

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFISICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFERICAS

SERGIO DANIEL MÉNDEZ GAONA

**CARACTERIZAÇÃO DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NA  
BACIA DO LA PLATA**

SÃO PAULO

2015

SERGIO DANIEL MENDEZ GAONA

# **Caracterização de Sistemas Convectivos de Mesoescala na Bacia do la Plata**

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia,  
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de  
São Paulo para obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia

**Área de Concentração:** Meteorologia

**Orientador:** Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível  
na Unidade

São Paulo, 2015

*À minha família.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus, pela iluminação e bênção em todos os momentos da minha vida.

Ao Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho, pelo continuo interesse, disponibilidade, incentivo, amizade e confiança durante a duração do mestrado.

Aos meus pais, Bernardo e Nilda pelo apoio incondicional e a motivação constante de alcançar as metas da vida.

Aos meus colegas da turma do IAG-USP Mario Eduardo, Alexandre, Marcos, Natalia, Ana Maria, Eliza, Franciane, Caio. Em especial ao meu caro amigo Mario pelas incontáveis ajudas com os problemas informáticos.

Ao Cesar Soares pela ajuda constante com os scripts.

A Facultad Politecnica da Universidad Nacional de Asunción, em nome do Decano Prof. Msc. Abel Bernal Castillo e o Prof. Msc. Benjamín Grassi, pelo apoio financiero e motivacional para a conclusão da pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado e pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa.

Ao IAG-USP pela oportunidade de realização do mestrado.

Aos funcionários do IAG-USP pela ajuda e interesse constante.

A todos os colegas da Pos-Graduação do Departamento de Ciências Atmosféricas, pela amizade, companheirismo e amizade.

A meus irmãos Fernando e Carlos, minha cunhada Larissa, pela motivação constante e apoio incondicional.

Aos meus colegas e amigos da FP-UNA pelo conhecimento e incentivo profissional. Em especial aos meus amigos José, Javier e Verônica.

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>IV</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>VII</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>X</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS.....</b>	<b>XI</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>XIII</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>XIV</b>
<b>1- Introdução e Revisão Bibliográfica.....</b>	<b>1</b>
1.1- Sistemas Convectivos de Mesoescala na Bacia do La Plata.....	1
1.2- Relação dos Jatos com os Sistemas Convectivos de Mesoescala.....	3
1.2.1- Jato de Altos Níveis.....	3
1.2.2- Jato de Baixo Níveis.....	5
1.2.3- Função dos Jatos no desenvolvimento dos Sistemas Convectivos de Mesoescala.....	6
1.3- Objetivos.....	8
1.3.1- Objetivo Geral.....	8
1.3.2- Objetivos Específicos.....	8
<b>2. Metodologia.....</b>	<b>9</b>
2.1- Descrição do CMORH.....	9
2.2. Diagramas Longitude – Tempo (Hovmoller).....	11
<b>3. Resultados.....</b>	<b>14</b>
3.1. Análise estatística.....	14
a) Análise de deslocamento e duração.....	14

b) Estatística de velocidade de fase zonal.....	16
3.2. Exemplos de padrões de sistemas de precipitação.....	19
3.2.1. Primavera.....	19
3.2.2. Verão.....	22
3.2.3. Inverno.....	24
3.3. Estudos de caso.....	26
3.3.1. Episódio de 16/10/2004.....	26
3.3.2. Episódio de 11/02/2004.....	33
3.3.3. Episódio de 17/02/2004.....	39
3.4. Acumulado de chuva nos anos 2003 e 2004.....	44
3.5. Características dos sistemas de longa e curta duração...	45
<b>4. Conclusões.....</b>	<b>51</b>
<b>5. Referencias Bibliográficas.....</b>	<b>53</b>

## LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1.1. Trajetórias do centro geométrico de complexos convectivos de mesoescala. (Guedes e Silva Dias, 1984).....3
- Fig. 1.2. Orientações do vetor **Q** para a entrada de um jato em níveis superiores. As linhas tracejadas apresentam isotermas, para o hemisfério Sul. (Adaptado do Holton, 2004).....4
- Fig. 1.3. Diagrama esquemático dos elementos relevantes do transporte de umidade em América do Sul. Setas azuis e verdes apresentam o transporte de umidade desde os trópicos e o Oceano Atlântico, respectivamente. (Vera et al 2006).....7
- Fig. 1.4. Esquema idealizado do acoplamento do jato de altos níveis e o jato de baixos níveis para a formação de complexos convectivos de mesoescala.....8
- Fig. 2.1. Topografia de América do Sul, domínio espacial da área de estudo (retângulo branco) na bacia do La Plata entre as latitudes de -20° até -35°, e longitude de -80° até -35°.....9
- Fig. 2.2. Esquema do processo de CMORPH. Observações de microondas passivos (A) separadas por espaços sem observações são representadas por as colunas da esquerda e a direita (B); períodos de tempos perdidos são preenchidos através da interpolação espacial e temporal (C), o *morphing*, dos valores observados utilizando o campo de movimento de nuvens no canal infravermelho. UTC hora universal. (De pereira, 2010).....10
- Fig. 2.3. Exemplo de diagrama Hovmoller de dados de radar de taxa de precipitação com ajustes de autocorrelações superpostas. Uma função coseno-retangular (apresentado em (c)) é mostrado em tempo-longitude até que é maximizada ao longo dos eixos mostrados. (a) Autocorrelações para velocidade de fase. (b) Autocorrelações para deslocamento e duração. (Carbone, 2002).....12
- Fig. 3.1. Distribuição de frequências de duração (a) e comprimento (b) dos sistemas precipitantes na Bacia do La Plata. Sistemas com curta duração e curto comprimento têm maior ocorrência que sistemas de longa duração e longo comprimento.....15
- Fig. 3.2. Diagrama de dispersão de duração (horas) e deslocamento (km) dos sistemas precipitantes. A linha cinza apresenta a linha de regressão linear. As linhas pretas contínuas apresentam as velocidades de fase zonal em  $m s^{-1}$ .....16
- Fig. 3.3. Diagrama de dispersão do comprimento (km) e velocidade de fase ( $m s^{-1}$ ) dos sistemas atuantes na bacia do La Plata.....17

