



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.05.13.11-TDI

ESTUDO DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA COM USO DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE RADAR

Rute Costa Ferreira

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos
Drs. Dirceu Luis Herdies, e Cesar
Augustus Assis Beneti, aprovada
em 25 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L59FBP>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L59FBP)

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.05.13.11-TDI

ESTUDO DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA COM USO DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE RADAR

Rute Costa Ferreira

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos
Drs. Dirceu Luis Herdies, e Cesar
Augustus Assis Beneti, aprovada
em 25 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L59FBP>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L59FBP)

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Ferreira, Rute Costa.

F413e Estudo de sistemas convectivos de mesoescala com uso de
assimilação de dados de radar / Rute Costa Ferreira. – São José
dos Campos : INPE, 2016.
xxviii + 123 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.05.13.11-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional
de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. Dirceu Luis Herdies, e Cesar Augustus
Assis Beneti.

1. SCM. 2. WRFDA. 3. Modelagem atmosférica. 4. 3DVAR.
I.Título.

CDU 551.515.6



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).


This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).

Aluno (a): **Rute Costa Ferreira**

Título: " ESTUDO DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA COM USO DE
ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE RADAR "

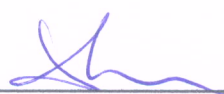
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Daniel Alejandro Vila




Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Dirceu Luis Herdies




Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Cesar Augustus Assis Beneti



Orientador(a) / SIMEPAR/UFPR / Curitiba - PR

Dr. Mario Francisco Leal de Quadro



Convidado(a) / IFSC / Florianópolis - SC

Este trabalho foi aprovado por:

() **maioria simples**

☒ **unanimidade**

São José dos Campos, 25 de Fevereiro de 2016

*“Quando penso que já cheguei ao meu limite,
descubro que tenho forças para ir além.”*

(Ayrton Senna)

A minha família, que sempre esteve e estará comigo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me dar sabedoria e força para chegar até aqui e concluir mais esta etapa.

A meu pai, Tomás, que me incentivou sempre a continuar estudando e que me mostra a força e as limitações não só da ciência, mas do ser humano. A minha mãe, Abigail, pelo afeto e apoio constante. A minha irmã Ana, pela amizade, paciência e parceria e por me mostrar que a distância não existe para pessoas que se dão bem. A minha irmã Sílvia, pelo carinho, pelo excelente exemplo, por todos os ensinamentos, tanto científicos quanto para o crescimento pessoal. Ao Leonardo pela paciência e companheirismo.

Ao Dr. Dirceu Herdies, pela orientação, pelo apoio e incentivo. Por sua confiança e sua colaboração no meu desenvolvimento pessoal e profissional e por acreditar na minha capacidade.

Ao Dr. Éder Vendrasco por compartilhar seu conhecimento comigo e com os demais alunos e bolsistas, pela paciência, e ajuda imprescindível para a realização deste trabalho.

Ao Msc. Thiago Biscaro pela amizade e importante apoio científico sobre radares e programação ao longo do mestrado.

Ao Dr. Cesar Beneti, pelo apoio e coorientação. Ao SIMEPAR pela disponibilização dos dados, pela ajuda de Rafael, Camila, Carlos Neto, Bianca e Renan.

Ao Dr. Daniel Vila pela disponibilidade e pelos conhecimentos compartilhados em sensoriamento remoto, fundamentais para parte deste trabalho.

Aos meus colegas da pós-graduação e da graduação, grandes amizades que terei toda a vida, pela ajuda com diversos comentários e discussões científicas que colaboraram de alguma maneira.

Aos funcionários que trabalham no CPTEC, em especial às secretárias e demais pessoas do setor administrativo pela amizade, ao Vanderlei e às pessoas ligadas à supercomputação, pela paciência, disponibilidade e ensinamentos.

Ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE por viabilizar a realização deste trabalho, e a todos os docentes e secretárias envolvidos no programa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudo.

Muito Obrigada!

RESUMO

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são sistemas responsáveis por tempestades intensas na região sul do Brasil e podem causar danos representativos. Normalmente, os SCM são relacionados a ventos fortes, descargas elétricas atmosféricas, chuva intensa, e, em casos mais extremos, até granizo. O estudo desses sistemas através da modelagem é necessário para melhor entendimento e previsibilidade dos SCM. Este trabalho apresenta um estudo de dois eventos de SCM ocorridos em 2014 com base na assimilação de dados de radar. Diversas simulações foram feitas a partir dos dados de refletividade e velocidade radial dos radares de Cascavel, Teixeira Soares e Assunção. Para efeitos comparativos do campo de precipitação acumulada, foi criado o CoSch3, que combina os dados de satélite e telemétricas de superfície. Foram feitas rodadas com o WRF (*Weather Research and Forecasting Model*) sem assimilação, com assimilação de dados convencionais e com assimilação de dados de radar e comparadas com o CoSch3. A rodada com assimilação de dados de radar inseriu ao modelo a velocidade radial e a refletividade de maneira indireta, ou seja, assimilou a razão de mistura de água de chuva. Após a assimilação e análise dos incrementos associados a ela, a previsão de precipitação para 6 horas foi comparada para as três configurações citadas. As novas análises geradas a partir da assimilação de dados mostraram o impacto da assimilação de radar desde baixos a altos níveis no modelo, e no perfil vertical da atmosfera. A utilização de ciclos para inicialização do modelo mostrou-se imprescindível para melhoria na previsão do posicionamento da precipitação. Dentre as configurações de previsão de precipitação, a assimilação de dados de radar mostrou uma melhoria ao prever os núcleos de precipitação intensa. Os resultados deste trabalho podem contribuir para melhorar os sistemas de alerta deste tipo de evento com maior precisão espacial e com antecedência, reduzindo as perdas causadas por inundações, vendavais, deslizamentos de terra, destruição de plantações, queda de árvores, entre outros.

Palavras-chave: SCM. WRFDA. Modelagem Atmosférica. 3DVAR.

ANALYSIS OF MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS USING RADAR DATA ASSIMILATION

ABSTRACT

Mesoscale Convective Systems (MCS) are responsible for severe storms in southern Brazil and can cause considerable damage. Usually, MCS are responsible for strong winds, atmospheric lightning, storms, and even hail. This work presents a study of two MCS events in 2014 based on radar data assimilation. Several simulations were carried out from the reflectivity data and radial velocity of Cascavel, Teixeira Soares (Parana, Brazil) and Asuncion (Paraguay) radars. A CoSch3 data, that combines satellite data and surface telemetry, was created for comparative purpose of the accumulated precipitation. The WRF model (Weather Research and Forecasting Model) was performed without data assimilation, with traditional data assimilation and with radar data assimilation, and the results are compared against CoSch3 data. The radar data assimilation incorporated into the model the radial velocity directly, while the reflectivity was converted to rainwater mixing ratio. After the assimilation process, the forecast precipitation of 6 hours was compared for the three aforementioned configurations. The result analysis shows the impact of radar data assimilation from low to high levels in the model, and in vertical profile of the atmosphere. The use of cycles for model initialization was indispensable for improvement in predicting the positioning of precipitation. Among all evaluated forecast precipitation, the radar data assimilation presents the best forecast of heavy precipitation cores. The results of this work can contribute to improve the alarm systems for these kinds of events, in advance and with better spatial precision, reducing losses caused by floods, windstorms, landslides, destruction of plantations, falling trees, etc.

Keywords: MCS. WRFDA. Atmospheric Modeling. 3DVAR.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1: Frequência de CCMs durante a estação.....	13
Figura 2.2: Modelo conceitual de um SCM pelo eco do radar para o estágio ..	15
Figura 2.3: Exemplo de valores do perfil vertical de refletividade e tipo de precipitação associada.....	18
Figura 2.4: Ilustração dos perfis verticais dos dados que serão assimilados ...	24
Figura 3.1: Topografia da América do Sul e área de estudo delimitada pela caixa branca.....	27
Figura 3.2: Posição dos Radares de Assunção (ASU), Cascavel (CAS), Teixeira Soares (TXS), suas respectivas áreas de cobertura e relevo da região em metros	30
Figura 3.3: Localização das estações telemétricas que foram utilizadas	33
Figura 3.4: Ilustração do método utilizado para cálculo da matriz de covariância dos erros	38
Figura 3.5: Inicialização do modelo ilustrada com ciclos com e sem assimilação de dados para uma previsão de 06 horas. Em a) sem nenhum tipo de assimilação, b) assimilando apenas dados convencionais do GTS, c) iniciando com dados do GTS e usando dados de radar ..	41
Figura 4.1: Campo do CPC de precipitação acumulada nos dias 07 e 08 de novembro de 2014	46
Figura 4.2: Campos em superfície e em baixos níveis (850hPa) da análise do GFS para horário intenso do caso 1, as 12Z do dia 07 de novembro de 2014.	47
Figura 4.3: Campos de (a) médios e (b) altos níveis do GFS para o dia 07/11/2014 as 12Z	47
Figura 4.4: Análise de mesoescala em (a) Superfície, (b) baixos, (c) médios e (d) altos níveis para as 12Z do dia 07/11/2014	48
Figura 4.5: Campo do CPC de precipitação acumulada nos dias 12 e 13 de dezembro de 2014	49

Figura 4.6: Idem a Figura 4.2 para o evento ocorrido em 12 e 13 de dezembro	50
Figura 4.7: Idem a Figura 4.2 para o dia 13/12/2014 às 00Z	50
Figura 4.8: Análise de mesoescala para 00Z do dia 13 de dezembro de 2016	51
Figura 4.9: Evolução do SCM do Caso 1 através das imagens de temperatura realçada da DSA/CPTEC do dia 06/11/2014 as 13Z (a) até 08/11/2014 as 12Z (i). Intervalo de 5 horas de (a) para (b) e demais intervalos de tempo entre cada imagem de 6 horas.	53
Figura 4.10: Produtos de PPI para a 2ª elevação de refletividade dos radares de Assunção e Cascavel para os horários de maior área do sistema	54
Figura 4.11: Evolução do SCM do Caso 2 através das imagens de temperatura realçada da DSA/CPTEC do dia 12/12/2014 as 12Z (a) até 13/12/2014 as 18Z (f). Intervalo de 5h30min de (a) para (b) e demais intervalos de tempo entre cada imagem de 6 horas.	55
Figura 4.12: Produtos de PPI de refletividade dos radares de Assunção, Cascavel e Teixeira Soares para 18Z do dia 12/12/2014	55
Figura 5.1: Campos comparativos de estimativa de precipitação do 3B42RT(a,b), campo corrigido resultando no CoSch3 (c,d), dados medidos em superfície pelas estações telemétricas no Paraná (e,f) para as 15 (a,c,e) e para as 18z (b,d,f) do dia 07/11/2014	59
Figura 5.2: Gráficos estatísticos de avaliação objetiva do CoSch3 (a) Falsos Alarmes, (b) Probabilidade de Detecção, (c) ETS, (d) BIAS de acordo com limiares de precipitação (1, 2, 5, 10, 20 mm)	60
Figura 6.1: Dados assimilados no Ciclo I do GTS no Caso 1	63
Figura 6.2: Dados assimilados no Ciclo I do GTS no Caso 2	64
Figura 6.3: Comparação da diferença (subtração) entre sondagem de temperatura com as análises usadas para a previsão durante a formação do SCM dia 06/11/2014 as 12Z, para (a) Curitiba e (b) Assunção. Observado e o modelo sem assimilação (Obs –WRF) em linhas pretas, entre o observado e o perfil de temperatura	

gerado a partir da assimilação apenas do GTS (Obs – GTS) em azul, e diferença entre observado e o perfil da análise gerada com a assimilação de dados de radar (Obs – ADR) em rosa.	66
Figura 6.4: Idem a Figura 6.3 para as 12Z do dia 07/11/2014	67
Figura 6.5: Diferença na magnitude dos ventos observados e análise. em a) e c) Sondagens de Curitiba e b) e d) de Assunção para o Caso 1, dia 06 e 07/11/2014 respectivamente	68
Figura 6.6: Idem a Figura 6.5 – representando a Diferença de Razão de Mistura de Vapor.....	70
Figura 6.7: Comparação da diferença entre sondagem de temperatura com as análises usadas para a previsão durante a formação do SCM atuante no dia 12/12/2014 as 12Z, para (a) Curitiba e (b) Foz do Iguaçu e 13/12 as 00Z para as mesmas cidades (c) e (d) respectivamente.....	71
Figura 6.8: Diferença na magnitude dos ventos observados e análise. Em a) e c) as sondagens de Curitiba e b) e d) de Foz do Iguaçu para o Caso 2, dia 12 e 13/12/2014 respectivamente.	72
Figura 6.9: Diferença de razão de mistura de vapor para o Caso 2, para Curitiba e Foz do Iguaçu nos horários de 12Z do dia 12 e 00Z do dia 13/12/2014.....	73
Figura 6.10: Incremento (Análise com assimilação de GTS - Background) de Temperatura, Razão de Mistura de água de chuva (Qr), Vento Zonal e Vento meridional para o Caso 1 as 18Z do dia 07/11/2014 em 250m	75
Figura 6.11: Idem a Figura 6.10 para o horário das 18Z do dia 12/12/2014 - referente ao Caso 2, em 250m.....	76
Figura 6.12: Campos iguais a Figura 6.10 para o incremento gerado pela ADR para o dia 06/11/2014 as 12Z, nível de 250m.	77
Figura 6.13: Idem a Figura 6.12 para o mesmo horário para o nível de 3 km ..	78
Figura 6.14: Idem a Figura 6.12 no nível vertical de 250m para as 12Z de 07/11/2014	79

Figura 6.15: Idem a Figura 6.12 para o nível vertical de altura de 3km para as 12z do dia 07/11/2014.....	79
Figura 6.16: Idem a Figura 6.12 para o nível de altura de 250m, para o horário das 00Z do dia 08/11/2014.....	80
Figura 6.17: Idem a Figura 6.12 para a altura de 3 km e horário das 00z do dia 08/11/2014, representando a dissipação do SCM do Caso 1	81
Figura 6.18: Campos de incrementos de Temperatura, Razão de Mistura de água de chuva , Vento Zonal e Meridional para o horário das 18Z do dia 12/12/2014, relativo ao estágio maduro do SCM do Caso 2. O nível de 3000m	82
Figura 6.19: Idem a Figura 6.18 para o dia 13/13/2014 as 06Z , horário de dissipação do sistema e propagação para fora da área da grade, no nível de 3km.....	83
Figura 6.20: Análise de ventos de altos níveis (250hPa) para o dia 07/11/2014 as 12z gerada pelo WRF (a) e pelo WRFDA com assimilação de radar (b).....	84
Figura 6.21: Idem a Figura 6.20 para 07/11/2014 as 18z. Análise do WRF (a) e do WRFDA com assimilação de radar (b)	84
Figura 6.22: Idem a Figura 6.20 para o Caso 2 as 18Z do dia 12/12/2014	85
Figura 6.23: Idem a Figura 6.20 para o Caso 2 as 00Z do dia 13/12/2014	85
Figura 6.24: Análises sem (a) e com assimilação (b) para o campo de vento em 850hPa e a razão de mistura integrada verticalmente para as 12z do dia 07 de novembro de 2014.....	86
Figura 6.25: Idem a Figura 6.24 para as 18z do dia 07 de novembro de 2014	87
Figura 6.26: Idem a Figura 6.24 para o Caso 2, as 18z do dia 12 de dezembro de 2014	87
Figura 6.27: Idem a Figura 6.24 para o Caso 2, as 00z do dia 13 de dezembro de 2014	88
Figura 7.1: Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 6 horas entre 12 e 18z do dia 07/11/2014. A estimativa pelo TRMM 3B42 v7 em (a), previsão do GFS (b), previsão do WRF com inicialização	

fria (c) e com inicialização quente (d), e previsões a partir do WRFDA com assimilação dos dados de Assunção (e) e Cascavel (f) separadamente.	90
Figura 7.2: Precipitação acumulada de 12Z a 18Z de 06/11/2014: (a) Estimativa do CoSch3, previsões de 6 horas do (b) WRF sem assimilação, (c) WRFDA com assimilação de dados de radar e GTS e (d) WRFDA com assimilação de GTS	91
Figura 7.3: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 18Z do dia 06 até 00Z do dia 07/11/2014.....	92
Figura 7.4: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 00Z até 06Z do dia 07/11/2014	93
Figura 7.5: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 06Z até 12Z do dia 07/11/14	94
Figura 7.6:Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 12 a 18Z do dia 07/11/2014	95
Figura 7.7: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 18Z do dia 07 até 00Z do dia 08/11/2014.....	96
Figura 7.8: Precipitação acumulada de 12Z a 18Z de 12/12/2014: (a) Estimativa do CoSch3, previsões de 6 horas do (b) WRF sem assimilação, (c) WRFDA com assimilação de dados de radar e GTS e (d) WRFDA com assimilação de GTS	98
Figura 7.9: Idem a Figura 7.9 para o acumulado das 18Z do dia 12 as 00 do dia 13/12/2014	99
Figura 7.10: Idem a Figura 7.9 para o acumulado das 00 as 06Z do dia 13/12/2014	100
Figura 7.11: Avaliação do índice FSS para o SCM do Caso 1, para o limiar de 5 mm de precipitação em um raio de 10km	101
Figura 7.12. Avaliação do índice FSS para o SCM do Caso 1, para o limiar de 1 mm de precipitação em um raio de 20km	102
Figura 7.13: Idem a Figura 7.11 para o Caso 2.....	102
Figura 7.14: Idem a Figura 7.12 para o Caso 2.....	103

Figura 7.15: LRMSE para o Caso 1 para os limiares de (a) 5mm em 10km, (b) 1mm em 20km.....	104
Figura 7.16: LRMSE para o Caso 2 para os limiares de (a) 5mm em 10km, (b) 1mm em 20km.....	105
Figura 8.1: Campos de Refletividade em 3km para as 12Z do dia 07 de novembro de 2014.Em (a) são mostrados os CAPPI de ASU e CAS, e as análises do (b) WRF, (c) WRFDA com ADR, e (d) WRFDA com GTS.	108
Figura 8.2: CAPPI de ASU e CAS as 12z do dia 07 de novembro de 2014 e os ângulos dos cortes verticais realizados em linhas pretas.....	109
Figura 8.3: Corte vertical de refletividade (a) do Radar, das análises do (b)WRF, (c) WRFDA com ADR e (d) WRFDA com AGTS para o radar de Cascavel - angulo azimutal de 90 ° ou latitude fixa -24.8.	110
Figura 8.4: Idem a Figura 8.1 para o angulo de azimute de 180° ou corte com longitude constante de -53,5.	111
Figura 8.5: Idem a Figura 8.1 para o radar de Assunção para o mesmo dia e horário	112

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1: Classificação das subdivisões espaciais e temporais da mesoescala.....	8
Tabela 2.2: Critérios para definir um CCM	10
Tabela 3.1: Eventos selecionados para estudo e radares com dados disponíveis	27
Tabela 3.2: Ângulos de elevação dos radares no período de ocorrência dos casos estudados	30
Tabela 3.3: Configurações para o <i>spin up</i> com assimilação cíclica de GTS	42
Tabela 3.4: Configurações do ciclo intermediário com assimilação de GTS	42
Tabela 3.5: Configurações do ciclo de assimilação de dados de radar.....	42
Tabela 3.6: Configurações para o <i>spin up</i> com sem assimilação de dados.....	43
Tabela 5.1: Avaliações estatísticas médias das estimativas de precipitação usando o 3B42RT, CoSch3, Correção Aditiva (CAD) , Correção pela razão (CR) para o período do Caso 1 – 06 a 09 de novembro de 2014.	61
Tabela 5.2: Idem a Tabela 5.1 para o Caso 2 – de 11 a 14 de dezembro de 2014.....	61

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

3D-Var	Assimilação De Dados Variacional Em 3 Dimensões
ADR	Assimilação De Dados De Radar
AFWA	Air Force Weather Agency
AGTS	Assimilação Do GTS
ARW	Advanced Reseach Wrf
ASU	Assunção – Paraguai
B	Matriz De Covariâncias Dos Erros Do Background
BIAS	Desempenho Do Novo Produto Como O Viés
CAD	Correção Aditiva
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator
CAS	Cascavel, Paraná – Brasil.
CCM	Complexos Convectivos De Mesoescala
CF	Condição De Fronteira
CI	Condição Inicial
CoSch	Combined Scheme
CoSch3	Combined Scheme - 3 Hours
CPTEC	Centro De Previsão De Tempo E Estudos Climáticos
CR	Correção De Razão
DINAC	Dirección Nacional De Aeronautica Civil
DSA/CPTEC	Divisão De Satélites
EnKF	Ensamble Kalman Filter
ETS ou CSI	Índice Crítico De Sucesso
FAR	Falso Alarme
FSS	Fractions Skill Score
GFS	Global Forecast System
GrADS	Grid Analysis And Display System
GTS	Global Telecommunications System
IDL	Interactive Data Language
INPE	Instituto Nacional De Pesquisas Espaciais

IO	Interpolação Ótima
IR	Infravermelho
JBN	Jatos De Baixos Níveis
LI	Linha De Instabilidade
McIDAS	Man Computer Interactive Data Access System
MW	Micro-Ondas Passiva
NCEP	National Centers For Environmental Prediction
NESDIS	National Environmental Satellite Data And Information Service
NMC	National Meteorological Center
PNT	Previsão Numérica Do Tempo
POD	Probabilidade De Detecção
PPI	Indicador De Posição No Plano
PSAS	Physical-Space Statistical Analysis System
Qr	Razão De Mistura De Água De Chuva
R	Matriz De Covariâncias Dos Erros Da Observação
RHI	Range Height Indicator
RMSE	Root Mean Square Error
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
SAS	Sudeste Da América Do Sul
SCM	Sistemas Convectivos De Mesoescala
SID	Serviço De Informação E Documentação
SIMEPAR	Sistema Meteorológico Do Paraná
SPG	Serviço De Pós-Graduação
Tb	Temperatura De Brilho
TDI	Teses E Dissertações Internas
TMPA	TRMM Multisatellite Precipitation Analysis
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TXS	Teixeira Soares, Paraná – Brasil.
WDM6	WRF Momento Duplo E Esquema De 6 Classes De Hidrometeoros
WRF	Weather Research And Forecasting Model

WRFDA	Weather Research And Forecasting Model Data Assimilation System
ZCAS	Zona De Convergência Do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Motivação.....	3
1.2. Objetivos	4
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1. Sistemas Convectivos de Mesoescala	9
2.2. Radares Meteorológicos	15
2.3. Modelagem Atmosférica.....	18
2.3.1. Assimilação de Dados.....	19
2.4. Estimativa de Precipitação	24
3. DADOS E METODOLOGIA	27
3.1. Área de estudo.....	27
3.2. Conjunto de dados	28
3.2.1. Dados de Radar	29
3.3. Estimativa de Precipitação Combinada em Alta Resolução.....	32
3.3.1. Dados de estações meteorológicas automáticas.....	32
3.3.2. Dados de estimativa de precipitação por satélite.....	33
3.3.3. Técnica de combinação dos dados e validação.....	33
3.4. WRF e WRFDA.....	35
3.5. Assimilação de dados	38
3.5.1. Simulações Numéricas	41
3.6. Avaliação dos Modelos	43
4. CASOS SELECIONADOS	45
4.1. Condições sinóticas	45

4.1.1. Estudo de Caso 1: 07 de novembro de 2014.....	45
4.1.2. Estudo de Caso 2: 12 de dezembro de 2014.....	48
4.2. Análise por Sensoriamento Remoto.....	51
5. ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO COMBINADA: COSCH-3	57
6. ANÁLISES DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS	63
6.1. Dados Assimilados.....	63
6.2. Análise dos perfis verticais.....	64
6.3. Cálculo de incrementos.....	74
6.4. Comparativos de campos de altos e baixos níveis	83
7. PREVISÃO DE PRECIPITAÇÃO	89
7.1. Previsão de precipitação para o Caso 1.....	91
7.2. Previsão de precipitação do Caso 2.....	96
7.3. Avaliação estatística da previsão de precipitação	100
8. ESTRUTURA DOS SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA.....	107
9. CONCLUSÕES.....	113
9.1. Sugestões para trabalhos futuros	116
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas convectivos de mesoescala (SCM) tem sido foco de diversas pesquisas no Brasil e no mundo. De acordo com Cotton et al. (2011), os SCM são sistemas muito importantes, responsáveis por precipitações que influenciam na agricultura e auxiliam na manutenção dos recursos hídricos e na geração de eletricidade. Por outro lado, os SCM causam condições de tempo extremo ou eventos críticos, e geralmente, são associados a fenômenos como chuvas intensas, enchentes, granizo e descargas atmosféricas. Por estes motivos, o monitoramento e a previsibilidade dos SCM são de grande importância para a meteorologia operacional.

Em geral, os SCM se formam rapidamente e são caracterizados por precipitações que ocorrem durante um curto período de tempo. Por isso, os modelos de Previsão Numérica do Tempo (PNT) têm dificuldades em prever a precipitação relacionada ao sistema e só conseguem detectar a sua ocorrência com horas de antecedência. Embora a evolução de um SCM não seja bem prevista pela modelagem, esta área de pesquisa tem conseguido avanços qualitativos com o aumento da capacidade computacional e de pesquisas científicas em áreas relacionadas a modelagem, sensoriamento remoto e assimilação de dados.

A assimilação de dados, por sua vez, consiste em incluir dados observacionais nos modelos de PNT, o que ajuda a representar a atmosfera de maneira mais completa e realista, melhorando a condição inicial dos modelos e a acurácia da previsão. A partir deste tipo de inserção de dados e ajustes em modelos regionais é possível conseguir mais acertos na previsão de eventos extremos, com maior confiabilidade na previsão.

Estudos recentes nesta área mostram que a assimilação de dados de radares em modelos de PNT pode trazer melhorias significativas na previsão do tempo de curto prazo (CRAIG et al., 2012; SOKOL, 2011; SUN, 2005; VENDRASCO, 2015; XIAO; SUN, 2007). Os radares

meteorológicos são importantes ferramentas para as previsões de curtíssimo prazo e monitoramento do tempo. Através deles é possível estimar taxas de precipitação para lugares onde não há cobertura total de pluviômetros em superfície, e é possível analisar o deslocamento e o ciclo de vida do sistema atuante em sua área de cobertura.

Por outro lado, a inclusão de dados de radares meteorológicos nos modelos de previsão é uma área de estudo recente e ainda não possui muitas aplicações em centros operacionais. No Brasil, por exemplo, a disponibilidade desses dados só se tornou significativa a partir de 2011, com um aumento da rede de radares brasileira. A partir disso, tornou-se possível o estudo de assimilação de dados de radar para as áreas nas quais os sistemas convectivos de mesoescala atuam, buscando obter melhores resoluções nos modelos e representar satisfatoriamente os SCMs.

Esse trabalho faz uma análise da aplicação da assimilação de dados de radar na previsão de sistemas convectivos de mesoescala, utilizando dados de três radares no Sul do Brasil e Paraguai. Ao realizar simulações com assimilação de dados desses radares para casos selecionados de SCMs, são abordados nesta pesquisa diversos pontos positivos como as vantagens e limitações do uso de assimilação de dados. Essas análises buscam melhorar o entendimento da evolução dos SCMs e da previsão do tempo relacionada a eventos severos na região de estudo. Além disso, o uso indireto de dados de umidade e velocidade dos hidrometeoros presentes na atmosfera pode resultar em uma melhoria na previsão do posicionamento de núcleos convectivos e na precisão da localização da precipitação e fornecer resultados com significativa melhora para centros operacionais de previsão do tempo, principalmente no curto prazo.

1.1. Motivação

Uma das regiões preferenciais de ocorrência dos SCM na América do Sul é a bacia do rio Paraná, onde tais sistemas se formam rapidamente e podem perdurar por várias horas (VELASCO; FRITSCH, 1987). A região oeste do Paraná possui importantes linhas de transmissão de energia e também abriga a bacia do rio Paraná. Nesta área é localizada uma das maiores usinas geradoras de energia hidrelétrica de todo o mundo: a Usina Hidrelétrica de Itaipu. Essa rede de reservatórios é afetada por diversos sistemas meteorológicos, em especial os SCMs, tanto de maneira imediata com grande precipitação em curtos períodos, quanto na contribuição na precipitação acumulada nos meses de estação quente. Por isso, é necessário um sistema eficaz de monitoramento e previsão destes sistemas juntamente com a melhoria do conhecimento desses fenômenos, para mitigar os efeitos destes eventos severos que atingem a região do estado do Paraná e Paraguai.

Devido a grande cobertura espacial de dados de radar que a área de estudo possui, é possível realizar um monitoramento constante com o uso destes dados, bem como realizar previsões de tempo de curto prazo para emitir alertas e reduzir ao máximo as perdas e danos que sistemas precipitantes intensos possam causar principalmente nos estados do Paraná, Santa Catarina e no Paraguai.

Além disso, um campo de estimativa de precipitação em curto prazo bastante próximo da realidade pode ser obtido ao combinar dados de estações telemétricas e dados de satélite. Isto é extremamente importante para comparações de validação e calibragem de modelos de previsão numérica e modelos hidrológicos de vazão. Essa combinação pode ser realizada para a região de estudo onde há grande cobertura de estações telemétricas no estado do Paraná.

1.2. Objetivos

Os modelos atmosféricos de previsão do tempo são ferramentas de grande importância para o meteorologista previsor, pois estes fornecem informações de diversas escalas e variáveis para a elaboração da previsão. Em centros operacionais há a necessidade da utilização de diversos modelos, pois estes são determinísticos e servem de auxílio na delimitação de áreas de instabilidade e potencial chuvas intensas. Entretanto, nenhuma representação atmosférica pela modelagem é livre de falhas, o que justifica a utilização de modelos diferentes para fornecer instrumentos operacionais que tenham maior precisão, ou o uso de previsão por conjuntos.

Atualmente, é necessário identificar as possíveis falhas associadas à detecção do SCM e contribuir para o melhor entendimento deste fenômeno meteorológico. Com base nisso, o principal objetivo deste trabalho é analisar a estrutura dos SCMs e avaliar o impacto da assimilação de dados de radar para casos de SCMs.

Para tanto, casos de precipitação intensa em curtos prazos foram selecionados e analisados desde as condições sinóticas atuantes favoráveis a formação dos SCMs até o desempenho dos modelos em prever a quantidade e localização da precipitação.

Com base na climatologia destes eventos para a América do Sul, foram selecionados eventos de SCMs na região dos radares de Assunção (Paraguai), Cascavel e Teixeira Soares (ambos no Paraná).

Para melhorar o campo de precipitação em curtos períodos, dados de estações telemétricas foram incluídos a métodos de estimativa de precipitação por satélite, gerando campos mais semelhantes ao observado.

Assim, este trabalho mostra a importância da assimilação de dados realizada de maneira correta e suas aplicações para SCMs. Em síntese, os objetivos específicos deste trabalho consistem em:

- Analisar eventos de SCMs e avaliar o impacto da assimilação de dados dos radares de Assunção, Cascavel e Teixeira Soares fazendo uso do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF).
- A partir da assimilação destes dados, realizar uma análise simplificada dos SCMs estudados utilizando resultados de modelos e dados observacionais.
- Gerar campos de precipitação acumulada em períodos de até 12 horas com dados de superfície de estações telemétricas e estimativas de satélite para validação dos resultados;
- Verificar a previsibilidade da precipitação associada aos SCMs em curto prazo.

Dessa maneira, primeiro é realizada uma revisão bibliográfica dos SCM, Radares, e modelagem entre outros no Capítulo 2. No Capítulo 3 é descrita toda a metodologia e os dados utilizados para a obtenção dos resultados. A descrição dos casos selecionados para estudos está no Capítulo 4, no Capítulo 5 é apresentada a descrição do novo produto de estimativa de precipitação combinada e do Capítulo 6 ao 8 são mostrados os resultados da assimilação, previsão de precipitação e análise dos SCM. As conclusões e sugestões de trabalhos futuros são mostradas no Capítulo 9.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As tempestades isoladas podem ser compostas por células únicas, multicelulares, e supercélulas. Um grupo de tempestades dentro de um sistema maior é um SCM, os tipos clássicos são as linhas de instabilidades, os *bow echos* e os complexos convectivos de mesoescala (CCM).

A convecção refere-se ao transporte de alguma propriedade por deslocamento do fluido, na maioria das vezes se refere ao transporte de calor. Os três processos principais através dos quais o calor é transportado é por radiação, condução e convecção. Na meteorologia usa-se o termo convecção para se referir ao transporte de calor através da componente vertical do fluxo de massa associada com a flutuabilidade da parcela de ar (DOSWELL, 2001).

Para compreender melhor a escala temporal e espacial dos sistemas convectivos analisados, é importante definir a abrangência da mesoescala e suas subdivisões. Os processos meteorológicos sinóticos, tais como frentes, altas e baixas, estão associados com comprimentos de onda superiores a 2000 km e normalmente podem persistir por dias ou semanas. Já as características de mesoescala, de acordo com Orlanski (1975), abrangem escala espacial dos fenômenos meteorológicos compreendidos entre 2 e 2000 km, e com duração temporal da ordem de horas a um dia.

A mesoescala está relacionada a fenômenos menores do que a escala sinótica, e compreende também diversas forçantes topográficas. Nesta escala é possível prever deslocamentos de máxima vorticidade na área de previsão e confluência de vento nesta área.

As subdivisões da mesoescala tanto espaciais quanto temporais podem ser analisadas na Tabela 2.1, e são mostrados exemplos de fenômenos meteorológicos e sua escala. A escala de tempo e a escala espacial possuem a relação que quanto menor a escala espacial de atuação do fenômeno, mais rápido ele varia.

Tabela 2.1: Classificação das subdivisões espaciais e temporais da mesoescala.

	Escala espacial	Escala temporal	Exemplo
Mesoescala alpha (meso α)	200 a 2000km	6h a 2dias	Correntes de jato, pequenos furacões, anticiclones fracos
Mesoescala beta (meso β)	20 a 200 km	30min a 6h	Campos locais de vento, ventos de montanha, brisa terra/mar, CCM, grandes tempestades.
Mesoescala Gamma (meso γ)	2 a 20km	3 a 30min	A maioria das tempestades de grandes cumulus

Fonte: Fujita (1986)

A atmosfera está em equilíbrio hidrostático quando o gradiente de pressão é equilibrado pela força da gravidade, como mostra a equação:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.1)$$

Em uma escala sinótica e meso- α ou maior, o estado da atmosfera é muito próximo do equilíbrio hidrostático. Consequentemente, as parcelas de escala sinótica que ascendem, caem muito lentamente em relação aos seus movimentos horizontais, ou seja, a velocidade vertical é bem menor do que a horizontal.

No entanto, o mesmo não é válido para parte da meso- β e especialmente para meso- γ . Neste caso, as velocidades verticais, devido à flutuabilidade e efeitos topográficos, podem se aproximar ou mesmo exceder velocidades horizontais. Devido a isso, a meteorologia de mesoescala é frequentemente determinada por processos não hidrostáticos.

2.1. Sistemas Convectivos de Mesoescala

O processo de formação de um sistema convectivo depende da natureza de seus movimentos de ar verticais, que surgem a partir da flutuabilidade que ocorre por causa da estratificação termodinâmica do ambiente. Vários fatores contribuem para a propagação dos SCM, como a dinâmica das ondas que pode afetar o sistema de propagação. A divergência de massa produzida pelo perfil de aquecimento de um SCM pode desencadear na formação de novas células durante a propagação do sistema. Estas novas células podem ser incorporadas pela região convectiva ou formar uma nova região convectiva, enquanto uma região convectiva mais antiga enfraquece e se torna estratiforme. Os SCMs têm tanto regiões de precipitação convectiva quanto estratiforme, e eles desenvolvem circulações de mesoescala no estágio maduro (HOUZE, 2004).

Os SCMs podem ou não possuir convecção organizada. Caso essa convecção seja organizada, eles podem ser classificados em complexos convectivos de mesoescala (CCM) ou linhas de instabilidade (LI). Comparando as duas classificações, é possível afirmar que os CCMs são sistemas diferenciados quando observados por dados de radar e imagens de satélite. De acordo com Maddox (1980) isso se deve à convecção organizada dos CCMs onde as circulações de mesoescala são predominantes. Já as LI dependem mais de uma escala maior, como médios níveis, cavados de ondas curtas, ou convergência na camada limite na frente do sistema frontal. Ainda de acordo com autor, a característica mais significativa do CCM é a associação com a região de convergência na média troposfera (700-400) e na região central ocorrer ascendência de mesoescala.

Os CCMs são SCMs que atendam os critérios definidos por Maddox (1980) para o canal infravermelho - nos quais o sistema deve possuir excentricidade maior ou igual 0.7, área igual ou maior que 100.000 km² com temperatura de brilho (Tb) inferior a -32°C, e na região interna do sistema possuir também área de 50.000km² com Tb ≤ -52°C, e que todos esses critérios citados permaneçam por 6 ou mais horas. Os CCMs se

caracterizam pela convecção bastante organizada e quase circular e os limiares de T_b para a classificação destes sistemas são arbitrários, sendo outros valores analisados por outros estudos. Entre eles destaca-se Ferreira et al. (2003) que considera limiares de -40°C e -62°C justificando pela possibilidade de detecção de cada sistema isolado, definindo melhor cada núcleo convectivo, já que temperaturas acima destes limiares fornecem sistemas com grande área e diversos pontos de convecção, e o limiar usado pelos autores pode ser mais estreitamente relacionado com a porção dinamicamente ativa do sistema.

De acordo com Maddox (1980), todas as características de classificação são mostradas, resumidamente, na Tabela 2.2.

Tabela 2.2: Critérios para definir um CCM

Critério de Classificação	Características
Tamanho A	Área $\geq 100.000\text{km}^2$ com $T_b \leq -32^{\circ}\text{C}$
Tamanho B	Área no interior do sistema $\geq 50.000\text{km}^2$ com $T_b \leq -52^{\circ}\text{C}$
Início	Momento no qual os critérios A e B são satisfeitos
Extensão Máxima	Área com tamanho A atinge o tamanho máximo
Forma	Excentricidade $\geq 0,7$ (razão eixo menor entre eixo maior) no momento de máxima extensão
Dissipação	Ocorre quando o critério de área tamanho A não é mais satisfeito

Fonte: Adaptado de Maddox (1980).

O ciclo de vida dos CCMs geralmente tem o horário de máxima extensão durante a madrugada. Sua formação noturna é uma importante característica do CCM subtropical e tropical (VELASCO; FRITSCH, 1987). Os autores afirmaram que os CCMs da América do Sul são bastante semelhantes aos dos EUA, com o diferencial que os sul americanos são até 60% maiores do que os que se formam nos EUA. A grande maioria dos sistemas são continentais e noturnos. Os autores ainda sugerem que nos Estados Unidos tem maior número de CCMs pequenos quando comparado à América do Sul.

O Jato de baixos níveis (JBN) atua como fonte de calor e umidade para os CCMs, e segundo Silva Dias (1996) é possível observar que quando há formação de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) o JBN fica mais enfraquecido e o calor e a umidade são direcionados mais para sudoeste do que para sul (HERDIES, 2002). Já a ausência de uma zona de convergência de umidade no sentido do Atlântico Sul é vista quando há intensificação dos jatos de baixos níveis, indicando que em eventos de formação de ZCAS há menor chance de formação de CCM na região Sudeste da América do Sul (SAS). Ferreira et al. (2003) também afirma que em escala inferior a mensal a ZCAS influencia a força dos JBN e consequentemente a formação dos sistemas convectivos nos trópicos.

Na ausência de JBN configurados no estudo de Custódio; Herdies (1994), não foi observada a formação de aglomerados convectivos, levando os autores a acreditarem na necessidade de que todos os mecanismos estejam presentes - incluindo a presença do JBN - atuando em conjunto, para criar condições favoráveis para o desenvolvimento de distúrbios de mesoescala.

De acordo com Laing et al. (1997), um dos fatores que exercem grande influência na formação dos SCM é a variação do ciclo diurno radiativo. As áreas de grande ocorrência de CCM estudadas por eles em todo o planeta possuem características semelhantes que influenciam na formação dos CCM, como um relevo a oeste da região de grande ocorrência. Os autores concluíram que esse comportamento está ligado a passagem de ondas de gravidade pelo relevo, e também poderiam estar ligados a conservação de vorticidade da parcela ao atravessar esse relevo.

Já no período analisado por Sakamoto (2009) menos de 30% dos SCMs se formaram em dias com JBN, mas as análises das retro-trajetórias das partículas de umidade mostraram que 68% dos sistemas convectivos continentais apresentaram fontes de umidade ao norte de 20°S – tendo no Atlântico tropical norte e sul, região amazônica e Brasil central as principais regiões de origem. Isso prova que os SCMs podem se formar

sem que haja configuração dos JBN, mas que a grande fonte da umidade vem de latitudes mais baixas do que a latitude na qual o sistema é formado.

A frequência mensal e distribuição espacial dos CCMs sobre o SAS sugere que estão provavelmente ligadas à escala sinótica e processos de mesoescala favoráveis para o seu desenvolvimento. Especificamente, a frequência de ocorrência mostra máxima atuação dos CCMs no Paraguai, norte da Argentina, e sul do Brasil durante o verão. Estes são indicativos de estabilidade estática comum durante a estação quente (DURKEE; MOTE, 2010).

