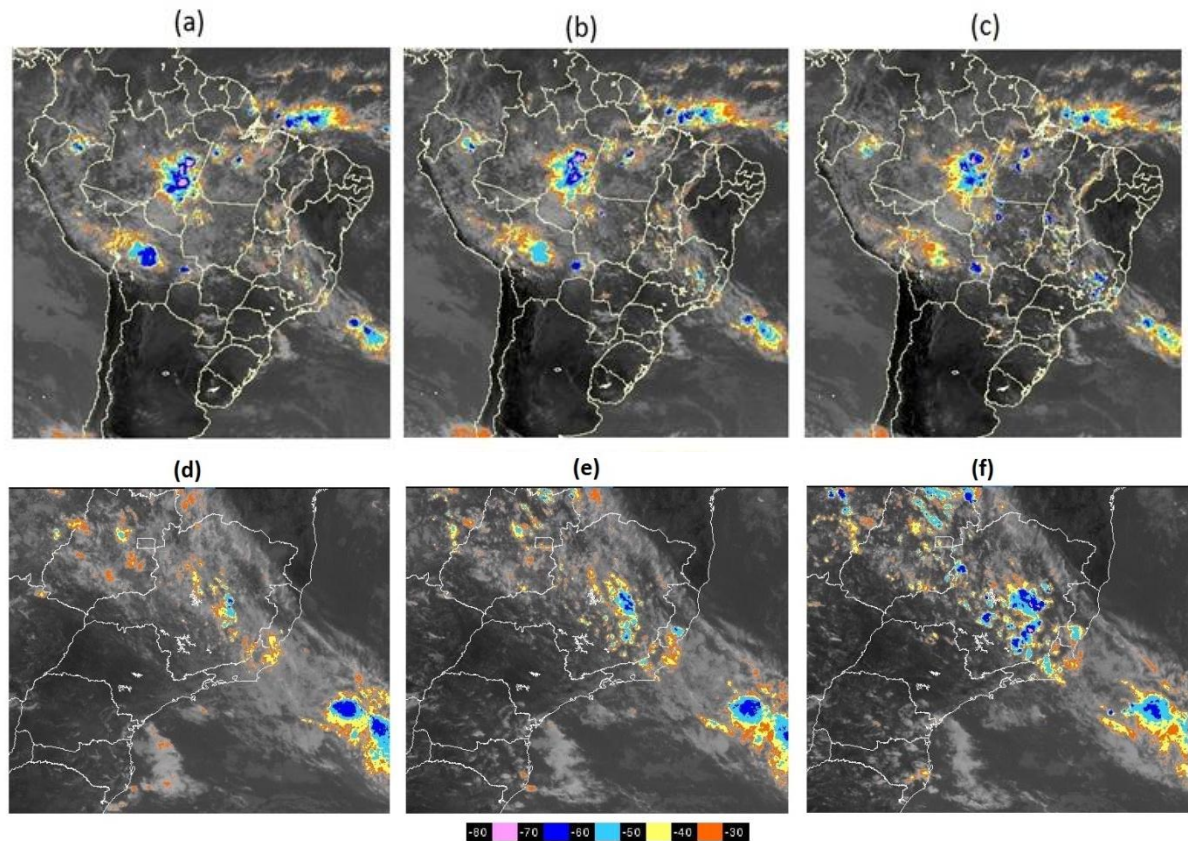


Figura 14 - Imagem do satélite GOES-12 cobrindo o Brasil e a região Sudeste às 14 UTC (a) e (d), 15 UTC (b) e (e), 16 UTC (c) e (f) no dia 15/01/2011.

Nos dias seguintes a 15 de janeiro de 2011, a ZCAS manteve o regime de chuvas constantes, intercaladas por chuvas torrenciais. Em toda região SE a precipitação acumulada superou a média mensal para o referente mês; com a ocorrência de alagamentos em função do volume de chuva. Enquanto na região serrana do RJ houve deslizamentos de terra com registro de mortes, em MG, os transtornos causados pelas chuvas torrenciais foram por conta do transbordamento de rios.

É importante salientar que a ZCAS esteve configurada entre os dias 11 e 18 de janeiro de 2011 sobre o SE do Brasil. Entretanto, ressalta-se que o solo já se encontrava encharcado pela ação da ZCOU, nos dias anteriores. Algumas cidades

da região serrana do RJ ficaram completamente arrasadas após as chuvas, sobretudo, Nova Friburgo e Teresópolis. Estes eventos foram considerados, pela defesa civil, como a maior tragédia natural da história do país. Eles causaram prejuízos imensuráveis como destruição de bairros inteiros, alagamentos, queda de pontes, deslizamentos de terra e centenas de mortes.

4.2 Aglomerados de precipitação relacionados ao JBNLA

No início da manhã do dia 22 de abril ocorreu a formação de nuvens convectivas, eclodindo em tempestades que perduraram até o final do dia 23 de abril sobre a região sul do Brasil. Segundo os registros dos boletins dos casos significativos do mês, elaborados pelo CPTEC/INPE, as tempestades estavam relacionadas à atuação do JBNLA.

A Fig.15 ilustra um conjunto de campos às 12:00 UTC do dia 22/04/2011: imagem do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho, divergência e vetor dos ventos em 250 *hPa*; altura geopotencial e magnitude dos ventos em 250 *hPa*; altura geopotencial em 500 *hPa* e magnitude dos ventos em superfície; pressão ao nível do mar e temperatura a 2 *m*; ventos e CFU em superfície.