Fig. 3.4. a) Distribuição de freqüências de longitudes iniciais dos SCMs na Bacia do Prata para os meses de setembro até dezembro. b) Distribuição de freqüências dos horários iniciais dos SCMs na Bacia do Prata para os meses de setembro até dezembro.....	18
Fig. 3.5. Diagrama Hovmoller para a) 1-15 outubro de 2004, e b) 16 -31 de outubro de 2004, nas latitudes fixas de -20° e -35°, entre as longitudes -80° e -25°, a partir dos dados do CMORPH. As cores a direita apresentam a intensidade da precipitação em mm hr <sup>-1</sup> .....	21
Fig. 3.6. Diagrama Hovmoller para a) 1-14 de fevereiro de 2004, e b) 15 -28 de fevereiro de 2004, nas latitudes fixas de -20° e -35°, entre as longitudes -80° e -25°, a partir dos dados do CMORPH. As cores a direita apresentam a intensidade da precipitação em mm hr <sup>-1</sup> .....	23
Fig. 3.7. Diagrama Hovmoller para a) 1-11 de agosto de 2004, e b) 12-20 de agosto de 2004, nas latitudes fixas de -20° e -35°, entre as longitudes -80° e -25°, a partir dos dados do CMORPH. As cores a direita apresentam a intensidade da precipitação em mm hr <sup>-1</sup> .....	25
Fig. 3.8. Diagrama Longitude-Tempo para o dia 15 até 21 de outubro de 2004 nas latitudes fixas de -20° e -35°, entre as longitudes -80° e -25°, a partir dos dados do CMORPH. As cores a direita apresentam a intensidade da precipitação em mm hr <sup>-1</sup> ....	27
Fig. 3.9. Sequência de chuva acumulada a cada 3 horas pelo CMORPH. a) 21z 15/10, b) 03z 16/10, c) 09z 16/10, d) 15z 16/10, e) 21z 16/10, f) 03z 17/10, g) 09z 17/10, h) 15z 17/10. ....	28
Fig. 3.10. a) Pressão reduzida ao nível do mar para o dia 16 de outubro de 2004 as 00Z. b) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 850 hPa as 00z do dia 16 de outubro. c) Altura geopotencial em metros no nível de 500 hPa as 00z. d) Campo do vento em 200 hPa e respectivas isotacas para o dia 16 de outubro de 2012 as 00z.....	30
Fig. 3.11. . Diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem de 16 de outubro de 2004 as 12Z (Resistencia-Argentina). A linha continua preta à esquerda corresponde ao perfil de Td e à direita T. As barbelas de vento a direita representam o perfil vertical de vento.....	31
Fig. 3.12. Chuva acumulada entre os dias 15 e 18 de outubro de 2004 pelo CMORPH. A escala de cores indica o acumulado de chuva em milímetros. Latitudes e longitudes são indicados no mapa.....	32
Figura 3.13. Diagrama Hovmoller de chuva acumulada pelo CMORPH no período de 11 de fevereiro até 18 de fevereiro de 2004.....	33

Fig. 3.14. Sequência de chuva acumulada a cada 3 horas pelo CMORPH. a) 00z 12/02, b) 12z 12/02, c) 00z 13/02, d) 12z 13/02, e) 00z 14/02, f) 12z 14/02, g) 00z 15/02, h) 12z 15/02.....34

Figura 3.15. 12 de fevereiro de 2004 as 12Z. a) pressão reduzida ao nível do mar b) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 850 hPa c) Altura geopotencial no nível de 500 hPa d) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 250 hPa.....35

Fig. 3.16. . Diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem de 12 de fevereiro de 2004 as 12Z (Resistencia-Argentina). A linha continua preta à esquerda corresponde ao perfil de Td e à direita T. As barbelas de vento a direita representam o perfil vertical de vento.....37

Fig. 3.17. Chuva acumulada entre os dias 11 e 16 de fevereiro de 2004 pelo CMORPH. A escala de cores indica o acumulado de chuva em milímetros. Latitudes e longitudes são indicadas no mapa.....38

Figura 3.18. Diagrama Hovmoller de chuva acumulada pelo CMORPH no período de 16 de fevereiro até 18 de fevereiro de 2004.....39

Fig. 3.19. Sequência de chuva acumulada a cada 6 horas pelo CMORPH. a) 12z 16/02, b) 18z 16/02, c) 00z 17/02, d) 06z 17/02, e) 12z 17/02, f) 18z 17/02, g) 00z 18/02, h) 06z 18/02.....40

Fig. 3.20. 17 de fevereiro de 2004 as 00Z. a) pressão reduzida ao nível do mar b) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 850 hPa c) Altura geopotencial no nível de 500 hPa d) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 250 hPa.....41

Fig. 3.21. . Diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem de 16 de fevereiro de 2004 as 12Z (Resistencia-Argentina). A linha continua preta à esquerda corresponde ao perfil de Td e à direita T. As barbelas de vento à direita representam o perfil vertical de vento.....43

Fig. 3.22. Chuva acumulada entre os dias 16 e 18 de fevereiro de 2004 pelo CMORPH. A escala de cores indica o acumulado de chuva em milímetros. Latitudes e longitudes são indicadas no mapa.....44

Fig. 3.23. Acumulado de chuva anual em milímetros para os anos 2003 (a) e 2004 (b) calculado pelo CMORPH. Longitudes, latitudes e escala de cores estão indicados.....45

Fig. 3.24. a) Campo de vento em 200 hPa ( $m s^{-1}$ ), b) campo de vento em 850 hPa ( $m s^{-1}$ ), c) Temperatura do ar em 850 hPa (K) e d) umidade específica em 925 hPa ( $kg kg^{-1}$ ) para 10 sistemas de longa duração que começaram ao leste das Cordilheira dos Andes. Longitudes, latitudes e escala de cores estão indicados.....46

Fig. 3.25. a) Campo de vento em 200 hPa ( $m s^{-1}$ ), b) campo de vento em 850 hPa ( $m s^{-1}$ ), c) Temperatura do ar em 850 hPa (K) e d) umidade específica em 925 hPa ( $kg kg^{-1}$ ) para 10 sistemas de curta duração que começaram ao leste das Cordilheira dos Andes. Longitudes, latitudes e escala de cores estão indicados.....47

Fig. 3.26. Perfil vertical do a) vento zonal  $m s^{-1}$ , b) vento meridional  $m s^{-1}$ , c) umidade específica  $g kg^{-1}$ . d) Campo de vento em 200 hPa  $m s^{-1}$ , e) umidade específica em 925 hPa  $g kg^{-1}$ , f) campo de vento em 850 hPa  $m s^{-1}$ , para os meses de setembro até novembro de 2003 e 2004. Longitudes, latitudes e escala de cores estão indicados....49

### LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação dos sistemas precipitantes em função ao deslocamento.....14

Tabela 2. Características dos SCMs com deslocamentos maiores a 2000 km na primavera do ano 2004.....20