O estudo realizado por Durkee et al. (2009) determinou a contribuição dos CCMs para a precipitação nos períodos de outubro-maio dos anos 1998-2007 em toda a região subtropical da América do Sul, comparando a precipitação acumulada estimada usando dados do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) 3B42 versão 6, para os eventos de CCM com o total de precipitação a fim de estabelecer uma proporção de quanto esses eventos contribuem para a precipitação em toda a América do Sul. Os resultados mostraram que os CCMs foram responsáveis por 15 a 21% do total de chuva em todas as partes do norte da Argentina e Paraguai durante os anos 1998-2007. No entanto, os CCMs representam frações maiores da precipitação total, quando analisados em escalas mensais e de estação quente. Esses sistemas foram responsáveis por 20 a 30% do total de chuva entre os meses de novembro a fevereiro, e 30 a 50% no mês de dezembro, principalmente pelo norte da Argentina e Paraguai. Os CCMs também acumularam de 25 a 66% do total de chuva no centro-oeste da Argentina. A frequência desses eventos no período estudado pelos autores é mostrada da Figura 2.1.

Durkee et al. (2009) estudou os meses de estação quente (meses de outubro a maio) nos anos 1998-2007, determinando o número de vezes que um ponto de grade foi localizado na trajetória do CCM, totalizando 330 eventos detectados, com frequência mostrada na Figura 2.1.

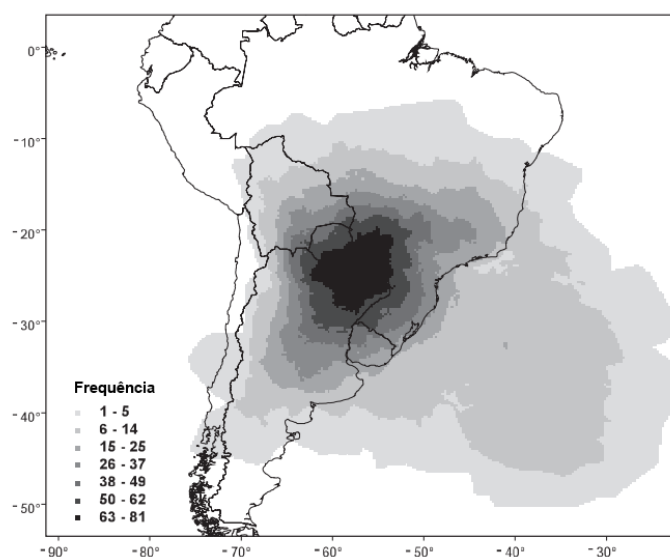


Figura 2.1: Frequência de CCMs durante a estação.

Fonte: Durkee et al. (2009).

Os CCMs têm relações com outras escalas temporais e espaciais. No estudo de Ferreira et al. (2003), durante o ano com o El Niño estudado o número de sistemas registrados foi mais que o dobro do que de épocas sem influência do El Niño. Este estudo mostra que os JBN foram cerca de duas vezes mais intensos no ano de El Niño, intensificando o transporte de umidade do norte para a região subtropical da América do Sul, contribuindo para até duas vezes mais chuva nessa área no ano de El Niño quando comparado ao mesmo período com ocorrência de La Niña.

A deficiência na previsibilidade dos CCMs está principalmente associada à rapidez na formação, extensão espacial e relativamente curta duração - o que geralmente não é simulado nos campos prognósticos dos modelos globais (SCAGLIONI, 2006).

As Linhas de Instabilidade (LI) ocorrem tanto nos trópicos quanto nos extratropicais. São sistemas precipitantes que ocorrem com frequência na atmosfera e suas principais características são fortes ventos em superfície, e muitas vezes também geram fortes chuvas, e até queda de granizo. Em latitudes médias, as LI ocorrem principalmente na estação quente, devido à instabilidade termodinâmica associada ao cisalhamento vertical do vento nos baixos níveis. A presença dos setores convectivo e

estratiforme da LI e as circulações de mesoescala que as geram estão relacionadas a áreas de alta e baixa pressão em mesoescala.

Uma região de ar com temperaturas mais baixas do que a temperatura do ambiente é chamada de piscina fria (*cold pool*). São representadas em um mapa de análise meteorológica como um mínimo relativo na temperatura rodeado por isotermas fechadas. Uma das características mais distintas de um SCM que possui convecção organizada é a piscina fria que se desenvolve em níveis mais baixos ou atrás da área de convecção mais intensa. Corfidi (2003) mostrou que a componente de propagação dos SCMs é, em muitos casos, diretamente proporcional aos JBN, mas em direção oposta à do jato. O autor desenvolveu um vetor para prever o movimento dos SCM baseado a propagação na direção do vento e no movimento da piscina fria, mostrando que essas são importantes características dos SCM que devem ser analisadas.

Há fortes evidências teóricas e observacionais que os SCMs podem se propagar de acordo com a dinâmica da piscina fria ou com a propagação das ondas de gravidade (COTTON, 2011). O autor sugere também que isso se deve a grande parte da estrutura do fluxo do SCM ser determinado pela dinâmica de ondas gravitacionais.

Outra importante característica associada ao SCM é a análise das descargas elétricas. Os estudos realizados por Beneti (2012) mostraram que a estrutura vertical de refletividade e a distribuição de precipitação gera condições necessárias para o processo de eletrificação das tempestades. Ele comprovou que altos índices de relâmpagos estão associados a valores de refletividade entre 30 e 35dBZ na região de fase mista, e o topo do sistema pelo eco do radar, para a maioria dos eventos por ele analisados, se encontrava entre 7 e 11km. A eletrificação da tempestade fornece um indicativo de severidade do SCM, e em qual fase o SCM se encontra.

As circulações atmosféricas de mesoescala produzidas pelas tempestades convectivas são as mesoaltas, mesobaixas, frentes de

rajada e também piscinas de ar frio. A estrutura conceitual de um SCM em estágio maduro é esquematizada por Houze (2004) e mostrada na Figura 2.2. Nela é possível identificar uma área de alta refletividade associada a parte convectiva do sistema, com dois núcleos de refletividade bastante alta, que são as células madura e a velha, de modo que a última já está em fase de dissipação. As circulações de mesoescala como a mesoalta e mesobaixa também são representadas no modelo conceitual.

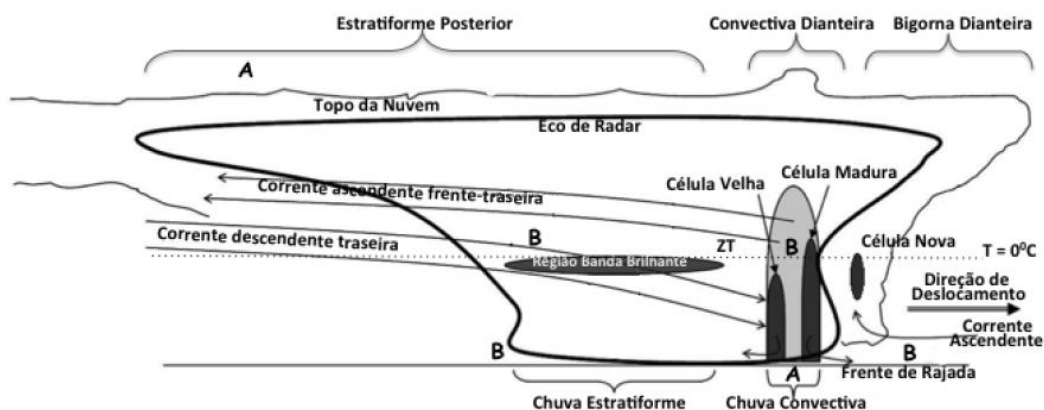


Figura 2.2: Modelo conceitual de um SCM pelo eco do radar para o estágio

Fonte: Houze (2004) adaptado por Beneti (2012)

Com base nas definições e conceitos do sistema são necessárias ferramentas para o seu estudo. Entre elas destacam-se as ferramentas de sensoriamento remoto, como os radares.

2.2. Radares Meteorológicos

O radar (*Radio Detection and Ranging*) tem seu princípio baseado nas interações entre a radiação eletromagnética e os alvos. Na meteorologia os principais alvos a serem analisados e monitorados são os hidrometeoros presentes na atmosfera.

Os radares meteorológicos são importantes para as previsões de curtíssimo prazo e monitoramento do tempo. Através deles é possível estimar taxas de precipitação para lugares onde não há cobertura total de

pluviômetros em superfície, e é possível analisar deslocamento e ciclo de vida do sistema atuante em sua área de cobertura.

Radares Doppler são aqueles que, ao captar novamente o sinal de retorno com defasagem entre os diversos pulsos enviados, estimam a velocidade radial do alvo em relação ao radar. Essa informação é muito útil na meteorologia, pois fornece um indicativo de deslocamento da tempestade convectiva.

As informações de radar, embora mais limitadas em termos de extensão da região de amostragem – quando comparadas às imagens de satélite – permitem um detalhamento interno da estrutura do SCM e ainda resolvem estruturas de mesoescala e sub-mesoescala mais facilmente, como as frentes de rajadas e os padrões de precipitação (BENETI, 2012).

De acordo com Calvetti et al. (2002), as variáveis primárias obtidas por um radar são refletividade, velocidade radial do vento e largura espectral. Dentre essas, as variáveis que serão utilizadas no trabalho são:

- Refletividade (Z): O fator da refletividade entre a irradiância emitida pelo radar e a recebida por ele depois de retroespalhadas pelos hidrometeoros presentes na atmosfera. A unidade utilizada é o dBZ, que é uma escala logarítmica da refletividade. Os valores variam de zero a 60 dBZ e quanto maior forem esses valores, maior serão os diâmetros das gotas presentes no volume medido e, conseqüentemente, maior será a intensidade de precipitação.
- Velocidade Radial do Vento (V): É a velocidade de aproximação ou afastamento dos hidrometeoros em relação ao radar na direção do feixe. Valores positivos indicam que os alvos que se afastam e valores negativos são para os alvos que se aproximam do radar.

Existem dois principais produtos de varreduras dos radares, o PPI (Indicador de Posição no Plano), que é a varredura para uma única elevação fixada em todos os azimutes, porém com os dados inseridos em um plano e o CAPPI (indicador de posição no plano em altitude constante), que é uma projeção usando interpolações de todas as

elevações em uma altura h fixa. Ambos podem ser usados para a análise dos sistemas convectivos. Para uma análise vertical do sistema, é possível usar a varredura volumétrica em um único azimuth, que é chamado de pseudo RHI (*Range Height Indicator*). Este mapeamento vertical da atmosfera no plano citado é composto por n varreduras azimutais, onde n é o número de elevações de varredura configurada no radar.

A atenuação do radar representa uma perda do sinal que foi enviado. Essa extinção do sinal pode ser devido à atmosfera livre (atenuação desprezível) e pela interação com os hidrometeoros na atmosfera (nuvens e chuva). De acordo com Rinehart (1991), o comportamento do sinal enviado depende da banda de atuação do radar, que é classificada de acordo com seu comprimento de onda. Quanto menor o comprimento de onda, mais forte é a atenuação. Radares banda S ($\lambda=10$ cm) possuem atenuação bastante pequena, enquanto a partir do radar banda X ($\lambda=3.2$ cm), essa atenuação já precisa ser corrigida, principalmente quando há sistemas precipitantes muito intensos próximos ao radar.

O tipo de precipitação em um SCM é distinto em imagens de radar, dividindo-se em duas regiões principais: precipitação convectiva - intensa, com núcleos de extensão vertical; e precipitação estratiforme - formada a partir da dissipação de células convectivas ou por levantamentos em mesoescala (HOUZE, 2004). Essa diferença pode ser analisada com base no perfil vertical da refletividade com a altura, como é mostrado na Figura 2.3. A parte convectiva do SCM está relacionada a altos valores de refletividade até 5km, já a parcela estratiforme é identificada pela banda brilhante por volta desta mesma altura (5km) e no caso das nuvens quentes, pelo fato de serem mais baixas, não atingem essa altura, conforme a Figura 2.3. Essa figura analisada em conjunto com o modelo conceitual (Figura 2.2) explica os altos valores de refletividade ao longo do perfil para a nuvem convectiva.

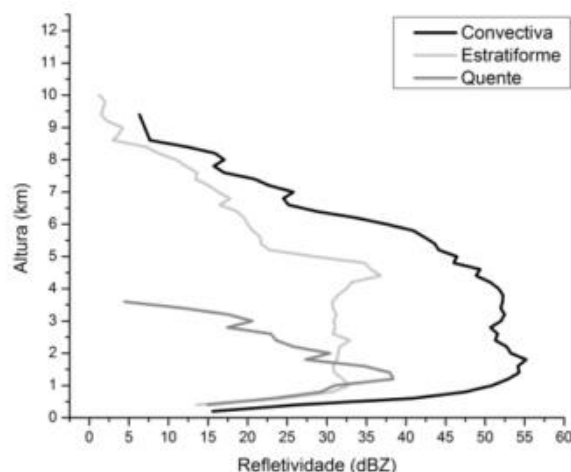


Figura 2.3: Exemplo de valores do perfil vertical de refletividade e tipo de precipitação associada.

Fonte: Calheiros (2013).

Assim, os dados de radar ao serem assimilados podem fornecer informações que melhorem as condições iniciais de rodada do modelo, indicando precipitação leve e intensa, obtendo resultados mais aproximados da realidade a partir da modelagem.

2.3. Modelagem Atmosférica

Um modelo atmosférico de mesoescala depende de condições de contorno de escala sinóticas e planetárias advindas de um modelo global, para que tenha um bom desempenho. Diversas melhorias nas previsões podem ser obtidas a partir do melhoramento da representação de fenômenos de escalas inferiores à planetária e sinótica.

As aproximações geostrófica e hidrostática podem não ser válidas ao estudar modelagem em processos de mesoescala devido à magnitude dos movimentos. Neste caso, modelos com resoluções mais finas são não-hidrostáticos.

A importância da resolução do ponto de grade para representar um sistema baseia-se na quantidade de pontos necessária para representar ondas. Cada onda precisa de pelo menos cinco pontos de grade para cobrir seu comprimento total, representando suas amplitudes máximas, mínimas e nulas. Com uma resolução de 2 km é possível representar ondas a partir de 8km. Nessa resolução é possível representar com maior

habilidade sistemas como brisas litorâneas, tunelamento e confluência de ventos de ventos.

Segundo Dudhia (2014), o termo modelo de mesoescala abrange um leque muito mais amplo de escalas e aplicações do que quando eles começaram a ser utilizados. Eles são usados para estudos desde escalas continentais a escalas urbanas, e também são usados para previsões por conjunto e previsões climáticas.

O próprio modelo pode fornecer informações sobre a atmosfera, para complementar o que está nas observações. Segundo Warner (2011), as propriedades estáticas continentais (por exemplo, as elevações do terreno e limites terra-água) são detalhadas com uma resolução horizontal que é ordens de magnitude maior do que a resolução da estrutura tridimensional da atmosfera. Assim, após a integração do modelo ser iniciada, a baixa troposfera responde às circulações de vento dinâmicos e termodinâmicos, produzindo alterações forçadas termicamente e dinamicamente, alterando os campos de temperatura e umidade na camada limite planetária, entre outros. A dinâmica do modelo acrescenta esta informação estrutural ao que foi definido nas condições iniciais baseadas em observações. Este desenvolvimento pós-inicialização de características tridimensionais mais realistas durante a integração do modelo é chamado período de *spinup*, que deve ser descartado por não representar de maneira realista as interações com os parâmetros estáticos na grade do modelo.

2.3.1. Assimilação de Dados

O conjunto de técnicas de análise de dados baseado em inserir dados observacionais no sistema de previsão é conhecido como assimilação de dados. A grande importância deste processo consiste na aproximação do modelo a realidade atmosférica, ou seja, esta técnica força o modelo a ser mais próximo do estado real da atmosfera.

De acordo com Kalnay (2003), destacam-se alguns tipos de assimilação de dados, incluindo a Interpolação Ótima (IO), PSAS (*Physical-space*

Statistical Analysis System), sistemas baseados em Filtro de Kalman e a assimilação variacional em três dimensões (3D-Var) e quatro dimensões (4D-Var). A assimilação de dados pode ser descrita de modo bastante simplificado a partir das equações matriciais de Warner (2011):

$$x_a = x_b + K (y - H[x_b]) \quad (2.2)$$

$$K = BH^T (HBH^T + R)^{-1} \quad (2.3)$$

Onde x_a é a análise gerada pela interpolação dos dados no modelo, x_b é a estimativa inicial da atmosfera (background), K é a matriz de peso da análise, y é o vetor observação e H é o operador observação. Na equação 2.3, B é a matriz de covariância dos erros de background e R é a matriz de covariância dos erros de observação.

De acordo com Kalnay (2003), na assimilação 3D-VAR, não há seleção de observações apenas em uma região de influência de um ponto da grade. Todas as observações são usadas simultaneamente, o que leva a uma análise mais suavizada.

A análise usada na modelagem é considerada a melhor estimativa do estado da atmosfera. Ela pode ser obtida através da combinação de uma informação inicial da atmosfera – chamada *background* ou *first guess* – com dados de observações. Essa combinação pode ser realizada de diversas maneiras, de modo a diminuir o erro associado a este ajuste.

A matriz de covariância dos erros do *background* é uma matriz que fornece um indício da confiabilidade dos dados do modelo em relação aos dados observados. A partir dela é possível atribuir pesos ao modelo quando este estiver diferente do que foi observado (do dado que foi assimilado). Essa matriz, também conhecida como matriz B pode ser calculada por dois métodos distintos: por conjuntos ou pelo método NMC.

De acordo com Lin et al. (2005), a inclusão de dados de radar nos modelos pode melhorar significativamente os resultados nas primeiras horas. Isso se deve principalmente ao *spinup* inicial do modelo, ou seja, o tempo que este leva para estabilizar-se. A assimilação de dados de radar

implica em um ganho maior nas primeiras horas de previsão, sendo de extrema importância para a previsão de curto a curtíssimo prazo.

Segundo Reichle (2008), a assimilação de dados também pode ser utilizada para estimar as variáveis que não são observadas diretamente, mas que são necessárias para diversas aplicações, e os métodos de assimilação de dados são necessários para interpolar e extrapolar os dados de sensoriamento remoto.

A combinação das observações meteorológicas e modelos feita através da assimilação de dados é cada vez mais utilizada, principalmente para fornecer as condições iniciais para PNT. A assimilação de dados é o processo pelo qual estas observações são combinadas em uma previsão de curto prazo do modelo de PNT, tipicamente 6 h, para produzir uma análise do estado da atmosfera em um determinado momento (BARKER et al., 2012).

A aproximação do radar com a modelagem começou com diversos trabalhos de recuperação de campos meteorológicos a partir dos dados de radar, como o método usado por Sun et al. (1991) para determinar as estruturas espaciais das componentes da velocidade e temperatura observadas de maneira eficaz.

A assimilação de dados de radar começou a ser feita no modelo WRFDA (WRF Data Assimilation System) com Sun; Crook (1997). Experimentos numéricos de Xiao; Sun (2007) mostram que WRF 3D-VAR pode assimilar velocidade radial (Doppler) e refletividade a partir de vários radares e extrair informação útil a partir dos dados de radar para iniciar uma convecção organizada, como é o caso de uma LI. Os resultados obtidos com a assimilação de 12 radares produziram uma estrutura de mesoescala mais detalhada na convecção da linha de instabilidade nas condições iniciais do modelo. A assimilação de velocidade radial e refletividade tiveram melhores resultados do que cada variável assimilada isoladamente. A piscina de água fria (*cold pool*) e o processo de

desenvolvimento da LI foram melhores representados quando os dados dos radares foram assimilados.

A assimilação de dados de radar em outros modelos de previsão imediata, como o COSMO, foram realizadas em diversos países como mostraram Sokol (2011) e Craig et al. (2012).

A relação entre refletividade e razão de mistura de água de chuva (Z-qr) inicialmente foi descrita por Sun; Crook (1997) usada para assimilar a refletividade de maneira indireta:

$$Z = 43,1 + 17,5 \log(\rho q_r) \quad (2.4)$$

Onde Z é a refletividade do radar, ρ é a densidade do ar e q_r é a razão de mistura de água da chuva.

A assimilação de refletividade de maneira indireta, ou seja, a assimilação da razão de mistura de água de chuva foi realizada por Wang et al. (2013). Eles assimilaram dados de seis radares na China para estudar um evento convectivo e concluíram que a assimilação de refletividade de maneira indireta melhora significativamente a habilidade de curto prazo na previsão de precipitação até 7h e obtiveram bons resultados em simular o desenvolvimento do sistema convectivo e também melhorias na previsão da localização e intensidade de precipitação.

No Brasil a assimilação de dados de radar no WRF começou a ser mais utilizada nos últimos anos. Macedo (2014) estudou o impacto do uso da assimilação de dados 3D-VAR nos prognósticos do modelo WRF para quatro grades aninhadas com centro no Rio Grande do Sul, com resolução na grade mais fina de 1km. A autora assimilou diversos dados disponíveis para a região Sul do Brasil e constatou que houve um impacto positivo na inserção dos dados assimilados para o campo de precipitação, mas no experimento em que ela utilizou somente assimilação de dados de radar os efeitos foram significativos somente nas primeiras horas de processamento. Inouye (2014) realizou estudos sobre assimilação de dados do radar de Teixeira Soares no Paraná, com grade com resolução

de 3km, e o desenvolvimento com baixo custo computacional visou analisar a viabilidade de operacionalização em centros meteorológicos que tenham restrições computacionais.

Vendrasco (2015) obteve resultados para a região do Vale do Paraíba (São Paulo), realizando a assimilação de maneira diferente dos estudos anteriormente realizados no Brasil. Ele realizou experimentos com dados de radar e aplicou novas implementações no sistema de assimilação de dados 3D-Var do WRFDA, obtendo resultados inéditos na América do Sul. Ele mostrou que a assimilação direta de refletividade do radar apresenta algumas limitações (como citado por Wang et al., 2013), mas estas limitações podem ser amenizadas com o emprego da assimilação indireta desta variável. Assim, a refletividade assimilada de maneira indireta - na forma de razão de mistura de água líquida (Q_r) - foi capaz de melhorar a previsão de precipitação logo no início da integração. Entretanto, este ganho obtido ao se assimilar Q_r não se manteve por muito tempo, ao passo que o ganho com a velocidade radial foi menor, mas mais robusto e relativamente constante ao longo do tempo e não apresentando quedas bruscas como no caso da refletividade. Os melhores resultados foram obtidos utilizando ambas as variáveis ao mesmo tempo.

É importante definir qual tipo de dado de radar é usado para assimilação no modelo. O dado deve fornecer as informações de toda a atmosfera tridimensional obtidas no raio de cobertura do radar, com o menor erro possível. Com esse intuito, assimilando o PPI – conforme aumenta a distância em relação ao radar, aumenta a altitude dos dados – é possível ter informações de perfis verticais da atmosfera, como é ilustrado na Figura 2.4.

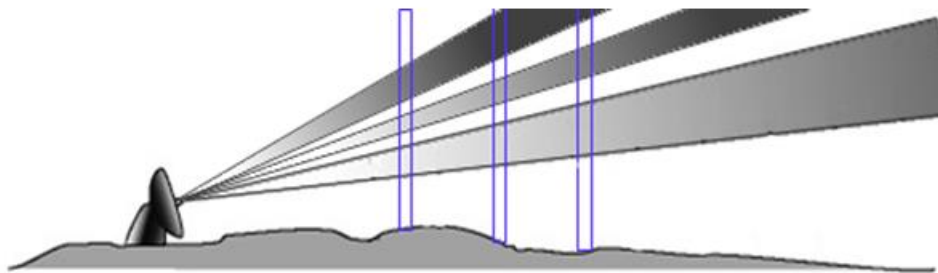


Figura 2.4: Ilustração dos perfis verticais dos dados que serão assimilados

Esse tipo de assimilação de dados na forma de perfis verticais possui uma grande vantagem entre assimilar os dados de CAPPI, já que estes últimos já possuem erros associados à interpolação gerada para projeção no plano, e assim, aumentam os ruídos no modelo.

Com o uso do *Ensemble Kalman Filter* (EnKF) diversos estudos também foram realizados assimilando dados de radar no WRF. Zhu et al. (2016) mostraram que em uma simulação do ciclone tropical Vicente, que causou diversos prejuízos e inundações na China. Após quatro ciclos de assimilação de velocidade Doppler a cada 30 minutos, a localização do núcleo de menor pressão já era identificada corretamente. Desde o primeiro ciclo de assimilação, a estrutura interna do ciclone tropical melhorou devido aos incrementos assimétricos nos campos de vento e de temperatura. Os autores verificaram também melhorias na circulação das regiões exteriores e interiores ao ciclone, incluindo melhoria na previsão da trajetória do sistema.

2.4. Estimativa de Precipitação

A precipitação é uma variável meteorológica que compreende a quantidade que foi acumulada de precipitação, usualmente medida em milímetros. A distribuição espacial da precipitação não é regular e diversas vezes está associada ao relevo da região e ao sistema precipitante atuante no local. A cobertura de medidores de precipitação em superfície é de extrema importância para que se obtenha um campo de precipitação com qualidade, porém isso se torna inviável em áreas remotas e de difícil acesso. Sua medida pontual pode ser realizada

através de estações meteorológicas convencionais. O período mais comum de dados medidos em superfície é de acumulados diários (24 horas). Porém com estações telemétricas automáticas é possível ter os acumulados de precipitação em períodos de 15 minutos, mas áreas cobertas com esse tipo de medidor são escassas.

O uso de estimativas de precipitação por satélite é bem difundido na hidrologia mundial, tanto para aplicação de recursos hídricos, bem como no monitoramento de desastres naturais. O dado de estimativa de precipitação por satélite geralmente é aplicado em grandes bacias (com área superior a 2000 km²) como o usado nas simulações de vazão por Falck et al. (2015). As grandes bacias possuem tempo de resposta na escala de dias, com cheias mais lentas, e podem ser monitoradas por satélite devido à resolução temporal e espacial do dado. Em bacias com tempo de resposta mais rápido, susceptíveis a inundações bruscas também se torna interessante incorporar os dados de satélite devido a este dado ainda ser uma das poucas alternativas para estimar a precipitação em locais que não possuem muitos pluviômetros ou radares.

As estimativas de precipitação realizadas a partir de dados de satélite possuem excelente cobertura temporal e espacial, porém possuem diversos erros. Isso se deve ao fato de estimarem a precipitação com algoritmos baseados na radiância captada pelo satélite em diversos canais espectrais como temperatura de brilho do topo das nuvens (Tb) e micro-ondas. A eficácia destas estimativas também pode estar associada ao tipo de nuvem e ao sistema precipitante.

Existem diversas técnicas de estimativas de precipitação e entre elas se destaca o 3B42-RT (Real Time) composto por dados do infravermelho (IR) e micro-ondas passiva (MW) do TRMM *Multisatellite Precipitation Analysis* (TMPA). Este dado é disponibilizado a cada 3 horas, e se trata de uma média temporal e espacial da estimativa de precipitação de uma hora e trinta minutos anterior e posterior ao horário identificado como precipitação instantânea, dispostos em uma grade de 0.25° x 0.25° de resolução horizontal. É uma combinação entre MW e estimativas do IR –

onde é disponível MW, usa-se este, onde não, preenche-se com IR calibrado pelo MW. Outra versão desse mesmo algoritmo é o 3B42 versão 7, que combina o 3B42RT e dados mensais climatológicos de precipitação.

Estimativas de precipitação combinada – satélite e pluviômetros – para um dia já existem, como o CoSch (VILA et al. 2009), o Merge (ROZANTE et al. 2010) entre outros, porém esses produtos são disponibilizados apenas para períodos diários.

Os satélites possuem menos interrupções de dados quando comparados a pluviômetros e radares, sendo uma alternativa para o monitoramento contínuo em tempo real, além de ter maior cobertura espacial. As estações telemétricas possuem maior confiabilidade, pois realizam medição dos dados de precipitação diretamente e com alta resolução temporal, porém não são encontradas em todo o país. Sendo assim, há a alternativa de combinar áreas com grande cobertura de telemétricas e os dados de satélite.

3. DADOS E METODOLOGIA

Os casos foram selecionados aplicando critérios classificativos de acordo com o impacto do acumulado de precipitação em um breve período e da disponibilidade dos dados de radar na área de estudo. Os casos selecionados são mostrados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Eventos selecionados para estudo e radares com dados disponíveis

	Data	Classificação	Radares disponíveis
Caso 1	07/11/2014	SCM e LI	ASU, CAS
Caso 2	15/04/2015	SCM e cavado	ASU, CAS, TXS

As figuras para a análise subjetiva foram geradas pelo software *Grid Analysis and Display System* (GrADS) e os cálculos relativos à estimativa de precipitação combinada foram realizados no software IDL (*Interactive Data Language*).

3.1. Área de estudo

A área de estudo pode ser delimitada na Figura 3.1, onde está marcada a grade utilizada para a rodada do modelo e relevo da região.

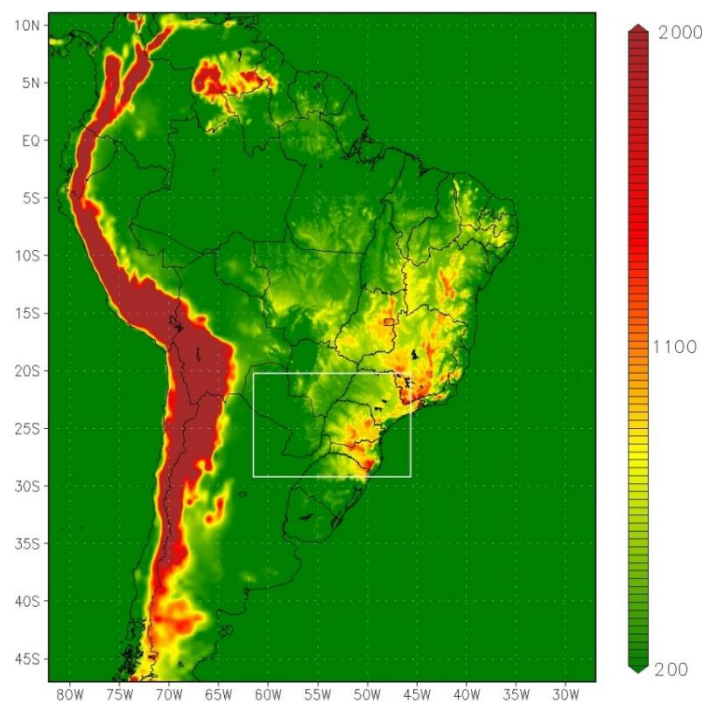


Figura 3.1: Topografia da América do Sul e área de estudo delimitada pela caixa branca

3.2. Conjunto de dados

Os dados utilizados para os estudos de caso compreendem o período de dois dias antes da formação do SCM até sua dissipação.

Os dados de análise meteorológica são provenientes do modelo *Global Forecast System* (GFS) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e têm resolução espacial de 0.5° de longitude e latitude. Estes dados forneceram condições iniciais e de fronteira (ou contorno) para a grade do WRFDA, na qual os dados de radar foram assimilados. Os dados estão disponíveis para download na plataforma Nomads do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), em http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php#hires_weather_datasets.

Os dados observacionais que foram assimilados compreendem medições de superfície e de altos níveis. Os dados de superfície, tais como SYNOP, METAR, dados de boias oceânicas e outros, são provenientes do GTS (*Global Telecommunications System*), contendo variáveis meteorológicas como pressão de superfície, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, direção e velocidade do vento em superfície. Os dados de altos níveis são de radiossondas, medições em aeronaves provenientes do GTS e dados de satélite *National Environmental Satellite Data and Information Service* (NESDIS). As variáveis contidas neste dado são pressão, altura geopotencial, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, direção e velocidade do vento em diversos níveis. Estes dados são no formato 'little_r' e o erro associado a eles é calculado a partir do programa chamado *obsproc*, responsável por unir os arquivos dos dados de superfície e altos níveis, preparando para a assimilação no modelo.

Embora a distribuição de estações de radiossondagem no Brasil seja esparsa, na área de ocorrência dos SCMs do sistema foram selecionadas três estações como representativas das condições atmosféricas em altitude durante o caso, para a comparação pontual do perfil vertical do modelo com e sem assimilação. As estações selecionadas para essa comparação foram Curitiba (latitude 25°31'42"S, longitude 49°10'32"W),

Foz do Iguaçu (latitude: 25°35'46"S, longitude: 54°29'13"W) e Assunção no Paraguai (latitude: 25°14'21"S, longitude: 57°31'9"W).

3.2.1. Dados de Radar

Os radares que tiveram seus dados incluídos são os radares Doppler do Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR) e da *Dirección Nacional de Aeronautica Civil* (DINAC).

Os radares do SIMEPAR estão situados em Cascavel (Latitude: 24.87°S, longitude: 53.52°W, altitude: 719.8m) e em Teixeira Soares (Latitude: 25.5°S, longitude: 50.36°W, altitude: 1016.08m). O radar de Cascavel possui abertura de feixe de 1.0° e 15 elevações, com dados no raio de 240 ou 480 km, resolução de 125m, banda S e largura de pulso de 0.8 e 2.0µs. O radar localizado em Teixeira Soares possui abertura de feixe de 1.0° e 13 elevações, com raio de cobertura de dados de 240 km, resolução de 250m, e também operante na banda S.

O radar da DINAC está localizado em Assunção, no Paraguai (Latitude: 25.33°S, longitude: 57.52°W, altitude: 118.0m) e tem comprimento de onda de 5.4cm (banda C), 11 elevações, e com resolução de 250m, raio de cobertura dos dados de 250 km e largura de pulso de 0.8µs.

A distribuição espacial dos radares e a área de cobertura de seus dados dentro da grade utilizada para as rodadas do modelo são mostradas na Figura 3.2, bem como as áreas de intersecção dos radares. O relevo pode indicar problemas relacionados a ecos e pontos persistentes de refletividade.

Os dados foram disponibilizados pelo SIMEPAR em formatos volumétricos. A varredura volumétrica do radar é um dado bruto composto por varreduras em elevações fixas e azimuth variando. As elevações dos radares citados acima é mostrada na Tabela 3.2.

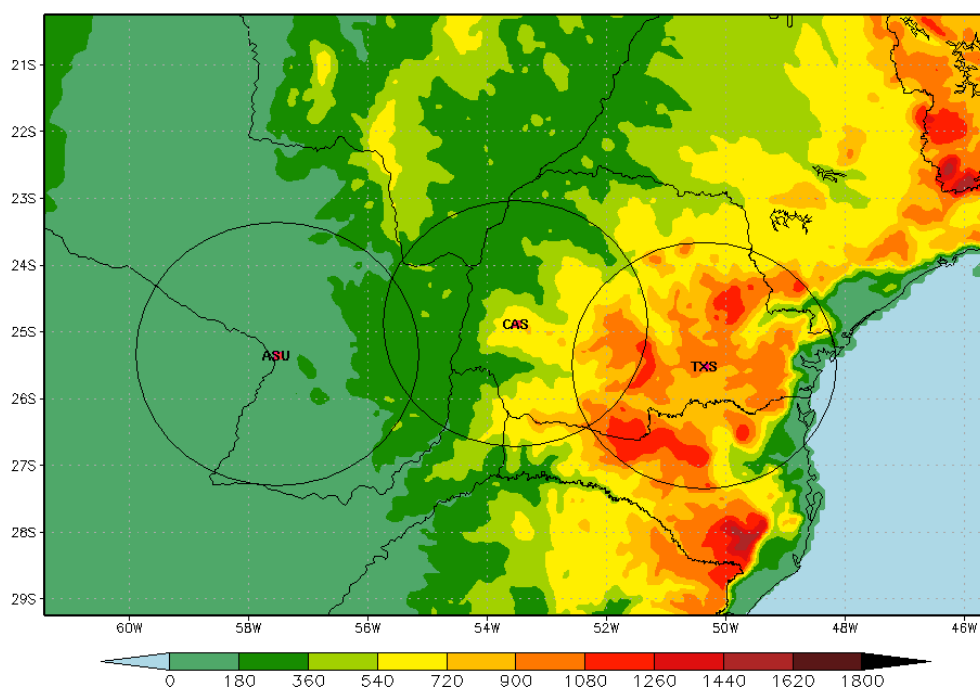


Figura 3.2: Posição dos Radares de Assunção (ASU), Cascavel (CAS), Teixeira Soares (TXS), suas respectivas áreas de cobertura e relevo da região em metros

Tabela 3.2: Ângulos de elevação dos radares no período de ocorrência dos casos estudados

Elevações	Ângulos de elevação		
	Assunção (ASU)	Cascavel (CAS)	Teixeira Soares (TXS)
1 ^a	0.5°	0.5°*	0.3°
2 ^a	1.2°	0.5°	0.8°
3 ^a	1.9°	1.0°	1.3°
4 ^a	2.7°	1.5°	2.0°
5 ^a	3.4°	2.0°	3.0°
6 ^a	4.1°	2.5°	4.0°
7 ^a	5.0°	3.0°	5.0°
8 ^a	6.3°	4.0°	6.5°
9 ^a	8.6°	5.0°	8.0°
10 ^a	13.5°	6.0°	10.0°
11 ^a	30.0°	7.5°	12.0°
12 ^a	-	9.0°	15.0°
13 ^a	-	12.0°	20.0°
14 ^a	-	15.0°	-
15 ^a	-	25.0°	-

* Os dados do radar CAS da primeira elevação foram eliminados por orientação do SIMEPAR

Para gerar o PPI é realizada uma interpolação linear simples que consiste em transformar os dados de coordenadas polares para cartesianas. A resolução na qual o PPI é gerado realiza uma suavização dos dados com dados vizinhos, o que funciona homogeneizando o campo, porém dados ruins também são mesclados a dados bons. Os radares de Cascavel (CAS) e Teixeira Soares (TXS) possuem tratamento de dados que elimina ruídos como os ecos de terreno, e de Assunção (ASU) não possui tratamento dos ruídos.

Apesar do tratamento de dados ser de grande importância para fornecer um campo homogêneo ao modelo, esse passo não foi realizado no presente estudo. A falta de tratamento dos dados pode afetar os resultados no modelo e indicar precipitação inexistente principalmente na parcela onde há maiores elevações no terreno, e esta deve ser considerada ao analisar os resultados na área de influência do radar de ASU. Com o intuito de fornecer ao modelo um dado em alta resolução para a assimilação, foram gerados PPIs com resolução de 500 m para os três radares.

A conversão do PPI para o formato *'little_r'* é necessária para a assimilação no modelo. Nesta etapa, são necessários os dados de radar em PPI e também um arquivo de latitude e longitude de cada ponto de dado de radar, o que depende da localização do radar e da resolução utilizada para a geração do PPI. A conversão para *little_r* foi realizada a partir do programa *pre_radar*, onde são calculados os erros associados a cada dado do radar, para compor a matriz R, citada no tópico 2.3. O erro em cada ponto é calculado com base no desvio padrão dos dados vizinhos. Os dados foram preparados apenas para varreduras em horas exatas ou da varredura realizada nos minutos próximos a hora exata (sem minutos).

3.3. Estimativa de Precipitação Combinada em Alta Resolução

O novo produto, chamado CoSch3 (*Combined Scheme - 3 hours*) utilizou a mesma metodologia de Vila et al. (2009) para a inclusão dos dados de superfície. Entretanto, o CoSch3 diferencia-se o período de precipitação acumulada analisado e a partir dele se torna viável gerar campos de estimativa de precipitação combinada para curtos períodos. Esta técnica é ideal para validar precipitação nas horas iniciais dos modelos e também para validar previsão por *nowcasting*. Os demais produtos que realizam estimativas combinadas são baseados na divisão do acumulado de precipitação diária ao longo das horas do dia, o que não representa satisfatoriamente sistemas precipitantes de curta duração.

3.3.1. Dados de estações meteorológicas automáticas

Foram utilizados dados de precipitação medidos em superfície, obtidos a partir de 135 estações telemétricas do estado do Paraná (BR). Os dados foram disponibilizados pelo SIMEPAR (estações do INMET e SIMEPAR) e a distribuição espacial das estações é mostrada na Figura 3.3.

Estes dados de precipitação acumulada estão disponíveis em períodos a cada 15 minutos - 1 hora. Para a combinação com a estimativa de precipitação por satélite os dados observados de precipitação foram acumulados em períodos de 3 horas.

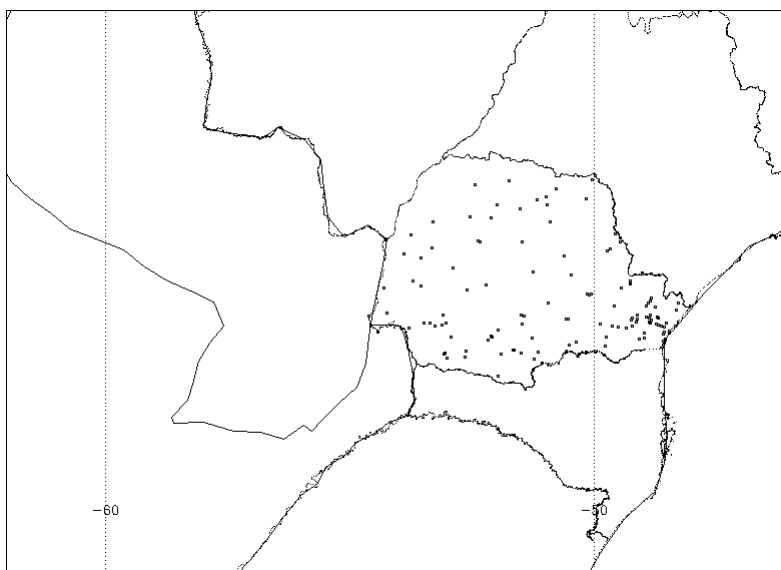


Figura 3.3: Localização das estações telemétricas que foram utilizadas

3.3.2. Dados de estimativa de precipitação por satélite

Existem diversas formas de realizar a estimativa de precipitação por satélite. A parte aqui estudada será baseada na estimativa por micro-ondas (MW) e infravermelho (IR). Foi usado um algoritmo para comparar o desempenho deles com o da nova metodologia proposta, o TMPA 3B42 RT. A metodologia utilizada é a de Vila et al (2009).