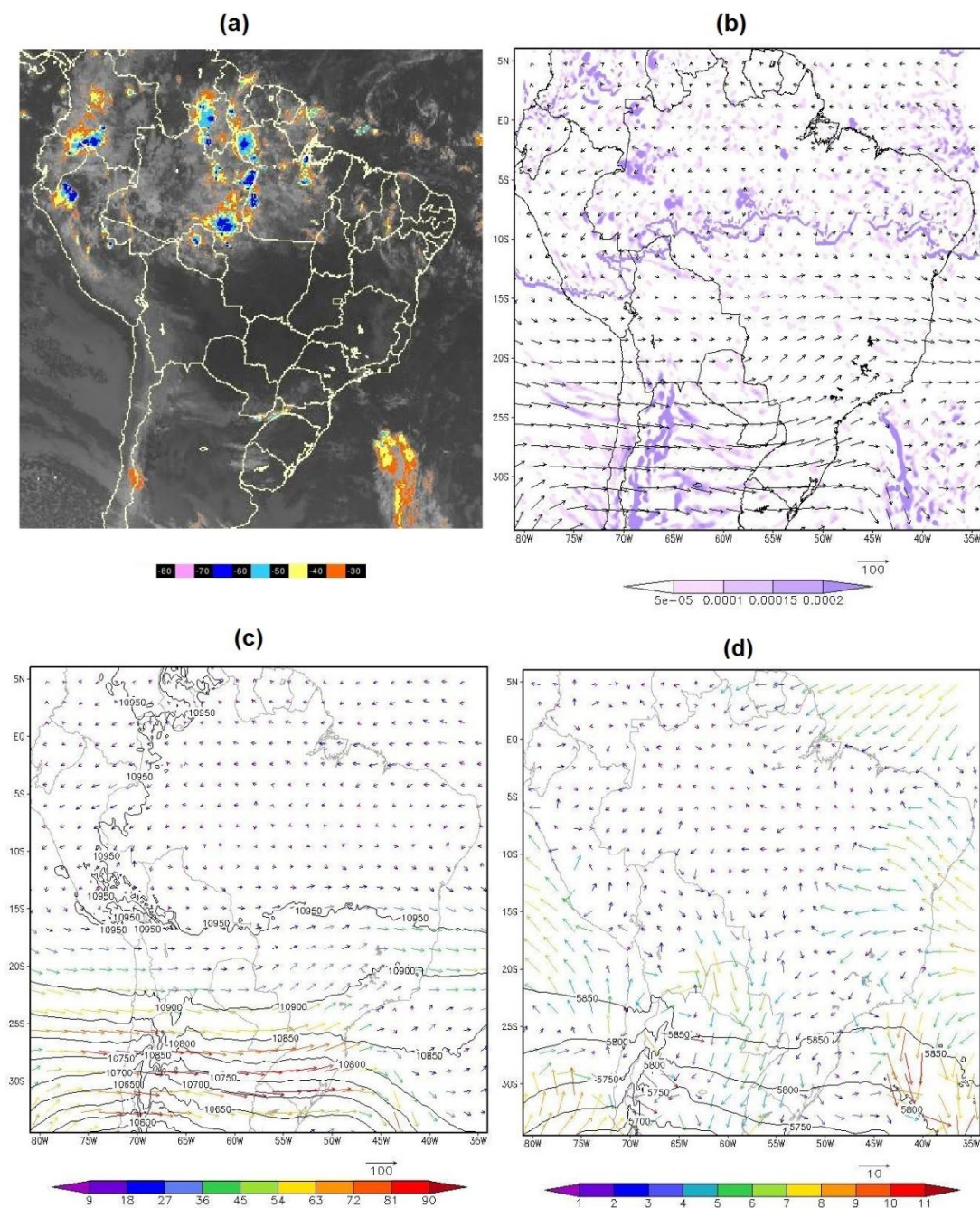
Na Fig.15(a) a imagem de satélite ilustra a atividade convectiva em algumas regiões da Amazônia e no SO do oceano Atlântico, próximo à costa sul brasileira. Além disso, entre o NE da Argentina, NO do RS e oeste de SC, há um princípio de convecção. Na baixa troposfera, a convecção está associada com a divergência em altos níveis, visto na Fig.15(b), da qual, ocorre ao longo da região equatorial, ao sopé dos Andes, na Argentina, e no SO do oceano Atlântico.

Na fig.15(c) nota-se que o JS e o JP atuam próximos entre as latitudes 20 e 30°S. Mas o JP apresenta escoamento zonal, entre as isoípsas, sobre o NE da Argentina, Uruguai e sul do Brasil. Em superfície, a ASAS e os Alísios contribuem para o ingresso dos ventos no continente ao longo do litoral SE-NE e norte do Brasil, respectivamente. Porém a direção meridional que os ventos tomam ao leste dos Andes (Paraguai, NE da Argentina, sul do Brasil e Uruguai), Fig.15(d), é destacável por indicar a mudança abrupta dos ventos com a altura, comparada com os ventos da atmosfera superior.

Na Fig.15(e) o campo de pressão ao nível do mar exhibe ampla área, ao sopé da Cordilheira dos Andes, com pressão de 1005 *hPa* e um núcleo com menor pressão, ao sul desta área, representado pela Baixa do NO da Argentina (BNA). Em

relação à Baixa do Chaco (BC), nota-se uma diferença de pressão considerável, bem como gradiente horizontal de temperatura, mostrado pelo campo térmico, entre as regiões da BNA e do BC. Este fato é suficiente para atrair a circulação dos ventos à região da BNA.

Na Fig.15(f) a CFU exibe valores mais destacados sobre o SO do oceano Atlântico, onde há um corredor de umidade relacionado com o setor norte de um sistema transiente, mais ao sul, e o setor SO da ASAS. Ademais, no interior do continente, nota-se o comportamento meridional dos ventos entre a Bacia Amazônica e Bacia do Prata.