## LISTA DE ABREVIATURAS

**°C** Grado Celsius

**AMSR-E** Advanced Microwave Scanning Radiometer

**AMSU** Advanced Microwave Sounding Unit

**CAPE** Energia Potencial Disponível para a Convecção

**CCM** Complexo Convectivo de Mesoescala

**Cmorph** Cpc – Morphing

**CPC** Climate Prediction Center

**E** Leste

**EOS** Earth Observing System

**Fig** Figura

**hPa** Hectopascals

**Hr** hora

**IV** Infra Vermelho

**J** Joule

**JBN** Jato de Baixos Níveis

**JST** Jato Sub Tropical

**km** quilometro

**LI** Indice de levantamento

**m** metro

**mm** milimetro

**N** Norte

**NCAR** National Center for Atmospheric Research

**NCEP** National Centers for Environmental Prediction

**OMM** Organização Meteorologica Mundial

**PMW** Passive micro Wave

**S** Sul

**SALLJEX** South American Low Level Jet Experiment

**SCM** Sistema Convectivo de Mesoescala

**SSMI** Special Sensor Microwave Imager

**T** Temperatura do Ar

**Td** Temperatura do ponto de orvalho

**TMI** TRMM Microwave Imager

**TRMM** Tropical Rainfall Measuring Mission

**U** velocidade do vento zonal

**UTC** Universal Time Coordinate

**W** Oeste

## RESUMO

Mendez, Sergio. **Caracterização de Sistemas Convectivos de Mesoescala na Bacia do La Plata**. 2015. 72 f., Dissertação – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Diversos sistemas de precipitação afetam a região da Bacia do La Plata (centro e norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e região sul do Brasil) durante todo o ano, entre eles se encontram sistemas de pequena, média e grande duração e deslocamento. Entre janeiro de 2003 e dezembro 2004 foram encontrados 1654 que produziram algum tipo de chuva detectada pelo CMORPH, entre eles encontram-se chuvas produzidas pela convecção diurna, frentes frias, e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) de longa duração que se deslocam para leste produzindo intensas precipitações e são de vital importância para o balanço hídrico na Bacia do La Plata. A distância percorrida por alguns desses sistemas vai desde 2000 até 4000 km e a duração até 100 horas. O mecanismo de formação dos SCMs em termos de condições dinâmicas está ligado ao acoplamento do jato de baixos níveis no nível de 850 hPa, que se encontra ao leste das cordilheiras dos Andes, e a entrada equatorial ou saída polar do Jato subtropical no nível de 200 hPa, produzindo assim uma região de convergência de ar quente e úmido em níveis baixos e divergência em níveis altos de atmosfera, produzindo uma circulação direta, e convecção profunda. Desde o ponto de vista termodinâmico, encontra-se uma atmosfera valores de CAPE maiores a  $1200 \text{ J kg}^{-1}$  e umidade específica em superfície maior a  $14 \text{ g kg}^{-1}$ . Estudos de casos foram feitos com dados do Reanalysis do NCEP/NCAR e estimativas de chuva do CMORPH, com ajuda de diagramas longitude-tempo (Hovmoller). As condições sinóticas durante a atuação dos episódios foram favoráveis para a formação de sistemas de grande escala, com a atuação de jato de baixos níveis e dos jatos de altos níveis em fase. Também foram analisadas as condições sinóticas de episódios de curta duração, mostrando que os jatos da baixa e alta troposfera não se encontraram em fase. Desde o ponto de vista hidrológico, os sistemas de longa duração deixam uma grande quantidade de precipitação, acumulados de chuva maiores a 180 mm em uma grande região de influência do sistema.

## ABSTRACT

Mendez, Sergio. **Characterization of Meso-scale Convective Systems in the Basin of La Plata**. 2015 72 f., Dissertation. Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences.

Many systems of precipitation affects La Plata Basin area (center and north of Argentina, Paraguay, Uruguay and south of Brazil) all over the year, among these can be found systems such as short, medium and long duration and displacement. Between January of 2003 and december of 2004 were found 1654 systems that produces some sort of precipitation detected by CMORPH, among them were found precipitations produced by diurnal convection, cold fronts, and Meso-scale Convective Systems to long duration that moves eastward producing heavy precipitations who are very important for the water balance in the La Plata Basin. Some of these systems displace 2000 km to 4000 km of distance, with duration of 100 hours. The formation mechanism of the MCS from the point of view of atmospheric dynamics is associated to the Low Level Jet, on the east of the Andes Mountains, and the equatorial entrance or the polar outflow to the subtropical Jet, producing a convergence zone to warm and moist air in lows levels and divergence in high levels to the atmosphere, making a direct circulation, and deep convection. From the thermodynamics point of view, it was found CAPE values greater than  $1200 \text{ J kg}^{-1}$  and specific humidity at surface greater than  $14 \text{ g kg}^{-1}$ . Cases study was performed by data from NCEP/NCAR Reanalysis and CMORPH precipitation, with the Longitude – Time diagram (Hovmoller). Synoptic conditions in the episodes were favorable for the formation of large-scale systems, with the low and high levels jets in phase. Was analyzed too the synoptic conditions of episodes of short duration, showing that jets was not in phase. From the hydrological point of view, the large-scale systems leave a lot of precipitation, accumulated rain greater than 180 mm and a large region of influence of the systems.



## **1. Introdução**

A Bacia da Prata é uma das bacias mais importantes do mundo, seja em área (mais de 3.100.000 km<sup>2</sup>) ou por sua posição geográfica. Encontra-se sobre cinco países na América do Sul, e sua extensão encontra-se aproximadamente 46% em Brasil, 30% em Argentina, 13% no Paraguai, 7% em Bolívia e 4% no Uruguai. Os rios mais importantes que compreendem a bacia são o Paraná, Paraguai e Uruguai. Suas descargas conjuntas na parte inferior da bacia são chamadas de Rio de La Plata.

Os recursos hídricos da bacia sustentam uma das regiões mais povoadas da América do Sul, onde as atividades agropecuárias estão entre as mais importantes da região. Também assim, a produção de energia e o transporte (Berbery *et al*, 2002).

### **1.1. Sistemas Convectivos de Meso escala na Bacia do La Plata**

Diversos sistemas de precipitação convectiva são formados ao leste das cadeias montanhosas (Cordilheiras dos Andes ou as Montanhas Rochosas), com diferentes características dinâmicas e termodinâmicas. Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são tempestades geralmente maiores que tempestades individuais (Cotton e Anthes, 1989; Houze 1993). Estes sistemas produzem em grande proporção as precipitações sobre a terra, e assim adquirem grande relevância do ponto de vista climatológico. De fato, em algumas regiões do oceano e nas planícies dos Estados Unidos, os SCMs são dominantes na produção de precipitação.

Os SCMs ocorrem em uma grande variedade de formas, no entanto eles possuem algumas características em comum que permitem realizar uma definição: *é um sistema que ocorre em conexão com um conjunto de tempestades e produz precipitações numa área adjacente de aproximadamente 100 km ou mais na escala horizontal em pelo menos uma direção* (Houze, 1993). Tem um período de vida de entre 6 e 12 horas, ou mais.

Um dos tipos de SCM de características circulares são os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que são observados a sotavento da Cordilheira dos Andes, entre 25°S e 40°S, que inclui a parte norte de Argentina, Bolívia Paraguai e frequentemente atingem as regiões sul e sudeste do Brasil (Scolar e Silva Dias, 1982;

Velasco e Fritsch 1987, Laing e Fritsch 2002). Esses sistemas ocorrem predominantemente nas estações quentes do ano (primavera, verão e outono), e produzem uma grande variedade de fenômenos convectivos significativos, como tornados, tempestades de granizo, fortes rajadas de vento, inundações e intensas tempestades elétricas (Maddox 1980, Maddox 1983).

Anabor (2008) analisou alguns casos de SCM entre maio de 2005 até setembro 2006, e encontrou SCMs com tempo de vida superior a 18 h e alguns com até 70 h na região Sul da América do Sul, durante o período de primavera e verão, com deslocamento para norte e noroeste. As análises das composições indicam que esses SCM's se formam em um ambiente com intensa advecção de ar quente e úmido nos baixos níveis a partir da região Amazônica. Os sistemas se desenvolvem no lado equatorial do Jato de Altos Níveis e a atmosfera apresenta altos valores de CAPE (Convective Available Potential Energy).

As características dos CCM na América do Sul e a América do Norte apresentam semelhanças, segundo Velasco e Fritsch (1987). Entretanto os sistemas observados na América do Sul são em média 60% maiores (em área) que os observados na América do Norte. Outro dado importante é que os sistemas na América do Sul tendem a se desenvolver após o anoitecer.

Estes sistemas contribuem em grande parte para a precipitação, e portanto, para o balanço hídrico local e global (Laing e Fritsch, 1993). De acordo a Velasco e Fritsch (1987), a distribuição da precipitação sugere que os eventos de CCMs são alguns dos mecanismos responsáveis pelos grandes acumulados de precipitação na região sul da América do Sul. Mota (2003) mostrou que a quantidade de chuva associada aos SCM's de longa duração representa mais de 50 % da precipitação total em diversas áreas da região subtropical da América do Sul.