Os dados de precipitação da rede telemétrica combinados com produtos de estimativa de precipitação por satélite resultam em um novo produto. Esta combinação é uma estimativa baseada no 3B42RT com dados acumulados de 3 a 24 horas de estações telemétricas de superfície. Os dados medidos garantem um produto de melhor qualidade e a estimativa por satélite é capaz de fornecer grande área de cobertura.

3.3.3. Técnica de combinação dos dados e validação

A técnica de correção proposta baseia-se em regimes de correção de viés aditivo e multiplicativo combinados, de maneira que um peso é aplicado neles, e o melhor resultado é usado. A correção aditiva (CAD) de viés é definida por:

$$rr^+ = rr_{sat} + (rr_{obs}^i - rr_{sat}^i) \quad (3.1)$$

Onde rr_{sat} é a estimativa de precipitação por satélite e a diferença dentro do parêntese é o resultado dos dados gradeados para calcular o viés aditivo entre a medição de precipitação (rr_{obs}^i) observada em um ponto i e estimativa por satélite no mesmo ponto (rr_{sat}^i). A correção de viés por razão (CR) é dada por:

$$rr^* = rr_{sat} \times \left(\frac{rr_{obs}^i}{rr_{sat}^i} \right) \quad (3.2)$$

A correção de viés nas áreas continentais é definida como uma média de peso de adição (CAD) e os esquemas de correção de razão (CR) da seguinte forma:

$$rrcorr = \alpha \times rr^+ + \beta \times rr^* \quad (3.3)$$

No qual o resultado do CoSch3 é *rrcorr*. As correções de viés rr^+ e rr^* são dadas pelas equações 3.1 e 3.2. Os pesos de ponderação α e β representam o número de vezes que uma determinada correção é selecionado em uma grade de $3 \times 3^\circ$ centrada na caixa de grade com i dividido pelo total de pontos de grade em que a caixa particular. Esta técnica considera as variações de larga escala e também produzem campos de precipitação espacialmente contínuos.

Primeiramente os dados de superfície foram interpolados para uma grade igual a do satélite ($0.25 \times 0.25^\circ$) usando o método do vizinho mais próximo e mascara-se as regiões a 5 pixels mais longe da área de influencia da telemétrica. Para cada ponto não mascarado um dos dois métodos é selecionado (CAD ou CR) de acordo com o que tiver a menor diferença quando comparado ao dado observado. Onde os dados não foram mascarados, o 3B42RT permanece como estava, ou seja não sofre alterações.

Para a validação foram retirados 10% das estações aleatoriamente, e o restante é usado para remover o viés. E isso foi realizado 10 vezes, garantindo que todas as estações fossem alguma vez retirada. A parte estatística obtida é detalhada nos resultados.

Foram calculadas estatísticas úteis para avaliar o desempenho do novo produto como o viés (BIAS), a probabilidade de detecção (POD) e a razão de falso alarme (FAR) e o índice crítico de sucesso (CSI), de acordo com Stanski et al.(1989).

A ocorrência de falsos alarmes é definida quando o observado é o oposto do simulado ou previsto. É a medida em fração, das estimativas de chuva que realmente não ocorreram. Pode ser calculado por:

$$FAR = \frac{Falsos\ Alarmes}{Acertos + Falsos\ Alarmes}$$

A probabilidade de detecção é a fração da precipitação foi detectada corretamente, calculada a partir de :

$$POD = \frac{Acertos}{Acertos + Erros}$$

O BIAS fornece uma informação da tendência dos dados, indicando em valores positivos se há superestimativa, e em valores negativos a subestimativa. Mede a precisão do modelo para prever a área da chuva, e pode ser calculado pela fórmula:

$$BIAS\ Score = \frac{Acertos + Falsos\ Alarmes}{Acertos + Erros}$$

O índice crítico de sucesso (*critical success index* - CSI), ou também chamado de ETS, mede a precisão de modelo para prever a localização da chuva, e é calculado por:

$$CSI = \frac{Acertos}{Acertos + Erros + Falsos\ Alarmes}$$

Essa metodologia utilizada gera melhorias nos campos de estimativa de precipitação em curto prazo na inclusão de dados medidos em superfície e não apenas estimados por sensoriamento remoto, oferecendo um novo produto mais confiável para precipitações acumuladas em períodos menores do que 24 horas.

3.4. WRF e WRFDA

A atmosfera foi representada utilizando resolução vertical de 45 níveis e a área de estudo compreende 800 pontos de longitude e 500 de latitude, como é mostrada nas Figuras 3.1 e 3.2. O sistema foi integrado para uma grade, com resolução horizontal de 2 x 2km, com centro na localização do radar de CAS. Para a assimilação de dados (WRFDA) as configurações foram mantidas incluindo parametrizações, área e a resolução. A versão do WRFDA utilizada foi a 3.4 modo ARW (*Advanced Research WRF*).

Nessa versão foi possível realizar a assimilação indireta dos dados de radar.

O modelo *Weather Research and Forecast* (WRF) é um modelo regional que incorpora técnicas numéricas avançadas e técnicas de assimilação de dados, com capacidade de aninhamento de grades múltiplas e com melhorias na parte física, particularmente para o tratamento de convecção e precipitação de mesoescala (MICHALAKES et al., 2004).

A coordenada vertical usada é a sigma - coordenada de pressão hidrostática que acompanha o terreno. O modelo integra as interações de atmosfera, oceano, terra, gelo e biosfera para estimar o estado do clima regional e global sob uma ampla variedade de condições. Este modelo está atualmente em uso operacional no NCEP e em outros centros. As rodadas do modelo WRF utilizaram como configuração dos processos físicos necessários para previsões de mesoescala o esquema de radiação de onda longa RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*), e para radiação de ondas curtas foi usado o esquema de Dudhia (1989). A superfície foi representada com 5 camadas térmicas de difusão. A parametrização de microfísica utilizada foi a WDM6 (WRF Momento Duplo e esquema de 6 classes de hidrometeoros). Para esse tipo de microfísica, além da previsão para seis tipos de hidrometeoros (vapor de água, gotas de nuvem, nuvem de gelo, neve, a chuva, e graupel) há também a variável prognóstica do número de concentração de núcleos de condensação de nuvem para processos quentes (LIM; HONG, 2010). A microfísica que possui momento duplo permite uma maior flexibilidade da distribuição de tamanho e é um dos métodos promissores para melhorar o processo microfísico na área de modelagem de mesoescala. Essa parametrização é adequada para modelos de alta resolução (HONG; LIM, 2009).

As configurações de variância do erro do *background* (*variance scaling*) e do raio de influência (*length scaling*) nos pontos de grade utilizadas foram para peso 2.0 nas variáveis utilizadas para compor a matriz B e raio (ou comprimento) de 0.25, o que significa que o peso da variância nas variáveis é dobrado e o raio de influência destas é reduzido a 1/4.

O passo de tempo do modelo foi configurado como adaptativo, variando apenas no intervalo de 06 a 16 segundos. Para todas as rodadas com e sem assimilação foi feito um ciclo de 6 horas iniciado 2 dias antes da fase mais intensa do evento, que estão melhor detalhadas no tópico de simulações numéricas.

As rodadas do modelo WRF consistem em três etapas, o pré-processamento, a rodada efetiva do modelo e o pós-processamento.

O pré-processamento do WRF possui quatro processos que são executados na seguinte ordem:

- i) Geogrid: é o responsável por gerar para os pontos da grade do modelo os parâmetros estáticos, como a vegetação, relevo na grade entre outros;
- ii) Ungrib: é responsável por criar os dados interpolados das variáveis meteorológicas do GFS;
- iii) Metgrid: realiza a interpolação dos dados para a grade do modelo;
- iv) Real: gera a análise na grade do modelo e também as condições de camada limite, e no caso de ciclos, após os ciclos estes são atualizados.

A rodada do modelo com assimilação é composta por quatro processos, que tem que ser executados na seguinte ordem:

- I. Update Inferior: responsável pela atualização da fronteira inferior (superfície) do modelo e é realizada apenas em modo cíclico.
- II. Run WRFDA: Rodada para assimilação de dados variacional em 3 dimensões.
- III. Update Lateral: atualização das fronteiras laterais do modelo
- IV. Run Model WRF: realiza a previsão a partir da nova análise gerada nos processos anteriores.

Estas e outras informações complementares podem ser encontradas em Skamarock et al. (2008).

3.5. Assimilação de dados

A matriz B é necessária para que a assimilação seja realizada e para que o modelo tenha uma ponderação quando comparado ao dado em um ponto. Neste trabalho, a matriz B foi gerada a partir do método NMC, que consiste nos cálculos dos erros entre previsões iniciadas em horários distintos, e grande parte dos centros meteorológicos utiliza este método para estimar a covariância do erro de previsão (PARRISH; DERBER, 1992):

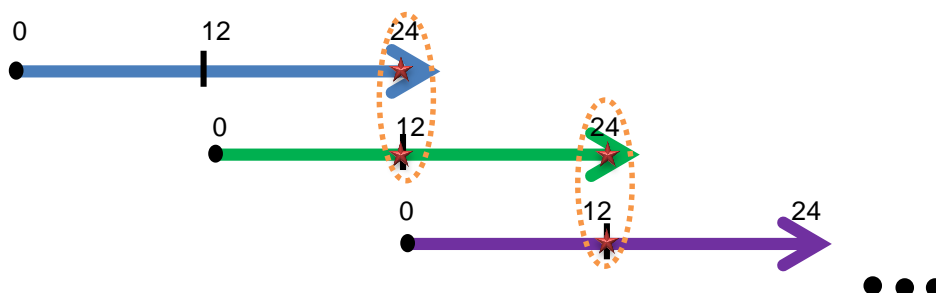


Figura 3.4: Ilustração do método utilizado para cálculo da matriz de covariância dos erros

Foram realizadas previsões de 24 horas iniciadas as 00 e 12Z para todos os dias dos meses de outubro a dezembro de 2014. São comparadas as diferenças entre previsões de 12 e 24 horas iniciadas em tempos distintos, porém válidas para o mesmo horário UTC. O método baseia-se no princípio de que as previsões estão corretas e que previsões para um mesmo horário iniciadas em horários diferentes devem ser iguais. O período de 3 meses utilizado é suficiente para os estudos de caso nesse período, porém para a utilização operacional é sugerido que a matriz B seja composta por previsões de um ano inteiro, a fim de captar as variações sazonais dos erros do modelo.

As configurações para gerar a matriz B foram as mesmas que do WRF que foi usada para todas as rodadas. Foi utilizada a ferramenta *gen_be* do WRFDA para calcular a matriz B, que realizou as etapas abaixo, descritas de maneira simplificada:

- Estágio 0: Realiza o cálculo das perturbações, como descrito no parágrafo acima e ilustrado na Figura 3.4.

- Estágio 1: Faz a remoção da média dos erros calculados no estágio anterior;
- Estágio 2: Etapa da análise de regressão para determinar as correlações multivariadas entre os campos perturbados das variáveis vorticidade relativa, função de corrente, temperatura, pressão em superfície e pseudo umidade relativa.
- Estágio 3: É realizado o cálculo das estatísticas necessárias para a componente vertical da transformada U do WRFDA e cálculo da média no domínio e o valor local da componente vertical da matriz de covariância do erro do *background*.
- Estágio 4: A correlação horizontal das covariâncias dos erros do background é calculada utilizando um filtro recursivo.

Foram utilizadas as seguintes variáveis para esse cálculo de erro entre previsões, estas são: temperatura (T), pseudo umidade relativa (RHs), pressão em superfície (Ps), e função de corrente (ψ) e velocidade potencial (χ).

Para a assimilação de dados de radar as variáveis usadas foram refletividade (Z) e velocidade radial (V). Foram gerados PPIs para as duas variáveis V e Z para todas as elevações. A partir desse dado são assimilados perfis verticais, como é ilustrado de maneira simplificada na Figura 2.4.

Os dados dos radares foram assimilados pelo sistema de assimilação de dados do WRF (WRFDA), como utilizado por Vendrasco (2015), que consistiu em utilizar a equação de assimilação indireta de Wang et al. (2013) para transformar a refletividade (Z) em razão de mistura de água de chuva (q_r):

$$Z = 43 + 14.9 \cdot \log_{10}(\rho \cdot q_r) \quad (3.4)$$

Os valores dos incrementos foram ajustados por Vendrasco (2015) para um experimento no estado de São Paulo, e estes foram usados para o atual trabalho.

A frequência de assimilação dos dados depende do ciclo utilizado. A assimilação para o *spin up* gera melhorias do modelo na área da grade, assimilando dados do GTS a cada 6 horas, como mostrado na Figura 3.5a e 3.5.b. É realizado um ciclo intermediário de 3 horas para preparar a saída o ciclo de 3 horas, de modo que a segunda configuração de ciclo, (de 3 horas) prepare o arquivo necessário para que o radar pudesse ser assimilado. O esquema de assimilação de radar usado é baseado na assimilação de dados de radar por quatro momentos.

Como exemplo, para uma previsão de 6 horas inicializada as 00Z, os dados de radar começam a ser assimilados 3 horas antes do horário da previsão. Isso ocorre da seguinte maneira: às 21Z do dia anterior os perfis verticais da varredura de Z e V das 21Z são assimilados no modelo, que neste horário utiliza o *first guess* (primeira estimativa) do ciclo do *spin up* como condição inicial (CI) e a análise GFS como condição de fronteira (CF). Assim, uma previsão de uma hora é realizada e as 22Z um novo dado de radar é assimilado, gerando a cada hora uma nova CI para os dados dentro da grade de estudo com 2x2km do WRFDA. Avançando mais uma hora no tempo, o mesmo é realizado para as 23Z e a partir dessas sucessivas assimilações horárias de dados, o modelo gera uma nova CI para as 00Z para que a partir dessa CI os dados das 00Z sejam assimilados e é então realizada uma previsão de 6 horas, inicializada as 00Z.

O GFS funciona como CF para a grade do modelo em todos os horários, e atua como CI apenas no começo do ciclo de assimilação do GTS. O ciclo de assimilação descrito acima foi ilustrado na Figura 3.5, onde o ciclo de assimilações horárias sucessivas é inicializado em (T-3), três horas antes de T para gerar a nova CI para o modelo e assim, rodar a previsão de 6 horas. Na Figura 3.5, T (em vermelho) é o horário de início da previsão do modelo com a nova análise proveniente da assimilação.

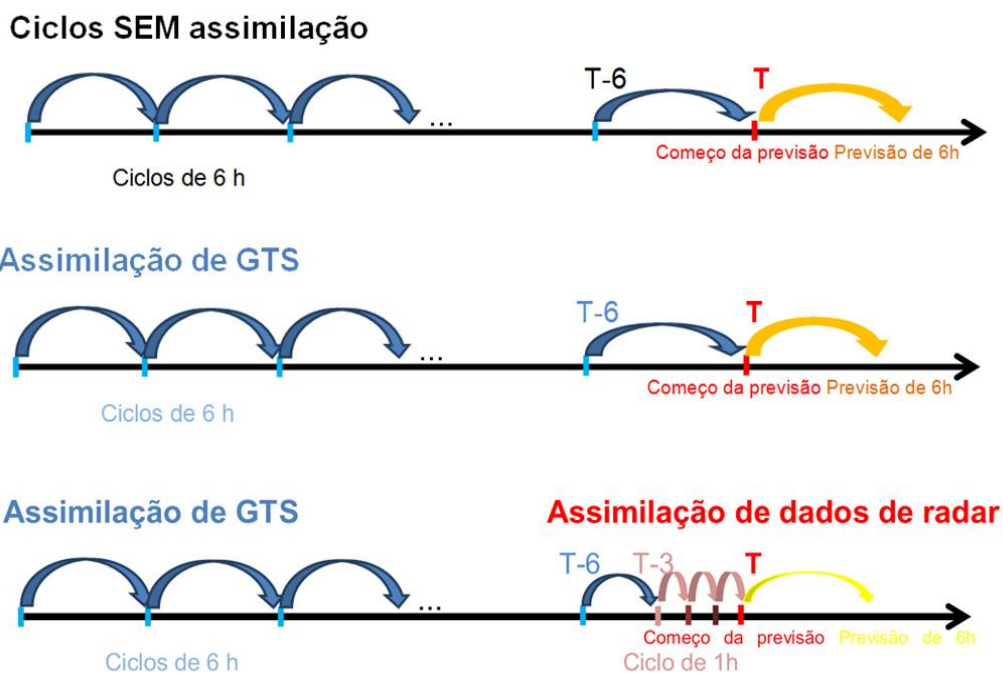


Figura 3.5: Inicialização do modelo ilustrada com ciclos com e sem assimilação de dados para uma previsão de 06 horas. Em a) sem nenhum tipo de assimilação, b) assimilando apenas dados convencionais do GTS, c) iniciando com dados do GTS e usando dados de radar

A partir da assimilação dados de superfície e altos níveis, como os dados do GTS é possível verificar qual a real contribuição da assimilação dos dados de radar quando comparada a assimilação dos demais dados disponíveis.

3.5.1. Simulações Numéricas

As simulações numéricas envolvidas basearam-se em um *spin up* inicial para que o modelo regional pudesse ter melhor desempenho na área descrita, como citado por Warner (2011), em caso de inicialização fria (*cold start*) no início do período da previsão - talvez 12 h de duração - não contenha processos atmosféricos potencialmente importantes. Por exemplo, a precipitação durante o primeiro meio dia de uma previsão pode não ser realista. Assim, foram realizadas integrações sucessivas, e nos dois casos estudados foi realizado o *spinup* de pelo menos 36 horas antes da formação dos sistemas. Para ambos os estudos de caso foi utilizada a mesma metodologia de rodadas do modelo, utilizando três ciclos diferentes. As simulações consistiram na seguinte configuração:

Tabela 3.3: Configurações para o *spin up* com assimilação cíclica de GTS

CICLO I: Spinup GTS	CASO 1	CASO 2
Data Inicial dos ciclos	05/11/2014	10/12/2014
Data Final dos ciclos	08/11/2014	13/12/2014
Tempo entre cada ciclo	6h	6h
Número de ciclos	15	15

É importante ressaltar que o ciclo II só foi criado como solução para criar o *first guess* necessário para o ciclo III, por isso é chamado de ciclo intermediário. O ciclo I não gera a saída necessária para realizar a ligação entre o ciclo do GTS de 6 em 6 horas e o ciclo de radar de 1 em 1 hora.

A princípio, seria realizado o ciclo I a cada 3 horas, porém devido às alterações no período de funcionamento do supercomputador do CPTEC, o ciclo II foi uma alternativa para reduzir o custo computacional e o número de processos rodados no supercomputador Tupã. As configurações utilizadas para este ciclo são mostradas na Tabela 3.4. O menor número de rodadas para o caso 2 dos ciclos II e III é devido à menor duração temporal do SCM.

Tabela 3.4: Configurações do ciclo intermediário com assimilação de GTS

CICLO II: Intermediário GTS	CASO 1	CASO 2
Tempo entre cada ciclo	3h	3h
Número de ciclos	2	2
Número de rodadas com datas iniciais e finais diferentes	9	5

Para a assimilação dos dados de radar, foram realizadas diversas rodadas independentes, ou seja, o impacto do radar não é cumulativo com as rodadas, de modo que cada ciclo de ADR é rodado isoladamente. As configurações são detalhadas na Tabela 3.5.

Tabela 3.5: Configurações do ciclo de assimilação de dados de radar

CICLO III: Dados de Radar	CASO 1	CASO 2
Tempo entre cada ciclo	1h	1h
Número de ciclos	4	4
Número de rodadas com datas iniciais e finais diferentes	9	5

A rodada sem assimilação de dados foi realizada para o mesmo período das rodadas do GTS. Nesta configuração, análise e background eram idênticos, ou seja, o que foi usado como CI para cada rodada foi a previsão de 6 horas gerada pelo ciclo anterior, exceto na data inicial dos ciclos, que o GFS serviu como condição inicial e condição de fronteira.

Tabela 3.6: Configurações para o *spin up* com sem assimilação de dados

WRF – Sem assimilação	CASO 1	CASO 2
Data Inicial dos ciclos	05/11/2014	10/12/2014
Data Final dos ciclos	08/11/2014	13/12/2014
Tempo entre cada previsão	6h	6h
Número de ciclos	15	15

A partir dos ciclos descritos acima, foram realizadas as rodadas com foco em analisar a previsão de precipitação em 6 horas e a destreza do modelo ao representar os SCM analisados.

3.6. Avaliação dos Modelos

Para quantificar a acurácia do modelo ao prever a precipitação, é necessário aplicar uma análise objetiva nos resultados. A avaliação da previsão de precipitação de maneira objetiva foi realizada utilizando o índice FSS (*Fractions Skill Score*). Esse índice fornece a fração de acerto do modelo dentro de um limiar de precipitação e um raio de cobertura especificado. Pode ser calculado pela equação:

$$FSS = 1 - \frac{1}{N} \frac{\sum_1^N (P_f - P_o)^2}{\sum_1^N P_f^2 + \sum_1^N P_o^2} \quad (3.5)$$

Na qual P_f é a fração prevista, P_o é a fração observada, N é o número de janelas que a área foi dividida. Esse é um índice usado para avaliar precipitação acumulada por sistemas convectivos em modelos de alta resolução (ROBERTS; LEAN, 2008).

O FSS possui limitações ao detectar os aspectos da precipitação. Sua principal utilidade é mostrar a relação da acurácia do posicionamento dos núcleos convectivos na previsão de precipitação.

De maneira complementar, assim como utilizado por Vendrasco (2015), é aplicado o LRMSE (*Local Root Mean Square Error*) que indica a magnitude do erro nos valores de precipitação previstos. É definido pela fórmula:

$$LRMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_1^N (\bar{M} - \bar{O})^2} \quad (3.6)$$

Onde N é o número total de pontos de grade do domínio verificado, \bar{M} e \bar{O} são respectivamente as médias de precipitação prevista pelo modelo e observada nos pontos dentro do raio usado para o cálculo do FSS.

Assim, aplicando os dois índices em conjunto é possível estimar qual configuração de assimilação obteve melhor desempenho em prever a localização e os valores da precipitação acumulada para cada rodada do modelo.

4. CASOS SELECIONADOS

Os resultados foram divididos em etapas e primeiramente são mostradas as condições sinóticas e de mesoescala. Em seguida, imagens de satélite e radar são analisadas durante os SCM. Os casos de SCM selecionados para análise foram mostrados na Tabela 3.1.

4.1. Condições sinóticas

A análise das condições sinóticas é fundamental para detectar os sistemas atuantes durante um dado período e a partir disso elaborar uma previsão mais eficiente. Essas condições sinóticas atuantes para a formação dos SCM são mostradas em superfície, baixos, médios e altos níveis para 06 de novembro de 2014 às 18Z, relativo ao Caso 1, e 12/12/2014 às 00Z para o Caso 2.

4.1.1. Estudo de Caso 1: 07 de novembro de 2014

Áreas e linhas de instabilidade atuaram na região de estudo nos dias 6 a 9 de novembro. Neste período, foram registrados mais de 30 mm de precipitação acumulada em 3 horas em algumas cidades, ocorrendo rajadas de vento acima de 100 km/h e também ocorrência granizo. Sua parte mais intensa e severa ocorreu no dia 07/11/2014, na região do Paraná. A precipitação acumulada nos dias 07 e 08 de novembro é mostrada na Figura 4.1. Na região do Paraguai, observa-se a ocorrência de um núcleo principal com precipitação intensa na área de cobertura dos radares de Assunção e Cascavel. Outros núcleos de precipitação, menos intensos que o citado acima, são observados na região central do Paraná e região do oeste de Santa Catarina.

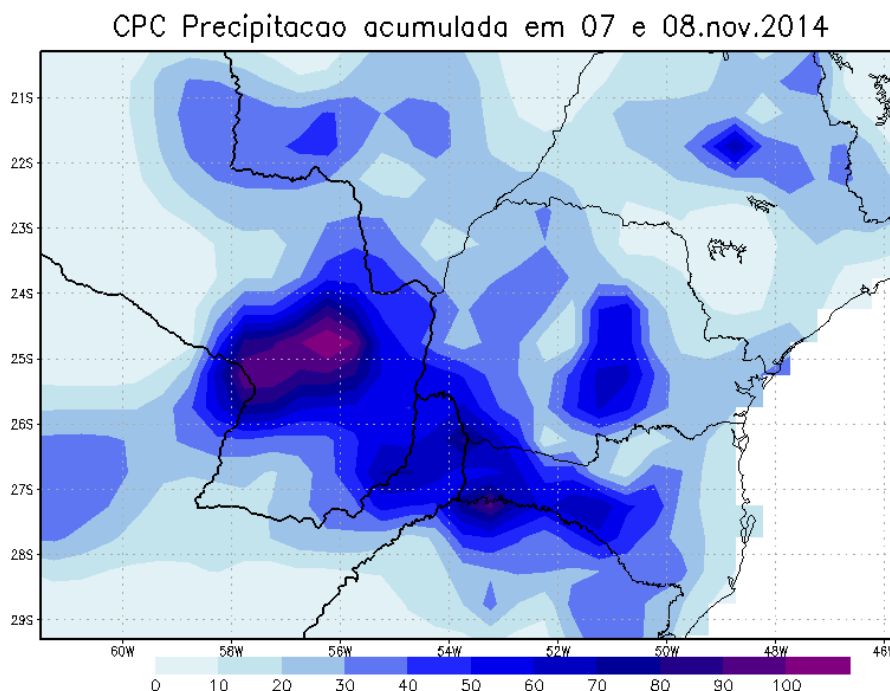


Figura 4.1: Campo do CPC de precipitação acumulada nos dias 07 e 08 de novembro de 2014

Em superfície (Figura 4.2.a) é possível identificar o eixo de um cavado no campo de pressão próximo ao Rio Grande do Sul e também a atuação de um centro de baixa pressão próximo ao noroeste da Argentina e região do Chaco no Paraguai. Nesta figura, os contornos mostram as isóbaras, o sombreado as linhas de espessura da camada de 1000 a 500 hPa, e as setas mostram o vento em 1000hPa. Na baixa troposfera (Figura 4.2.b) a circulação (linhas de corrente) possui características semelhantes à superfície, mas há fortes ventos de noroeste do Paraguai, e circulação indica confluência na área e transporte de umidade da região ao norte - indicado pelo conteúdo de água líquida que é mostrado pelo sombreado, que mostra atuação de jatos em baixos níveis, que advectam umidade da Amazônia para latitudes mais altas.

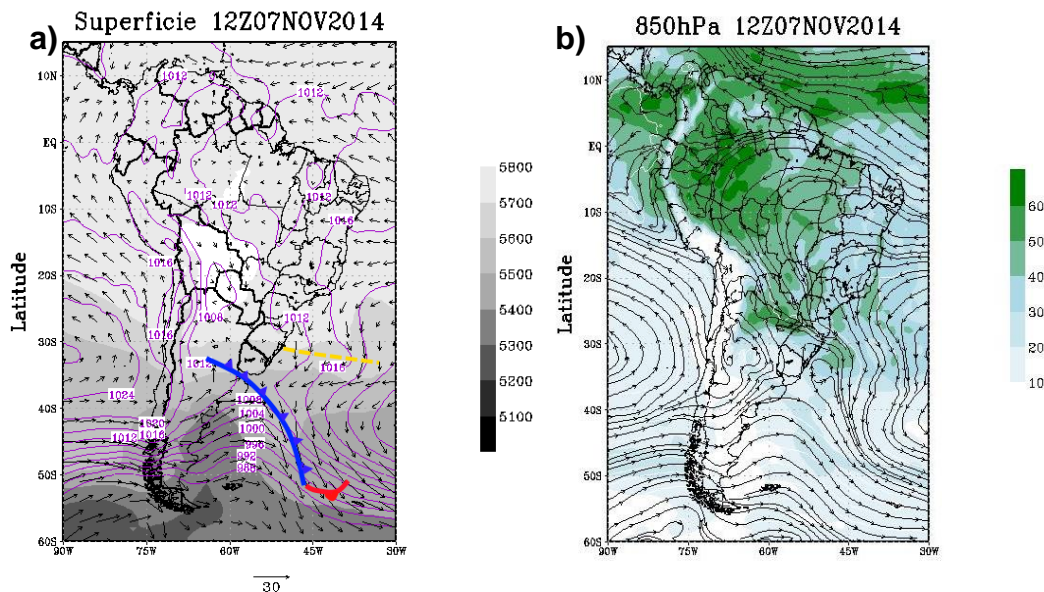


Figura 4.2: Campos em superfície e em baixos níveis (850hPa) da análise do GFS para horário intenso do caso 1, as 12Z do dia 07 de novembro de 2014.

No campo de médios níveis (Figura 4.3.a) é possível notar uma circulação anticiclônica que abrange a região central da América do Sul, associada à Alta da Bolívia. A circulação em latitudes próximas à região de estudo compreende uma circulação zonal ao sul da grade, e pequena difluência próxima ao estado do Paraná. Na alta troposfera (Figura 4.3.b) a circulação anticiclônica tem seu centro a oeste da Bolívia e há atuação dos jatos de altitude. O Jato Subtropical atua na região e sua extremidade indica divergência na área de estudo, o que faz com que se intensifique a convergência em superfície.

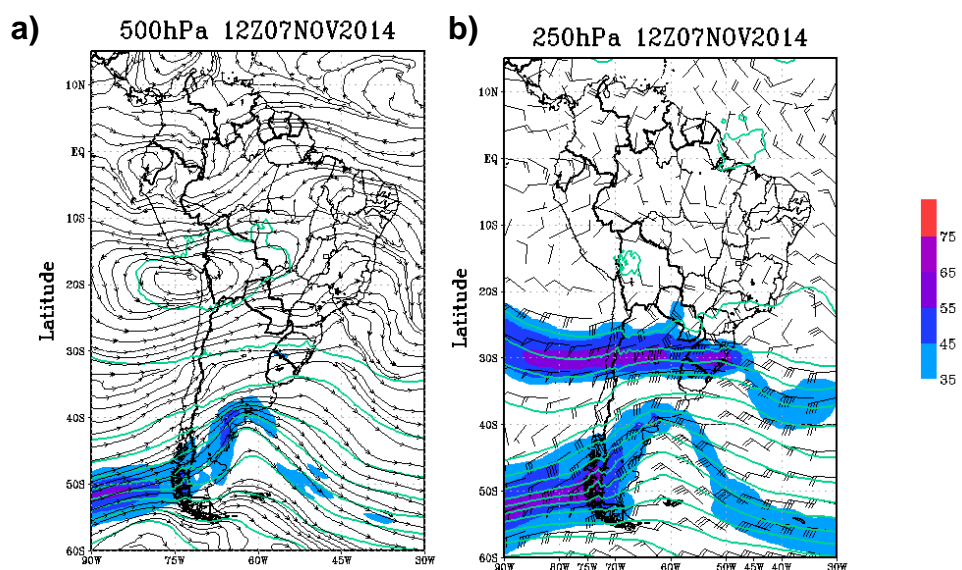


Figura 4.3: Campos de (a) médios e (b) altos níveis do GFS para o dia 07/11/2014 as 12Z

A partir da análise de mesoescala dentro da área de estudo, nota-se em superfície (Figura 4.4.a) que os ventos (setas) de norte e nordeste convergem na região do estado do Paraná, e que não há gradiente de temperatura na região indicado pelo tom cinza (sombreado) indicado pela mesma espessura da camada 1000-500hPa. Em baixos níveis (Figura 4.4.b) é possível observar convergência no sul do Paraguai e centro do Paraná. Em médios e altos níveis (Figura 4.4.c,d) tem-se respectivamente circulação zonal e difluência sobre o Paraguai e Paraná.

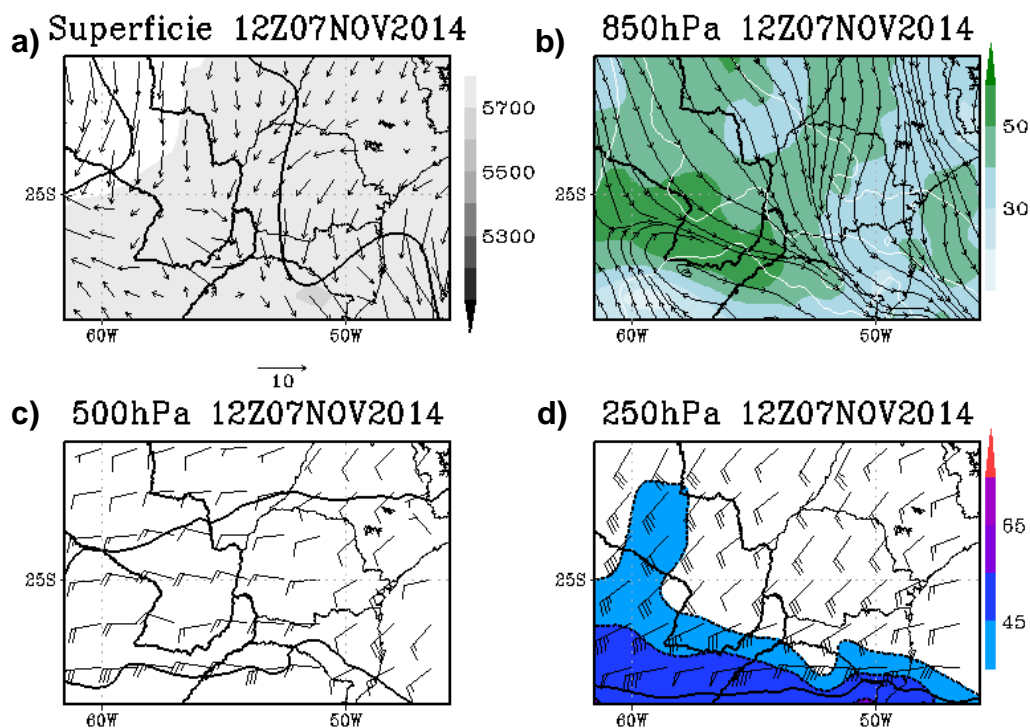


Figura 4.4: Análise de mesoescala em (a) Superfície, (b) baixos, (c) médios e (d) altos níveis para as 12Z do dia 07/11/2014

Os campos descritos na análise mostram fatores análogos aos fatores pré-condicionantes na formação de SCM continentais noturnos definidos por Sakamoto (2009). Este evento (Caso 1) tem um suporte de altos níveis semelhante a quando tem uma frente, só que o jato que fornece suporte dinâmico é o subtropical, sendo um escoamento de oeste.

4.1.2. Estudo de Caso 2: 12 de dezembro de 2014

A região do Sul do Brasil teve neste caso, a atuação preliminar de uma frente fria, que atuou no continente e mesmo quando se tornou

estacionária e ficou sobre o oceano, gerando áreas de instabilidade. Posteriormente houve uma formação de um cavado atuante no sul do Brasil, SP e MS. Esse sistema ocasionou em precipitação de mais de 50mm em curto período no final do dia, com formação e dissipação bastante rápidos, com rajadas de vento e convecção intensa. A precipitação acumulada entre os dias 12 e 13 de dezembro é mostrada na Figura 4.5.

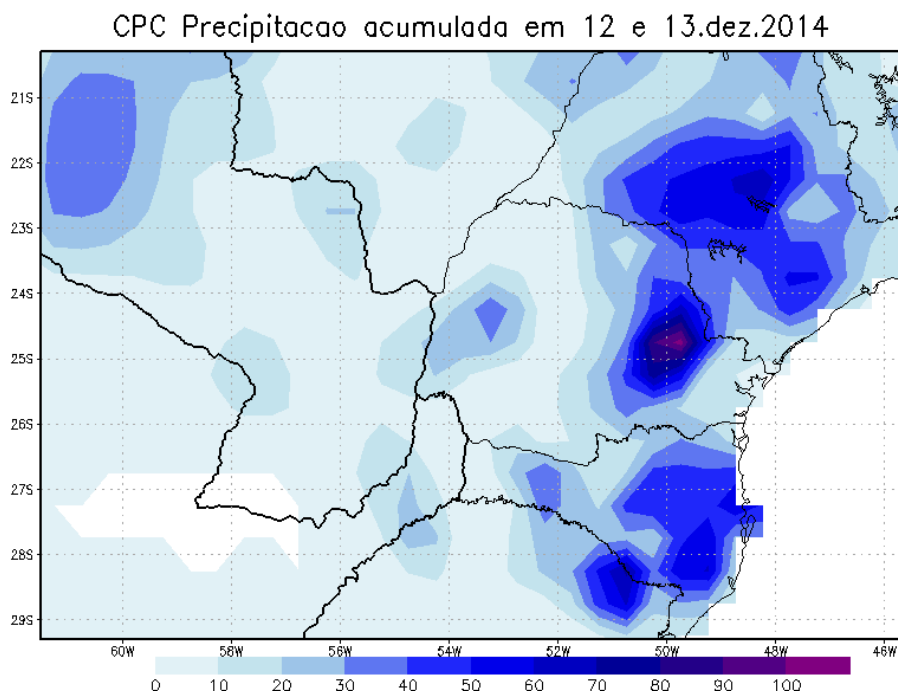


Figura 4.5: Campo do CPC de precipitação acumulada nos dias 12 e 13 de dezembro de 2014

Na carta de superfície (Figura 4.6.a), no começo da formação do SCM, havia um gradiente de temperatura atuante relacionado a passagem da frente até a altura aproximada do RS e a frente permanecia estacionária no Atlântico. Na Figura 4.6.b tem-se a análise de baixos níveis, onde há grande confluência sobre os estados da região Sul do país e fortes ventos associados, advectando umidade de latitudes mais baixas.

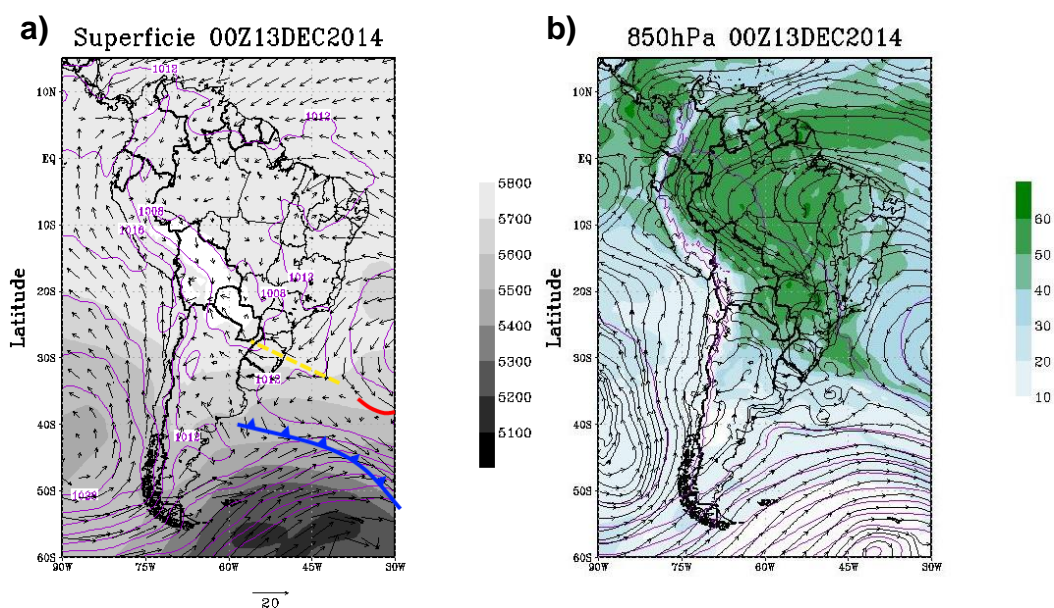


Figura 4.6: Idem a Figura 4.2 para o evento ocorrido em 12 e 13 de dezembro

No nível de 500hPa, pode-se observar a circulação anticiclônica a oeste dos Andes e circulação quase zonal abaixo da região Sul (Figura 4.7.a). Em altos níveis, são mostrados os jatos responsáveis por leve difluência próximo ao sul do Brasil, favorecendo o levantamento nesta região. Há atuação de circulação anticiclônica com mesmo posicionamento dos níveis médios e altos.

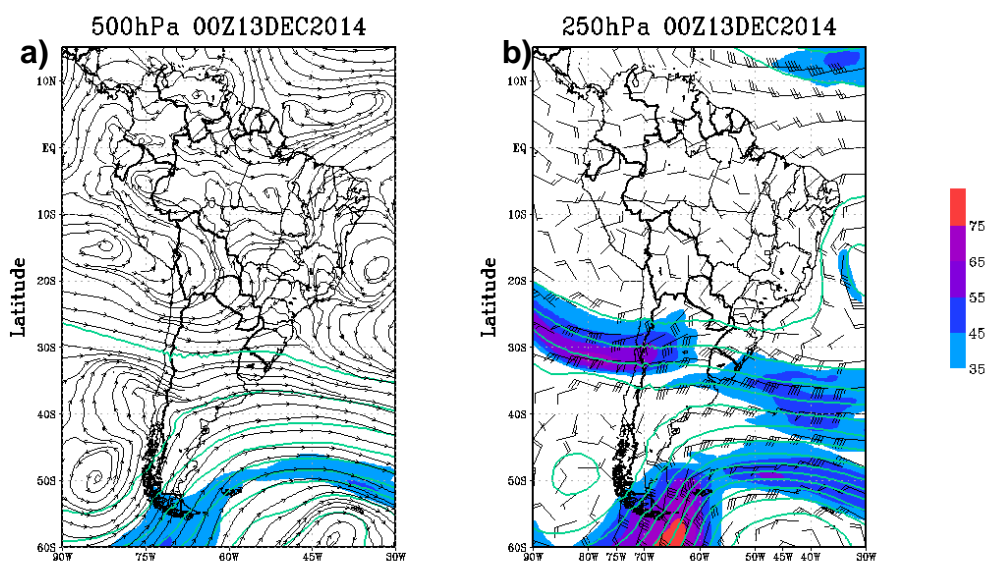


Figura 4.7: Idem a Figura 4.2 para o dia 13/12/2014 às 00Z

Embora a análise em escala sinótica dos casos 1 e 2 sejam bastante semelhantes, a análise em mesoescala mostra divergências. Em superfície (Figura 4.8a) há convergência dos ventos na região central do

Paraná, enquanto há um fluxo de sul e sudeste no Paraguai. Em baixos níveis (Figura 4.8b) a circulação indica pequenos vórtices com circulação ciclônica nos estados do Rio grande do Sul, Paraná, São Paulo e sul o Mato Grosso do Sul. Em médios e baixos níveis há grande difluência, sendo que em médios níveis, o vento aparece desintensificado na região intensa do sistema (Figura 4.8.c,d respectivamente).