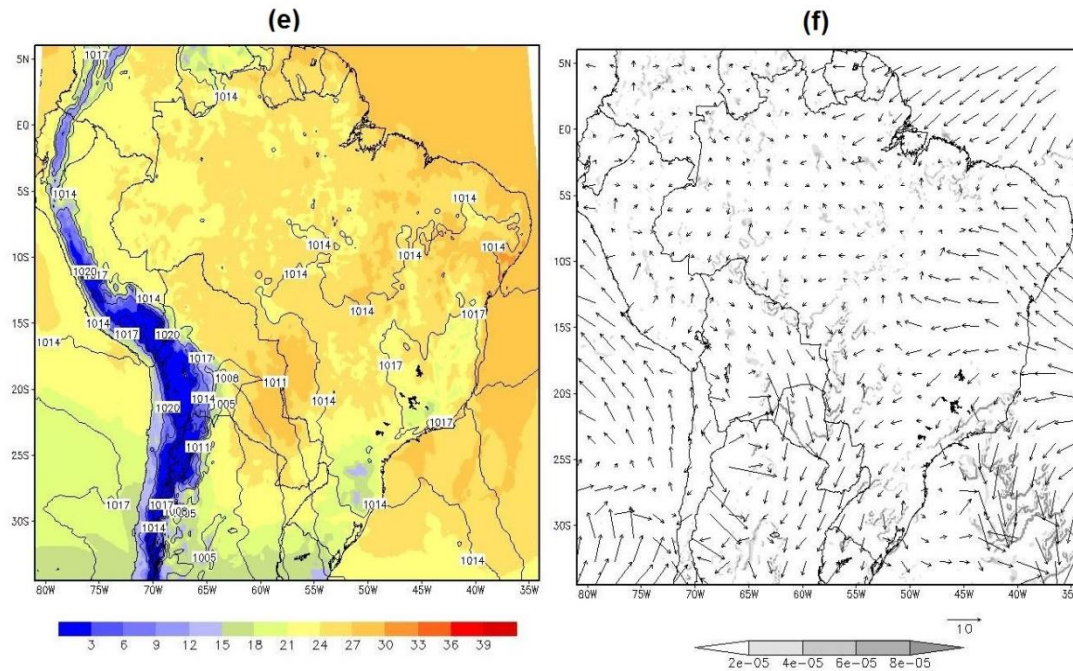


Figura 15 - Imagem realçada do satélite GOES-12 (a); divergência ($10^{-5} s^{-1}$) e vetor dos ventos ($m s^{-1}$) em 250 hPa (b); altura geopotencial (m) e magnitude dos ventos ($m s^{-1}$) em 250 hPa (c); altura geopotencial (m) em 500 hPa e magnitude dos ventos ($m s^{-1}$) em superfície (d); pressão ao nível do mar (hPa) e temperatura ($^{\circ}C$) a 2 metros (e); CFU ($10^{-5} g kg^{-1} s^{-1}$) e vetor dos ventos ($m s^{-1}$) em superfície (f); às 12:00 UTC do dia 22/04/2011.

A Fig.16 ilustra um conjunto de campos às 12:00 UTC do dia 22/04/2011: CFUVI entre 1000 e 450 hPa, água precipitável entre 1000 e 450 hPa com barbelas dos ventos em 850 hPa, CFU e vetor dos ventos em 500, 700, 850 e 920 hPa.

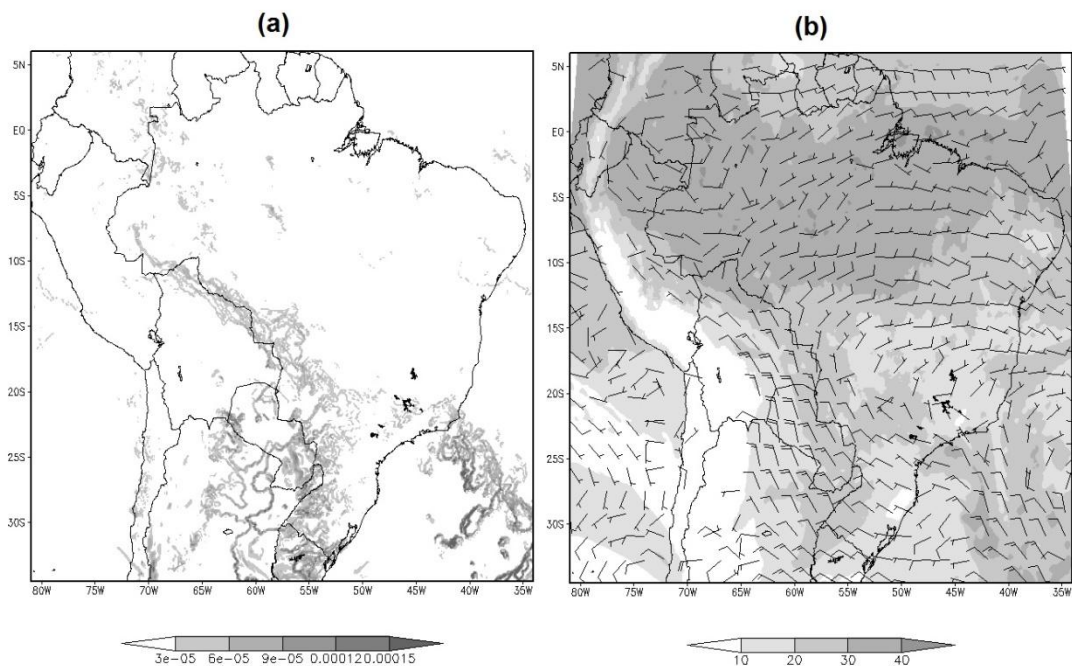
Na Fig.16(a), observa-se maior concentração da CFUVI continental sobre a Bacia do Prata e na faixa NO-Sul do Brasil. Contudo, os valores mais acentuados estão localizados no SO do oceano Atlântico, devido a atividade convectiva nesta região.