O mecanismo responsável pelo transporte de calor e umidade desde a Amazônia até latitudes mais altas, onde tem a formação dos SCM, é o Jato de Baixos Níveis (JBN). No SALLJEX (South America Low Level Jet experiment) (Vera *et al*, 2006) foi confirmada a incursão de umidade desde a planície boliviana para o sul, que é o responsável da convecção na área da formação dos SCM. Também para casos extremos de JBN ocorrem

desenvolvimentos de SCMs. No entanto, durante a estação quente, o ciclo diurno da precipitação que tem máximos durante a noite (Berbery e Collini, 2000; Berbery e Barros, 2002), concorda com as observações de que parte desses SCMs apresenta máximos noturnos (Garreaud e Wallace, 1997) e constituem os complexos convectivos de mesoescala (CCM's).

As trajetórias dos CCMs na América do Sul têm geralmente o início na região localizada a leste das cordilheiras dos Andes numa latitude média de 25°S. Guedes e Silva Dias (1984) mostram que os CCMs tem uma grande variabilidade na sua trajetória, com uma clara tendência de deslocamento zonal (de Oeste a Leste) na primavera e início de outono, e uma trajetória com tendência para o norte durante o verão (Fig. 1.1). Figueiredo e Scolar (1996) estudaram 25 casos, e encontraram que 70 % tiveram uma trajetória para leste e sudeste, enquanto que 30 % se deslocaram para o norte e nordeste.

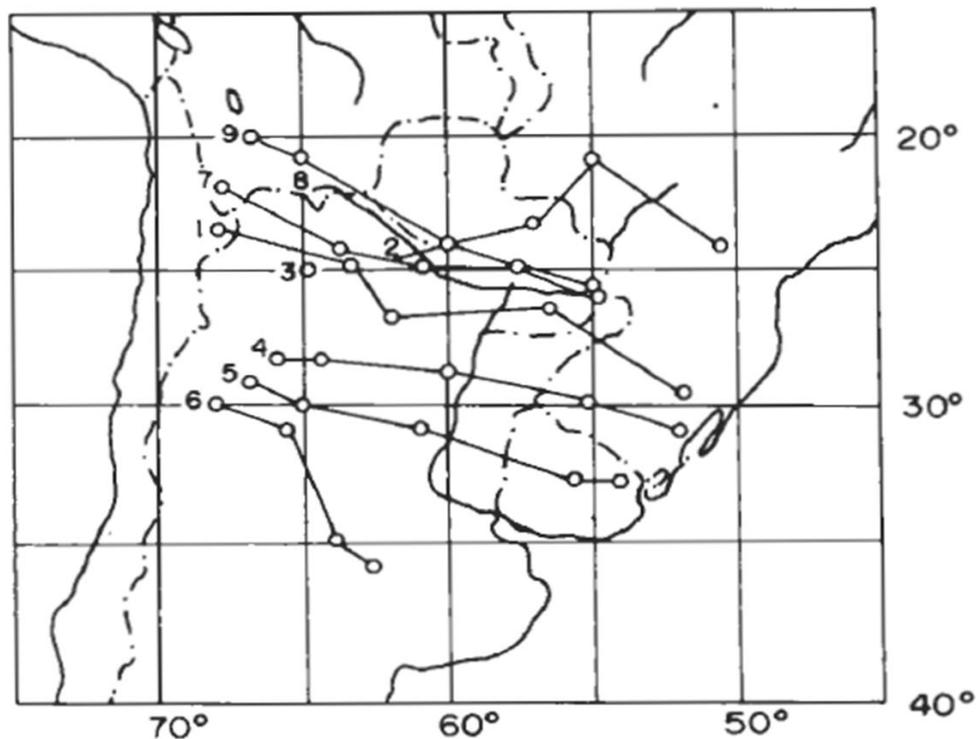


Fig. 1.1. Trajetórias do centro geométrico de complexos convectivos de mesoescala. (Guedes e Silva Dias, 1984)

A corrente de jato de altos níveis é uma zona de velocidade do vento máximo (maiores a  $30 \text{ m s}^{-1}$ ) que se encontra na alta troposfera. Esta intensificação no escoamento dos ventos em altos níveis está associada a uma forte região de baroclinia, por isto frequentemente relacionada a sistemas frontais, podendo ser dividido em dois tipos de correntes: o jato polar e o jato subtropical. A localização da corrente de jato dá-se entre  $25^\circ$  e  $60^\circ$  de latitude, tanto no Hemisfério Sul quanto no Hemisfério Norte (OMM, 1992).

A velocidade no centro da corrente de jato é mais intensa do que a velocidade da periferia. Na região localizada corrente abaixo o vento é desacelerado e esta região é chamada de região de saída. Na região corrente acima, onde as parcelas são aceleradas, é chamada de região de entrada. O campo do vento geostrófico é confluyente e difluente nas regiões de entrada e saída, respectivamente (Bluestein, 1993).

Uma das formas de inferir o campo de movimento vertical ao longo da corrente de jato é utilizando a equação do Vetor  $\mathbf{Q}$ . O vetor  $\mathbf{Q}$  expressa o movimento vertical em termos da divergência horizontal de um campo vetorial, o qual depende dos gradientes horizontais dos campos de temperatura e vento geostrófico. A equação do vetor  $\mathbf{Q}$  é:

$$\vec{Q} \equiv (Q_1, Q_2) = \left( -\frac{R}{p} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \cdot \vec{\nabla} T, -\frac{R}{p} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y} \cdot \vec{\nabla} T \right) \quad (1.1)$$

Em forma simplificada para o Hemisfério Sul, a equação 1.1 pode ser escrita da seguinte forma:

$$\vec{Q} = \frac{R}{P} \frac{\partial T}{\partial y} \hat{k} \times \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \quad (1.2)$$

Onde:

R: Constante universal dos gases ideais

P: Pressão do nível analisado

$\frac{\partial T}{\partial y}$ : Gradiente meridional de temperatura na direção norte-sul

$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial x}$ : Variação do vento geostrófico na direção x

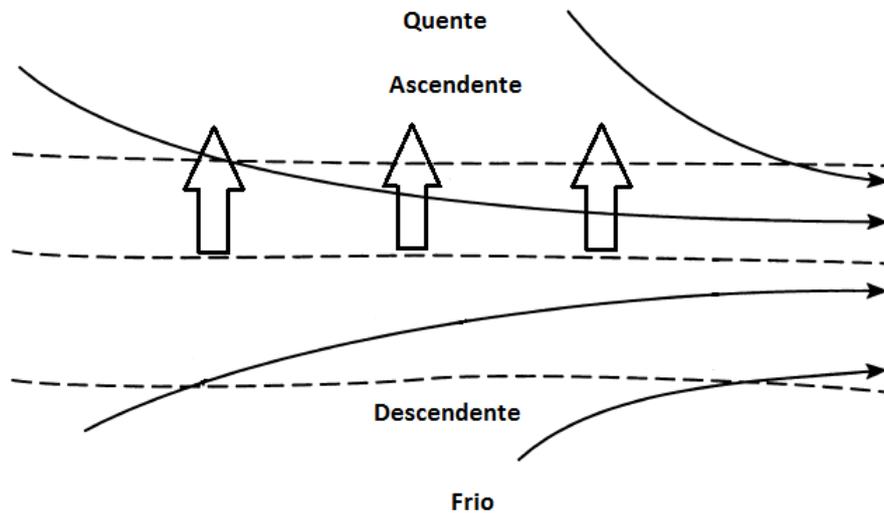


Fig. 1.2. Orientações do vetor **Q** (setas pretas) para a entrada de um jato em níveis superiores. As linhas tracejadas apresentam isotermas, para o hemisfério Sul. (Adaptado do Holton, 2004).