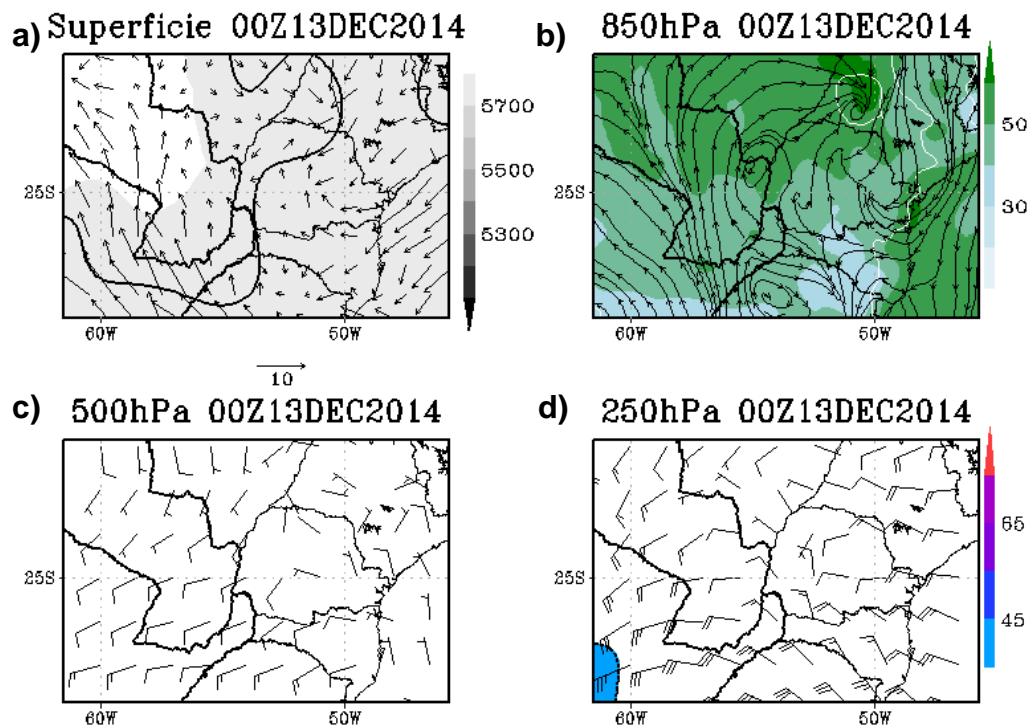


Figura 4.8: Análise de mesoescala para 00Z do dia 13 de dezembro de 2016

Além do aquecimento diurno da camada limite convectiva, os principais fatores desencadeantes dos SCM são passagens de sistemas transientes e a circulação relacionada à Cordilheira dos Andes. O Caso 2 mostra menor advecção de umidade dentro do continente, já que não há atuação do JBN e sim uma circulação que insere umidade do oceano Atlântico ao continente. A passagem de um cavado em baixos e médios níveis foi responsável pela formação e intensificação desse sistema.

4.2. Análise por Sensoriamento Remoto

As observações realizadas de maneira indireta através do sensoriamento remoto têm grande importância para monitoramento dos sistemas

precipitantes, desde sua área de atuação, evolução, tempo de duração e diversas mais informações. Para os dois casos analisados são utilizadas as imagens de satélite para o posicionamento e melhor entendimento do sistema e também imagens dos radares utilizados na assimilação.

Estudo do Caso 1

Nas imagens da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA/CPTEC) captadas pelo satélite GOES no canal infravermelho com temperatura de brilho realçada (Figura 4.9) para os horários próximos aos horários sinóticos é possível ver a formação, evolução e dissipação do sistema.

O sistema começou a se formar por volta das 12Z do dia 06/11/2014 ao norte do RS e SC, onde se intensificou ganhando extensão vertical e horizontal em direção ao oceano e estado do PR. O sistema se separou em dois núcleos e novamente se fundiu 07/11 as 12Z o SCM, onde apresentava grande área e se dissipou propagando para norte. Entre os horários das 06 e 12Z do dia 07/11 (Figura 4.9.d,e) o sistema teve sua fase mais ativa, com temperaturas de brilho que atingiram menos de -80°C. Estas geralmente indicam tempo severo com possibilidade de ocorrência de tempestade, e também possível formação de granizo.

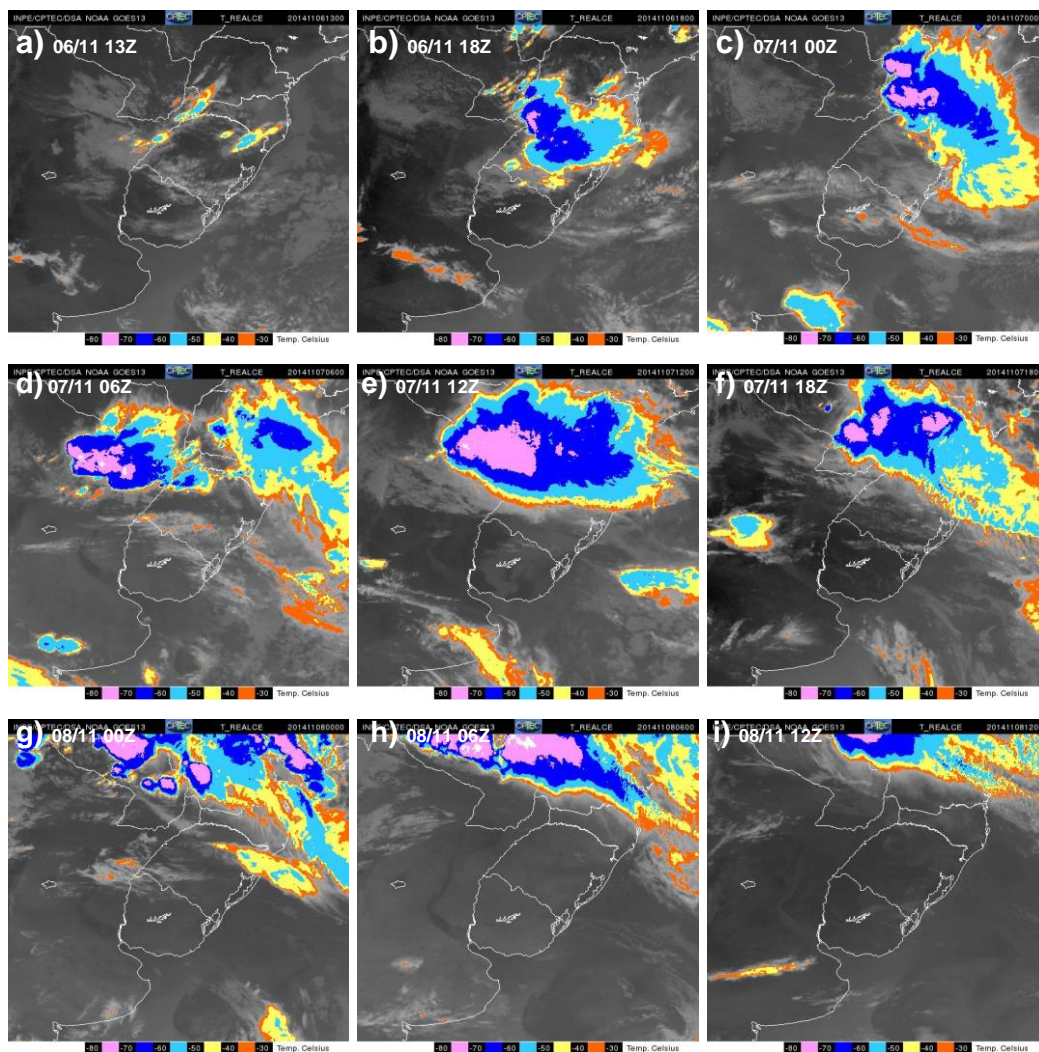


Figura 4.9: Evolução do SCM do Caso 1 através das imagens de temperatura realçada da DSA/CPTEC do dia 06/11/2014 as 13Z (a) até 08/11/2014 as 12Z (i). Intervalo de 5 horas de (a) para (b) e demais intervalos de tempo entre cada imagem de 6 horas.

Os dados de radar que foram assimilados no modelo foram apenas de Assunção e Cascavel para este evento de SCM, pois o radar de Teixeira Soares não estava operante durante o período de atuação do sistema. O PPI de refletividade para o horário mais próximo às imagens de satélites (Figura 4.9.e,f) é mostrado para a segunda elevação (1.2°) na Figura 4.10, na qual é possível observar valores de refletividade médios a altos. No radar de Assunção especificamente, é mais interessante observar elevações médias devido a presença de construções próximo ao radar que atuam como bloqueios e podem gerar ruídos nos resultados das previsões numéricas.

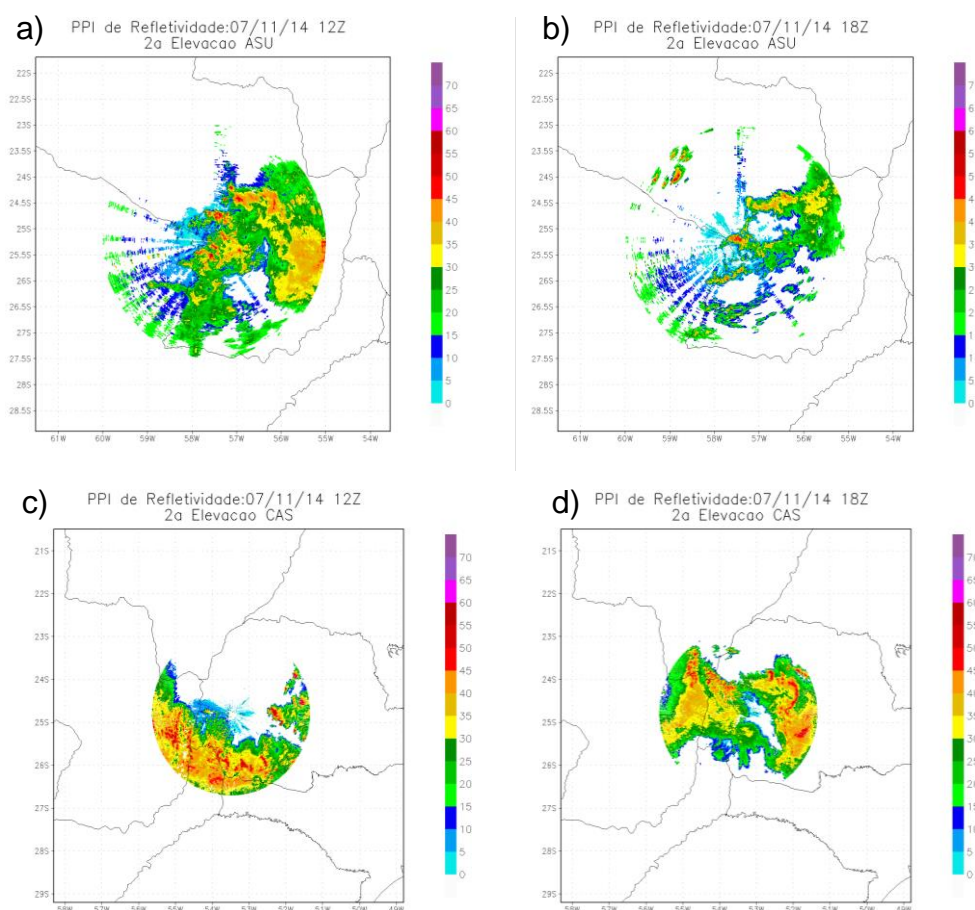


Figura 4.10: Produtos de PPI para a 2ª elevação de refletividade dos radares de Assunção e Cascavel para os horários de maior área do sistema

Estudo do Caso 2

A partir das imagens do satélite GOES geradas pela DSA é possível ver o início da formação do sistema no dia 12/12/2014 as 12Z (Figura 4.11.a) e no horário seguinte há a formação de vários pequenos sistemas convectivos por todo o estado de SC, PR e Paraguai. Os pequenos aglomerados convectivos se unem e na fase mais madura há um núcleo maior que os demais com temperatura de brilho bastante baixa, próximo à divisa do Paraguai e PR. O sistema propaga-se com orientação transversal, associado ao eixo de um cavado atuante na superfície e médios níveis. A propagação preferencial ocorreu para nordeste e se dissipou em direção ao oceano (Figura 4.11.e, Figura 4.11.f).

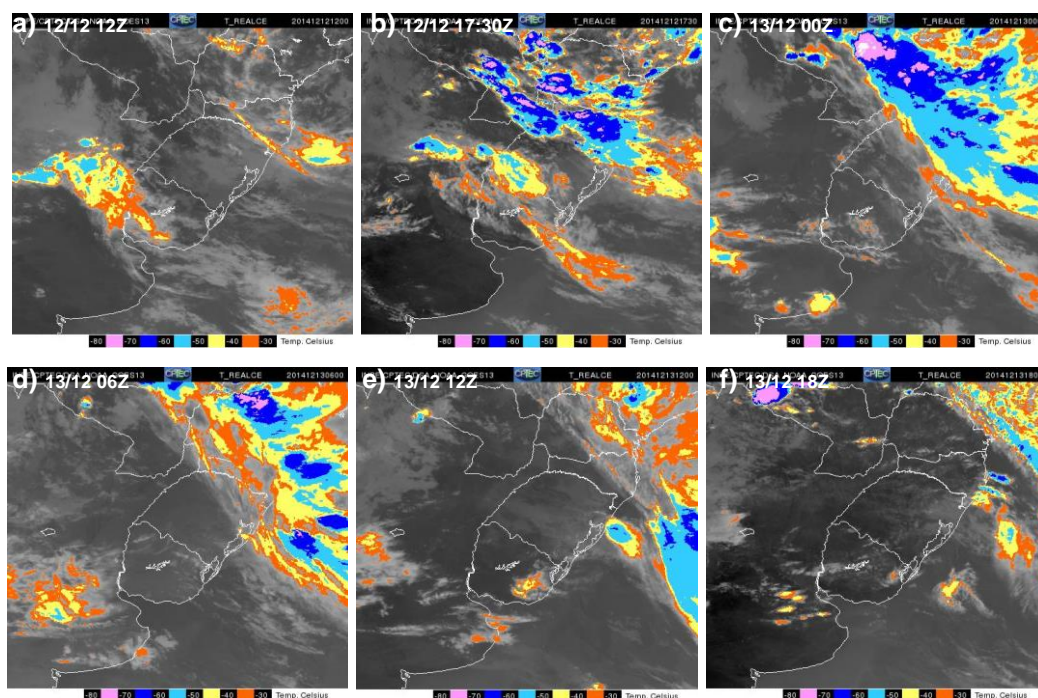


Figura 4.11: Evolução do SCM do Caso 2 através das imagens de temperatura realçada da DSA/CPTEC do dia 12/12/2014 as 12Z (a) até 13/12/2014 as 18Z (f). Intervalo de 5h30min de (a) para (b) e demais intervalos de tempo entre cada imagem de 6 horas.

A Figura 4.12 mostra os PPI para a segunda elevação dos três radares assimilados neste caso. O horário das três figuras é as 18Z o que corresponde à imagem de satélite Figura 4.11.b, corresponde à formação do sistema. É possível notar uma relação entre as áreas com refletividade com altos valores e as formações com Tb bastante negativa do topo das nuvens.

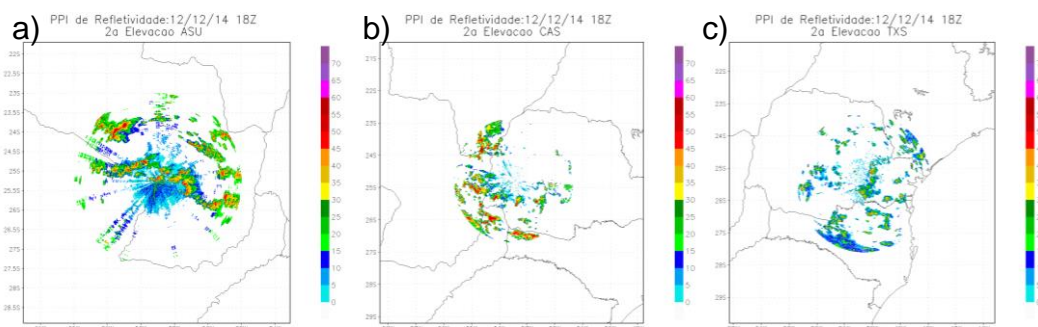


Figura 4.12: Produtos de PPI de refletividade dos radares de Assunção, Cascavel e Teixeira Soares para 18Z do dia 12/12/2014

Em seguida, no Capítulo 5 é apresentado o novo produto gerado pela estimativa de precipitação que combina sensoriamento remoto e medições de superfície em alta resolução temporal e espacial, para os

dois casos analisados. Posteriormente na análise numérica são mostrados os campos gerados pelo modelo para precipitação e avaliação dos mesmos.

5. ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO COMBINADA: COSCH-3

A estimativa de precipitação combinada possui mais confiabilidade que as demais estimativas, pois possui dados medidos em superfície combinados a estimativa de precipitação por satélite. Por sua vez, quando comparada a cobertura de dados de telemétricas em superfície não é suficiente para criar um campo apenas com observações em uma área extensa com confiabilidade, devido a grande concentração apenas no Paraná.

Combinando a alta confiabilidade da medição de precipitação em superfície e a grande cobertura espacial da estimativa por satélite, foi criado o CoSch3, como descrito no capítulo 3.

Sua utilização no atual trabalho é gerar campos de precipitação para validar as previsões de precipitação geradas pelo modelo.

Os resultados do novo produto de estimativa de precipitação combinada foram divididos na comparação dos campos de estimativa de precipitação para os casos estudados em alguns horários específicos e na avaliação da parte estatística.

Na Figura 5.1, é mostrado nas três primeiras imagens à esquerda (a, c, e) relativas ao horário das 15Z do dia 07/11/2014 e as imagens da direita (b,d,f) o horário das 18Z para o mesmo dia. As Figuras 5.1.a e 5.1.b mostram o campo de precipitação acumulada para as 15 e 18Z respectivamente. O campo do CoSch3 é mostrado em seguida, e os dados observacionais são mostrados pontualmente para que não exista erro associado à interpolações. Na Figura 5.1.e),f) são mostradas as observações e cada quadrado está associado ao valor da precipitação no mesmo período do satélite – as cores e tamanhos estão relacionadas a precipitação medida, com mesma escala de cores que as demais Figura 5.1.

Para o primeiro horário, o 3B42RT subestimou a precipitação que ocorreu no mesmo horário. Já para o segundo horário (18z) o contrário

ocorreu, houve uma superestimativa quando comparado aos dados das telemétricas. Comparando visualmente o campo da estimativa do 3B42RT para esse e outro horários, há indicativos de que, para precipitações menos intensas há uma subestimativa e para precipitações mais intensas há superestimativa no campo de precipitação. Estes dois horários foram selecionados com o intuito de analisar horários de precipitação intensa do SCM. Com isso, pode-se afirmar que o CoSch3 pode tanto inserir precipitação em relação ao 3B42RT (Figura 5.1.c) e a) quanto retirar (Figura 5.1.d) e b), indicando subestimativas e superestimativas do 3B42RT, respectivamente.

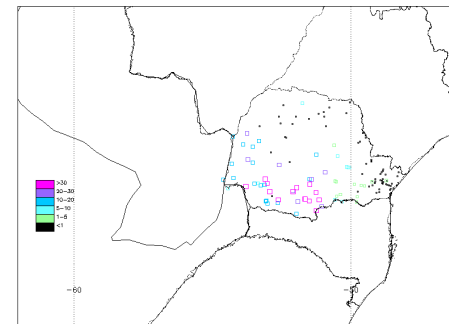
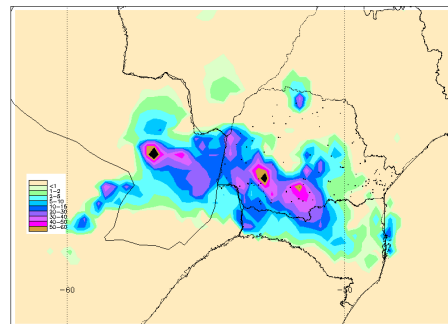
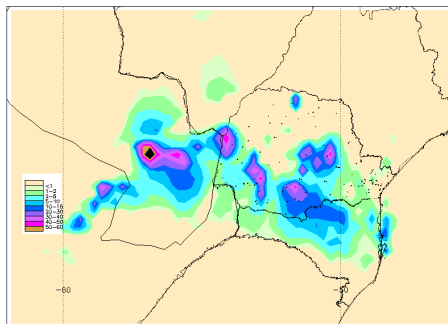
07/11/2014

3B42 Real Time

CoSch 3

Precipitação observada

15 Z



18 Z

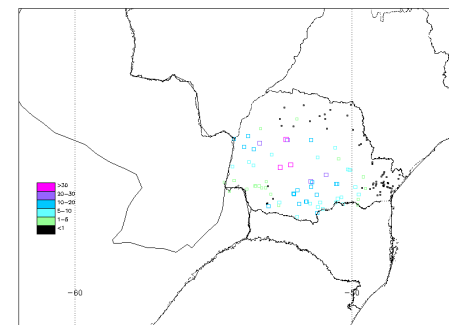
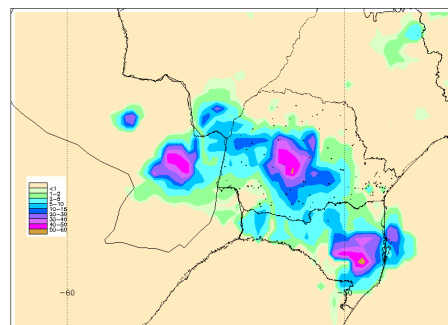
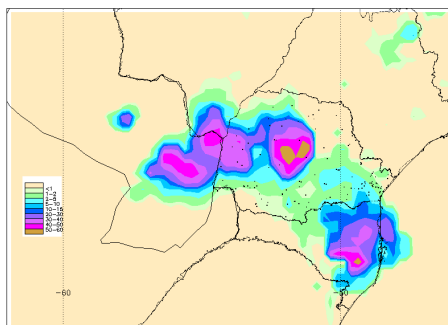


Figura 5.1: Campos comparativos de estimativa de precipitação do 3B42RT(a,b), campo corrigido resultando no CoSch3 (c,d), dados medidos em superfície pelas estações telemétricas no Paraná (e,f) para as 15 (a,c,e) e para as 18z (b,d,f) do dia 07/11/2014.

Para avaliar o desempenho do novo produto, são mostradas estatísticas entre elas, o valor do BIAS, a probabilidade de detecção (POD), a razão de falso alarme (FAR) e o índice crítico de sucesso (CSI ou ETS), para os limiares de 1, 5, 10 e 20 mm de precipitação. Verificou-se através do gráfico de FAR (Figura 5.1.a), POD (Figura 5.1.b) e ETS (Figura 5.1.c) que, dentre as estimativas, a que teve o pior desempenho foi a estimativa de precipitação 3B42RT, com maiores valores de falso alarme e menores índices de acerto e probabilidade de detecção baixa. A correção por razão (CR) obteve resultados bastante semelhantes aos do 3B42RT, porém com FAR menor e ETS maior. A CAD obteve bons resultados e estes são comparáveis aos do CoSch3.

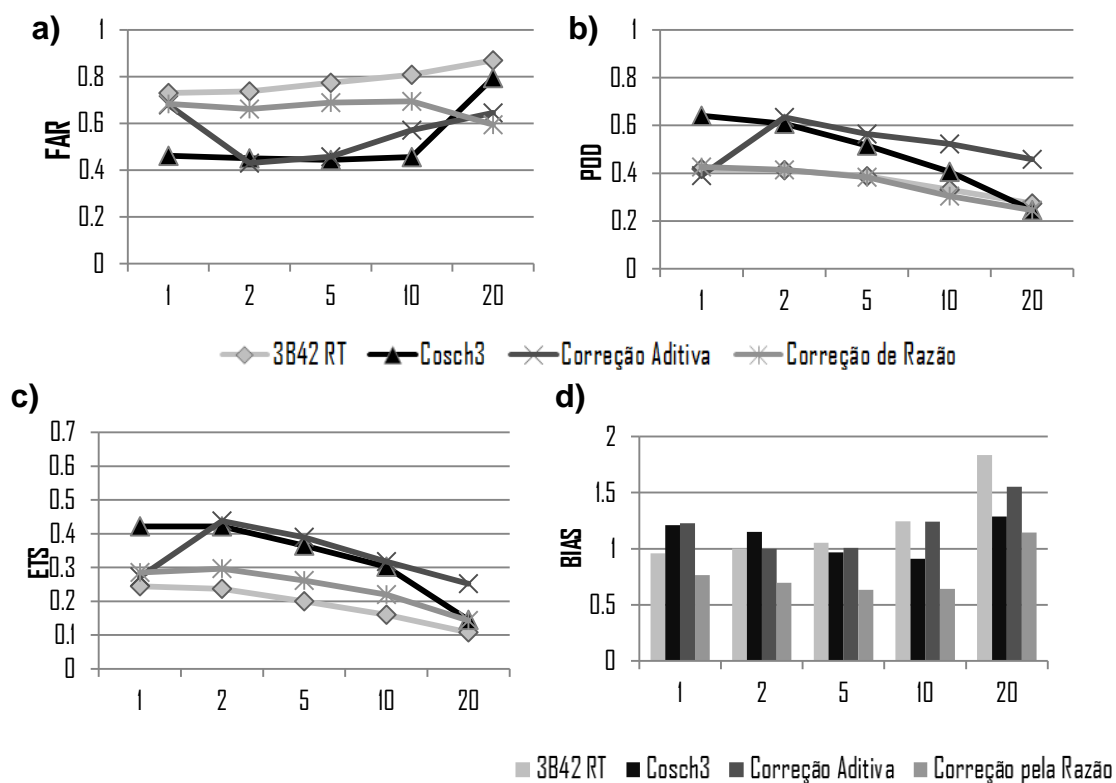


Figura 5.2: Gráficos estatísticos de avaliação objetiva do CoSch3 (a) Falsos Alarmes, (b) Probabilidade de Detecção, (c) ETS, (d) BIAS de acordo com limiares de precipitação (1, 2, 5, 10, 20 mm)

O CoSch3 obteve o menor FAR para os casos, porém a CAD obteve melhor ETS e maior probabilidade de detecção. O CAD foi o que obteve os melhores resultados para o limiar de 20mm. O BIAS (Figura 5.1.d) foi bastante variado de acordo com os limiares de precipitação, porém os valores mostram que os menores valores são da CR.

Uma análise mais detalhada de cada caso estudado é mostrada nas Tabelas 5.1 e 5.2. Para o Caso 1, o CoSch3 teve um desempenho superior aos demais, com os menores valor de BIAS e RMSE e maior correlação, e o pior desempenho está relacionado ao 3B42RT.

Tabela 5.1: Avaliações estatísticas médias das estimativas de precipitação usando o 3B42RT, CoSch3, Correção Aditiva (CAD) , Correção pela razão (CR) para o período do Caso 1 – 06 a 09 de novembro de 2014.

CASO 1	3B42 RT	CoSch 3	CAD	CR
BIAS	0,509	0,096	0,119	0,102
RMSE	2,557	1,633	1,833	1,766
Correlação	0,279	0,357	0,339	0,284

Para o Caso 2, o melhor resultado obtido foi da correção por adição, seguido pelo resultado do CoSch3. Esse resultado pode estar relacionado à menor duração da precipitação do SCM no período analisado, a precipitação ter sido em área menor. Isso sugere que uma análise deve ser feita em um número maior de casos, mas há indícios que a CAD possa representar bem a estimativa de precipitação combinada para SCMs.

Tabela 5.2: Idem a Tabela 5.1 para o Caso 2 – de 11 a 14 de dezembro de 2014.

CASO 2	3B42 RT	CoSch 3	CAD	CR
BIAS	-0,256	-0,264	0,0024	-0,295
RMSE	1,818	1,538	1,568	1,656
Correlação	0,0289	0,241	0,270	0,0253

O resultado da avaliação estatística sugere que para sistemas convectivos de mesoescala, o CoSch3 e a correção por adição (CAD) possuem resultados superior ao 3B42RT e a correção por razão. Um estudo mais detalhado com um maior número de casos e com o máximo de dados observacionais que sejam disponíveis precisa ser testado para confirmar a hipótese.

É importante lembrar que o dado do 3B42RT é um dado médio, no intervalo de 3 horas – uma hora e meia antes e após o horário descrito de medição instantânea. Com isso, existem erros associados à média espacial e temporal ao considerar que o acumulado de precipitação das três horas anteriores é o valor multiplicado por três. Ao comparar os dados do satélite com os de superfície é preciso deixá-los na mesma escala de tempo, e a multiplicação por três faz com que se compare os milímetros acumulados em 3 horas (mm/3h). Os dados das telemétricas usados para o trabalho correspondem às 3 horas do período que é realizada a média da precipitação instantânea do 3B42RT, ou seja, uma hora e meia anterior e posterior ao horário do dado instantâneo (mm/h) do Real Time.

As melhorias nos campos de estimativa de precipitação em curto prazo geradas por essa metodologia é baseada na inclusão de dados medidos em superfície e não apenas estimados por sensoriamento remoto, oferecendo um novo produto mais confiável para precipitações acumuladas em períodos inferiores a 24 horas.

Com isso é possível obter campos de estimativa de precipitação em uma grande cobertura espacial e com intervalos de tempo de 3 horas. Ressaltando que os dados das telemétricas estão apenas no estado do Paraná, o que restringe a área de influência à região próxima ao estado. Para um melhor resultado é necessária a inclusão de dados das estações telemétricas do Paraguai.

6. ANÁLISES DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS

A análise da parte termodinâmica do SCM precisa ser realizada comparando dados observados ao modelo, a fim de conhecer os erros e limitações associadas a esta ferramenta. As rodadas do modelo realizadas como descritas no tópico 3.5 são aqui comparadas.

6.1. Dados Assimilados

Antes de avaliar a acurácia das diversas configurações de rodada do modelo, é interessante mostrar quais foram os dados assimilados na área da grade do modelo. Devido à grande variação da quantidade de dados de radar (chegando até na ordem de 10^5) serão mostrados apenas do GTS. As Figuras 6.1 e 6.2 mostram ao longo de todo o período rodado a quantidade de dados assimilados por ciclo do GTS e o tipo de dado. A Figura 6.1 mostra os quinze ciclos de assimilação até a dissipação do SCM analisado. Nota-se que os horários com menor quantidade de dados disponíveis é as 06Z e tendo relação com a hora local (entre 02:00 e 04:00 Horário Local). Os dados de SYNOP foram o tipo de observação que teve maior numero de dados assimilados, em seguida dos de METAR, aeronaves, sondagens e por último as boias.

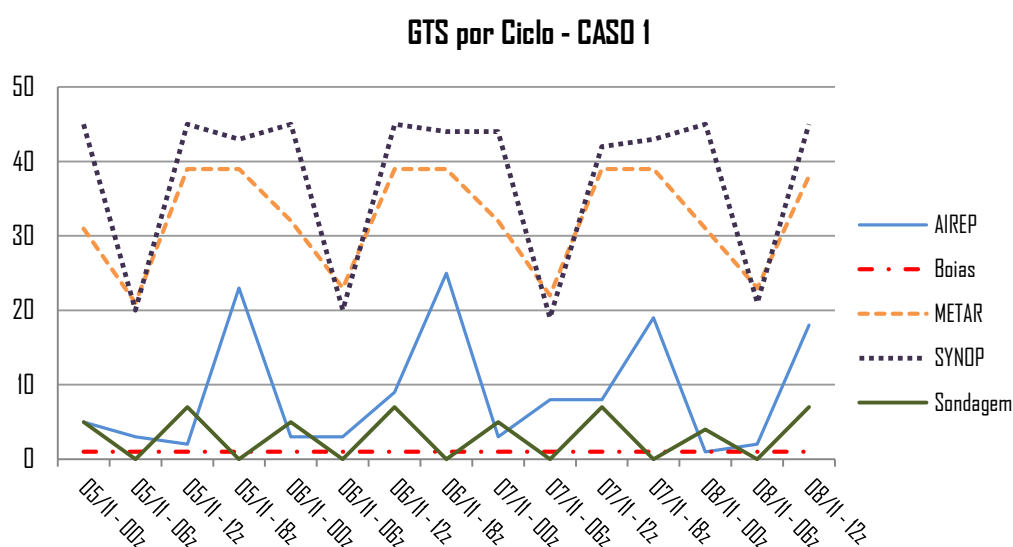


Figura 6.1: Dados assimilados no Ciclo I do GTS no Caso 1

O padrão de disponibilidade de dados assimilado se repete nos dois casos, para o Caso 1 (Caso 2) é mostrado na Figura 6.1 (Figura 6.2). Para o período do Caso 2 há uma menor quantidade de dados de METAR, e em contrapartida o número de observações de aeronaves é maior do que no primeiro caso.

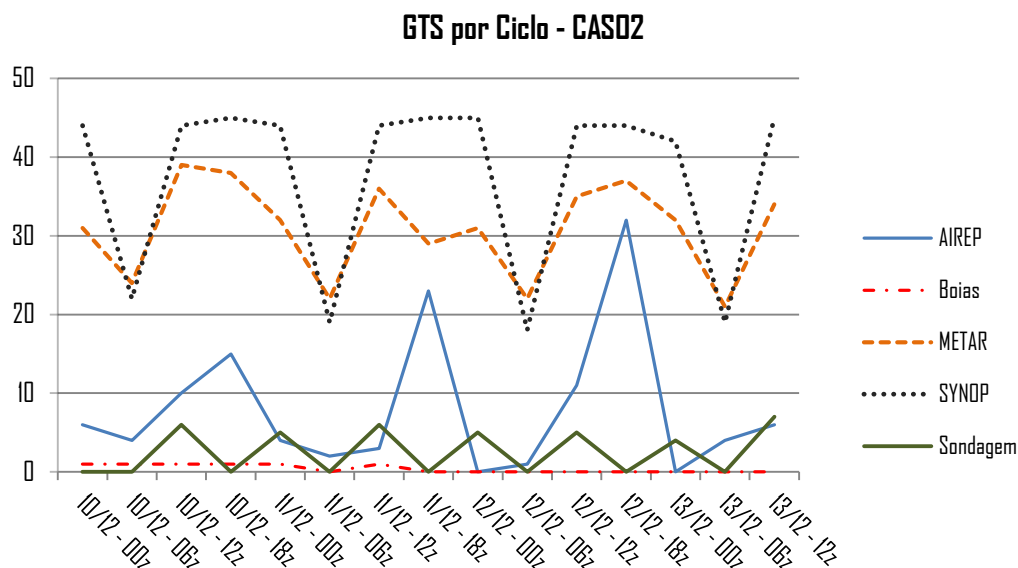


Figura 6.2: Dados assimilados no Ciclo I do GTS no Caso 2

6.2. Análise dos perfis verticais

Para verificar a acurácia do modelo em representar a atmosfera é necessário comparar o impacto das observações na composição da análise, ou seja, se o modelo representa realisticamente a atmosfera.

Uma frequente opção de comparação são os dados de radiossonda, fornecendo dados do perfil vertical real da atmosfera para a comparação com o modelo. Essa medição tem como limitação a frequência que as sondagens são realizadas (no máximo duas vezes por dia, as 00 e 12Z) e a falta de cobertura espacial da área da grade do modelo.

Foram comparadas as diferenças do perfil vertical observado (radiossonda) e resultados de rodadas para três cidades no domínio do modelo que possuem radiossondagem, Assunção (PY), Foz do Iguaçu, e Curitiba. As cidades estão também na área de cobertura dos dados dos radares, ou seja, estão sob a influência da assimilação de radar. Essa comparação indica que quanto mais perto da linha do zero os valores

estiverem, mais realista a análise do modelo está, e valores positivos (negativos) indicam que há subestimativa (superestimava) nos valores de temperatura. É necessário ressaltar que os dados das radiossondas aqui comparados são dados que foram assimilados na análise com GTS.

Para o Caso 1 foram comparadas as sondagens das 12Z dos dias 06 e 07 de novembro de 2014, mostradas nas Figuras 6.3 e 6.4. As sondagens das 12Z do dia 06/11/14 buscam representar a atmosfera no período de formação do sistema e captar informações que justifiquem a qualidade da previsão do SCM analisado.

Na Figura 6.3, a partir da diferença dos perfis de temperatura de Curitiba, é possível dizer que neste perfil vertical as rodadas com assimilação de dados de radar (ADR) e assimilação de dados convencionais (AGTS) estão muito próximas, embora, o WRFDA com GTS representou melhor a assimilação em níveis mais baixos, os três aparecem bastante concordantes. A diferença da ADR é pequena devido a ter uma quantidade menor de dados do SCM na cobertura do radar quando ele está em formação. Para Assunção no mesmo horário é possível identificar que a assimilação de dados de radar (ADR) apresentou maior diferença, na camada de 800 e 600hPa. Essa alteração pode estar relacionada à maior quantidade de umidade que é inserida no modelo e isso tende a refletir em outras variáveis.

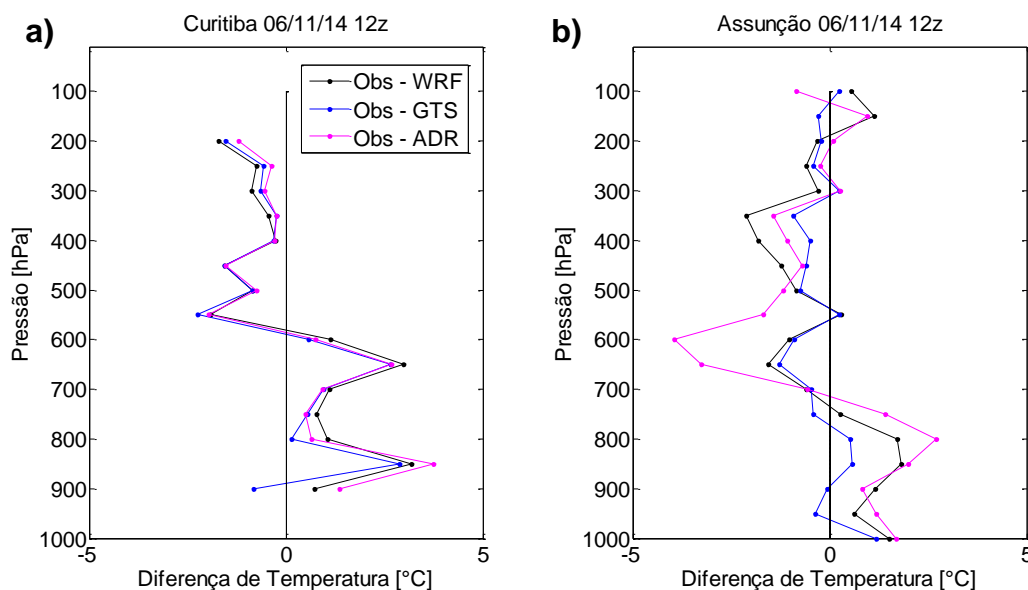


Figura 6.3: Comparação da diferença (subtração) entre sondagem de temperatura com as análises usadas para a previsão durante a formação do SCM dia 06/11/2014 as 12Z, para (a) Curitiba e (b) Assunção. Observado e o modelo sem assimilação (Obs – WRF) em linhas pretas, entre o observado e o perfil de temperatura gerado a partir da assimilação apenas do GTS (Obs – GTS) em azul, e diferença entre observado e o perfil da análise gerada com a assimilação de dados de radar (Obs – ADR) em rosa.

O segundo horário de comparação foi selecionado a fim de representar uma fase bastante intensa no ciclo de vida do SCM e com grande atividade convectiva. As sondagens das 12Z do dia 07 de novembro de 2014 são analisadas para as mesmas cidades analisadas no dia anterior, a fim de avaliar a evolução temporal do modelo ao representar as observações. As diferenças entre rodadas são mais nítidas e com maior amplitude nos erros quando comparadas. Nota-se que, para o caso de Curitiba, a ADR subestimou bastante a temperatura nos níveis baixos e em contrapartida, para Assunção, todos os modelos tiveram grande erro ao representar médios níveis e também em altos níveis, como é mostrado na Figura 6.4.b) e essa configuração foi comum em todas as análises nesse horário.