A Fig.16(b) mostra que a maior quantidade de água precipitável ocorre sobre a Amazônia. No entanto, há duas regiões onde a água precipitável alcança valores elevados: sobre SO do oceano Atlântico e no interior do continente. Este último, indicado pelas barbelas dos ventos em 850 hPa, corresponde ao transporte de umidade tropical às latitudes médias, feito pelo JBNLA.

Observa-se que na Fig.16(c) a CFU é pouco expressiva em 500 hPa, mas ocorre principalmente próximo a localização das nuvens convectivas, sobre o SO do oceano Atlântico, quando confrontada com a imagem de satélite, Fig.15(a). Além

disso, neste nível, os ventos têm comportamento zonal, sobretudo no Sul do Brasil. Entretanto, na Fig.16(d) comportamento meridional dos ventos é notório por indicar a mudança de direção com altura. Porém, a CFU ainda é modesta, neste nível, ocorrendo em pontos isolados entre a Bolívia, Oeste do Brasil e Norte do Paraguai, na região de entrada do JBNLA.

Na Fig.16(e) a CFU apresenta valores pronunciados ao longo da faixa NO-SE do continente, associados com a convecção no SO do oceano Atlântico e ao norte da Argentina, região de entrada do JBNLA. Por outro lado, na Fig.16(f), a CFU é mais acentuada no leste (MS e PR) e oeste (sopé da Cordilheira dos Andes) da região de entrada do JBNLA, e sobre o SO do oceano Atlântico. No interior do continente, ao leste dos Andes, os ventos apresentam sentido meridional norte-sul em ambos os níveis de 850 hPa e 920 hPa , visto nas Fig.16(e) e Fig.16(f), respectivamente.



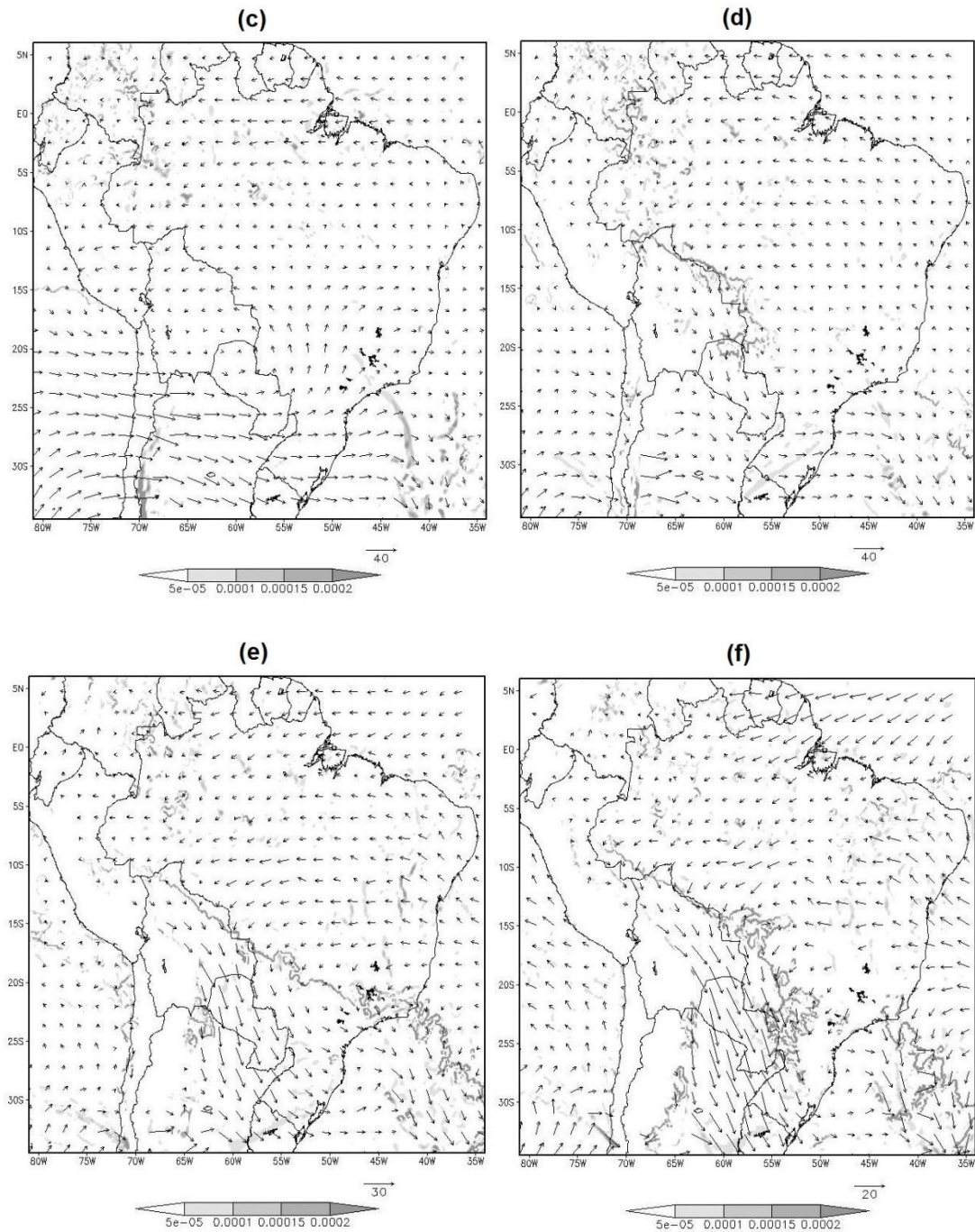


Figura 16 - CFUVI ($10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) entre 1000 e 450 hPa (a); água precipitável (mm) entre 1000 e 450 hPa e barbelas dos ventos em 850 hPa (b); vetores dos ventos ($m \text{ s}^{-1}$) com CFU ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) no nível de 500 hPa em (c), 700 hPa em (d), 850 hPa em (e) e para 920 hPa em (f); às 12:00 UTC do dia 22/04/2011.