Regiões de convergência (divergência) do vetor **Q** estão associadas a movimentos ascendentes (descendentes).

A equação (1.2) serve para analisar as regiões de movimentos ascendentes e descendentes para a entrada e saída de um jato em altos níveis, no Hemisfério Sul. Como na entrada do jato há aceleração do vento, existe uma variação do vento na direção x positivo, então utilizando a equação do vetor **Q**, haverá movimentos ascendentes na entrada equatorial do jato. Na entrada polar do jato haverá movimentos descendentes, como é observado na Figura 1.2. Na saída do jato acontecerá o contrário que na entrada, devido à diminuição da intensidade do vento em direção a x positivo, produzindo assim movimentos ascendentes na saída polar, e movimentos descendentes na saída equatorial do jato (Bluestein, 1993).

#### 1.2.5. Jato de Baixos Níveis

A topografia é de grande importância como um fator que produz a formação dos complexos convectivos. A formação de uma corrente de ar em níveis baixos desde o norte, no lado leste das Cordilheiras dos Andes, é uma situação climática típica durante o verão na América do Sul (Virji, 1981).

O Jato de Baixos Níveis (JBN) é um máximo no perfil vertical do vento horizontal na baixa troposfera, e este máximo se encontra mais o menos no nível de 850 hPa. Ele transporta vapor de água das regiões próximas do equador para latitudes médias (Bluestein, 1993).

O JBN é caracterizado pelo rápido movimento do ar próximo da superfície (500 a 1500 metros) e o grande cisalhamento do vento sobre e abaixo do jato. Isto resulta no incremento do transporte de umidade. A leste da cordilheira dos Andes o JBN faz com que ocorra transporte de umidade das latitudes mais baixas para as mais altas (Fig. 1.3). A velocidade do vento nesta região é no mínimo  $12 \text{ m s}^{-1}$ , com máximos que podem chegar até  $30 \text{ m s}^{-1}$ . Estes ventos tendem a se intensificar durante a noite e a madrugada, período que coincide com o horário de aparecimento dos SCM (Silva Dias, 1987). A máxima ocorrência do JBN é registrada no período de Primavera e Verão (Vera et al, 2006).

O JBN afeta a formação de sistemas continentais, porém, seu efeito sobre os SCM's oceânicos é mínimo. O Oceano Atlântico tropical, a região amazônica e o oceano Pacífico subtropical são as principais regiões de origem de umidade para a gênese dos sistemas convectivos, contudo, a atuação dessas fontes depende da região de formação do sistema e das condições sinóticas (Sakamoto, 2009).

Muitos estudos têm mostrado que o período e a localização do máximo de precipitação na região subtropical da América do Sul, principalmente na Bacia do Prata, estão modulados por esta troca de calor e umidade através do JBN (Vera et al, 2006; Weykamp e Ambrizzi, 2006, Nicolini e Saulo, 2000).

Assim, o JBN está associado com a ocorrência e a forte intensidade dos CCM, apresentando-se como condição essencial para este processo (Maddox, 1980).

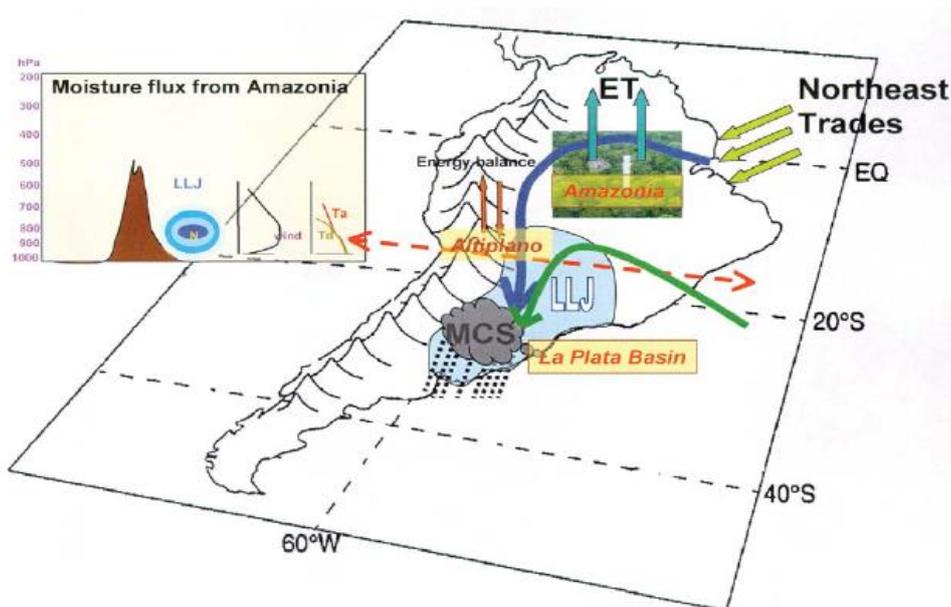


Fig. 1.3. Diagrama esquemático dos elementos relevantes do transporte de umidade em America do Sul. Setas azuis e verdes apresentam o transporte de umidade desde os trópicos e o Oceano Atlântico, respectivamente. (Vera et al 2006)

### 1.2.6. Função dos jatos no desenvolvimento dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

Uncelini e Johnson (1979) demonstraram que a circulação vertical associada à corrente de jato pode estar de fato acoplada com o escoamento em baixos níveis. Também apresentaram evidências de que este acoplamento dos jatos exerce um papel importante no desenvolvimento de fortes precipitações.

O jato de altos níveis (250 hPa) provoca um aumento da instabilidade através da aceleração do escoamento sobre a região, resultando no aumento da convergência em baixos níveis e, simultaneamente, o jato de baixos níveis age alimentando o sistema com ar quente e úmido procedente dos trópicos (ver Figura 1.4), onde por continuidade de massa há um incremento da convecção formando aglomerados convectivos, gerando finalmente os CCM (Silva Dias, 1987).

A região do Chaco (nordeste da Argentina e Paraguai) é uma das regiões de maior ocorrência dos complexos convectivos (Velasco e Fritsch, 1987). Estes eventos meteorológicos são muito semelhantes aos que ocorrem na área central dos Estados

Unidos. Isto se deve as semelhanças geomorfológicas e climáticas existentes nas duas regiões.