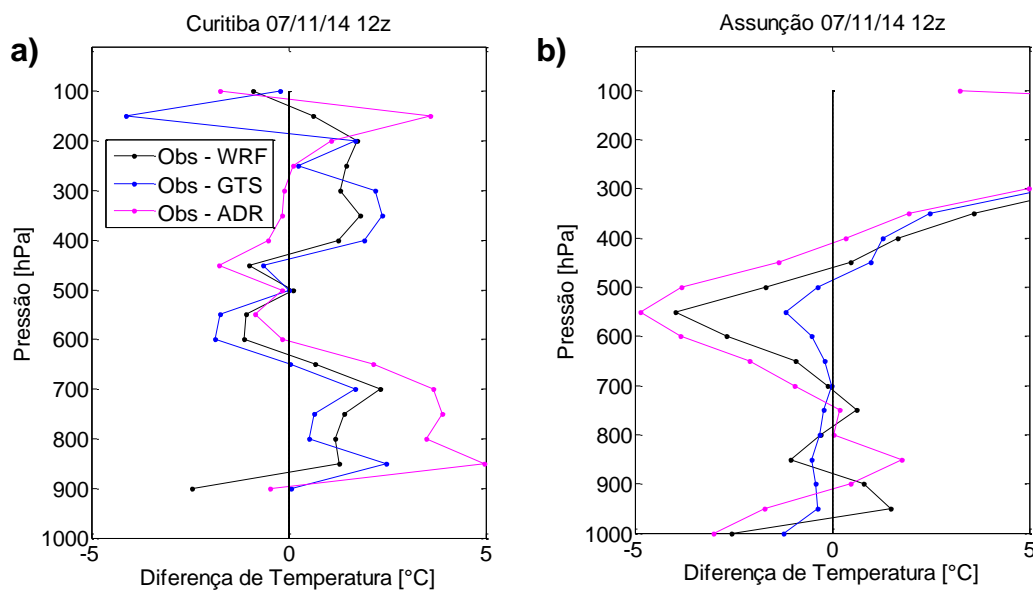


Figura 6.4: Idem a Figura 6.3 para as 12Z do dia 07/11/2014

A parte dinâmica do sistema foi comparada nas mesmas sondagens para a magnitude do vento e mostradas abaixo. Na Figura 6.5.(a), representando o período de formação do sistema, há grande semelhança entre os perfis de diferença de vento e a ADR se mostra mais próxima do que foi observada em Curitiba. Já para a cidade de Assunção (Figura 6.5.b), a ADR teve maior diferença, com superestimativas em baixos níveis e subestimativas em médios níveis, podem estar relacionado a presença de construções e bloqueios próximos ao radar. Neste perfil, a grande diferença negativa no nível de 200hPa indica que o modelo estava prevendo que o jato de altos níveis estava atuando naquele perfil. As diferenças entre os perfis nas Figuras 6.5.c,d mostram divergência entre as análises e indicam falta de uniformidade sobre qual perfil de vento é mais realista, variando bastante em superfície e em altos níveis.

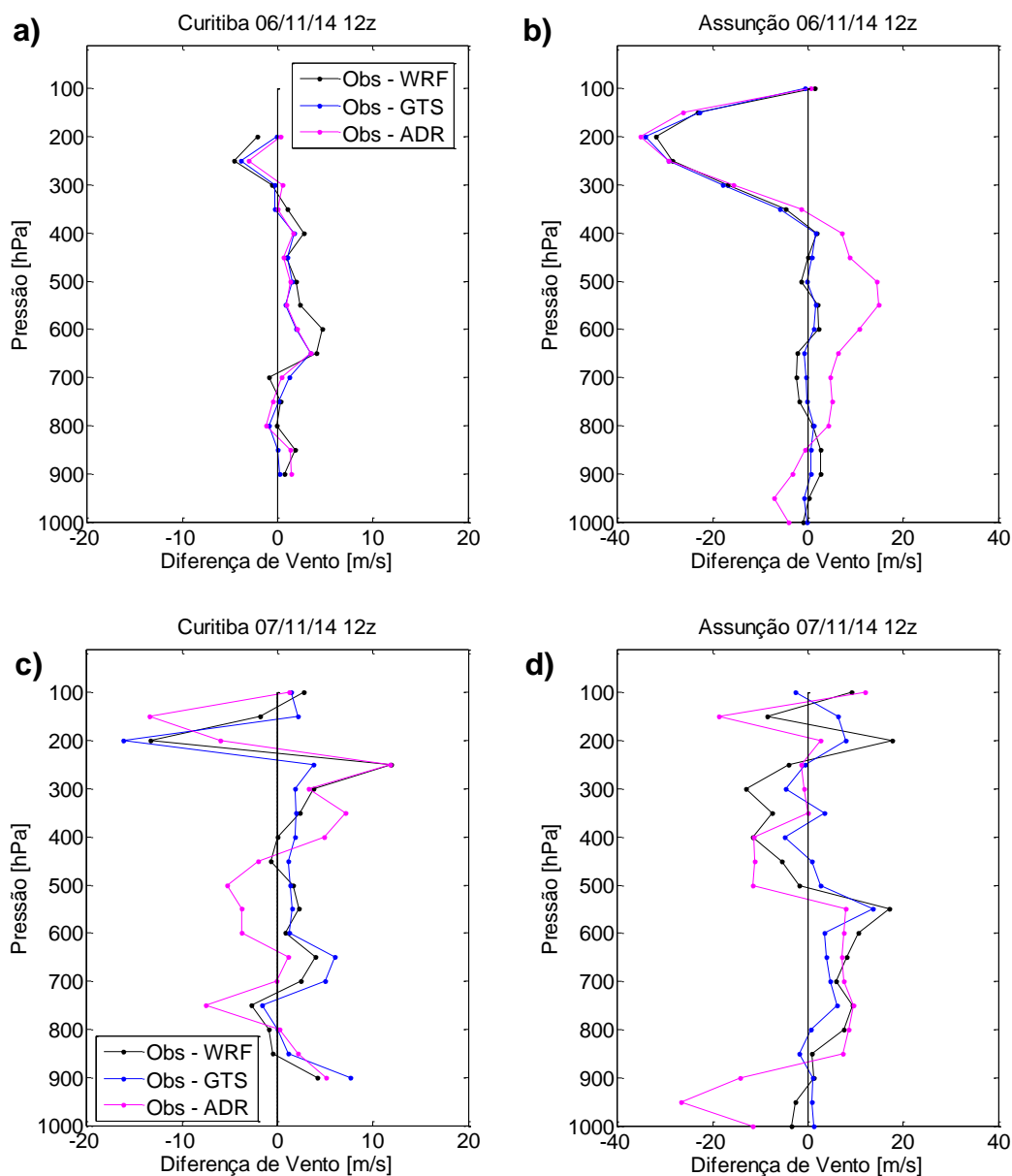


Figura 6.5: Diferença na magnitude dos ventos observados e análise. em a) e c) Sondagens de Curitiba e b) e d) de Assunção para o Caso 1, dia 06 e 07/11/2014 respectivamente

Para analisar a representatividade do modelo no perfil vertical de umidade, foram calculadas as diferenças para as mesmas sondagens da razão de mistura de vapor. O perfil vertical de umidade de Curitiba mostra que há pouca diferença entre as diversas configurações do WRF. Há uma superestimativa por volta de 650hPa, que indica que o modelo mostrava a camada bastante úmida e esta estava seca.

Em Assunção, no período de formação do sistema (Figura 6.6.b), o modelo teve dificuldade em representar a camada úmida que superestimou em Curitiba. Isso indica que para a composição das análises, pode ter ocorrido um deslocamento no posicionamento da camada úmida. Além disso, nos níveis mais baixos o modelo superestima a razão de mistura e para a ADR, este comportamento é mais acentuado.

A comparação das sondagens de 12Z do dia 07/11/2014 para as mesmas cidades mostra que o perfil da diferença de ADR teve melhor representatividade do que as outras análises (Sem Assimilação e com GTS). É possível observar, uma superestimativa em médios níveis, indicando que a ADR foi responsável pela inserção de umidade nesta camada.

Nas Figuras 6.6c,d a ADR manteve-se mais próxima a linha tracejada do zero, onde a análise é igual a observação, ou o mais próximo do estado real da atmosfera naquele perfil de umidade (razão de mistura de vapor).

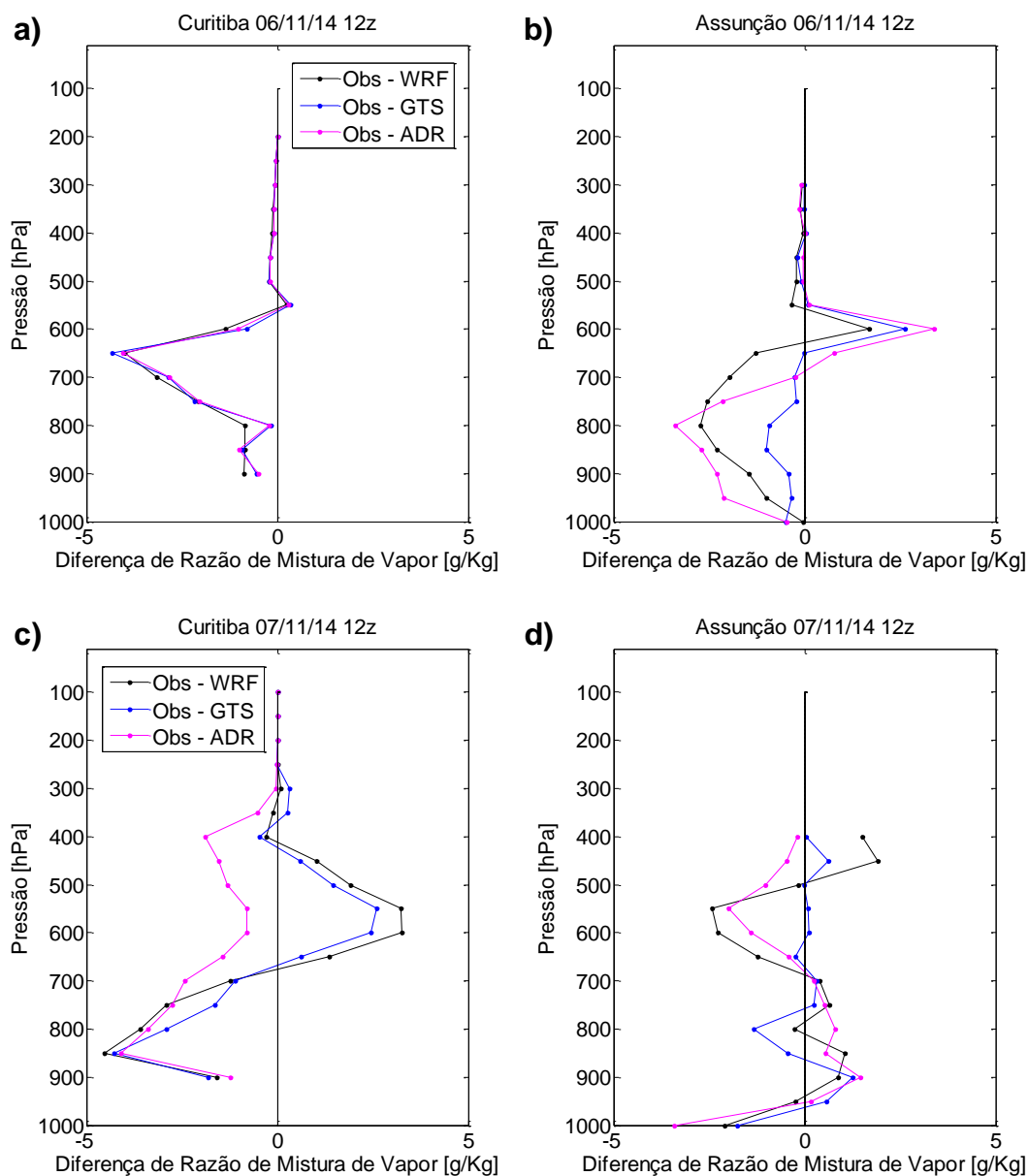


Figura 6.6: Idem a Figura 6.5 – representando a Diferença de Razão de Mistura de Vapor

No estudo do Caso 2, foram analisadas as sondagens de Curitiba e Foz do Iguaçu das 12z do dia 12 e das 00Z do dia 13 de dezembro de 2014. As variações flutuam com valores baixos e dentro do intervalo de 2 e -2. Há concordância nas diferenças e as maiores estão em níveis mais baixos da atmosfera indicando que a ADR fornece maiores modificações em baixos níveis, e que a análise do WRF sem assimilação mostrou maiores erros, principalmente quando o sistema se intensificou.

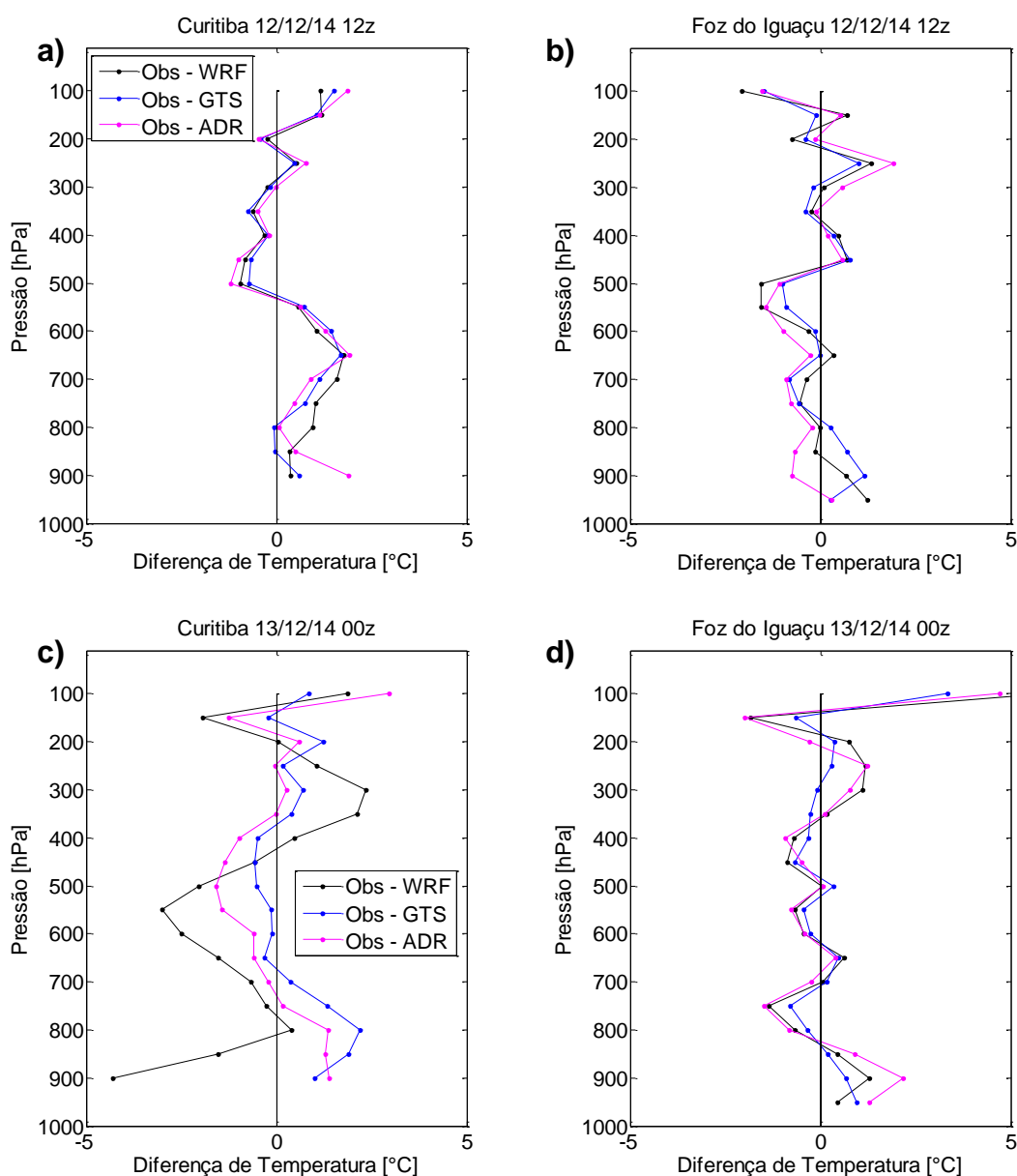


Figura 6.7: Comparação da diferença entre sondagem de temperatura com as análises usadas para a previsão durante a formação do SCM atuante no dia 12/12/2014 as 12Z, para (a) Curitiba e (b) Foz do Iguaçu e 13/12 as 00Z para as mesmas cidades (c) e (d) respectivamente

A diferença na magnitude do vento para o Caso 2 foi menor do que do Caso 1. Nos gráficos que compõe a Figura 6.8, o comportamento durante a formação do sistema é ter menores erros e estes aumentam na sondagem do horário seguinte. Isso fornece um indicativo que, para situações de maior estabilidade, há menores valores de vento, e com isso a diferença acaba por ser menor. O perfil da diferença de ADR é mais próximo aos demais no período de formação do sistema pois há menor

quantidade de dados assimilados, fazendo com que as análises sejam mais semelhantes.

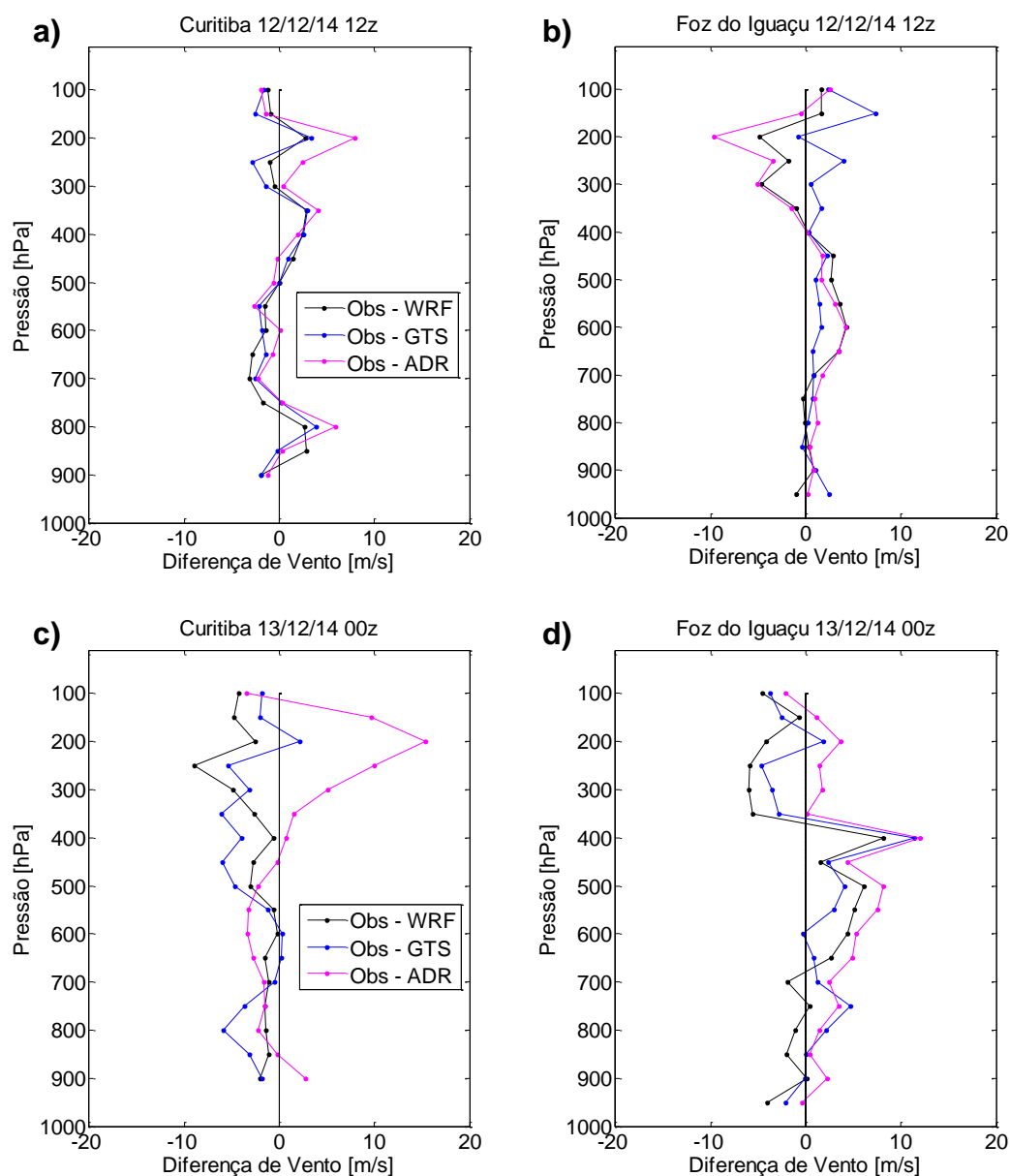


Figura 6.8: Diferença na magnitude dos ventos observados e análise. Em a) e c) as sondagens de Curitiba e b) e d) de Foz do Iguaçu para o Caso 2, dia 12 e 13/12/2014 respectivamente.

Nessa configuração da Figura 6.8 é possível notar que a ADR tem maior erro em altos níveis, indicando que ela pode não representar bem a magnitude ou posicionamento dos jatos de altos níveis. Isso pode indicar degradação da condição de grande escala vinda do modelo global GFS por modelos de mesoescala.

A razão de mistura de vapor indica que na formação do sistema o modelo teve dificuldade em representar o nível da umidade. Como é observado com clareza na Figura 6.9.a), que mostra superestimativa de umidade no nível de 700hPa e subestimativas na camada de 500hPa. Nas Figuras 6.9.b,c,d a ADR teve desempenho semelhante às demais análises, porém com erros levemente maiores.

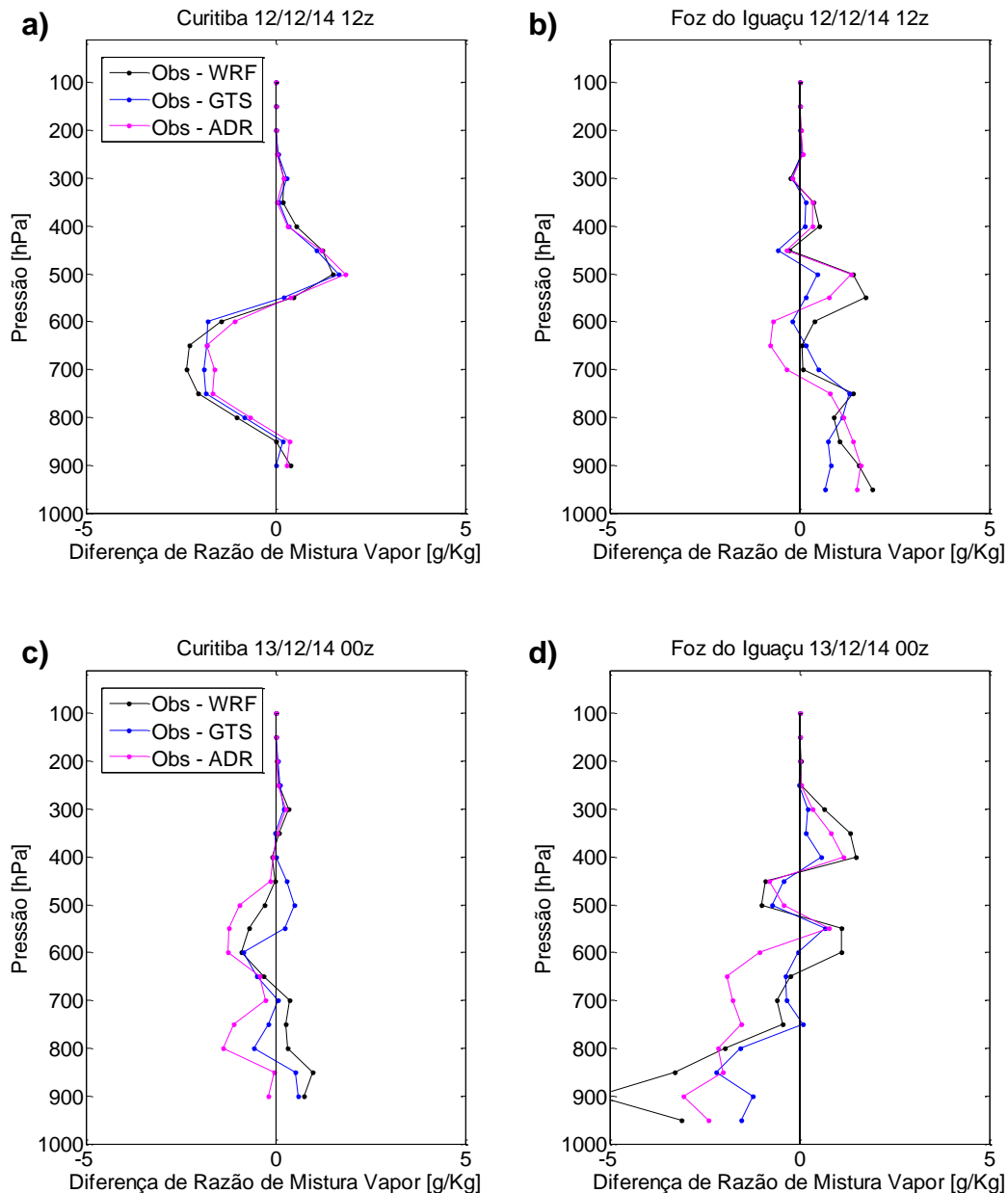


Figura 6.9: Diferença de razão de mistura de vapor para o Caso 2, para Curitiba e Foz do Iguaçu nos horários de 12Z do dia 12 e 00Z do dia 13/12/2014

A partir da análise comparativa das diferenças de temperatura, magnitude do vento e razão de mistura de vapor no perfil atmosférico é possível

levantar algumas hipóteses sobre a capacidade do modelo em representar o SCM com intuito que seja realizada uma previsão com maior acurácia.

Em casos de maior estabilidade atmosférica ou em períodos precedentes a formação dos SCM os resultados sugerem que embora a ADR não possua os melhores resultados em todas as etapas dos sistemas, estas fornecem um bom indicativo do perfil atmosférico de temperatura, diversas vezes mais bem representado do que a assimilação apenas do GTS. O modelo sem assimilação possui maiores erros em quase todos os casos e níveis, e possui desempenho ainda pior nos horários de grande atividade do SCM. É muito importante ressaltar que os resultados aqui encontrados são válidos para os SCM que foram estudados, mais casos precisam ser analisados para afirmar com grande confiabilidade as hipóteses citadas.

6.3. Cálculo de incrementos

O termo incremento é definido para assimilação a fim de quantificar espacialmente a diferença entre a nova análise gerada pela assimilação e o *background*. Caso os valores sejam positivos, indica um aumento, ou seja, a assimilação incrementou positivamente o background para a variável analisada. O incremento depende das configurações de peso e raio de influência que é definido ao rodar a assimilação. A partir disso, foram gerados os incrementos para todos os horários e rodadas com assimilação de dados, para os dois casos aqui estudados.

A assimilação de dados de radar foi analisada no nível de 3 km do modelo. A assimilação dos dados do GTS foi analisada em níveis mais baixos pois não produz altos valores incrementais nesse nível (3km) por não possuir tantas observações quanto o radar nesse nível.

O incremento obtido pela assimilação do GTS (ADGTS) foi analisado no primeiro nível de altura do modelo (250 m) a fim de evidenciar as modificações em baixos níveis pelas estações de superfície, já que estes são os dados frequentes e com maior distribuição espacial de

observações. Foram selecionados os horários que apresentaram incrementos no nível escolhido (250 ou 3000 m). Os horários que não apresentaram incrementos representativos foram omitidos, assumindo que a análise estaria muito próxima do background, ou seja, que os dados assimilados não geraram modificações representativas para a nova análise gerada.

Os horários que apresentam maior variação no campo do incremento foi as 18Z do dia 07/11/14 (Caso 1) e as 18Z do dia 12/12/2014(Caso 2). Isso é mostrado nas Figuras 6.10 e 6.11, respectivamente. Há incrementos positivos de temperatura para ambos os casos na região do estado de SP, e incrementos negativos na região centro sul do Paraguai. Os campos de Qr apresentaram pequenas variações, mas nenhuma pontual. Os incrementos de vento zonal e meridional estão em sua maioria com pequenos valores e na região do Paraguai. Incrementos de vento são maiores em níveis mais altos, porém não tem grande abrangência na área devido à cobertura de radiossondagens da região.

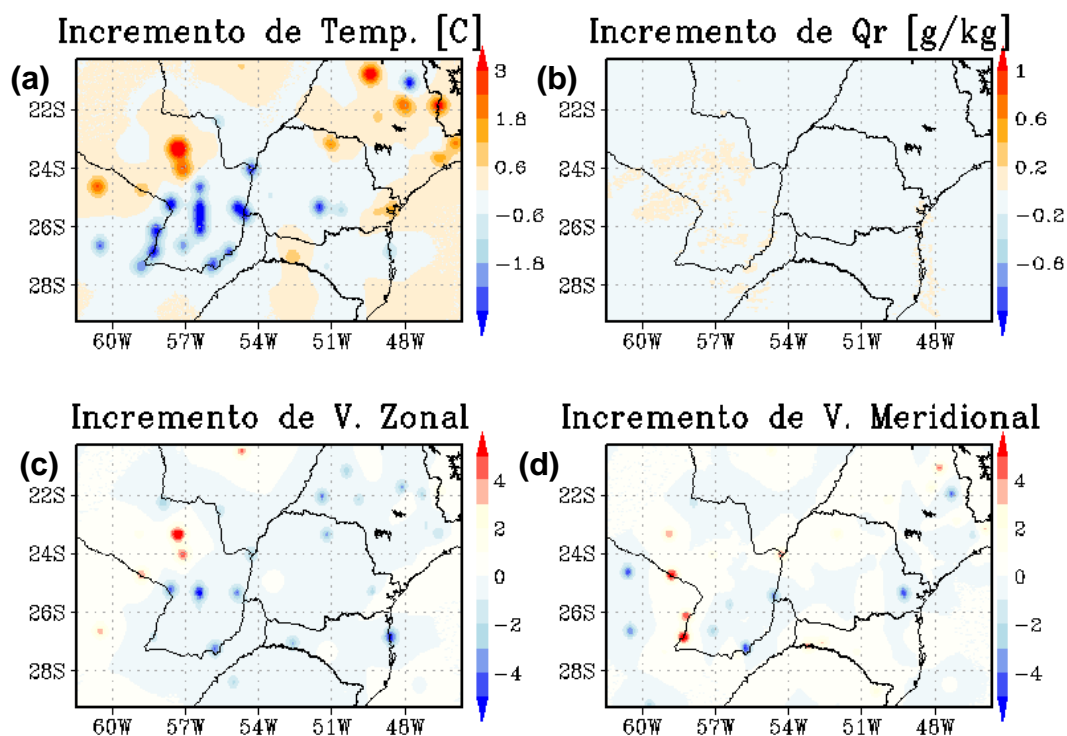


Figura 6.10: Incremento (Análise com assimilação de GTS - Background) de Temperatura, Razão de Mistura de água de chuva (Qr), Vento Zonal e Vento meridional para o Caso 1 as 18Z do dia 07/11/2014 em 250m

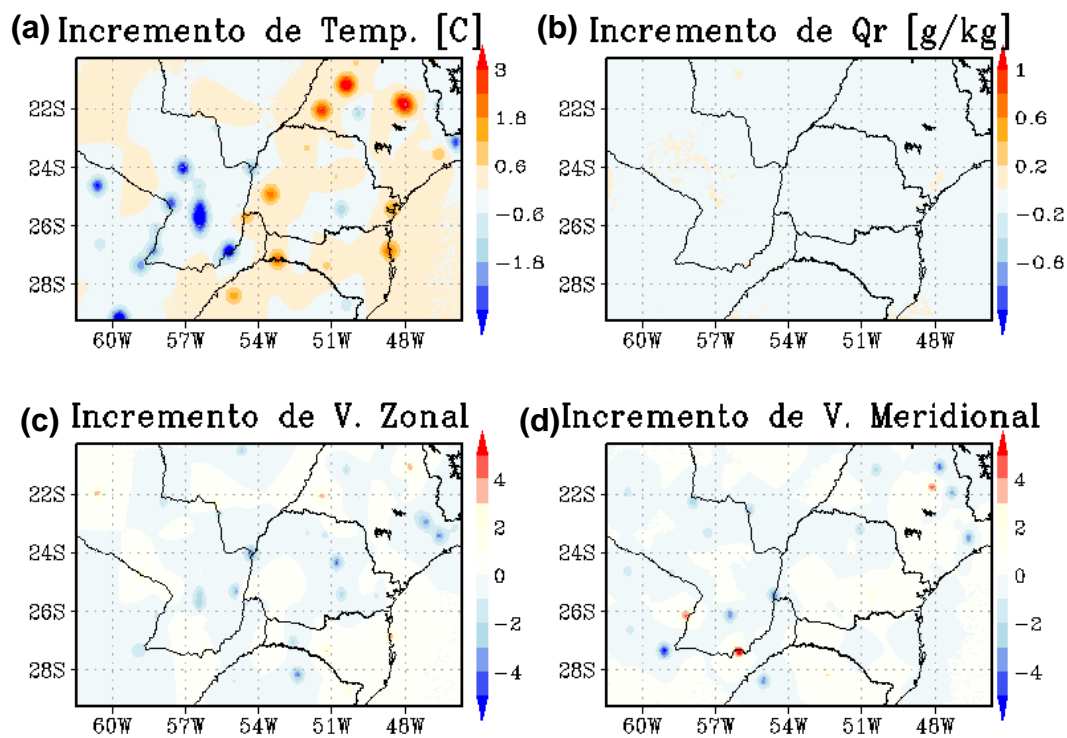


Figura 6.11: Idem a Figura 6.10 para o horário das 18Z do dia 12/12/2014 - referente ao Caso 2, em 250m

Embora a assimilação de dados de radar tenha uma cobertura restrita à região central da grade, estes dados são mais volumosos e fornecem importantes informações sobre a estrutura tridimensional da atmosfera.

As elevações de varredura do radar fornecem dados verticais com extensão até 15 km, o que permite uma cobertura de dados por quase toda a extensão da troposfera.

A partir da assimilação em diversos níveis de dados da velocidade radial e indiretamente de razão de mistura de água de chuva, foram calculados os incrementos para o nível de 3 km, nível esse bastante útil para comparação com dados de radar para se observar a consistência espacial do dado assimilado com o campo de refletividade e velocidade radial. Como a temperatura não apresentava grandes valores incrementais nesse nível, em alguns horários são comparados os campos de incremento no nível de 250m e 3 km.

A Figura 6.12 mostra os incrementos no primeiro nível para a primeira análise e a Figura 6.13 mostra para o nível de 3 km. Observa-se que há incremento de temperatura maior apenas no primeiro nível, bem como não há valores intensos no incremento de razão de mistura, devido a esta análise representar a formação do sistema. Há incrementos de vento zonal e meridional para os dois níveis analisados, e estes indicam que há uma alteração na circulação de pequena escala que a análise irá representar. No Caso 1, foram assimilados apenas dados dos radares ASU e CAS e isso pode ser notado na localização dos incrementos, que se encontram em sua maioria posicionados dentro do raio de cobertura destes radares.

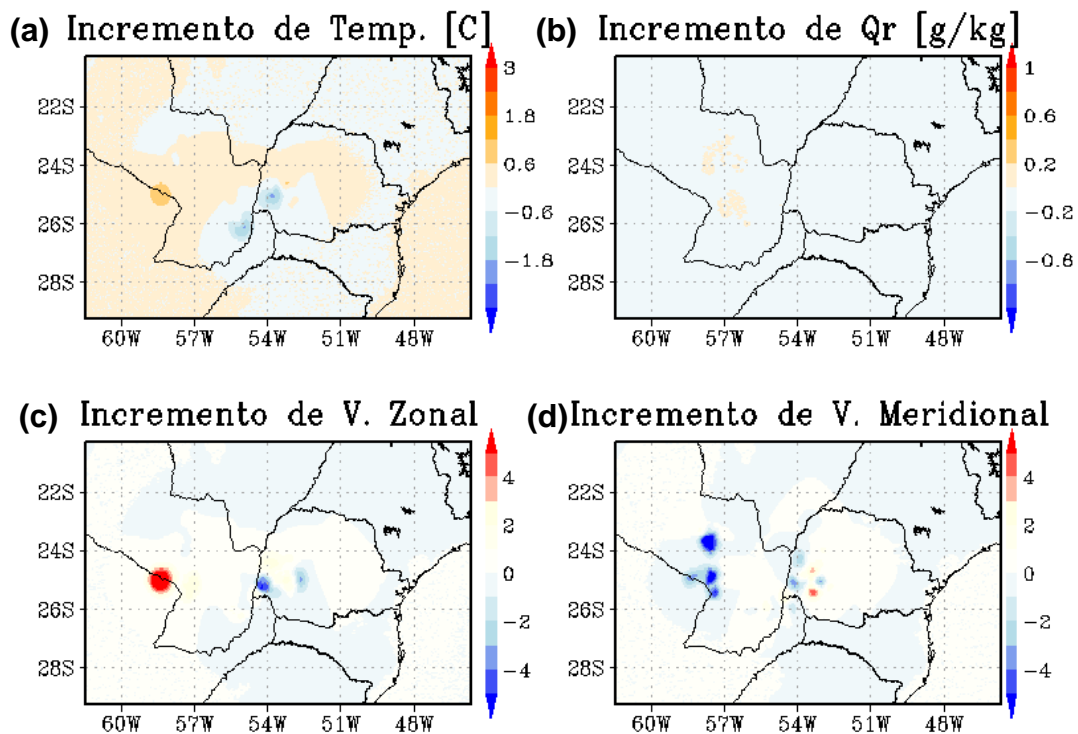


Figura 6.12: Campos iguais a Figura 6.10 para o incremento gerado pela ADR para o dia 06/11/2014 as 12Z, nível de 250m.

É válido notar que em alguns casos existem altos incrementos de vento zonal e baixos valores incrementais da componente meridional. Essa situação é um indicativo que a assimilação do radar retirou a componente meridional e acrescentou a zonal, modificando a direção do vento e em consequência futuro impacto na circulação. Quando há incrementos na razão de mistura, é possível que essa circulação resulte em advecção de

umidade e também no campo de temperatura, alterando o posicionamento do sistema na análise gerada pela ADR. Isso ocorre em alguns pontos próximo ao radar Figura 6.13. Esse comportamento é observado também nas comparações de incrementos em 3km das figuras seguintes.

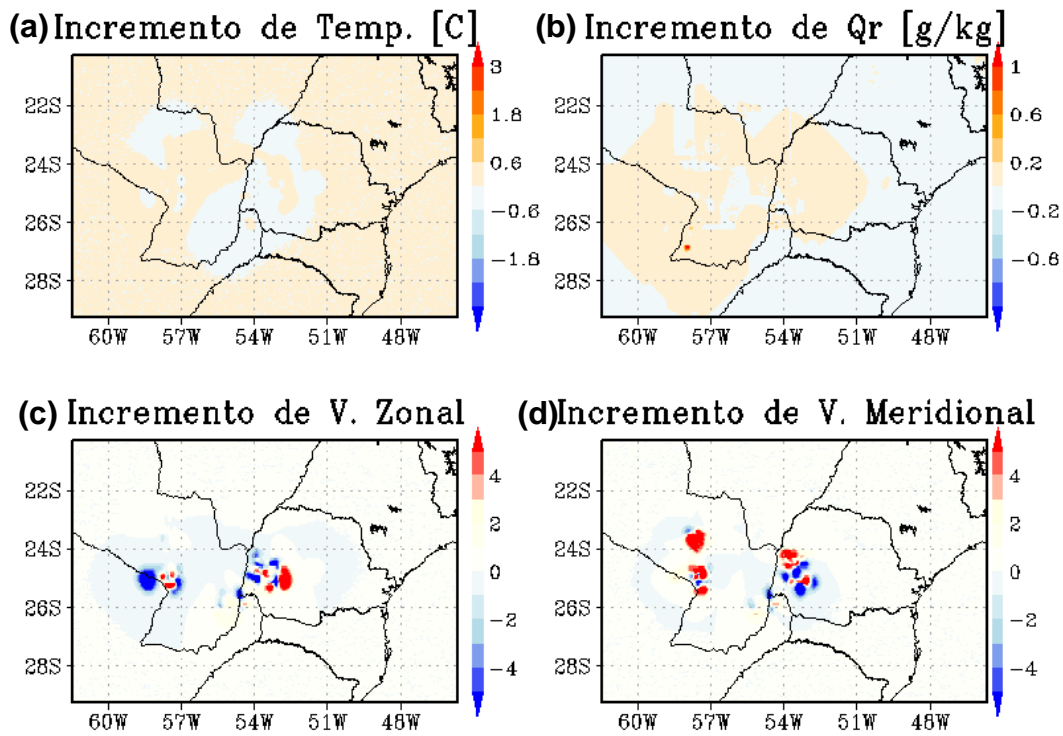


Figura 6.13: Idem a Figura 6.12 para o mesmo horário para o nível de 3 km

As Figuras 6.14 e 6.15 mostram os incrementos para os níveis citados acima em um horário bastante intenso do sistema, as 12Z do dia 07 de novembro de 2014. Na Figura 6.14 há incrementos positivos de temperatura no nível mais próximo a superfície, indicando que a nova análise está representando uma camada limite um pouco mais quente na área de influência do radar. Nesse nível, pode-se notar pequenos incrementos de Qr na mesma região onde aparecem os incrementos de temperatura (6.14a). Entretanto, as maiores alterações aparecem no campo de vento, tanto zonal quanto meridional, alterando a circulação na região de influência do radar. Na Figura 6.15, os incrementos para 3 km de temperatura são menos representativos, enquanto que ocorrem grandes incrementos da Qr, o que direciona a análise para um

posicionamento mais correto dos hidrometeoros na atmosfera, com uma situação similar para o campo de vento, com a presença de incrementos significativos, configurando a alteração na circulação em baixos níveis.