Apesar de atmosfera apresentar pouca nebulosidade sobre a região de saída do JBNLA, a análise da CFUVI e CFU em 920 hPa , indica a possibilidade de desenvolvimento de tempestades. Outro fato que corrobora com a questão é, sobretudo, a brusca mudança dos ventos com a altura.

De maneira análoga, àquela investigada para o caso de ZCAS, os campos de CFUVI e CFU foram comparados com as imagens de satélite, das 13, 14 e 15:00 UTC; com o mesmo objetivo de utilizá-los como método prognóstico à previsão de tempestades em curto prazo.

A Fig.17 ilustra a sequência de imagens do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho para o dia 22/04/2011, cobrindo o Brasil e a região Sul, às 13:00 UTC (a) e (d), 14:00 UTC (b) e (e), 15:00 UTC (c) e (f), respectivamente.

Observa-se que em menos de 1 hora, na Fig.17, eclodem subitamente nuvens de tempestades sobre o NE da Argentina, Oeste de SC e NO do RS. Quando a CFUVI foi comparada com a sequência das imagens de satélite, houve uma representatividade bem fidedigna, da evolução do sistema de nuvens convectivas que atingiram a região em questão. Além disso, nota-se que, ao longo das 3 horas posteriores, a atividade convectiva, principalmente no NO do RS, desenvolveu aglomerados de nuvens com temperaturas de brilho no topo entre -50 e -60°C.

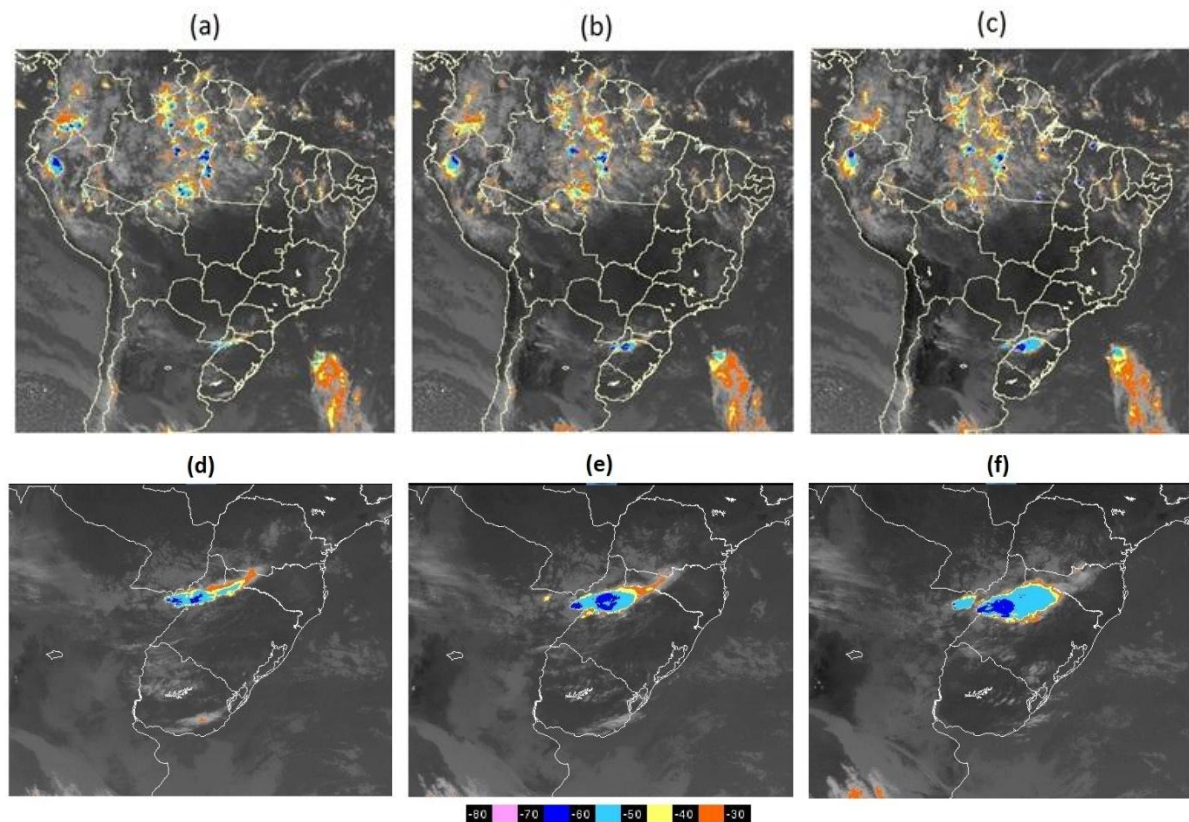


Figura 17 - Imagem do satélite GOES-12, cobrindo o Brasil e a região Sul às 13 UTC (a) e (d), 14 UTC (b) e (e), 15 UTC (c) e (f) no dia 22/04/2011.

O JBNLA forneceu umidade da Amazônia, para desenvolver aglomerados de tempestades que atuaram entre os dias 22 e 23 de abril sobre o RS. As fortes chuvas causaram transtornos em todo o estado: no norte do estado ocorreram destelhamentos de residências, danos em aviários e plantações de milho, bem como interrupção do fornecimento de energia elétrica. Na região central, em Santa Maria, não foram apenas os alagamentos, mas a queda de granizo em alguns pontos isolados causaram grandes prejuízos. No sul do estado, também foi relatado prejuízos materiais, especialmente relacionados com alagamentos.