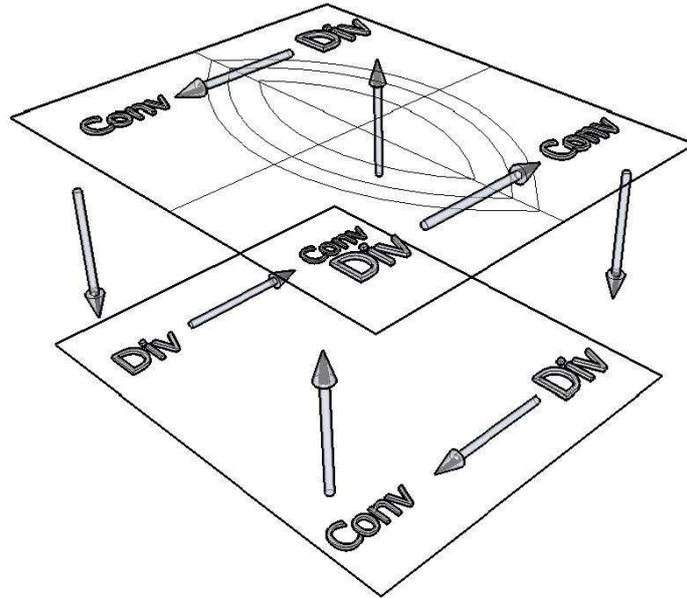


Fig. 1.4. Esquema idealizado do acoplamento do jato de altos níveis e o jato de baixos níveis para a formação de complexos convectivos de mesoescala (Silva Dias, 1987).

### 1.3.1. Objetivo geral

Caracterizar a dinâmica associada com o ciclo diurno da convecção organizada na Bacia da Prata.

### 1.3.2. Objetivos específicos

- Caracterizar Sistemas Convectivos de Mesoescala de longa duração e longo deslocamento a partir dos diagramas Hovmoller com os dados do CMORPH
- Apresentar condições dinâmicas e termodinâmicas que favorecem à convecção organizada e formação dos SCMs
- Apresentar a quantidade de chuva que geram estes SCMs a partir dos dados do CMORPH

## 2. Metodologia

Para este estudo foi utilizado a base de dados do CMORPH (Joyce *et al.* 2004), de janeiro de 2003 até dezembro de 2004, com a finalidade de obter o campo de precipitação do CMORPH e verificar a presença de Sistemas Convectivos de Mesoescala na Bacia do La Plata. O retângulo branco na Figura 2.1 apresenta a região que foi analisada para a caracterização dos SCMs, entre as latitudes de  $-20^{\circ}$  até  $-35^{\circ}$ , e longitude de  $-80^{\circ}$  até  $-35^{\circ}$ . Para a análise das condições sinóticas foram utilizados dados da Reanalysis I do NCEP/NCAR (Kalnay *et al.* 1996) com resolução espacial de  $2.5^{\circ}$ , resolução temporal de 6 horas e 12 níveis verticais.

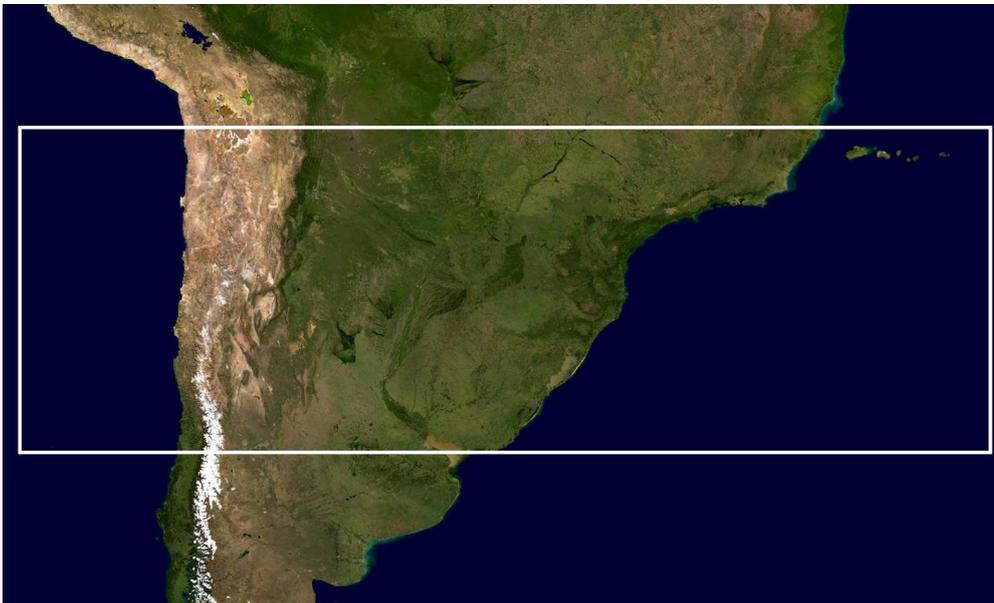


Fig. 2.1. Topografia de America do Sul, domínio espacial da área de estudo (retângulo branco) na bacia do La Plata entre as latitudes de  $-20^{\circ}$  até  $-35^{\circ}$ , e longitude de  $-80^{\circ}$  até  $-35^{\circ}$ .

### 2.1. Descrição do CMORPH

A técnica CPC (Climate Prediction Center) Morphing (Joyce *et al.* 2004) proporciona dados de precipitação global de resolução espacial muito fina ( $0.07^{\circ} \times 0.07^{\circ}$  latitude/longitude, que corresponde a aproximadamente 8 km no equador) e de resolução temporal alta (meia hora) de  $60^{\circ}\text{N}$  a  $60^{\circ}\text{S}$ . O método (Fig. 2.2) combina estimativas de precipitação que são geradas por algoritmos publicados a partir de instrumentos de PMW (Passive Micro Wave) (SSM/I [Special Sensor Microwave/Imager], AMSR-E (The Advanced Microwave Scanning Radiometer – EOS (Earth Observing

System)], AMSU [Advanced Microwave Sounding Unit], TMI (Tropical Rainfall Measuring Mission) Microwave Imager]). No entanto, como esses instrumentos estão numa órbita baixa com respeito à terra, a frequência de amostragem é uma grande deficiência.

O CMORPH reduz essa deficiência de amostragem usando dados IV (Infra Vermelho) de satélites geoestacionários como um mecanismo para interpolar e “morph” as estimativas de precipitação dos derivados do PMW, produzindo campos de precipitação espacial e temporais completos a cada meia hora.

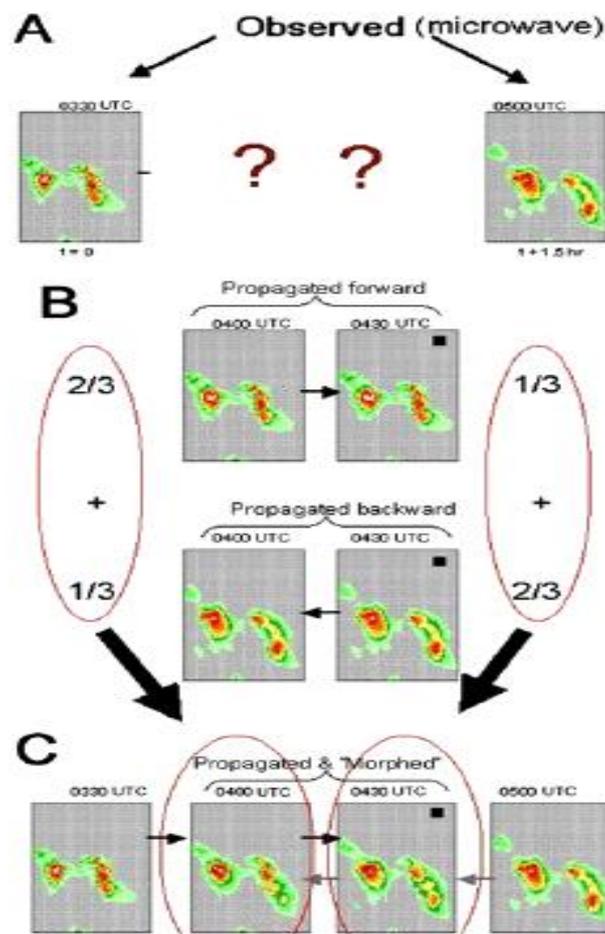


Fig. 2.2. Esquema do processo de CMORPH. Observações de microondas passivas (A) separadas por espaços sem observações são representadas por colunas da esquerda e da direita (B); períodos de tempos perdidos são preenchidos através da interpolação espacial e temporal (C), o *morphing*, dos valores observados utilizando o campo de movimento de nuvens no canal infravermelho. UTC hora universal. (De Pereira Filho, 2010).