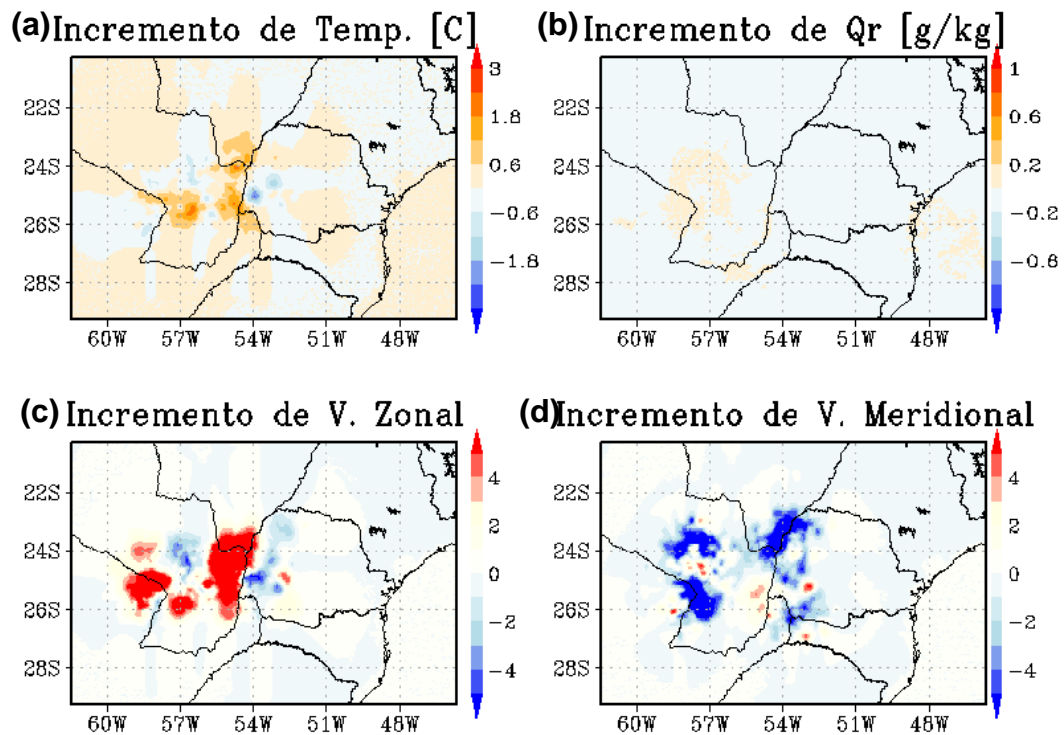


Figura 6.14: Idem a Figura 6.12 no nível vertical de 250m para as 12Z de 07/11/2014

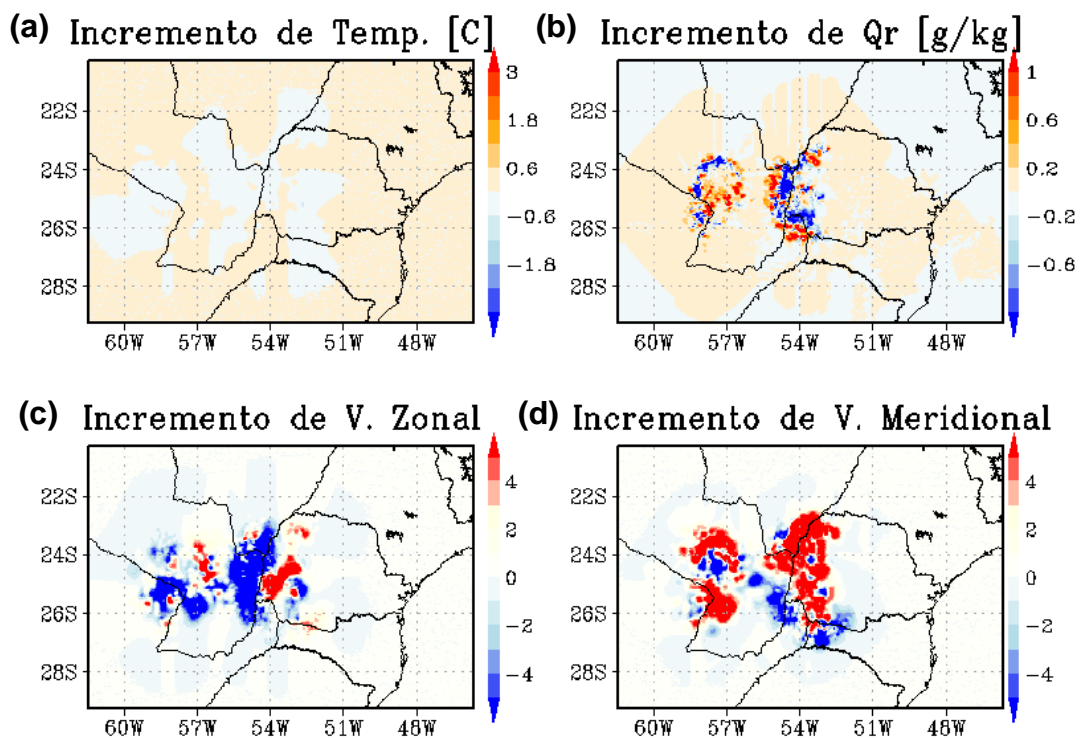


Figura 6.15: Idem a Figura 6.12 para o nível vertical de altura de 3km para as 12z do dia 07/11/2014

Os altos valores absolutos dos incrementos da velocidade zonal e meridional em 250m e 3000m nas Figuras 6.14 e 6.15 indicam que há um reposicionamento do vento na área de cobertura dos radares assimilados.

Esse conjunto de incrementos observado nos dois níveis indica que o modelo terá uma análise bastante diferente do *background* para realizar a previsão. Considerando que esses incrementos tornem a análise o mais semelhante possível ao estado real da atmosfera, é possível afirmar que terá assimilação destes dados terá um impacto representativo na previsibilidade do deslocamento e desenvolvimento do sistema.

No horário das 00z do dia 08/11/2014, os incrementos já são menos intensos em superfície, tanto em temperatura quando nos ventos (Figuras 6.16 e 6.17). Isso pode estar relacionado à possibilidade do modelo global já conseguir representar alguns aspectos do SCM e os incrementos tornarem-se menores. Ao sistema se desintensificar, há uma redução na refletividade e consequentemente o deslocamento do sistema para fora da área de cobertura do raio dos radares faz com que tenham menos dados disponíveis para serem assimilados. O deslocamento do sistema é mostrado na análise por sensoriamento remoto do Caso 1, tópico 4.2.

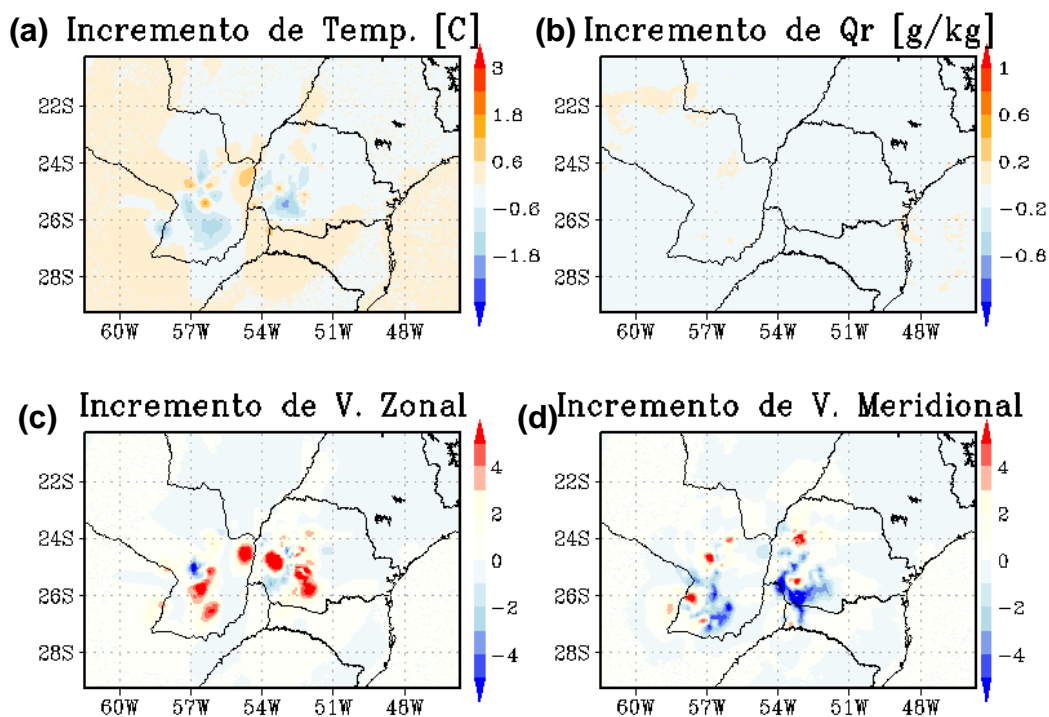


Figura 6.16: Idem a Figura 6.12 para o nível de altura de 250m, para o horário das 00Z do dia 08/11/2014

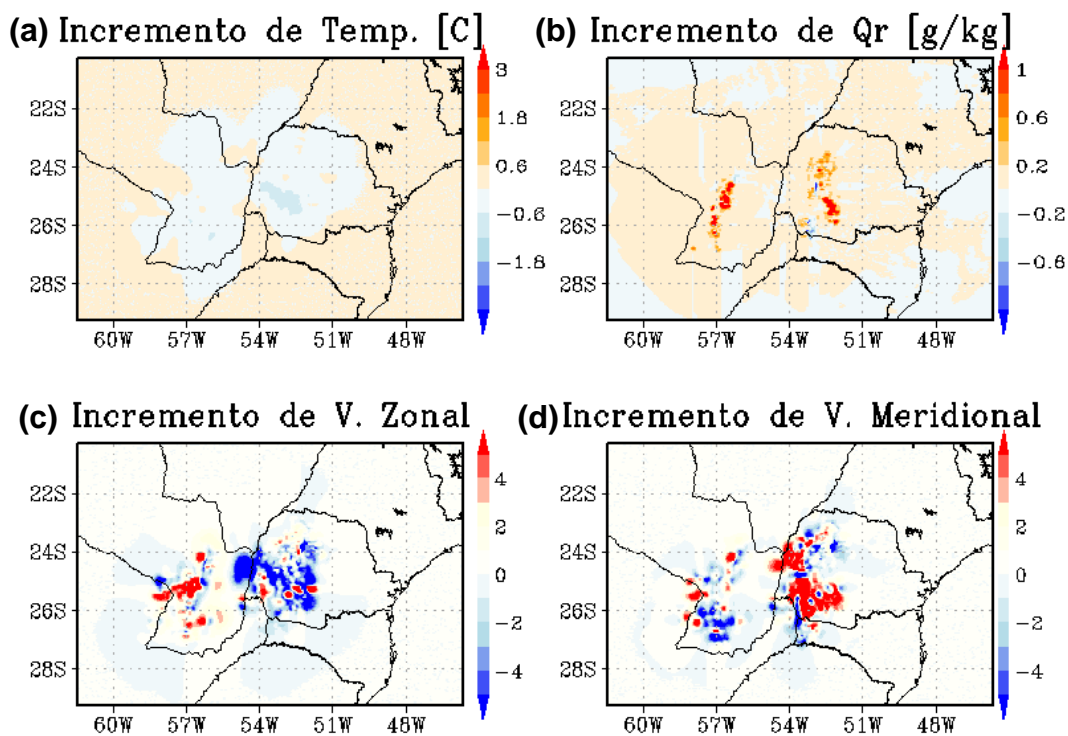


Figura 6.17: Idem a Figura 6.12 para a altura de 3 km e horário das 00z do dia 08/11/2014, representando a dissipação do SCM do Caso 1

Assim como no Caso 1, para as rodadas de ADR do Caso 2 foram gerados os incrementos. Nesse caso foram assimilados os dados dos três radares disponíveis na grade, ASU, CAS e TXS. A inclusão do radar de Teixeira Soares nesse caso é de grande importância, pois grande parte do sistema precipitou na área de cobertura deste. O deslocamento desde a formação e dissipação do sistema pode ser analisado e comparado com o tópico 4.2 que mostrou as imagens de satélite que indicam o posicionamento do sistema e sua evolução a cada 6 horas.

Na Figura 6.18 nota-se que logo no começo da formação do sistema, no nível de 3km há um aumento da razão de mistura na área central do PR. Isso fornece maiores informações ao modelo e também indica que ao assimilar uma ou mais variáveis, há um impacto espacial em outras variáveis, como é o caso da temperatura e razão de mistura na formação do SCM do Caso 2. Embora sua precipitação não tenha sido tão intensa, seus acumulados de precipitação foram intensos em curto período de duração.

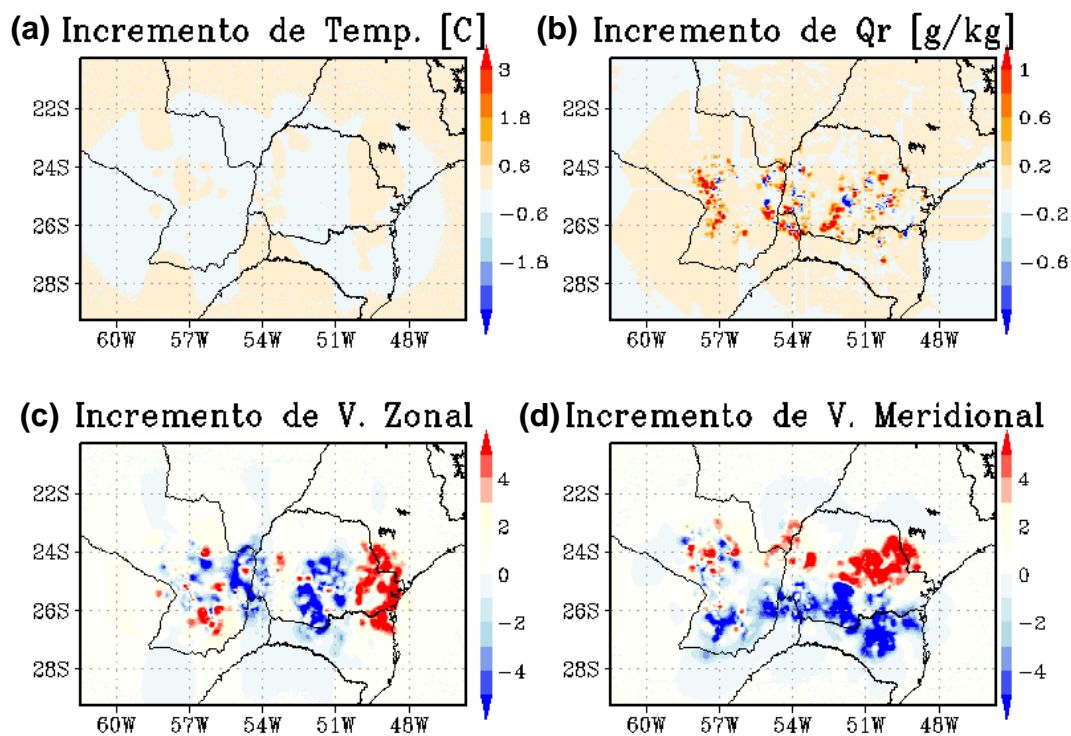


Figura 6.18: Campos de incrementos de Temperatura, Razão de Mistura de água de chuva, Vento Zonal e Meridional para o horário das 18Z do dia 12/12/2014, relativo ao estágio maduro do SCM do Caso 2. O nível de 3000m

A análise dos incrementos para 3km das 6 horas seguintes a Figura 6.18 é mostrado na Figura 6.19. O sistema está se dissipando, enfraquecido e praticamente saiu da área de atuação dos radares de ASU e CAS, onde nota-se pequenos incrementos apenas na área de TXS, tendo suas maiores modificações no campo de vento para a razão de mistura de água de chuva. Para a evolução dos sistemas no tempo, houve um aumento na área que os incrementos tem influência, e isso se deve principalmente ao crescimento espacial do sistema ao longo da área de estudo. Esse aumento dos incrementos volta a decair quando o sistema se dissipa.

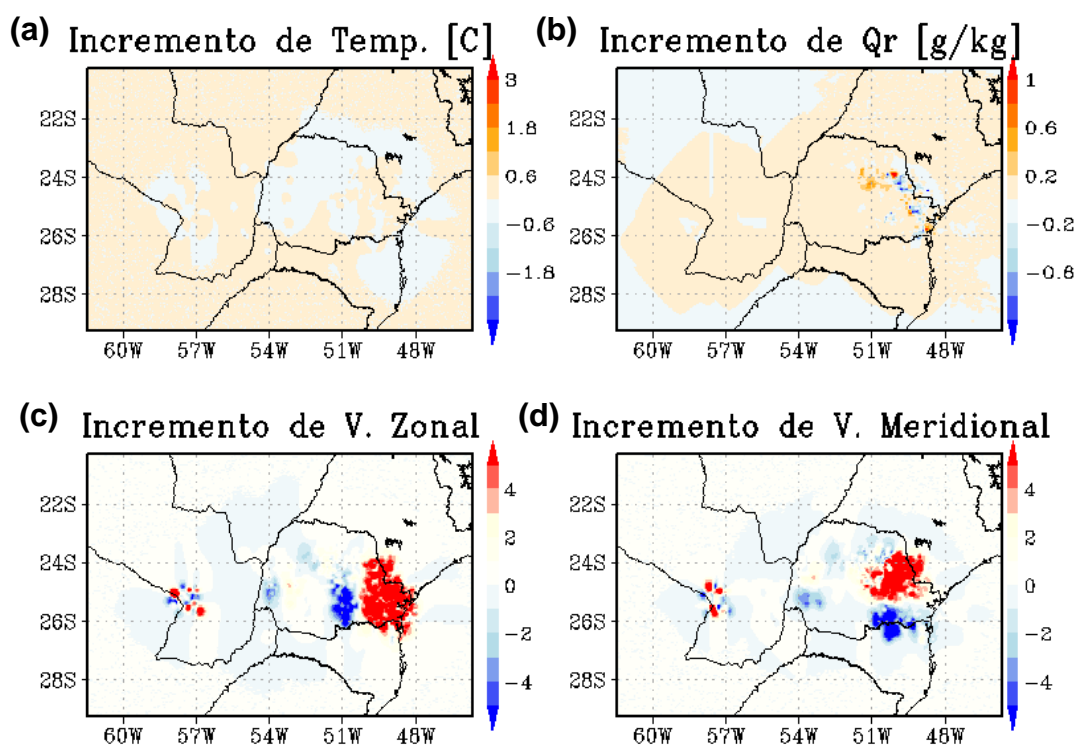


Figura 6.19: Idem a Figura 6.18 para o dia 13/13/2014 as 06Z , horário de dissipação do sistema e propagação para fora da área da grade, no nível de 3km

6.4. Comparativos de campos de altos e baixos níveis

A circulação de altos níveis é responsável por fornecer suporte dinâmico a sistemas meteorológicos. Uma boa representação deste campo pode melhorar a previsão de curto prazo, já que este nível influencia na propagação do sistema e na sua intensificação/desintensificação. Daqui em diante, ao referir ao modelo sem assimilação de dados, será utilizada apenas a nomenclatura de WRF, e ao referir ao WRFDA com assimilação de dados de radar, será utilizada a sigla ADR.

Para o Caso 1, são mostradas as análises do horário das 12z do dia 07/11/2014 geradas pelo WRF e pelo WRFDA com ADR. No campo de altos níveis (Figura 6.20) o WRF indicou uma leve divergência na região de Foz do Iguaçu, e divergência associada à saída do Jato Subtropical em grande escala. Na análise com ADR, o vento em altos níveis é bastante modificado, com intensificação dos ventos na área de cobertura

dos radares e alteração na escala e diversos pontos no Paraguai de circulação não uniforme.

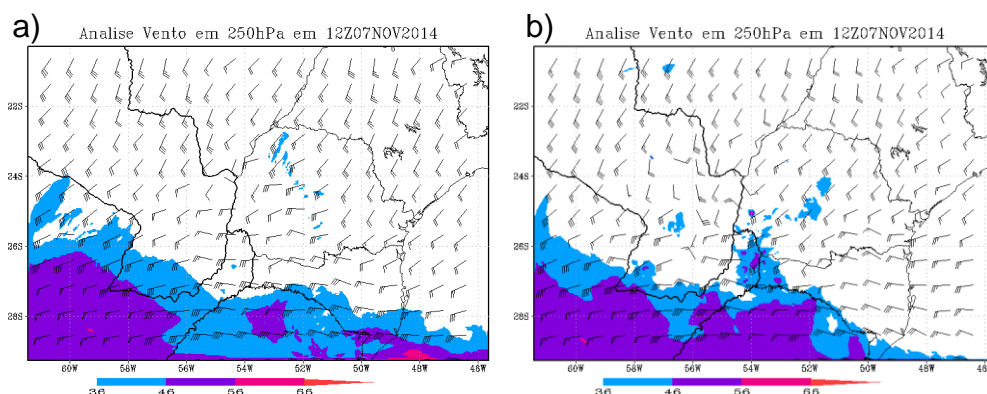


Figura 6.20: Análise de ventos de altos níveis (250hPa) para o dia 07/11/2014 as 12z gerada pelo WRF (a) e pelo WRFDA com assimilação de radar (b)

Na evolução do sistema, seis horas após a análise mostrada na figura anterior, é mostrada a análise para as 18z do dia 07/11. Aqui os campos são mais parecidos, porém o WRF indica o jato posicionado mais ao norte e circulação predominantemente zonal no Paraná. Já a análise gerada pela assimilação de radar indica maior divergência em grande escala no Paraná, com menor intensidade no vento. Isso foi alterado por um incremento positivo de vento meridional e negativo de vento zonal (Figura não mostrada).

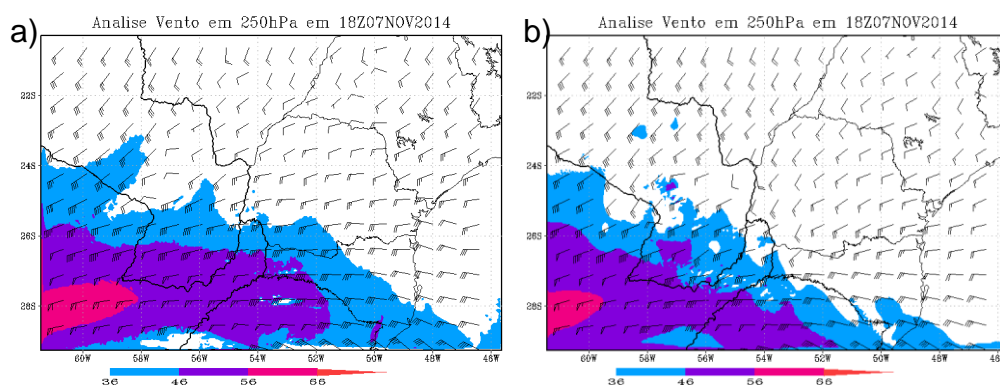


Figura 6.21: Idem a Figura 6.20 para 07/11/2014 as 18z. Análise do WRF (a) e do WRFDA com assimilação de radar (b)

Para o Caso 2 também foram comparadas as análises geradas com e sem assimilação de dados para dois horários consecutivos.

A análise gerada pelo WRF sem assimilação no horário das 18z do dia 12/12/2014 em altos níveis apresenta um campo de vento mais constante

e escoamento quase zonal na região do Paraná (Figura 6.22.a). Para o mesmo horário, a análise gerada pela assimilação de dados de radar apresenta um campo muito mais turbulento e não uniforme, indicando divergência na região do Paraguai, e cisalhamento horizontal na região norte do Paraná.

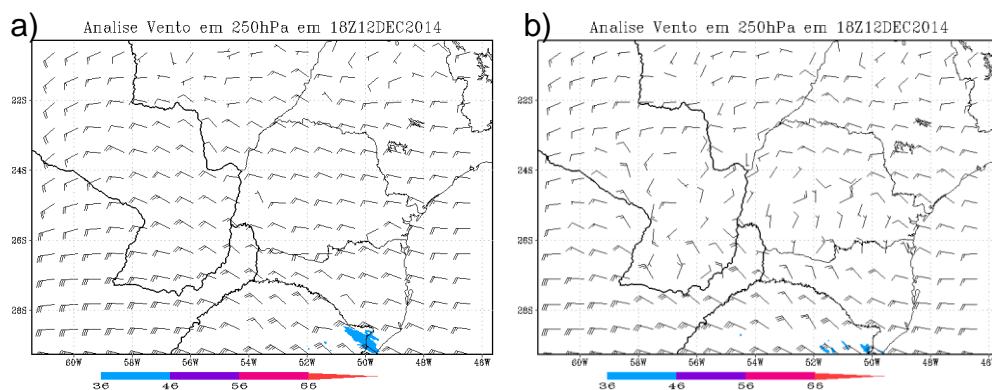


Figura 6.22: Idem a Figura 6.20 para o Caso 2 as 18Z do dia 12/12/2014

As diferenças nas análises nas seis horas seguintes em altos níveis sem e com assimilação de dados de radar (Figura 6.23.a, b) consistem principalmente na área do radar de CAS, para as 00z do dia 13/12/2014. Na análise sem assimilação, os ventos são mais constantes e indicam a circulação semelhante a um cavado em altos níveis. Na análise com ADR uma circulação semelhante à ciclônica é observada a sudoeste do Paraná, e divergência na divisa entre os radares de CAS e TXS. Nota-se que a maior perturbação no vento na Figura 6.23.a sem assimilação está no estado de SP, e não sobre o Paraná, bem como a saída do jato de altos níveis encontra-se mais atuante na área da grade no primeiro caso. Este pode ser um indicativo que para este horário o WRF está adiantado em altos níveis quando comparado ao WRFDA com assimilação de radar.

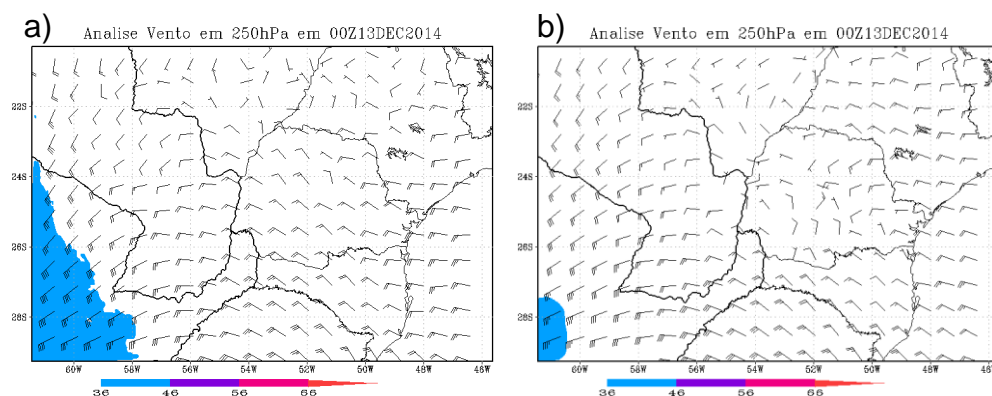


Figura 6.23: Idem a Figura 6.20 para o Caso 2 as 00Z do dia 13/12/2014

A partir das Figuras de 6.20 a 6.23 é possível afirmar que a assimilação de dados de radar no SCM dos Casos 1 e 2 teve impacto até mesmo na circulação e intensidade dos ventos em altos níveis. Esse comparativo mostra que ao assimilar dados de radar, principalmente velocidade radial e indiretamente a refletividade, há impacto em todos os níveis da atmosfera.

Para os mesmos horários das análises mostradas em altos níveis, são mostradas as análises dos ventos em baixos níveis (850hPa) e a razão de mistura de água de chuva (Qr) integrada verticalmente.

No primeiro horário, as 12Z do dia 07 de novembro de 2014, a distribuição espacial da razão de mistura de água de chuva integrada é bastante diferente quando comparada sem assimilar dados e assimilando (Figura 6.24.a, b). A análise do WRF indica ventos mais fracos enquanto a análise com ADR indica grande confluência para a área de maiores valores de Qr e ventos mais intensos.

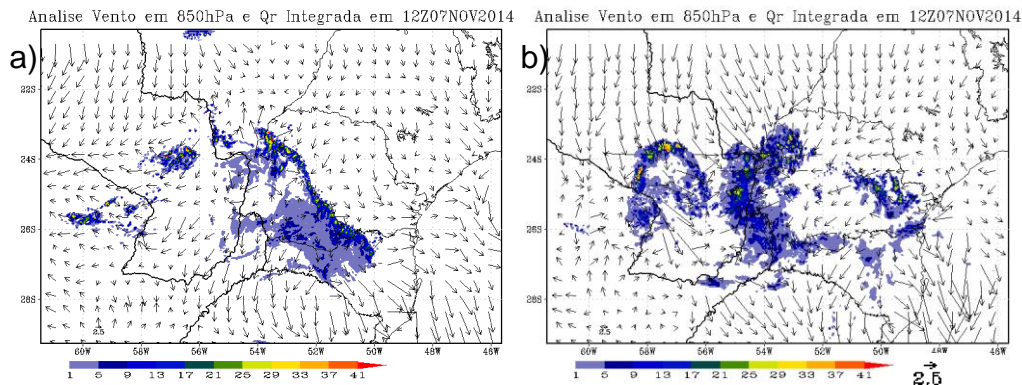


Figura 6.24: Análises sem (a) e com assimilação (b) para o campo de vento em 850hPa e a razão de mistura integrada verticalmente para as 12z do dia 07 de novembro de 2014.

Para o horário bastante intenso do SCM do Caso 1, a análise das 18z do dia 07 de novembro é mostrada na Figura 6.25. É importante notar que os campos são bastante distintos. A análise do WRF (Figura 6.25.a) mostra uma difluência na região central do Paraná e ventos de sudeste na região central do Paraguai. Já a análise com ADR mostra confluência para as áreas de maiores valores de Qr integrado. As diferenças na circulação e em Qr também são observadas fora da área de atuação dos dados de

radar, como na região do estado de SP. Isso indica que a análise do modelo sem assimilação pode ter posicionado o sistema mais a nordeste, posicionando-o no estado de SP.

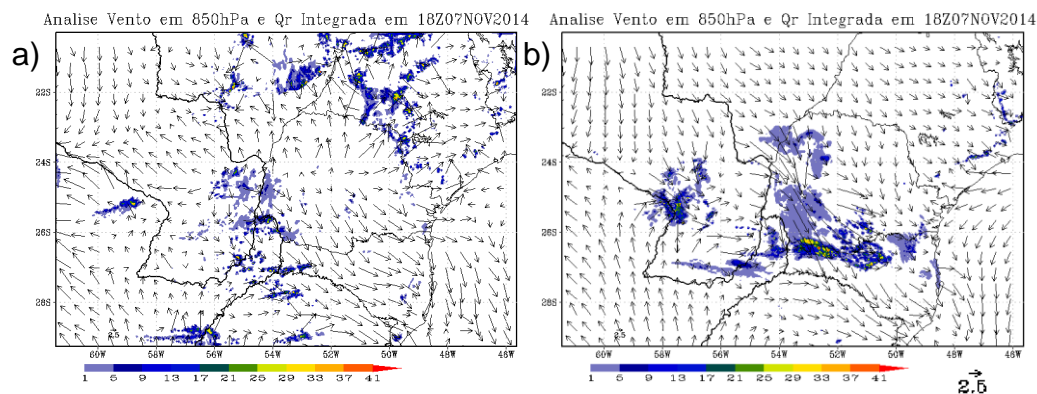


Figura 6.25: Idem a Figura 6.24 para as 18z do dia 07 de novembro de 2014

As mesmas análises em baixos níveis foram realizadas para o Caso 2 nos mesmos horários das análises mostradas em altos níveis. Para a Figura 6.26 o WRF indica uma menor quantidade de Qr na atmosfera, enquanto que a análise da ADR mostra valores mais altos e convergência dos ventos na região central do Paraná, principalmente na área de cobertura do radar de TXS. É inserida também Qr onde o WRF não foi capaz de detectar, na região centro sul do Paraguai.

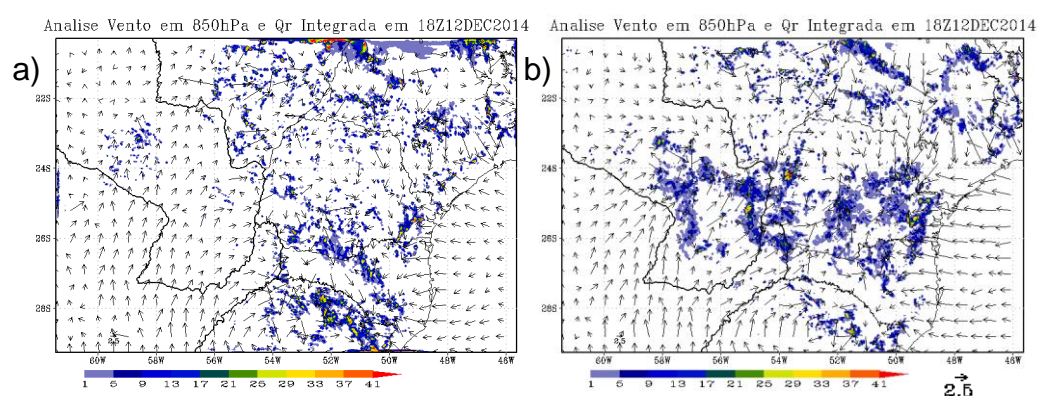


Figura 6.26: Idem a Figura 6.24 para o Caso 2, as 18z do dia 12 de dezembro de 2014

As análises de vento em baixos níveis e Qr integrada na atmosfera para as 00z do dia 13 de dezembro são mostradas na Figura 6.27. A análise do WRF para esse horário indica valores bastante altos de razão de mistura de água de chuva, porém bastante ruidoso no estado de SP. A ADR mostra convergência para um núcleo principal no norte do Paraná e

também próximo ao litoral do estado. Para esse horário, a análise da ADR mostra-se mais uniforme e com menor ruído quando comparada a análise do WRF.

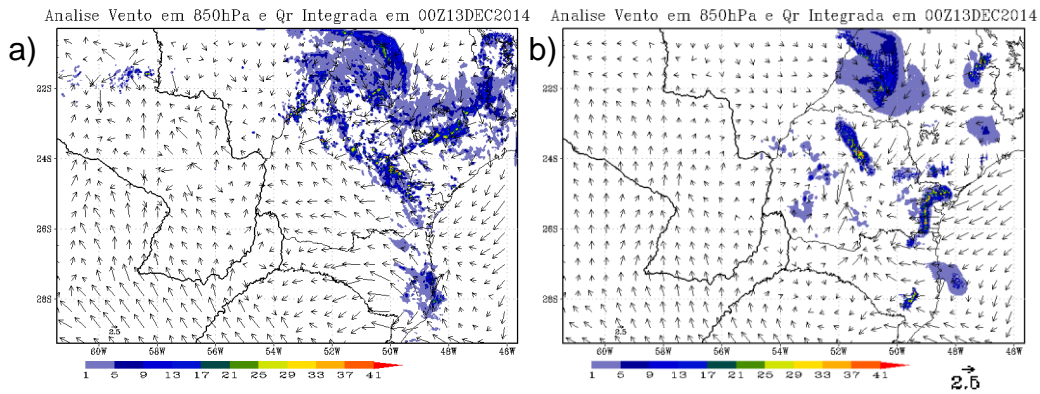


Figura 6.27: Idem a Figura 6.24 para o Caso 2, as 00z do dia 13 de dezembro de 2014

As análises geradas com e sem assimilação foram comparadas nesse capítulo e mostradas as grandes diferenças entre elas. No capítulo seguinte, essas mesmas análises servirão de Condição Inicial (CI) para a previsão de seis horas de precipitação acumulada.

7. PREVISÃO DE PRECIPITAÇÃO

A previsão de seis horas de precipitação acumulada foi realizada para as três diferentes condições iniciais, comparadas e validadas espacialmente com as estimativas de precipitação combinadas com estações de superfície (CoSch3).

Foram realizados diversos testes, e alguns deles são mostrados na Figura 7.1. O horário definido para essa comparação é da fase madura do SCM do Caso 1 com taxas altas de precipitação, entre 12 e 18Z do dia 07 de novembro de 2014. Foram realizadas rodadas com inicialização fria, ou seja, sem ciclos de assimilação de dados, e considerando apenas a condição inicial e de fronteira do GFS. Os resultados obtidos no posicionamento da precipitação para um horário de grande acumulado de precipitação é mostrado e comparado ao GFS (Figura 7.1.b), que indica a precipitação em uma área visualmente diferente (quantitativamente e em posição) da a estimativa de precipitação (Figura 7.1.a).

Nesta comparação, observa-se a precipitação deslocada para o estado de SC, porém se não há ciclos, esse erro da escala global é inserido no modelo de mesoescala a partir do uso do modelo GFS como condição inicial, e não apenas como condição de fronteira. Comparando a previsão do WRF (Figura 7.1.c) com a saída que fez uso da condição inicial do GFS (Figura 7.1.b) para o posicionamento de precipitação no horário analisado é possível dizer que não houve ganho entre utilizar um modelo regional com inicialização fria, já que a precipitação continua com os erros provenientes do modelo global. Com estes resultados ficou o questionamento de qual fator teria maior impacto na melhoria da previsão de precipitação, se seria a realização de rodadas *warm-start* ou assimilar mais dados na análise.

Quando os radares de ASU e CAS são assimilados individualmente (Figura 7.1.e, f), eles forneceram um melhor posicionamento do sistema quando comparado à estimativa de satélite (Figura 7.1.a), melhorando a localização dos núcleos mais intensos de precipitação. Entretanto, assimilar os dados de radar não retirou parte da precipitação com

localização errada – no estado de SC. Isso pode ser justificado pelo resultado do tópico 6.1 (análise dos incrementos), pois a assimilação do dado de radar gera modificações representativas principalmente na área dentro do raio de cobertura de dados (Figura 7.1.e, f).

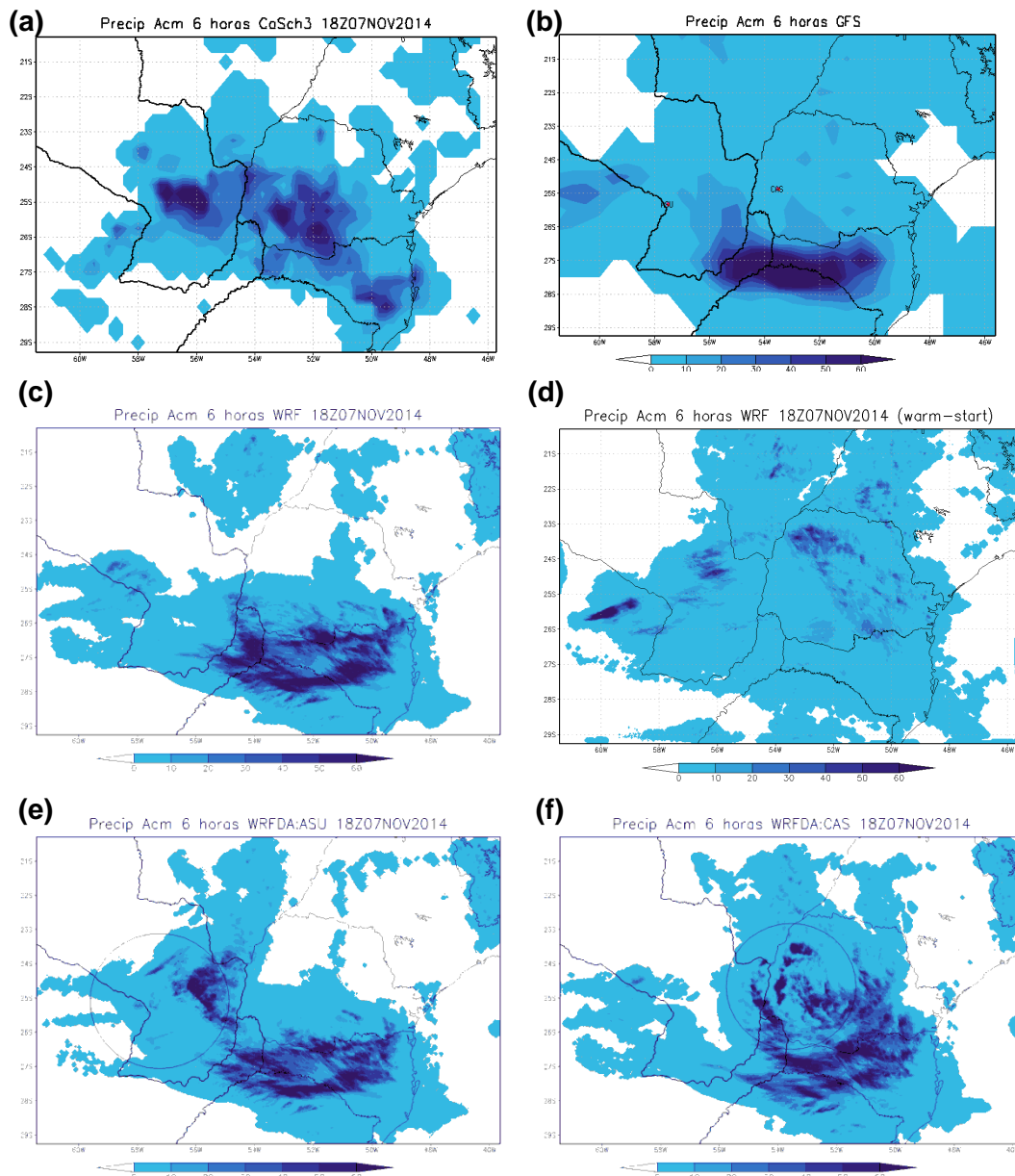


Figura 7.1: Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 6 horas entre 12 e 18z do dia 07/11/2014. A estimativa pelo TRMM 3B42 v7 em (a), previsão do GFS (b), previsão do WRF com inicialização fria (c) e com inicialização quente (d), e previsões a partir do WRFDA com assimilação dos dados de Assunção (e) e Cascavel (f) separadamente.