Conclusão

Foram analisados oito casos de aglomerados de precipitação, que se manifestaram sobre o Brasil, devido à atuação da ZCAS e do JBNLA, em 2011. Os prognósticos do modelo de mesoescala WRF, referentes à CFUVI e CFU, foram comparados com as imagens de satélite nas três horas posteriores com o objetivo de utilizá-los à previsão de curto prazo. Ressalta-se que, todas as análises apresentaram resultados semelhantes. Por isso, as conclusões são baseadas nos casos mais extremos que foram selecionados: o primeiro está associado à ZCAS e segundo com o JBNLA.

Em relação ao evento de ZCAS, os prognósticos da CFUVI e CFU, apontaram que:

I – Sobre a região da ZCAS, a CFUVI exibiu valores mais acentuados no Oeste da Amazônia e SO do oceano Atlântico do que no SE do Brasil. No entanto, este campo mostrou-se representativo nas regiões SE do Brasil e SO do oceano Atlântico como indicam as imagens de satélite nos horários posteriores. Isto está associado ao fato do modelo WRF simular melhor os fenômenos meteorológicos que ocorrem nas latitudes médias, que nas regiões equatoriais.

II – A CFU continental em superfície mostrou-se fraca, mas no SO do oceano Atlântico, apresentou-se mais expressiva. Isto sugere que, sobre o continente, há muita influência superficial, das quais, as características se misturam com o campo em questão.

III - Sobre a região da ZCAS continental, a CFU apresentou valores significativos, principalmente, nos níveis de 700 e 850 *hPa*, ao passo que, sobre a região da ZCAS oceânica, a CFU foi mais acentuada nos níveis de 850 e 920 *hPa*. Assim, o campo em questão mostrou-se útil à previsão, pois as imagens de satélite

evidenciaram a formação de nuvens convectivas sobre o SE do Brasil nos horários posteriores.

Em relação ao evento de JBNLA, os prognósticos da CFUVI e CFU, apontaram que:

I – A CFUVI apresentou valores mais pronunciados sobre o SO do oceano Atlântico do que na região de saída do JBNLA. Porém, em ambas as regiões, as imagens de satélite comprovaram o desenvolvimento de nuvens convectivas nos horários posteriores. Por isso, o campo de CFUVI teve uma representatividade bem fidedigna da evolução da atividade convectiva, mostrando-se útil à previsão de curto prazo.

II – De maneira análoga, ocorrido na região da ZCAS, a CFU continental em superfície, apresentou-se fraca, mas no SO do oceano Atlântico, mostrou-se mais expressiva. Esta semelhança com o caso anterior também sugere que as características superficiais do continente se misturam com este campo.

III – No SO do oceano Atlântico, a CFU em 920 e 850 *hPa*, exibiu valores significantes. Porém, sobre o Sul do Brasil, este campo teve maior destaque no nível de 920 *hPa*, ao leste da região de entrada do JBNLA. Assim, nos horários posteriores, as imagens de satélite mostraram evolução de nuvens convectivas sobre o NO do RS e Oeste de SC.

De forma geral, para todos os casos analisados, incluindo ZCAS e JBN conclui-se que:

- i) os prognósticos da CFUVI indicaram boa concordância com a localização de nuvens desenvolvidas quando foram comparados com as imagens de satélite nos três horários posteriores.
- ii) os prognósticos da CFUVI, principalmente nas latitudes médias, mostraram-se viáveis no auxílio da previsão de tempestades que foram ocasionadas pelos aglomerados de precipitação.
- iii) os valores mais acentuados da CFU foram encontrados entre os níveis de 700 e 920 *hPa*, o que permitiu visualizar em quais níveis a CFU se intensificava ou enfraquecia.

Tanto nos casos de ZCAS quanto nos casos de JBNLA, o aporte de umidade às regiões SE e Sul do Brasil, proporcionavam condições ao desenvolvimento de aglomerados de precipitação. A partir disso, os prognósticos da CFUVI mostraram-se ferramentas úteis à previsão ao serem analisados com três

horas de antecedência, em relação às tempestades, permitindo acompanhar a evolução e a localização das mesmas por intermédio de imagens de satélite. Desta forma, o objetivo do trabalho foi alcançado.

A ZCAS e o JBNLA não foram os únicos fenômenos responsáveis pelos extremos de precipitações que ocorreram no Brasil, durante o período de 2011. Por isso, como sugestão para trabalhos futuros, utilizando a mesma metodologia, propõe-se a inclusão de outros sistemas meteorológicos, bem como o teste com outras parametrizações físicas do WRF.

Referências bibliográficas

ADAS, M. Atuação das massas de ar no verão e no inverno na América do Sul. In: Panorama geográfico do Brasil. São Paulo: Moderna, 2004, p.149-150.

AMARAL, L. M. C.; HOMANN, C. T.; YAMASAKI, Y. Sistema Integrado IDD e modelo de mesoescala. In: VIII LATIN AMERICAN AND IBERIAN CONGRESS OF METEOROLOGY CLIMET XIII X CONGRESS OF METEOROLOGY CONGREMET X. 10., 2009, **Anais do...**Buenos Aires, 2009

ARAKAWA, A; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **General circulation models of the atmosphere**. (A78-10662 01 – 47) New York: Academic Press, p.173-265, 1977.

ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the southern hemisphere with emphasis on the South American region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.48, p.1902-1912, 2009.

BANACOS, P.; SCHULTZ, D. The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: historical and operational perspectives. **Weather and Forecast**, v.20, n.3, p. 351-366, 2005.

BERRI, G. J.; INZUNZA, B. The effect of the Low-Level Jet on the poleward water vapor transport in the central region of South America. **Atmospheric Environment**, v.27a, n.3, p.335-341, 1993.

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Journal Royal Meteorology Society**, n.112, p.667-691, 1986.

BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. **Journal Royal Meteorology Society**, n.112, p.693-709, 1986.

BONATTI, J. P; RAO, V.B. Moist baroclinic instability of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.44, p.2657-2667, 1987.