A diferença entre o CMORPH com os outros métodos combinados de IV/PMW (ex., TMPA; Huffman *et al.*, 2007; PERSIANN; Hsu *et al.*, 1997) é que ele não utiliza estimativas de chuva geradas a partir de dados de IV. Em vez disso, ele utiliza os dados de IV para determinar o movimento de sistemas que produzem precipitação que foram determinadas com a informação do PMW. A hipótese é que o uso de dados de IV para transportar e interpolar sistemas de precipitação (que foram identificados e quantificados com os dados do PMW) resulta em estimativas mais precisas do que estimativas de precipitação realizada diretamente por dados de IV. A hipótese é apoiada por estudos de validação (ex., Ebert *et al.*, 2007; Sapiano and Arkin, 2009).

Como os dados do PMW são adquiridos por satélites de órbita polar, novos dados chegam em *faixas orbitais* como contrário as imagens completas da terra como é possível com satélites de orbitas geoestacionárias. O procedimento de “*morphing*” foi desenvolvido para interpolar no tempo entre sucessivas passagens de um sensor PMW. O processo do esquema do CMORPH tem um atraso de cerca de 14 horas, o que significa que analisa o atraso do tempo real naquele valor, limitando assim, a utilidade do CMORPH em aplicações de previsão do tempo em tempo real.

## **2.2. Diagramas Longitude-Tempo**

Com a base de dados do CMORPH, um programa em linguagem Fortran (Plot\_Hov) gera diagramas de Longitude-Tempo (Hovmoller) que é similar ao utilizado por Carbone (2002) para analisar o ciclo diurno na América do Norte baseado em estimativas de chuva por radar, como é observado no exemplo na Figura 2.3. É útil para identificar velocidade de fase, deslocamento, e duração de sistemas convectivos. Ventos de oeste são predominantes sobre o domínio, de modo que um pode esperar a maior parte dos sistemas que produzem chuva que se desloquem de oeste para leste. Estas análises são apresentadas nos resultados e discussão.

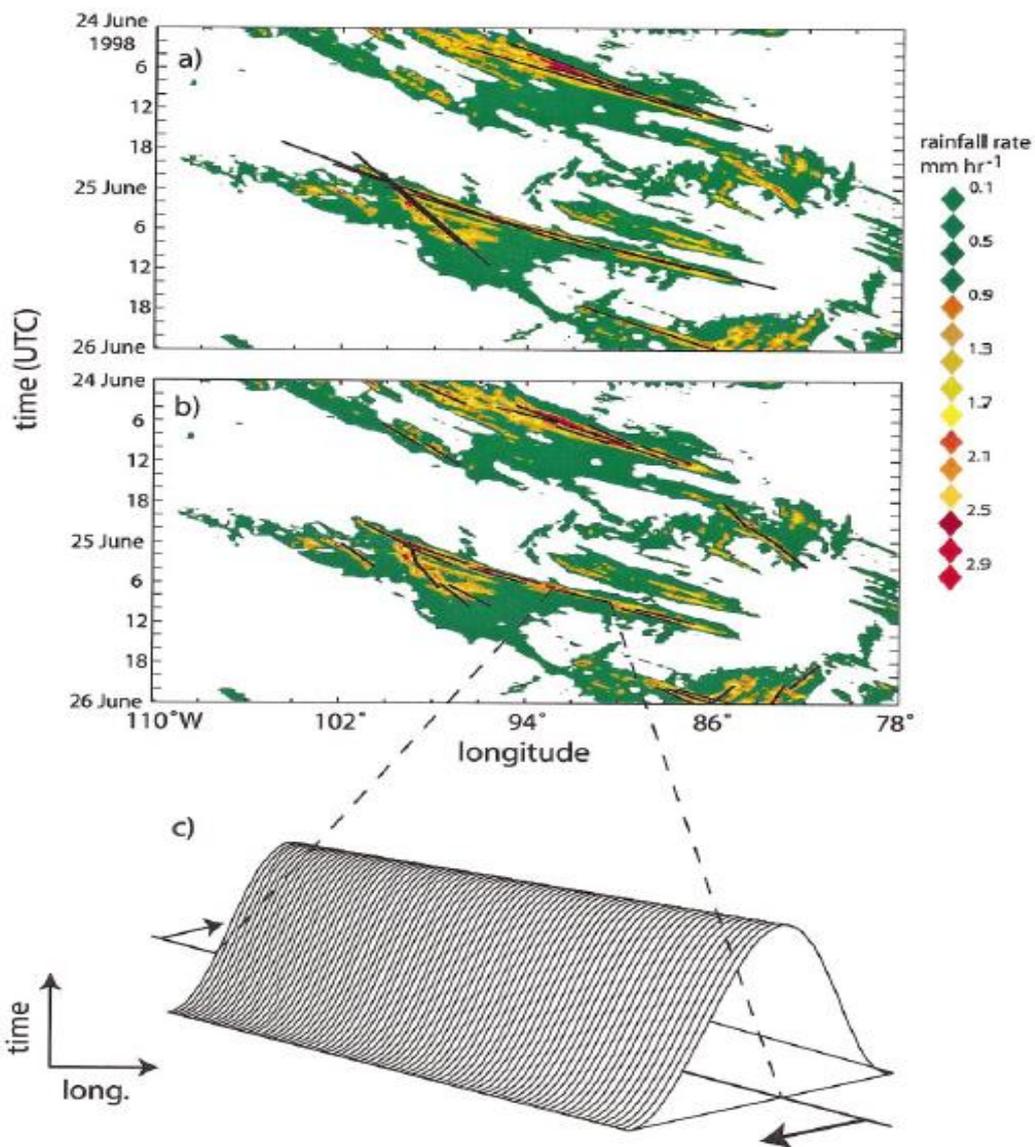


Fig. 2.3. Exemplo de diagrama Hovmoller de dados de radar de taxa de precipitação com ajustes de autocorrelações superpostas. Uma função coseno-retangular (apresentado em (c)) é mostrado em tempo-longitude até que é maximizada ao longo dos eixos mostrados. (a) Autocorrelações para velocidade de fase. (b) Autocorrelações para deslocamento e duração. (Carbone, 2002)

Diagramas Hovmoller são normalmente utilizados para análise de sinais em estudos de clima (ex. Nakazawa 1998). Carbone *et al* (1998) aplicaram recentemente esta ferramenta na mesoescala para estudar o ciclo de vida de sistemas precipitantes utilizando dados de radar Doppler.