A partir da rodada com inicialização quente (*warm-start*) sem assimilação de dados (Figura 7.1.d), nota-se uma grande modificação no campo de precipitação, inclusive reduzindo os valores bastante altos que estavam

sendo previstos. Com isso, é possível dizer que quando os ciclos são realizados, estes podem obter uma previsão de precipitação mais realista e superior quando comparados à inicialização fria, mostrando assim a importância do *spinup* inicial para que o modelo se estabilize e não produza precipitações não realísticas (WARNER, 2011). Essas rodadas foram realizadas como teste, para a fase intensa do sistema, para justificar e mostrar a importância da inicialização do modelo com *spinup*.

7.1. Previsão de precipitação para o Caso 1

A previsão da precipitação acumulada é analisada para o Caso 1, de acordo com a evolução e propagação do sistema para as rodadas realizadas.

Na Figura 7.2 é comparada a primeira rodada, representando a formação inicial do SCM. modelo sem assimilação (Figura 7.2.b) subestima bastante os valores e não captou muito bem a área de precipitação, e a assimilação de dados do GTS (Figura 7.2.d) não apresentou diferenças significativas. A rodada de previsão com a análise gerada pela ADR indica um núcleo intenso de precipitação na área de intersecção dos radares.

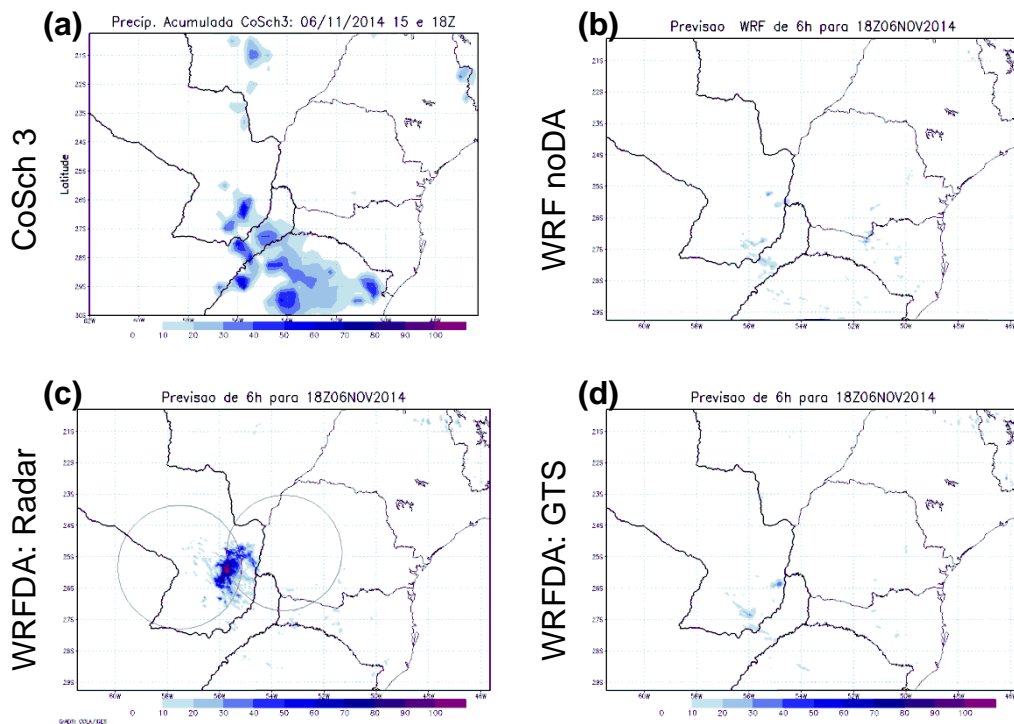


Figura 7.2: Precipitação acumulada de 12Z a 18Z de 06/11/2014: (a) Estimativa do CoSch3, previsões de 6 horas do (b) WRF sem assimilação, (c) WRFDA com assimilação de dados de radar e GTS e (d) WRFDA com assimilação de GTS

A partir da análise visual, nota-se que nenhuma das três configurações para a previsão de 6 horas obtiveram resultados satisfatórios, porém, a ADR (Fig. 7.2c) foi a única capaz de detectar um núcleo de precipitação do sudeste do Paraguai e se aproximar mais dos resultados estimados (Fig7.2a).

Para a previsão de precipitação para as 6 horas seguintes, mostrada na Figura 7.3, há uma intensificação do sistema e as previsões começam a divergir mais no campo da precipitação. O modelo WRF (sem assimilação de dados, Figura 7.3b) obteve um resultado razoável no posicionamento da precipitação, porém subestimando os valores, assim como o resultado com ADGTS (Fig. 7.3d) subestimaram os valores de precipitação. A rodada com a ADR (Fig. 7.3c) posiciona um núcleo erroneamente, mas isso pode estar relacionado aos demais incrementos analisados no tópico anterior.

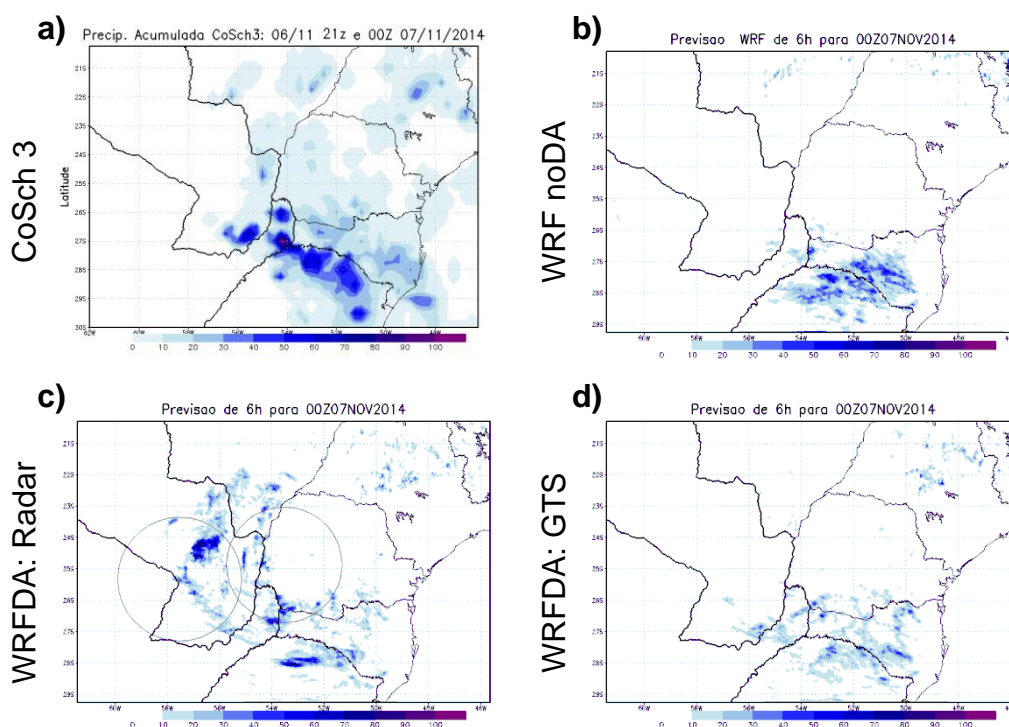


Figura 7.3: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 18Z do dia 06 até 00Z do dia 07/11/2014

Nas seis horas seguintes, precipitação do sistema se dividiu em duas principais áreas, no Sul do Paraguai e sudeste do Paraná. A previsão da precipitação para 00 a 06Z do dia 07/11 não obteve bons resultados com relação ao posicionamento correto dos núcleos principais de precipitação

para as rodadas com a AD, porém foram gerados campos de previsões de precipitação bastante diferentes, como mostrado na Figura 7.4. A ADR posicionou núcleos de precipitação na parte oeste do Paraná, porém a precipitação foi observada na região leste. Uma das deficiências da previsão neste horário possivelmente poderia ser corrigida ao assimilar os dados de TXS, caso estivessem disponíveis. Isso ressalta a importância de um modelo com o domínio da grade com a maior cobertura de radares que se possa obter para posicionar corretamente a precipitação. A previsão da rodada com assimilação de dados do GTS subestima muito os valores da precipitação (Figura 7.4.d), e esse comportamento foi frequentemente observado nos dois casos analisados. Uma das justificativas desse comportamento pode estar relacionada a pequena modificação nos incrementos, ou seja, a área não possui tantas observações quanto são assimiladas nos grandes centros de previsão, por exemplo, e também pelo fato de dados de satélite (radiância e vento) não terem sido assimilados.

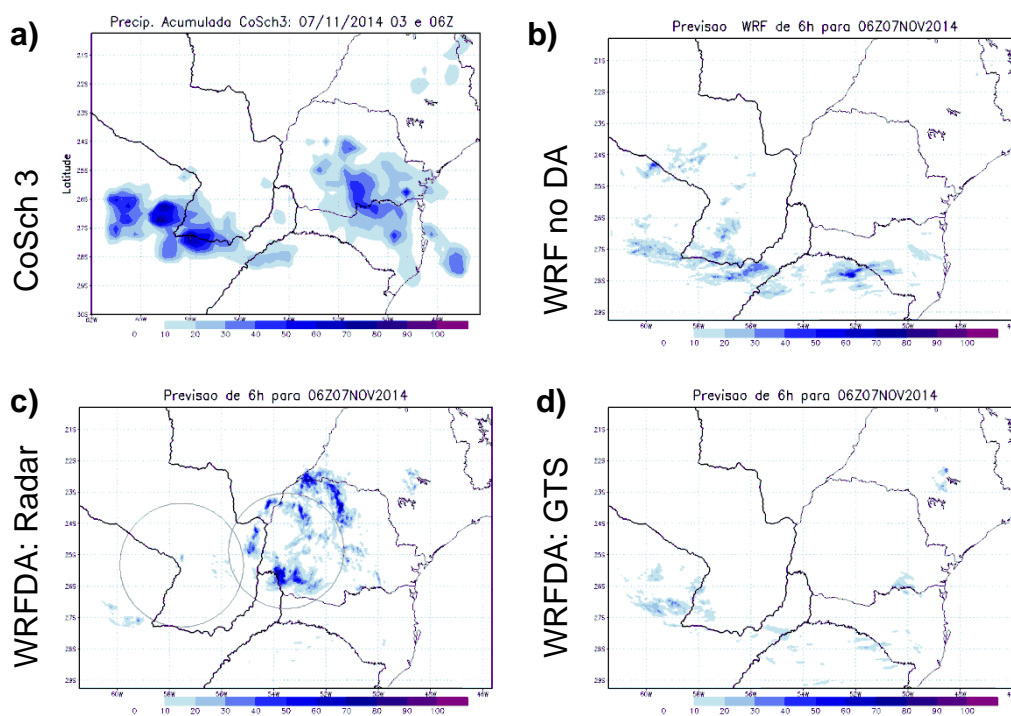


Figura 7.4: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 00Z até 06Z do dia 07/11/2014

Esse comportamento poderia ser corrigido, ou pelo menos melhorado, com uma entrada de dados maior, incluindo de diversas estações de superfície dos dados do SIMEPAR, Paraguai e SC, por exemplo. Deste

modo, os novos dados assimilados poderiam fornecer a análise gerada pela assimilação de dados convencionais importantes detalhes do sistema atuante, podendo melhorar a previsão da intensidade e propagação do sistema, informações estas incluídas na condição inicial do GFS.

A previsão das 06 a 12Z, seis horas seguintes, é mostrada na Figura 7.5. O modelo sem AD conseguiu representar bem o posicionamento da precipitação, porém errou ao prever quantidade de precipitação acumulada principalmente os núcleos mais intensos. Nota-se a partir desse horário, uma maior defasagem do WRF em relação a observação, prevendo a precipitação levemente adiantada em relação ao observado. Nesta figura, o WRF indicou o sistema mais ao norte do que o ocorrido como é notado na previsão de precipitação no Paraguai é posicionada mais a norte. A rodada com a ADR posiciona muito bem o núcleo central de precipitação no centro do Paraguai, obtendo um bom resultado para a área do radar de Assunção (Figura 7.5c). A ADGTS mostrada na Figura 7.5d) não posicionou bem os núcleos e também subestimou bastante os valores de previsão.

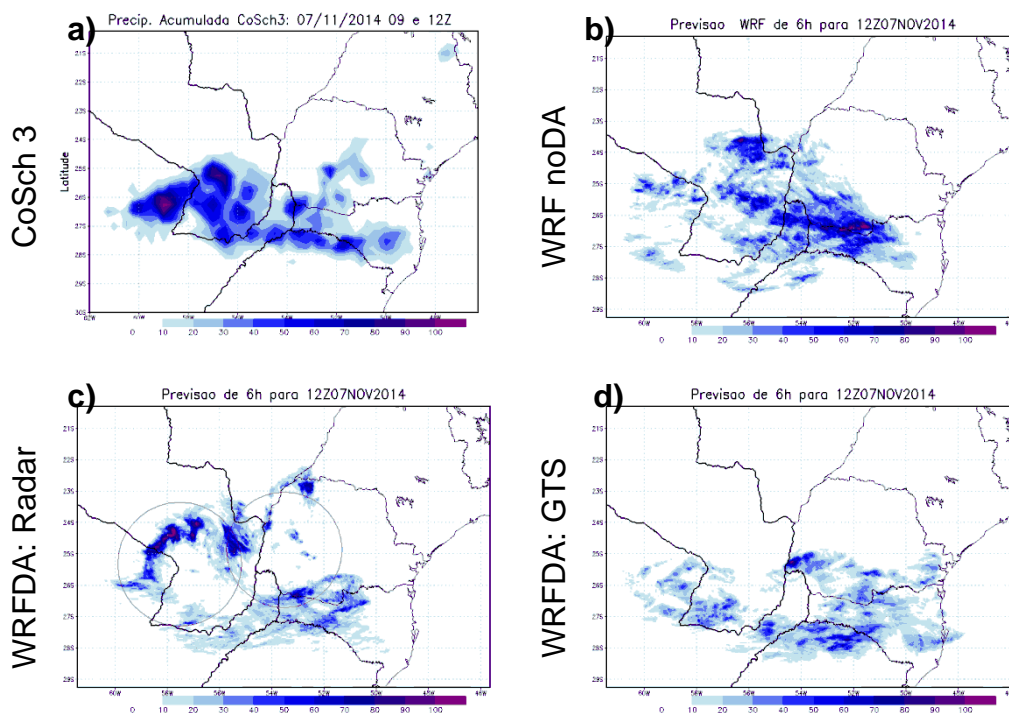


Figura 7.5: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 06Z até 12Z do dia 07/11/14

O SCM, que já está em sua fase madura, propaga-se principalmente para a área de cobertura dos radares no horário de 12 a 18z. A previsão para esse horário bastante intenso está na Figura 7.6. A previsão sem assimilação (Figura 7.6.b) subestimou bastante os valores de precipitação e também não teve boa relação espacial no Paraná, mostrando-se aparentemente adiantada. A rodada do GTS teve os valores muito subestimados (Figura 7.6.d), entretanto teve boa relação espacial com o observado. A rodada com ADR (Figura 7.6.c), embora superestimada teve uma boa relação espacial com a distribuição espacial da precipitação indicando vários pequenos núcleos de precipitação no oeste do Paraná e região central do Paraguai.

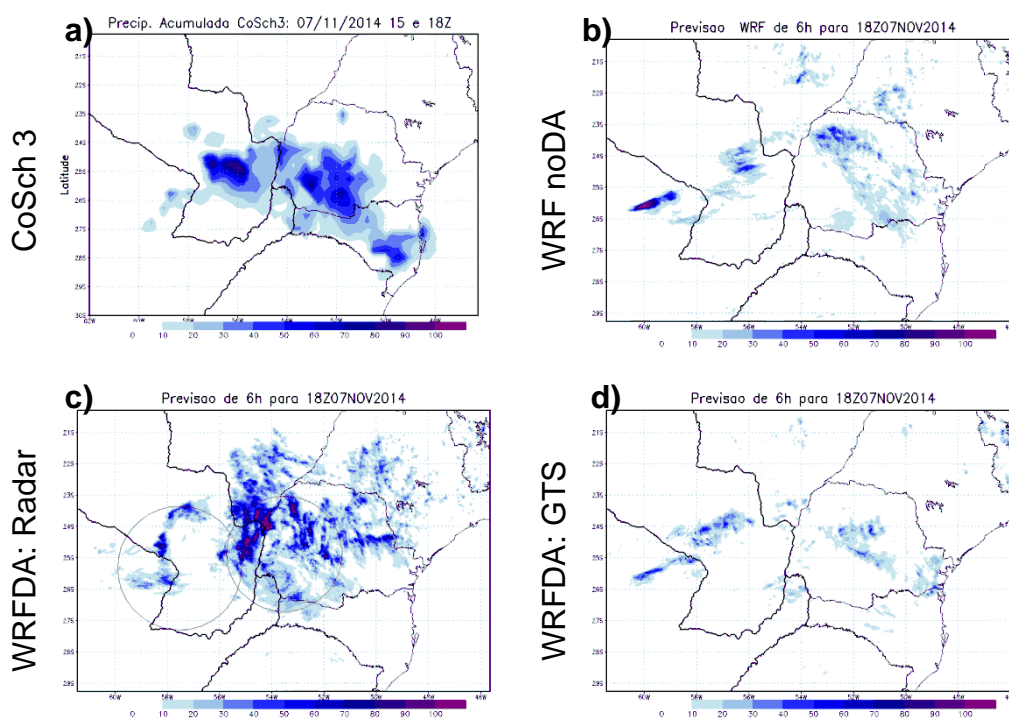


Figura 7.6: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 12 a 18Z do dia 07/11/2014

A partir desse horário das 18Z do dia 07/11 (Figura 7.7), o sistema já se encontrava em fase de dissipação. Para essa rodada, a ADGTS teve um desempenho superior aos demais pela localização do sistema (Figura 7.7.d). A rodada com ADR (Figura 7.7.c) teve valores bastante superestimados, e alguns núcleos de precipitação mal posicionados na região de cobertura do radar de Cascavel, entretanto em Assunção teve um desempenho superior às demais rodadas. Enquanto isso, a rodada sem nenhuma assimilação não obteve bons resultados, pois não gerou

precipitação para o horário, indicando que o sistema tivesse se dissipado por completo, novamente indicando que o WRF pode estar adiantando a fase e o posicionamento que o sistema estaria.

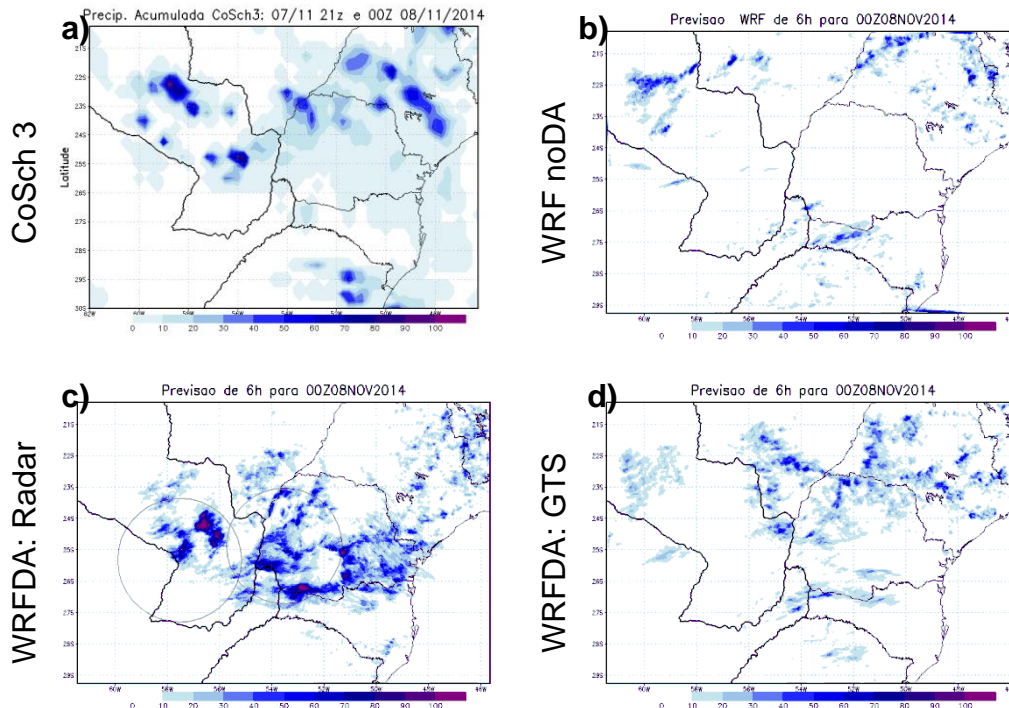


Figura 7.7: Idem a Figura 7.2 para o acumulado das 18Z do dia 07 até 00Z do dia 08/11/2014

No horário seguinte da previsão acima, o sistema se desintensificou e deslocou para norte e nenhuma das configurações conseguiu representar bem a precipitação (Figura não mostrada).

Neste tópico foram mostradas as previsões de seis horas para precipitação acumulada na área de estudo, para o SCM que atuou gerando acumulados superiores a 110 mm nos dias 7 e 8 de novembro de 2014. A previsão utilizando a ADR obteve os melhores resultados ao posicionar os núcleos de precipitação intensa, mostrando a importância de assimilar os dados.

7.2. Previsão de precipitação do Caso 2

Este caso de SCM teve menor abrangência espacial que o Caso 1 e os altos valores de precipitação estiveram presentes principalmente na área de abrangência do radar de TXS.

Foram realizadas cinco rodadas com o WRFDA com a assimilação de dados de radar para o atual caso. Foram assimilados os dados de ASU, CAS e TXS. A última rodada foi descartada pela ausência de dados do radar de Teixeira Soares. Toda a discussão, assim como no Caso 1, é baseada em previsões de 6 horas, inicializadas nos horários sinóticos.

Os campos das previsões e a estimativa de precipitação são mostrados de maneira similar ao caso anterior.

A primeira rodada é mostrada na Figura 7.9 e todos os resultados para a previsão de precipitação são comparados à estimativa de precipitação. Para esta análise, são mostrados os impactos da assimilação de dados dos três radares no posicionamento e intensidade da precipitação.

As diferenças na previsão de precipitação usando os radares neste horário da Figura 7.9c são bastante pequenas e levemente restritas a área de cobertura dos dados de radar. Não foi obtido um bom resultado na área do radar de ASU ao detectar os núcleos no sul do Paraguai, porém as demais previsões apresentaram a mesma deficiência de detecção.

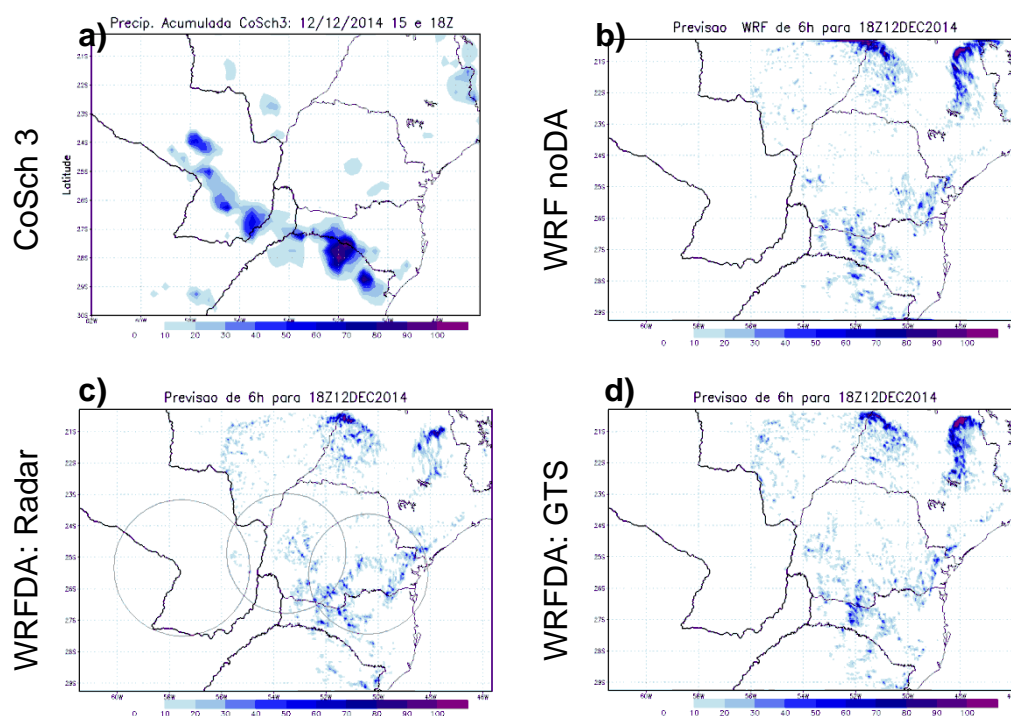


Figura 7.8: Precipitação acumulada de 12Z a 18Z de 12/12/2014: (a) Estimativa do CoSch3, previsões de 6 horas do (b) WRF sem assimilação, (c) WRFDA com assimilação de dados de radar e GTS e (d) WRFDA com assimilação de GTS

Na previsão do horário seguinte, a previsão de precipitação entre 18z do dia 12 e 00z do dia 13/12 é mostrada na Figura 7.10. Nenhuma das configurações obteve bons resultados. Isso pode estar relacionado a uma grande precipitação em um curtíssimo período que o modelo não foi capaz de prever.

A área de maior precipitação associada ao SCM analisado foi próxima ao radar de Teixeira Soares. Na área do radar de ASU, na Figura 7.10c a assimilação indicou precipitação em pequenas áreas, mas não um núcleo de precipitação como o observado (Figura 7.10a), notando-se um ganho quando comparado a rodada sem assimilação (Figura 7.10b) e com assimilação do GTS (Figura 7.10d)

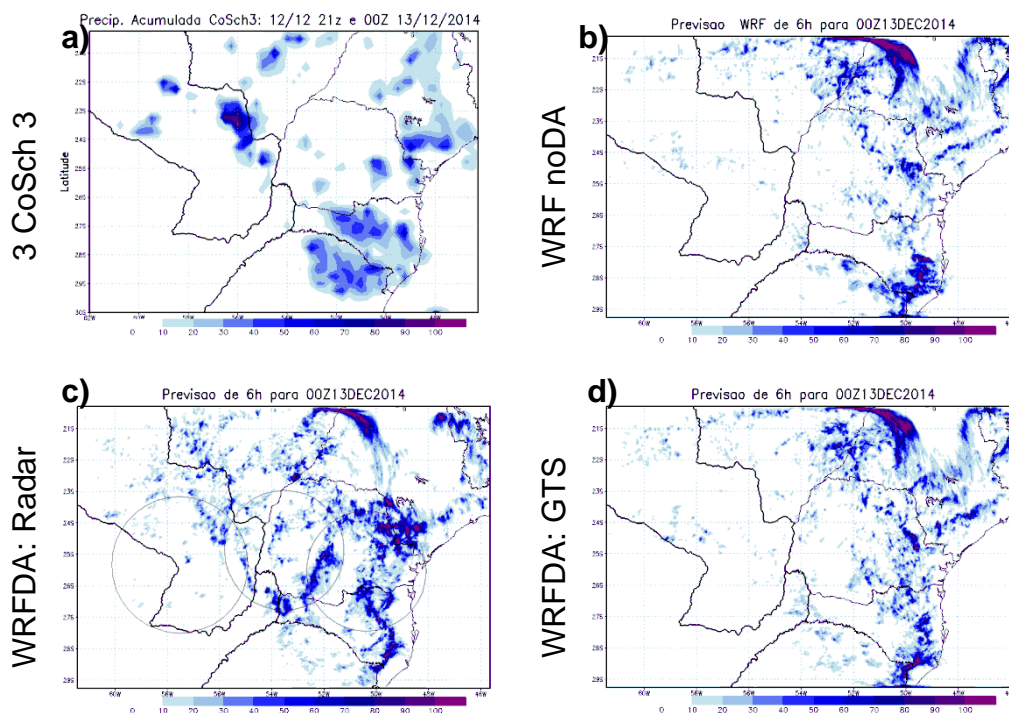


Figura 7.9: Idem a Figura 7.9 para o acumulado das 18Z do dia 12 as 00 do dia 13/12/2014

Os modelos erraram ao prever os centros de maior precipitação e o as previsões são bastante esparsas. Isso sugere que o modelo estaria prevendo diversos SCM pequenos, porém bastante intensos, como pancadas de chuvas isoladas no final da tarde, típico da estação quente e resultado do ciclo diurno radiativo. Esse campo espúrio também pode estar relacionado a uma limitação da assimilação pelo método 3D-Var, que consiste em gerar ruídos que o modelo compreende como precipitação, algo não realístico.

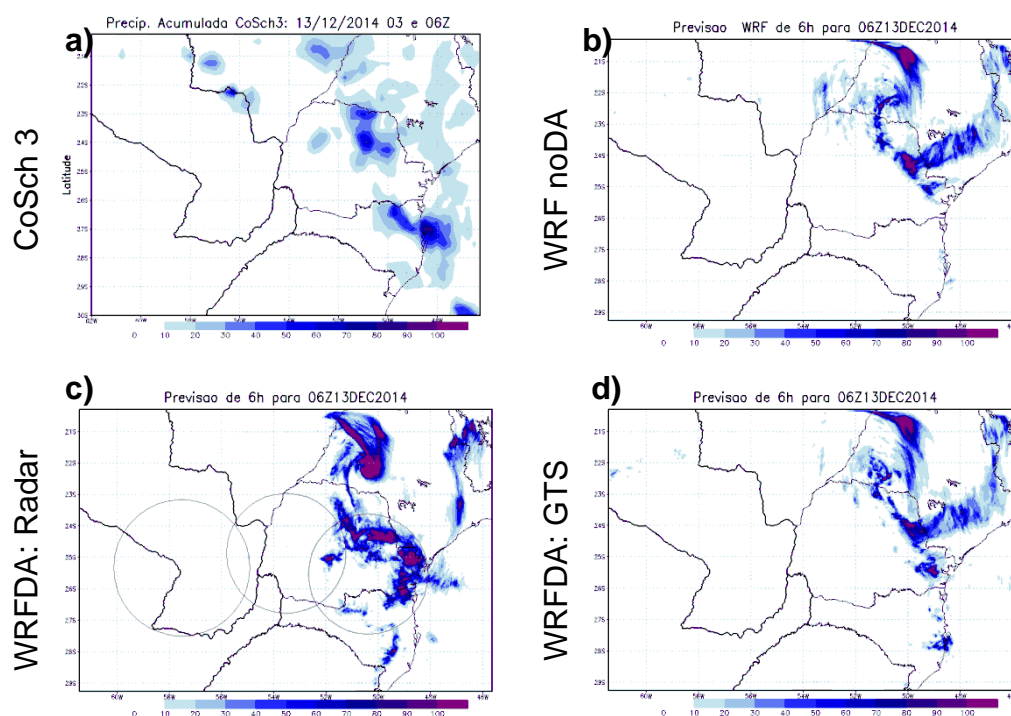


Figura 7.10: Idem a Figura 7.9 para o acumulado das 00 as 06Z do dia 13/12/2014

Nos horários seguintes, o SCM já se dissipou e não atua mais na área de cobertura dos radares.

A partir da previsão de precipitação combinada com a análise dos incrementos é possível supor quais campos tem maior influência na previsão da precipitação, e qual teve maiores incrementos para reposicioná-la.

7.3. Avaliação estatística da previsão de precipitação

A avaliação objetiva do modelo fornece um dado quantitativo sobre o impacto da assimilação de dados no estudo dos SCM e demais sistemas. Para que os índices tenham maior representatividade é importante que se analise o máximo de casos possíveis do tipo de sistema meteorológico precipitante. Assim, é possível avaliar com mais confiabilidade o ganho em realizar a assimilação de dados. Para tal, foram analisados os índices FSS e LRMSE, definidos no tópico 3.6.

Para o Caso 1, e limiar de precipitação de 5 mm em um raio de 10km, o resultado de melhor previsão do posicionamento da previsão variou bastante. Logo na primeira rodada, todas os resultados foram ruins,

porém a ADR ainda obteve um resultado levemente superior. Nas demais rodadas, a AGTS obteve um bom resultado e quase sempre acima do WRF sem assimilação. Na fase bastante intensa do sistema, os valores das rodadas com assimilação de dados foram superiores a rodada sem assimilação de dados na análise. A assimilação do GTS possuiu melhor resultado, com maior FSS na maioria das rodadas, e o WRF obteve o pior desempenho, como pode ser visto na Figura 7.11.

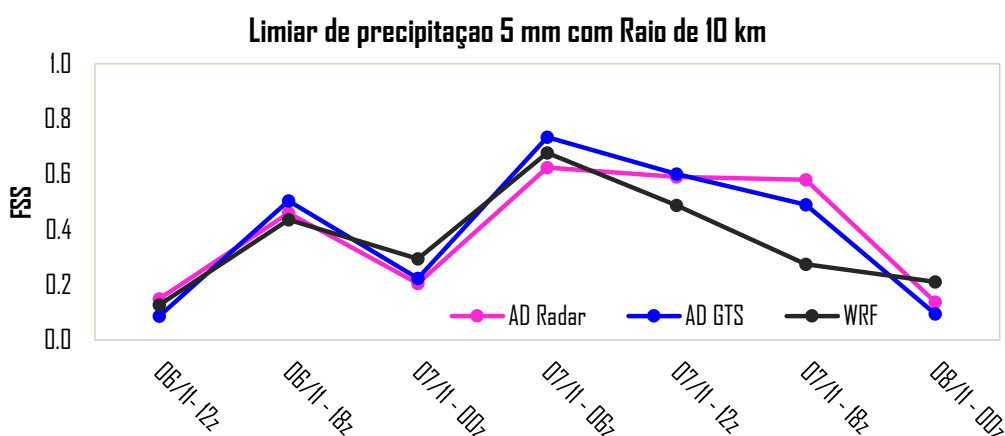


Figura 7.11: Avaliação do índice FSS para o SCM do Caso 1, para o limiar de 5 mm de precipitação em um raio de 10km

A Figura 7.12 mostra o desempenho do modelo em relação a prever a precipitação usando diferentes condições iniciais de previsão. Para esse limiar de 1 mm de precipitação em 20km, o perfil é muito semelhante dos limiares de detecção mostrados da Figura 7.11. Nesse novo limiar, a ADR tem um desempenho superior ao WRF, e na fase mais intensa do sistema, a ADR conseguiu manter o FSS mais elevado, enquanto as demais rodadas tiveram um grande decaimento. A rodada sem assimilação obteve os piores valores, inferior na maioria das rodadas.

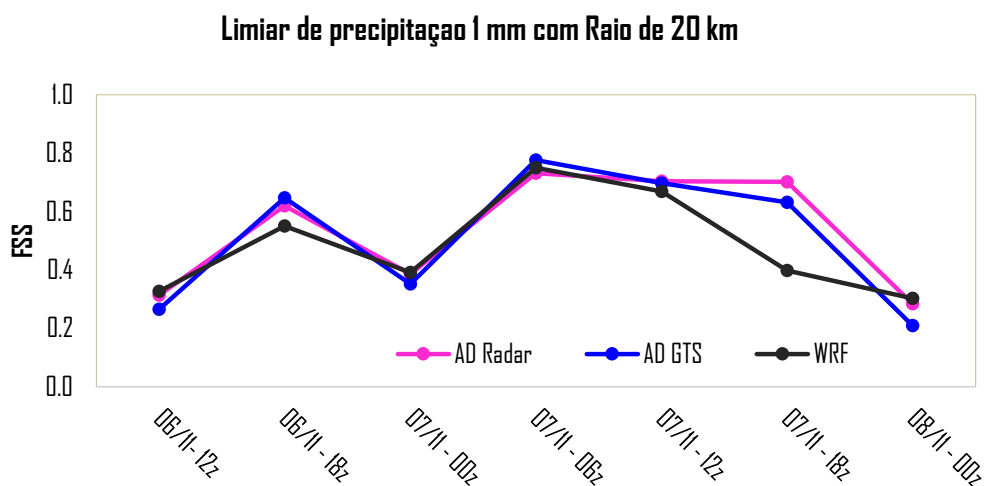


Figura 7.12. Avaliação do índice FSS para o SCM do Caso 1, para o limiar de 1 mm de precipitação em um raio de 20km

Para o Caso 2, foram realizadas as mesmas análises que para o Caso 1. Foram realizadas apenas quatro rodadas, que são mostradas nas Figuras 7.13 e 7.14. Com o limiar de precipitação de 5 mm em um raio de 10km, a ADR ainda mostrou que esteve pelo menos melhor ou superior a previsão rodada sem assimilar nenhum dado. Novamente, ao sistema se intensificar, há um ganho maior no posicionamento do sistema ao se assimilar dados de radar, como é mostrado no horário das 18z do dia 12/12 na Figura 7.13.

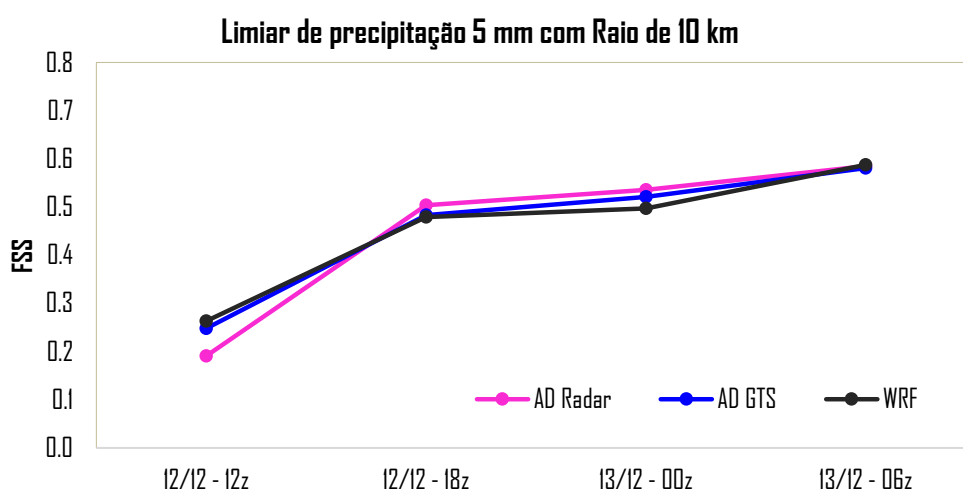


Figura 7.13: Idem a Figura 7.11 para o Caso 2

A Figura 7.14 mostra o FSS para o limiar de precipitação de 1mm e raio de 20 km. Novamente, para o momento logo após a formação do SCM há

um aumento no FSS para a ADR, e o WRF obteve o pior desempenho que as outras duas configurações.

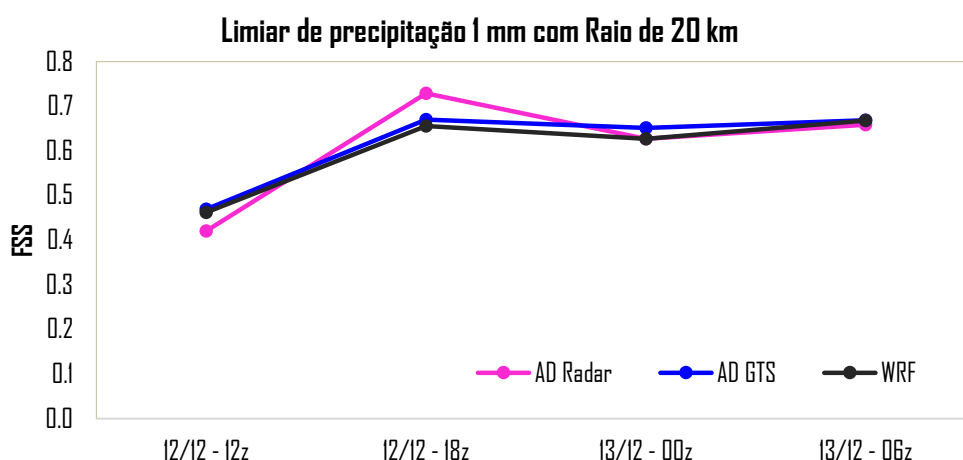


Figura 7.14: Idem a Figura 7.12 para o Caso 2

A partir desses resultados para os SCM analisados, é possível dizer através dos valores de FSS encontrados, que no geral, a ADR melhorou o posicionamento da previsão de 6 horas de precipitação. Houve ganho ao assimilar o radar, ou manteve-se igual ao modelo sem assimilar, mostrando que ao assimilar o radar não há perda, embora algumas rodadas o ganho seja pequeno. Há concordância com os valores encontrados por Vendrasco (2015) para a mesma análise.