BONNER, W. D. Climatology of the Low Level Jet. **Monthly Weather Review**, v.96, n.12, p.833-850, 1968.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intrasazonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v.17, p.88-108, 2004.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA 2., 1982, Pelotas-RS. **Anais do...** Pelotas: 1982, v.2, p.225-253.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, p.83-90, 1986.

CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque; FERREIRA, Nelson Jesus; JUSTI DA SILVA, Maria Gertrudes Alvarez; SILVA DIAS, Maria Assunção Faus da. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463p.

DALL' ANTONIA Jr., Alaor Moacyr. **Vórtice de ar frio na América do Sul - Análise diagnóstica**. 1991. 116f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo.

DOUGLAS, M. W. Extension and expansion of the Pan American Climate Studies Sounding Network (PACS-SONET) for extended monitoring of climate variability over the Americas. Disponível em:

< <http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/proposal/PACSp proposal.html> >

Acesso em: 21 mai. 2011.

DOUGLAS, M. W.; NICOLINI, M.; SAULO, A. C. The Low-Level jet at Santa Cruz, Bolívia during January-March 1998, pilot balloon observations and model comparisons. SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGE STUDIES, 10., 1999, Dallas. **Anais do...** Dallas, 1999. p.223-226.

DUDHIA, J. Numerical Study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.46, n.20, p.3077-3107, 1989.

EARTH SYSTEM RESEARCH LABORATORY. Disponível em:

< <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/> >. Acesso em: 20 nov. 2012.

FERNANDES, K. A.; SATYAMURTY, P. Cavados invertidos na região central da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA 8., 1994, Belo Horizonte – MG, **Anais do...** Belo Horizonte - MG, 1994, v.2, p.93-94.

GAMEIRO, Marcelo Silva. Problemas geoambientais provocados pela expansão urbana no município de Bragança Paulista, SP. 2008. 128f. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) – Universidade de Guarulhos (UNG), Guarulhos.

GAN, Manoel Alonso. **Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul**. 1992. 196f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, p.19-28, 1986.

GUIA, Caroline Vidal Ferreira da. **Análise das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul**. 2011. 98f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

HENRY, A. J. Bjerknes and H. Solberg on the life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Monthly weather review**, p.468-473, 1922.

HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local versus non-local boundary layer diffusion in a global climate model. **Journal of Climate**, n.6, p.1825-1842, 1993.

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems In Cloud dynamics. **Academic Press, Inc**, v. 53, p.334-404, 1993.

HUDSON, H. On the relationship between horizontal moisture convergence and convective cloud formation. **Journal of Applicate Meteorology**, vol. 10, p.755-762, Aug.1971.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/default.php>>. Acesso em: 25 jun. 2012.

JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, n.122, p.927-945, 1994.

JANJIC, Z. I. Comments on “Development and evaluation of the convective scheme for use in climate models”. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n.57, p.3686, 2000.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.70, n.4, p.813-835, 1992.

KÖPPEN, Wladimir. **Climatologia: com un studio de los climas de la Tierra**. México: Fondo de Cultura Economica, 1948. 478p.

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

KUO, H.L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.22, p.40-63, 1965.

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.31, p.1232-1240, 1974.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization for the absorption of the solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n.31, p.118-133, 1974.

LAPRISE, R. The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as independent variable. **Monthly weather review**, n.120, p.197-207, 1992.

LAU, W.; ZHOU, E. J. Rainfall regimes and interannual variability of South American summer monsoon. INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., 2000. Santiago. **Anais do...** Santiago, 2000, p.153-154.

LEE, M. S.; BARKER, D.; HUANG, W.; KUO, Y. H. First Guess at Appropriate Time (FGAT) with WRF 3DVAR. WRF/MM5 Users Workshop, 22-25 Jun 2004, Boulder, Colorado.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M, V. Subseasonal variations of rainfall in south America in the vicinity of the Low-Level-Jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of climate**, v.17, n.19, p.3829-3842, 2004.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P. Post-summer heavy rainfall events in Southeast Brazil associated with South Atlantic Convergence Zone. **Atmospheric Science Letters**, n.11, p.13-20, 2010.

LIN, Y. L.; FARLEY, R. D.; ORVILLE, H. D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. **Journal of Applicate Meteorology**, n.22, p.1065-1092.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletins of the American Meteorological Society**. Soc., 61, p.1374-1387, 1980.

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; SILVA DIAS, P. The South American Low-Level Jet East of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.d20, p.8079-8089, 2002.

MARENGO, J. A.; SOARES, W.R. Episódios de Jatos de Baixos Níveis ao Leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p.35-52, 2002.

MARENGO, J. A.; SOARES, W.R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level-Jet East of the Andes as derived from NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v.17, n.12, p.2261-2280, 2004.

MENDONÇA, F.; MORESCO, I.; DANNI-OLIVEIRA. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). In: CLIMATOLOGIA: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. p.90-91.

MISRA, V.; DIRMEYER, P. A.; KIRTKMAN, B. P.; JUANG, H.; KANAMITSU, M. Regional simulation of Inter annual Variability over South America. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.d20, p.8036-8051, 2002.

MLAWER, E. J. S. J; TAUBMAN, P. D; BROWN, M. J; IACONO, S. A; CLOUGH. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for longwave. **Journal of Geophysical Research**, v.102, n.d14, p.16663-16682, 1997.

NASCIMENTO, Ernani de Lima. **Influência dos bloqueios atmosféricos na propagação de ondas de Rossby em escoamentos de Inverno no Hemisfério Sul**. 1998. 94f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo.

NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. The influence of atmospheric blocking on the Rossby wave propagation in Southern Hemisphere flows. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.80, p.139-159, 2002.

NICOLINI, M.; SAULO, A.C. Eta characterization of the 1997-98 warm season Chaco jet cases. In : INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY. 6., 2000. **Anais do...** Santiago, 2000, p.330-331.

NOBRE, C. A. Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: A importância do oceano Atlântico. **Climanálise**, v.3, n.4, p.30-35, 1988.

NOGUES-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v.125, n.2, p.279-291, 1997.

NOILHAM, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface process for meteorological models. **Monthly Weather Review**, n.117, p.536-549, 1989.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletins of the American Meteorological Society**, v.56, n.5, p. 527-530, 1975.

PAEGLE, J. A comparative review of South American Low Level Jets. **Meteorologica**, v.3, n.1-2, p.73-81, 1998.

PESQUEIRO, José Fernando. **Balanço de umidade na região do sistema de monção da América do Sul em cenários climáticos futuros (2071-2100) utilizando o modelo Eta: um estudo de caso de modelagem**. 2009. 242f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

PLEIM, J. E. A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: model description and testing. **Journal of Applicate Meteorology and Climatology**, n.46, p.1383-1395, 2007.

PLEIM, J. E.; GILLIAM, R. C. An indirect data assimilation scheme for deep soil temperature in the Pleim-Xiu land surface model. Submitted to **Journal of Applicate Meteorology Climatology**, 2008.

PLEIM, J. E.; XIU, A. Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. **Journal of Applicate Meteorology**, n.34, p.16-32, 1995.

PLEIM, J. E.; XIU, A. Development of the land-surface model. Part II: Data assimilation. **Journal of Applicate Meteorology**, n.42, p.1811-1822, 2003.

QUADRO, Mario Francisco Leal de. **Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do sul**. 1994. 99f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

QUADRO, M. F.; DA SILVA DIAS, M. A.; HERDIES, D. L.; DE GONÇALVES, L. G. G. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.2, p.152-162, 2012.

REBOITA, Michelle Simões. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul: simulação climática e experimentos de sensibilidade**. 2008. 316f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.2, p.185-204, 2010.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. Extreme summer convection in South American. **Journal of Climate**, v.23, p.3761-3791, 2010.

RUTLEDGE, S. A.; HOBBS, P. V. The mesoscale and microscale structure and organization of cloud and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n.20, p.2949-2972, 1984.

SATYAMURTY, Prakki. **Rudimentos de Meteorologia Dinâmica**. São José dos Campos: 2004,143p.

SATYAMURTY, P.; DA COSTA, C.; DOS SANTOS, A. C.; MANZI, A. O. Convergência do fluxo de umidade sobre a região Amazônia nos anos contrastantes 2005 e 2009. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA 16, 2010, Belém – PA, **Anais do...** Belém: 2010.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v.117, n.6, p.1355-1364, 1989.

SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; CHOU S. C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. **Climate Dynamics**, v.16, n.10-11, p.867-881, 2000.

SCHMIDT, J. C. J. O clima da Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, v.4, n.3, p.465-500, 1942.

SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical-mid latitude exchange of air masses during Summer and Winter in South America: Climatic aspects and extreme events. **International Journal of Climatology**, v.20, n.10, p.1167-119, 2000.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do Noroeste argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.1, p.49-60, 2012.

SEVERO, D. L.; CAMPIGOTTO, A. P; REFOSCO, J. C. Climatologia dos vórtices ciclônicos que atuam no Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA 16, 2010, Belém – PA, **Anais do...** Belém: 2010

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, p.133-150, 1987.

SKAMAROCK, W. C; KLEMP, J. B; DUDHIA, J. ; GILL, D. O; BARKER, D. M; WANG, W; POWERS, J. G. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR/Tech. Notes, 2008.

SKAMAROCK, W.C; WEISMAN, M. L. The impact of positive-definitive moisture transport on NWP precipitation forecasts. **Monthly weather review** :submitted. 2008.

STEPHENS, G. L.; Radition profiles in extended water clouds. Part II: Parameterization schemes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n.35, p.2123-2132, 1978.

TAO, W. K.; SIMPSON, J.; McCUMBER, M. An ice-water saturation adjustment. **Monthly Weather Review**, n.117, p.231-235, 1989.

TETENS. V. O. Uber einige meteorologische. Begriffe, Zeitschrift fur Geophysik, v.6, p.297-309, 1930.

THE WEATHER RESEARCH & FORECASTING MODEL. Acesso em: 05/04/2012. Disponível em: < <http://www.wrf-model.org/index.php> >.

VAN ZOMEREN, J; VAN DELDEN, A. Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms. **Atmospheric and Research**, v.83, n. 2-4, p. 435-445, 2007.

VAREJÃO-SILVA, Mario Adelmo. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: versão digital 2, 2006, 449p.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Américas. **Journal of Geophysical Research**, v.92, n.d8, p.9591-9613, 1987.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.B.; MARENGO, J.; MEITING, J.; NICOLINI, M.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; ZIPSER, E. The south american low-level jet experiment. **American Meteorological Society**, v.87, n.1, p.63-77, 2006.

WALDSTREICHER, J. A guide to utilizing moisture flux convergence as a predictor of convection. **National Weather Dig.** Vol. 14, n. 4, p. 20-35, 1989.

WICKER, L. J.; SKAMAROCK, W. C. Time splitting methods for elastic models using forward time schemes. **Monthly weather review**, n.130, p.2088-2097, 2002.

WRF (ARW) Version 3 Modeling System User's Guide. Mesoscale & Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, U.S.A., Jan. 2012.

Disponível em: < <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/> >.

XIU, A.; PLEIM, J. E. Development of a land surface model part I: application in a mesoscale meteorology model. **Journal of Applicate Meteorology**, n.40, p.192-209, 2001.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.55, n.2, p.205-207, 1977.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsson climate exist over South America? **Journal of Climate**, v.11, n.5, p.1020-1040, 1998.