Para quantificar o quanto o modelo errou ao prever os valores da precipitação, o LRMSE foi calculado para os dois casos e diferentes limiares usados para o cálculo do FSS. Na Figura 7.15 são mostrados o LRMSE para todas as rodadas realizadas para o caso 1, com o limiar de 5 mm em um raio de 10km (a) e limiar de 1 mm em 20km (b). Até a fase madura do sistema, a ADR possui o maior LRMSE e os menores valores variam entre a AGTS e WRF. Na fase de dissipação as três rodadas tiveram erros muito semelhantes. Nas Figuras 7.15a e b esse comportamento se repete, alterando apenas os valores absolutos do RMSE que para o limiar de 5mm em 10km são mais altos.

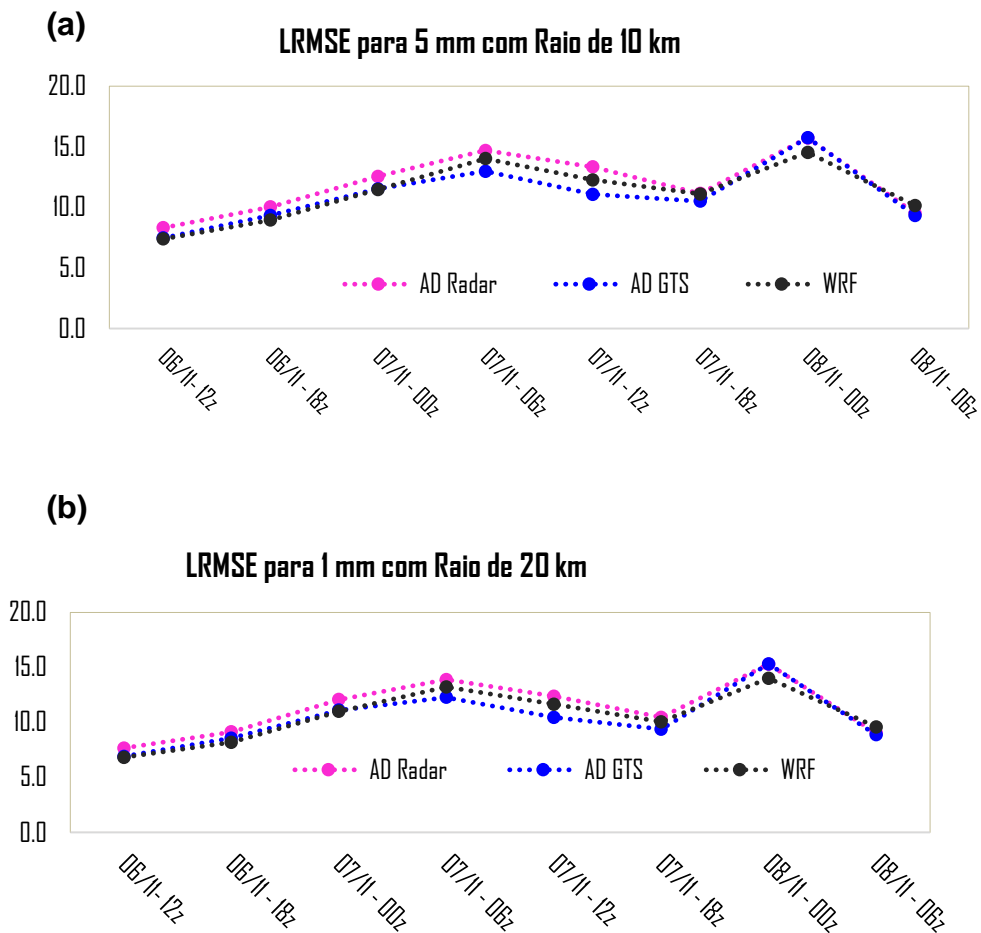


Figura 7.15: LRMSE para o Caso 1 para os limiares de (a) 5mm em 10km, (b) 1mm em 20km.

Na Figura 7.16 é mostrado o LRMSE para todas as rodadas do Caso 2. O perfil novamente se mantém ao longo das rodadas alterando o limiar de precipitação e área. Os valores mais altos de LRMSE são para o limiar de 5mm no raio de 10km (Figura 7.16.a). As rodadas com assimilação de dados de radar possuem o comportamento de erro superior na terceira rodada (13/12 -00Z), horário que os SCM estão já saindo da área de cobertura do radar. Observa-se que comparando a Figura 7.10.c é possível notar a superestimativa da previsão com ADR nesse horário em relação as demais rodadas para o mesmo horário. Esse comportamento fornece um indicativo que a CI gerada pela ADR fez com que modelo previsse um sistema bastante intenso em 6 horas, porém o mesmo não foi observado, indicando a superestimativa que ocorreu em diversas rodadas. Os menores valores do LRMSE são encontrados na rodada que o sistema já está em dissipação.

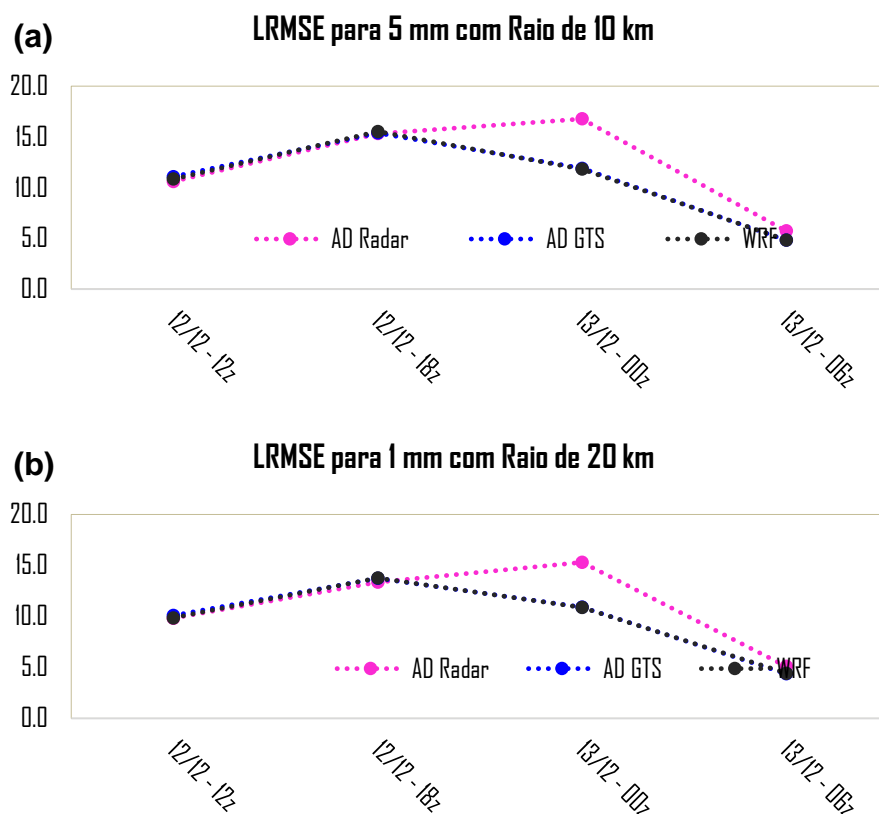


Figura 7.16: LRMSE para o Caso 2 para os limiares de (a) 5mm em 10km, (b) 1mm em 20km

A partir da análise objetiva com o FSS e o LRMSE foi possível comparar as três rodadas para a previsão de precipitação. Nos resultados com baixos valores do FSS o modelo apresentou dificuldades ao prever com os dois limiares e raios.

É importante notar que quando o valor do FSS é baixo, as três configurações de rodada apresentam ele baixo. Isso mostra deficiências que podem estar relacionadas às três análises não terem representado bem a atmosfera. Também, podem estar relacionadas a erros associados ao modelo avançar no tempo realizando a previsão, pois não há mais dados sendo assimilados e mesmo assim o resultado converge para baixa detecção de precipitação nos limiares comparados.

8. ESTRUTURA DOS SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA

O perfil vertical de um SCM pode fornecer grandes informações sobre sua extensão vertical, intensidade e posicionamento. Com dados de todas as elevações do radar é possível compor um campo de pseudo RHI que consiste em um corte em um ângulo azimutal. Esse campo é comparado a cortes do modelo para latitudes ou longitudes fixas, variando apenas no raio de 250 km.

Essa comparação é mostrada para o Caso 1. Os SCMs do Caso 2 foram um conjunto de pequenos SCM, mais fracos e de menor duração, e por isso não serão apresentados. Para o primeiro caso serão analisados os CAPPI e cortes verticais (pseudo-RHI) dos horários das 12z do dia 07/11/2014.

As refletividades estimadas na análise do modelo no nível de 3km (Figura 8.1.b,c,d) foram comparadas com os CAPPI de refletividade em 3km (Figura 8.1.a). A refletividade na análise sem assimilação e com assimilação dos dados de GTS são bastante parecidas, porém a com ADGTS mostra o sistema um pouco atrasado em relação a análise do WRF, no qual ambas reproduzem a refletividade do sistema de maneira semelhante a uma linha de instabilidade (Figura 8.1.b,d). A análise com ADR (Figura 8.1.c) sugere que sejam sistemas separados ao leste e a oeste do Paraná, e no centro do Paraguai.

Dos cortes horizontais de refletividade no plano, o que mais se assemelha ao que foi observado pelo radar é a análise com ADR. Apesar da análise conter o dado do radar mostrado nesse horário, estes campos não são idênticos, pois o CAPPI do radar é uma medida instantânea. Além disso, na refletividade da análise com ADR possui informações das três últimas horas antecedentes as 12z, pois o ciclo compreende dados dos radares das 09, 10, 11 e 12z. Isso justifica as diferenças na refletividade na região central do Paraguai. Na região de CAS o representado pelo modelo se assemelha muito ao campo do CAPPI, embora o modelo não assimile o dado na forma de CAPPI e sim de PPI. O CAPPI é usado para facilitar a

vizualização dos campos da refletividade e este pode possuir erros associados a interporação para uma altura constante.

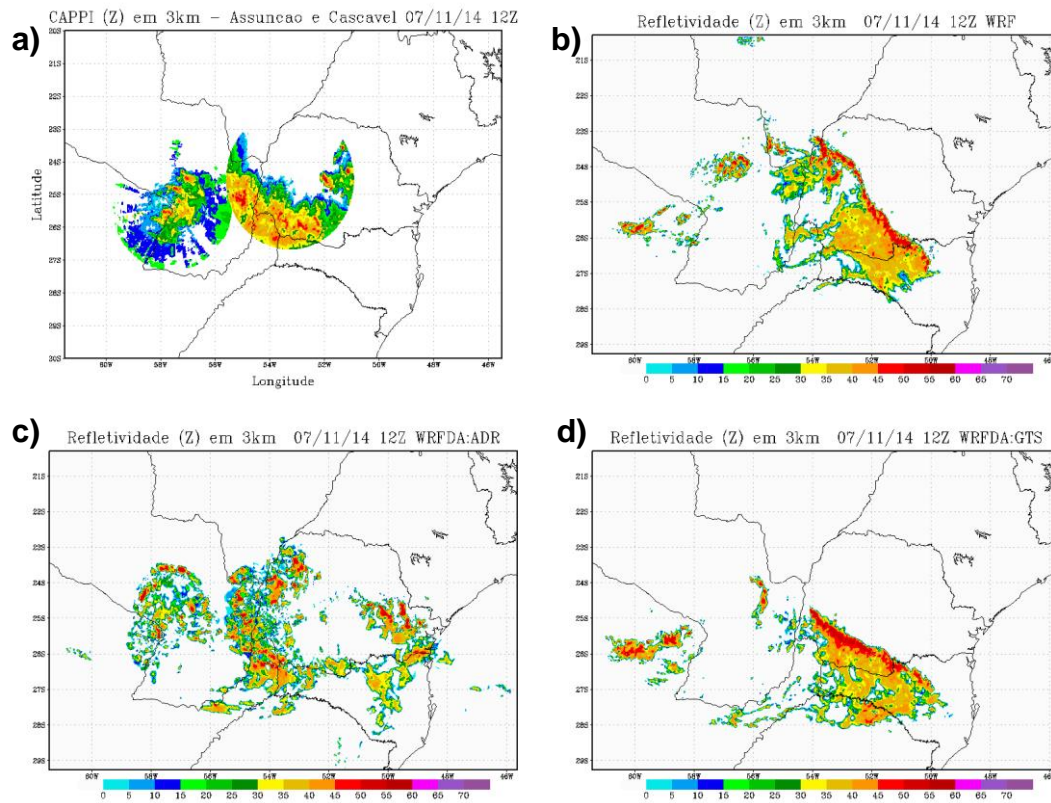


Figura 8.1: Campos de Refletividade em 3km para as 12Z do dia 07 de novembro de 2014. Em (a) são mostrados os CAPPI de ASU e CAS, e as análises do (b) WRF, (c) WRFDA com ADR, e (d) WRFDA com GTS.

Para melhor compreensão dos cortes verticais, o CAPPI mostrado na Figura 8.1.a) é ampliado na Figura 8.2, onde são mostrados os ângulos que foram gerados os pseudoRHI e os cortes verticais no modelo.

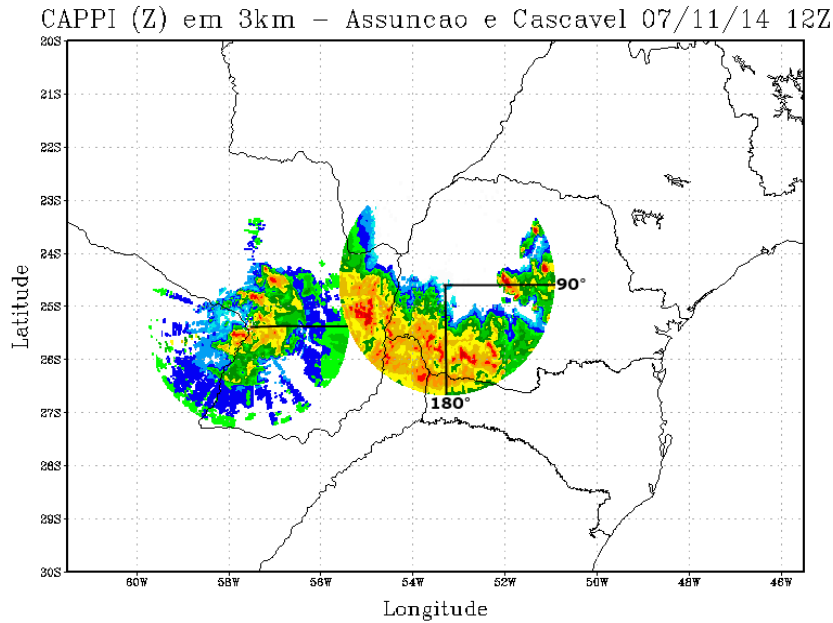


Figura 8.2: CAPPI de ASU e CAS as 12z do dia 07 de novembro de 2014 e os ângulos dos cortes verticais realizados em linhas pretas

Na Figura 8.3.a) é mostrado o corte realizado em 90° de CAS para os dados de radar, e para os dados da análise do modelo foi realizado um corte na latitude fixa de -24.8° (latitude central do radar de CAS). Nesta Figura é possível ver a alta refletividade por volta dos 130 km de distância do radar através do dado medido (Figura 8.3.a). Trata-se de um núcleo convectivo, com alta refletividade no seu interior, que representa muito bem o modelo conceitual de SCM mostrado na revisão bibliográfica de HOUZE (1989) . Na Figura 8.3, o WRF (8.3.b) conseguiu representar bem o sistema para essa célula convectiva, porém a ADR (8.3.c) subestimou o núcleo central e a AGTS subestimou a refletividade(8.3.d). Estas subestimativas podem estar relacionadas a posicionamentos incorretos deste núcleo central no plano, ou seja, ele pode estar bem representado, só que deslocado a alguns graus. Por isso é importante analisar a figura abaixo em conjunto com a 8.1. Com isso, nota-se para o WRF, esse corte passa pela parte mais intensa do sistema (Figura 8.1.b), para a ADR (Figura 8.1.c) o núcleo aparece bastante enfraquecido no nível de 3km, mas sua refletividade máxima está por volta dos 6km.

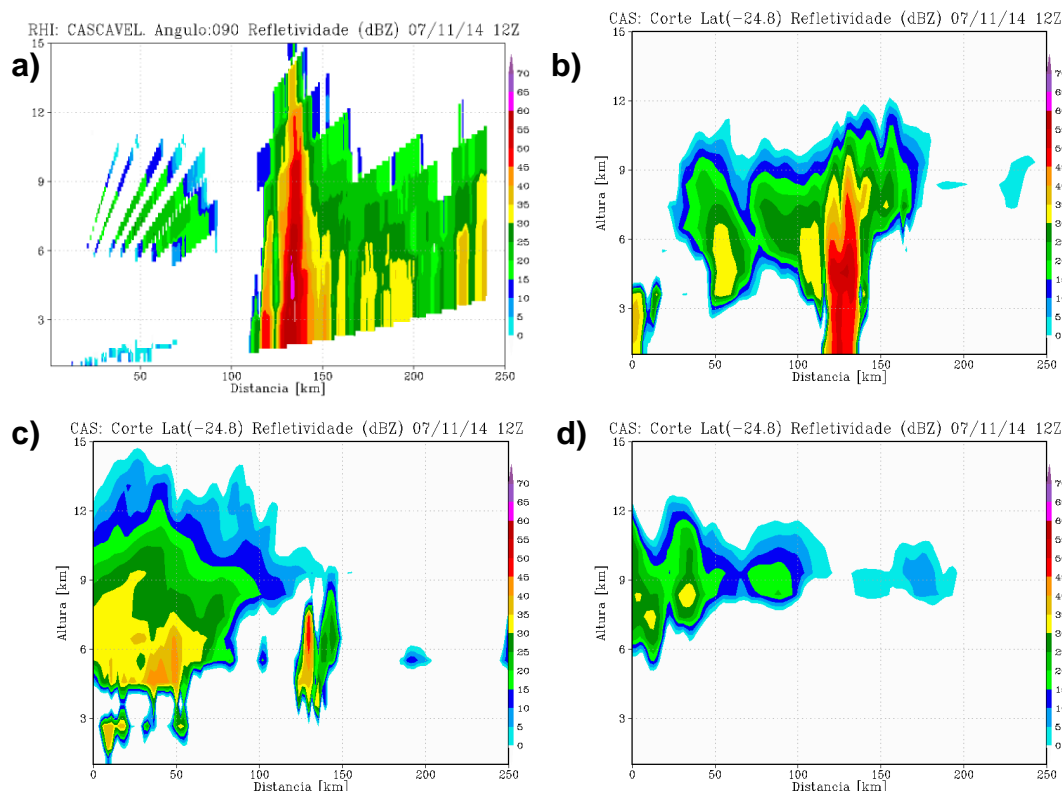


Figura 8.3: Corte vertical de refletividade (a) do Radar, das análises do (b)WRF, (c) WRFDA com ADR e (d) WRFDA com AGTS para o radar de Cascavel - angulo azimutal de 90 ° ou latitude fixa -24.8.

Para o mesmo horário no ângulo azimutal de 180°, a longitude é fixa no centro do radar de CAS e a latitude varia de acordo com o raio de cobertura do radar, para comparação. Neste caso, tem-se um perfil mais suavizado quando comparado ao núcleo de alta refletividade, e observa-se três pequenos núcleos na Figura 8.4.a). O WRF subestimou bastante os valores da refletividade, porém colocou o posicionamento correto de dois dos três núcleos. O campo de refletividade gerado pela ADR no modelo foi o mais realista das três análises, posicionando corretamente os núcleos de alta refletividade e acertando suas intensidades, porém os núcleos principais estão deslocados para a camada entre 4 e 5 km.

A refletividade gerada pela ADGTS (Figura 8.4.d) superestimou muito os valores, inserindo apenas uma célula de grande extensão vertical com perfil convectivo. Quando comparada ao campo planejado em 3km (Figura 8.1.d), verifica-se que este corte capta a região de máximos valores de refletividade na análise com ADGTS, indicando a região mais

convectiva desta análise. O pseudo RHI comprova que análise do GTS não teve um bom desempenho.

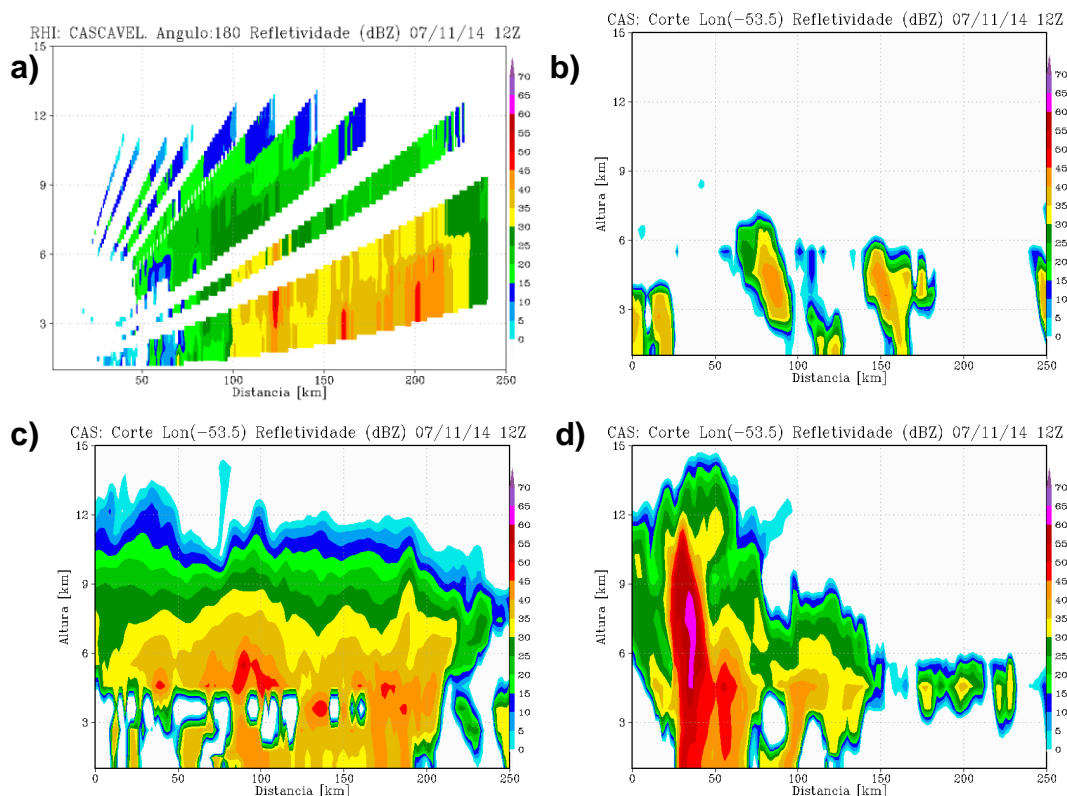


Figura 8.4: Idem a Figura 8.1 para o ângulo de azimute de 180° ou corte com longitude constante de -53,5.

O radar de CAS possui controle de ruídos nos dados, e por isso foram realizados dois cortes verticais para esse horário. Para o radar de ASU foi realizado apenas um corte nesse mesmo horário, para o ângulo de 90°, que é mostrado na Figura 8.5.a). Para a comparação, foram realizados cortes verticais nas análises com a latitude fixa no radar de ASU e longitude variando ao longo do corte, como indicado na Figura 8.2. O corte da análise do WRF não indicou núcleos convectivos nem o WRFDA com o GTS (Figura 8.5.b, d). Já o corte da análise com ADR mostra núcleos bastante intensos, superestimados, mas com uma boa relação espacial e vertical de representação.

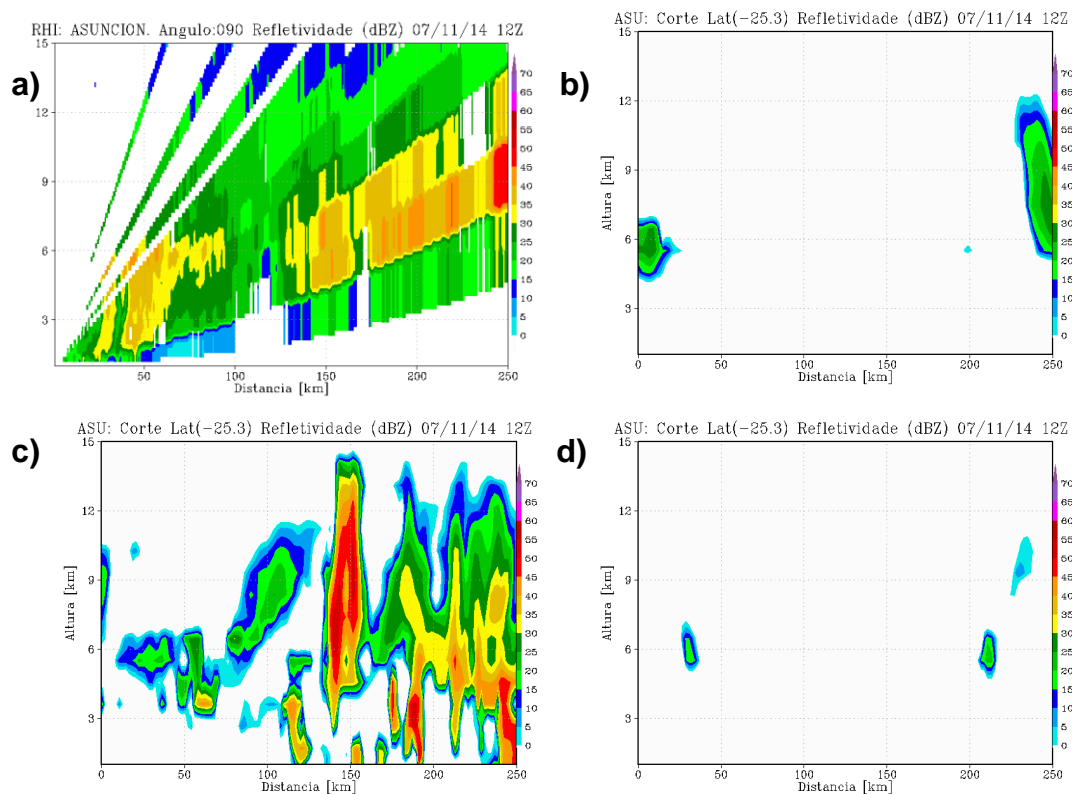


Figura 8.5: Idem a Figura 8.1 para o radar de Assunção para o mesmo dia e horário

Para o SCM analisado, é possível verificar diversas características entre as análises verticais e horizontais do sistema ao representar SCM do Caso 1 através da modelagem. As análises geradas sem a ADR mostraram que o sistema foi posicionado de maneira bastante diferente da observada, o que consequentemente deve resultar em uma previsão errônea. A melhoria no posicionamento do SCM obtida para este SCM deve ser estudada em um número maior de casos para que melhores configurações possam ser definidas.

9. CONCLUSÕES

A análise de dois eventos de SCM e a avaliação do impacto da assimilação de dados dos radares foram realizadas utilizando o modelo WRF. Foram assimilados dados de três radares, dois quais dois no estado do Paraná e um no Paraguai. A partir da assimilação de dados, foi possível realizar uma análise simplificada dos SCMs estudados utilizando resultados do modelo e dados de radar.

O estudo detalhado dos SCMs ocorridos em novembro e dezembro de 2014 e a análise dos resultados das diversas configurações do modelo tem grande importância ao gerar conhecimento de quais são as limitações do WRF e da assimilação de dados de radar para a área de estudo. A partir da análise sinótica, os sistemas meteorológicos atuantes são identificados fornecendo indicativos das condições de tempo de grande escala nos próximos horários, e o diagnóstico de mesoescala também se torna importante na previsão de curto prazo. Aliados a modelagem atmosférica, é possível chegar a uma previsão mais eficiente, de modo que o meteorologista previsor possa identificar erros sistemáticos e persistentes em uma determinada região.

O trabalho consistiu no estudo do impacto da assimilação de dados no modelo WRF, com e sem a inclusão dos dados de radar, com a inclusão de apenas dados convencionais (GTS), e a análise destas configurações de rodada foram comparados para verificar o melhor desempenho dentre os experimentos realizados.

A estimativa de precipitação acumulada em períodos de 3 e 6 horas combinada com dados de superfície de estações telemétricas e estimativas de satélite tiveram fundamental importância para a validação dos resultados da previsibilidade da precipitação associada aos SCMs em curto prazo. Baseada na combinação do IR, MW e estações em superfície para um período de 3 horas apresentou um desempenho estatisticamente superior aos demais métodos para os casos selecionados. Há melhorias tanto no posicionamento dos sistemas como em sua intensidade e este

ganho é mantido apenas na área de influência das estações no CoSch3. O resultado da avaliação indica que o CoSch3 e a correção por adição (CAD) possuem resultados superiores ao 3B42RT. Para que o sucesso se comprove para diversos SCM é necessário realizar a análise e validação em um maior número de casos. Também se torna essencial uma maior cobertura de dados medidos em alta resolução temporal na região, nos demais estados e países vizinhos.

Para ambos os casos foram comparados os perfis verticais de temperatura, razão de mistura de vapor e vento com radiossondagens, e para a assimilação de dados de radar, dados convencionais sem assimilação. Embora a ADR não possua os melhores resultados em todas as etapas dos sistemas quando são comparados os perfis verticais, estas forneceram um bom indicativo do perfil atmosférico de temperatura, diversas vezes melhor representado do que a assimilação apenas de dados convencionais. O modelo sem assimilação possui maiores erros em quase todos os casos e níveis, e possui desempenho ainda pior nos horários de grande atividade do SCM.

Os valores dos incrementos (diferença entre o campo da análise e do *background*) mostraram que a alteração nas análises ocorre com maior intensidade no nível de 3km para a análise da ADR e esses incrementos são ligeiramente restritos ao raio de cobertura do radar. Os incrementos para o nível de 250m são mais intensos para a análise com ADGTS, já que este nível é mais próximo à superfície, onde se concentram a maioria das observações contidas no GTS.

O comparativo em altos e baixos níveis das análises criadas com e sem assimilação de dados mostraram que ao assimilar dados de radar há impacto em todos os níveis da atmosfera. Houve grande variação nos valores de vento e circulação em 850 e 250 hPa. A ADR posicionou melhor o sistema - em função da alteração no campo de razão de mistura integrada na vertical - quando comparada ao posicionamento do sistema na imagem de satélite.

Um dos principais resultados encontrados nesse trabalho consiste na importância da inicialização prévia do modelo, ou seja, a realização de ciclos para um *spinup*, independente se há ou não a assimilação de dados. Com isso foi possível obter uma previsão de precipitação mais realista e superior do que as previsões com inicialização fria (que utilizam o modelo global como condição inicial), confirmando a importância do *spinup* inicial, com no mínimo dois dias (ou 10 ciclos de 6 horas) para que o modelo se estabilize não produza precipitações não realísticas.

A assimilação dos dados de razão de mistura de água de chuva (a partir da refletividade) e de vento radial produziram modificações representativas nas análises de altos e baixos níveis, bem como no perfil vertical do modelo. Consequentemente esta diferença na nova condição inicial se propagou durante a previsão. A previsão utilizando ADR apresentou um campo de precipitação mais semelhante ao observado e obteve os melhores resultados ao posicionar os núcleos de precipitação intensa, mostrando a importância e o ganho ao assimilar os dados de radar. As alterações no campo de precipitação em geral ficaram restritas à área de cobertura dos dados de radar.

A avaliação estatística provou que a previsão utilizando a ADR obteve os melhores resultados ao posicionar os núcleos de precipitação intensa, porém com maior erro de magnitude associado, indicando superestimativa em alguns valores. Através dos valores de FSS encontrados, que no geral, a ADR melhorou o posicionamento da previsão de 6 horas de precipitação. Houve ganho ao assimilar o radar, ou manteve-se igual ao modelo sem assimilar, mostrando que ao assimilar o radar não há perda, embora em algumas rodadas o ganho seja pequeno. Mais casos precisam ser analisados para afirmar com grande confiabilidade as hipóteses citadas.

Devido a maior duração e abrangência espacial no domínio do estudo dos SCM atuantes no período do Caso 1, de 6 a 8 de novembro de 2014, na região do sul do Brasil e Paraguai, este caso foi o centro dos estudos. Comparando a refletividade gerada pelo modelo e o CAPPI do radar, a

rodada com ADR obteve melhor relação espacial do SCM observado pelo radar.

O estudo de dois casos é útil para analisar as características em comum e possíveis erros recorrentes na previsão determinística de precipitação, embora não seja suficiente para generalizar para todos os SCM. Além disso, adicionar as estimativas de precipitação a cada 3 horas do TRMM com dados observados de superfície a fim de melhor comparativo com a precipitação prevista pelos modelos estudados. Com isso, foi possível estudar a previsibilidade da precipitação gerada com pelos SCMs, e as estruturas verticais e horizontais no estágio maduro do sistema, bem como analisando de maneira superficial a gênese e dissipação do SCM, fazendo uso de modelagem e de dados de radar.

9.1. Sugestões para trabalhos futuros

Como proposta de continuidade deste trabalho, alguns estudos relevantes podem ser considerados:

- Estudos futuros que visem aplicar e validar o esquema de combinação para as estimativas de precipitação por satélite utilizando o GPM e após os ajustes necessários torná-lo operacional em centros de monitoramento de desastres naturais, a fim de analisar as bacias hidrográficas da área.
- Estudos relacionados a quantidade de ciclos de assimilação necessárias para obter-se o maior ganho na previsão que possam ajudar a definir padrões que possam ser implementados operacionalmente.
- Testes com diversas configurações de *spinup* devem ser realizados, a fim de buscar uma maneira de que as características da escala sinótica estejam presentes no modelo de mesoescala, porém que este seja capaz de corrigir os erros de grande escala.
- Outro tema que ainda é pouco difundido é a assimilação das variáveis polarimétricas do radar, que pode especificar o tipo de

hidrometeoro na análise gerada pelo método 3D-VAR pelo WRFDA.

- Ponderar a influência dos dados de radar de acordo com a distância do dado até o radar pode diminuir ruídos relacionados a atenuação do radar (o que depende do comprimento de onda do radar) para aumentar a confiabilidade da análise com assimilação para realizar a previsão. Ainda é necessário realizar testes inserindo pesos relacionados ao tamanho do beam do radar.
- Testes com diferentes parametrizações de microfísica, já que este fator tem grande impacto nos valores da precipitação, e não em seu posicionamento.
- Utilizar um novo conjunto de dados para gerar novas análises, pois, os dados convencionais presentes no GTS não foram todos disponíveis para a região, bem como também futuramente assimilar dados de radiância.
- Alterações na resolução vertical e horizontal do modelo podem ter resultados importantes ao descrever melhor a atmosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARKER, D. et al. The weather research and forecasting model's community variational/ensemble data assimilation system: WRFDA. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 6, p. 831-843, 2012.
- BENETI, C. A. A. **Caracterização hidrodinâmica e elétrica de sistemas convectivos de mesoescala**. 2012. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-18122012-190417/>>. Acesso em: 2015-10-01.
- CALHEIROS, A. J. P. **Propriedades radiativas e microfísicas das nuvens continentais: uma contribuição para a estimativa da precipitação de nuvens quentes por satélite**. 2013. 202 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/10.07.19.43-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil. 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3Euu6BS>>. Acesso em: 2016-02-19.
- CALVETTI, L.; BENETI, C.; ZANDONÁ, C. W. Sistema integrado de análise e visualização de dados de radar meteorológico Doppler. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu, PR. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002.
- CORFIDI, S. F. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs. **Weather and forecasting**, v. 18, n. 6, p. 997-1017, 2003.
- COTTON, W. R.; BRYAN, G.; VAN DEN HEEVER, S. C. **Storm and cloud dynamics**. Academic press, 2011.
- CRAIG, G. C.; KEIL, C.; LEUENBERGER, D. Constraints on the impact of radar rainfall data assimilation on forecasts of cumulus

convection. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, n. 663, p. 340-352, 2012.

CUSTÓDIO, M. A.; HERDIES, D. L. O Jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes: um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1994, Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1994. p. 617-619.

DOSWELL III, C. A. Severe convective storms—an overview. In: _____. **Severe convective storms**. American Meteorological Society, 2001. p. 1-26

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

DUDHIA, J. A history of mesoscale model development. Asia-Pacific **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 1, p. 121-131, 2014.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. **A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America**. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 3, p. 418-431, 2010.

DURKEE, J. D.; MOTE, T.L.; SHEPHERD, J. M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 17, p. 4590-4605, 2009.

FALCK, A. S., MAGGIONI, V., TOMASELLA, J., VILA, D. A., DINIZ, F. L. Propagation of satellite precipitation uncertainties through a distributed hydrologic model: a case study in the Tocantins–Araguaia basin in Brazil. **Journal of Hydrology**, 527, 943-957. 2015.

FERREIRA, R. Nieto; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 961-973, 2003.

HERDIES, D.L.; A. DA SILVA, SILVA DIAS, M.A.F; NIETO FERREIRA, R. The Moisture Budget of the Bimodal Pattern of the Summer Circulation over South America. **J. Geophys. Res.**, 107, 42-1 – 42-10. 2002

HONG, S. Y.; LIM, J. O. J. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). **J. Korean Meteor. Soc.**, v. 42, p. 129–151, 2006.

HONG, S. Y.; LIM, K. S. S. **The WRF DoubleMoment Cloud Microphysics Scheme (WDM)**. 2009. Disponível em: <<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2009/presentations/5B06.pdf>> Acesso em: 2016-01-02.

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n.4, 2004.

HUFFMAN, G. J. et al. **Analysis of TRMM 3-hourly multi-satellite precipitation estimates computed in both real and post-real time**. Greenbelt, MD: NASA/GSFC, 2002.

INOUE, R. T. **Impacto da assimilação de dados observacionais no prognóstico de tempo com o modelo WRF**. 2014. Dissertação (Mestrado em Métodos Numéricos em Engenharia) – Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba, 2014.

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge university press, 2003.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118-133, 1974.

LAING, A. G.; FRITSCH, J. The global population of mesoscale convective complexes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 538, p. 389-405, 1997.

LIM, K. S. S; HONG, S. Y. Development of an effective doublemoment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei

(CCN) for weather and climate models. **Monthly weather review**, v. 138, n. 5, p. 1587-1612, 2010.

LIN, C. et al. Precipitation forecast skill of numerical weather prediction models and radar nowcasts. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 14, 2005.

MACEDO, L. R. **O impacto do uso da técnica de assimilação de dados 3DVAR nos prognósticos do modelo WRF**. 2014. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, 2014.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374-1387, 1980.

MICHALAKES, J.; DUDHIA, J.; GILL, D.; HENDERSON, T.; KLEMP, J.; SKAMAROCK, W.; WANG, W. The weather research and forecast model: software architecture and performance. In: ECMWF WORKSHOP ON THE USE OF HIGH PERFORMANCE COMPUTING IN METEOROLOGY, 11., Reading, UK. **Proceedings...** Reading: ECMWF, 2004. p. 29.

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

PARRISH, D. F.; DERBER, J. C. The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 8, p. 1747-1763, 1992.

REICHLE, R. H. **Data assimilation methods in the Earth sciences. Advances in Water Resources**, v. 31, n. 11, p. 1411-1418, 2008.

RINEHART, R. E. **Radar for Meteorologists** I. 1991.

ROBERTS, N.; LEAN, H. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 78–97, 2008

ROZANTE, J.; MOREIRA, D., DE GONCALVES, L.; VILA, D. Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885-894, 2010.

SAKAMOTO, M. S. **Mesoscale convective systems observed in subtropics of South America during SALLJEX**. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

SCAGLIONI, T. P. **Atividade convectiva do sul da América do Sul**. 2006. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas, Rio Grande do Sul, Pelotas, 2006

SILVA DIAS, M. A. F. Complexos convectivos de mesoescala sobre a região sul do Brasil. **Climanálise Especial**, v. 1, p. 173-179, 1996.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF version 3**. National Center for Atmospheric Research, 2008. 125 p. NCAR TECHNICAL NOTE.

SOKOL, Z. Assimilation of extrapolated radar reflectivity into a NWP model and its impact on a precipitation forecast at high resolution. **Atmospheric Research**, v. 100, n. 2, p. 201-212, 2011.

STANSKI, H.R.; WILSON, L.J.; BURROWS, W.R. **Survey of common verification statistics in meteorology**. WMO/TD n. 358, 114 p 1989.

SUN, J.; CROOK, N. A. Dynamical and microphysical retrieval from doppler radar observations using a cloud model and its adjoint: I. model development and simulated data experiments. **J. Atmos. Sci.**, v. 54, 1997.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VENDRASCO, E. P. **The impact of radar data assimilation in the short-range forecast.** 2015. 208 p. (sid.inpe.br/mtc-m18/2015/04.30.17.42-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil. 2015. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3JDJQU2>>. Acesso em: 2016-02-19.

VILA, D. A.; GONÇALVES, L. G. G.; TOLL, D. L.; ROZANTE, J. R. Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 10, n. 2, p. 533-543, 2009.

WANG, H.; SUN, J.; FAN, S.; HUANG, X.-Y. Indirect assimilation of radar reflectivity with WRF 3d-var and its impact on prediction of four summertime convective events. **J. Appl. Meteor. Climat.**, v. 52, p. 889–902, 2013.

WARNER, T. T, **Numerical weather and climate prediction.** Cambridge University Press, 2011.

XIAO, Q.; SUN, J. Multiple-radar data assimilation and short-range quantitative precipitation forecasting of a squall line observed during IHOP 2002. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 10, p. 3381-3404, 2007.

ZHU, L.; WAN, Q.; SHEN, X.; MENG, Z.; ZHANG, F.; WENG, Y.; YUE, J. Prediction and predictability of a high-impact Western Pacific landfalling tropical cyclone Vicente (2012) through convection-permitting ensemble assimilation of doppler radar velocity. **Monthly Weather Review**, v. 144, p. 21–43, 2016.