As maiorias dos diagramas apresentam a longitude como dimensão de distância, devido a que esta é a principal direção de propagação dos sistemas precipitantes nesta

região de América do Sul. Foram feitos vários cálculos desde o diagrama Hovmoller com a finalidade de quantificar a consistência do evento, longevidade, distancia zonal (distancia percorrida), e a componente zonal de propagação. Funções de autocorrelação bidimensionais estão ajustadas aos dados de chuva no diagrama Hovmoller (Fig. 2.3).

A função é retangular em uma dimensão e cosseno na outra. Para uma determinada posição de tempo-longitude, a função 2D é rodada até que a correlação seja maximizada. A função é aplicada através de todas as posições tempo-longitude. Sequências de “ajustes” contíguos definem a distância percorrida, duração, e características de propagação para cada evento. O limiar de taxa de precipitação para iniciar um ajuste é de  $0,1 \text{ mm hr}^{-1}$ , e um coeficiente de correlação de 0,3 é necessário para o ajuste fazer parte das estatísticas.

Para o fim de estatísticas de *propagação*, o pulso retangular é *longo* ( $\sim 12^\circ$ ) a fim de ter uma medida estável de movimentos contínuos em ordem de 1000 km. Para o fim de estatísticas de *deslocamento/duração*, esta dimensão é relativamente *curta* ( $\sim 3^\circ$ ), que é a dimensão dos sistemas individuais de mesoescala, e também capaz de ultrapassar o limiar de correlação quando está centrada perto do início e do fim de um sistema de chuva. A função cosseno em ambas as aplicações (Fig. 2.3) é correspondente a chuvas de 3 horas de duração numa longitude dada, o que é característico de sistemas maiores.

A maioria dos eventos normalmente produz pelo menos alguma precipitação detectável durante a duração do evento. No entanto, alguns eventos apresentam intermitência mantendo continuidade de fase no evento. Por exemplo, se uma linha de instabilidade que se propaga para leste é dissipada e a sua piscina fria remanescente inicia uma corrente descendente de 100 km, este sistema, de fato, é classificado como casualmente relacionado e estatisticamente registrado como um evento de longa duração (ex, um episodio).

### 3. Resultados

Nesta parte do trabalho será feita uma análise estatística dos sistemas precipitantes que atuam na região da Bacia do La Plata, estudos de caso de sistemas convectivos de mesoescala, e análises de condições sazonais dos SCMs atuantes na região de estudo entre janeiro de 2003 e dezembro de 2004. Foi escolhido este período devido a que o programa plot\_hov só abre os arquivos em formato .gis, que corresponde ao período analisado neste trabalho.

#### 3.1. Análise estatística

A partir dos dados do CMORPH do período de estudo, utilizando o programa Plot\_Hov, foram encontrados 1654 sistemas que produziram precipitação. A Tabela 1 apresenta a quantidade de sistemas em relação ao deslocamento dos mesmos, que foram agrupados em pequenos, médios e grandes.

##### a. Estatística de deslocamento e duração

Para fazer uma análise dos sistemas em função do deslocamento, foram agrupados em pequenos (de 300 até 700 km), médios (700 até 1200 km) e grandes (maiores a 1200 km).

Tabela 1. Classificação dos sistemas precipitantes em função ao deslocamento

TOTAL DE SISTEMAS IDENTIFICADOS: 1654		
PEQUENOS	MÉDIOS	GRANDES
$300 \text{ km} \leq \Delta s \leq 700 \text{ km}$	$700 \text{ km} \leq \Delta s \leq 1200 \text{ km}$	$\Delta s \geq 1200 \text{ km}$
919 (55%)	420 (25%)	319 (19%)

O termo  $\Delta s$  refere-se à distância percorrida pelos sistemas que produziram algum tipo de precipitação, desde seu início até seu final. Sistemas com deslocamento menor a 300 km não são considerados nesta análise.

O total de sistemas identificados apresenta o número de sistemas precipitantes com deslocamento maior a 300 km e com duração de mais de 4 horas. Entre eles encontram-se sistemas de pouca duração e pouco comprimento (como a convecção produzida pelo ciclo diurno, brisa marítima), sistemas de maior duração tanto no

comprimento como no tempo, como é o caso das frentes frias, e sistemas convectivos de mesoescala. O principal interesse em estudar os sistemas convectivos de mesoescala é por causa da quantidade de chuva que eles geram (Mota, 2003).

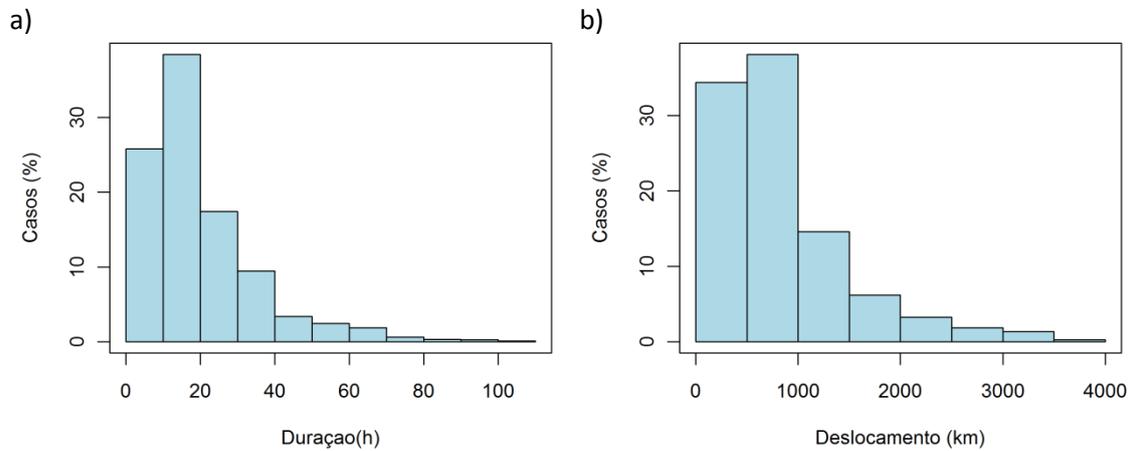


Fig. 3.1. Distribuição de freqüências de duração (a) e comprimento (b) dos sistemas precipitantes na Bacia do La Plata. Sistemas com curta duração e curto comprimento têm maior ocorrência que sistemas de longa duração e longo comprimento.

A Fig. 3.1 apresenta os histogramas de duração e deslocamento dos sistemas precipitantes na Bacia da Prata. É observado que tanto a duração como o comprimento apresentam uma distribuição lineal logarítmica (Carbone et al, 2002). A maioria dos sistemas (64%) tem duração menor que 20 horas, 27 % tem duração de 20 a 40 horas, e apenas 9 % do total tem duração maior que 40 horas. Em relação ao deslocamento, 55 % dos sistemas se deslocaram entre 300 e 700 km, 25 % dos sistemas deslocaram entre 700 e 1200 km, e 19 % mais de 1200 km.

Existe uma relação entre o deslocamento e a duração dos sistemas que produzem precipitação como observado na Figura 3.2. A linha cinza apresenta a linha de regressão linear dos casos, com valor de correlação  $R^2$  é de 0,7. Sistemas com duração de 80 horas tendem a se deslocar mais de 2500 km. O gráfico mostra que existem SCMs que tem muitas horas de duração, superando em média sistemas que foram encontrados por diferentes autores, como o caso de Carbone (2002).

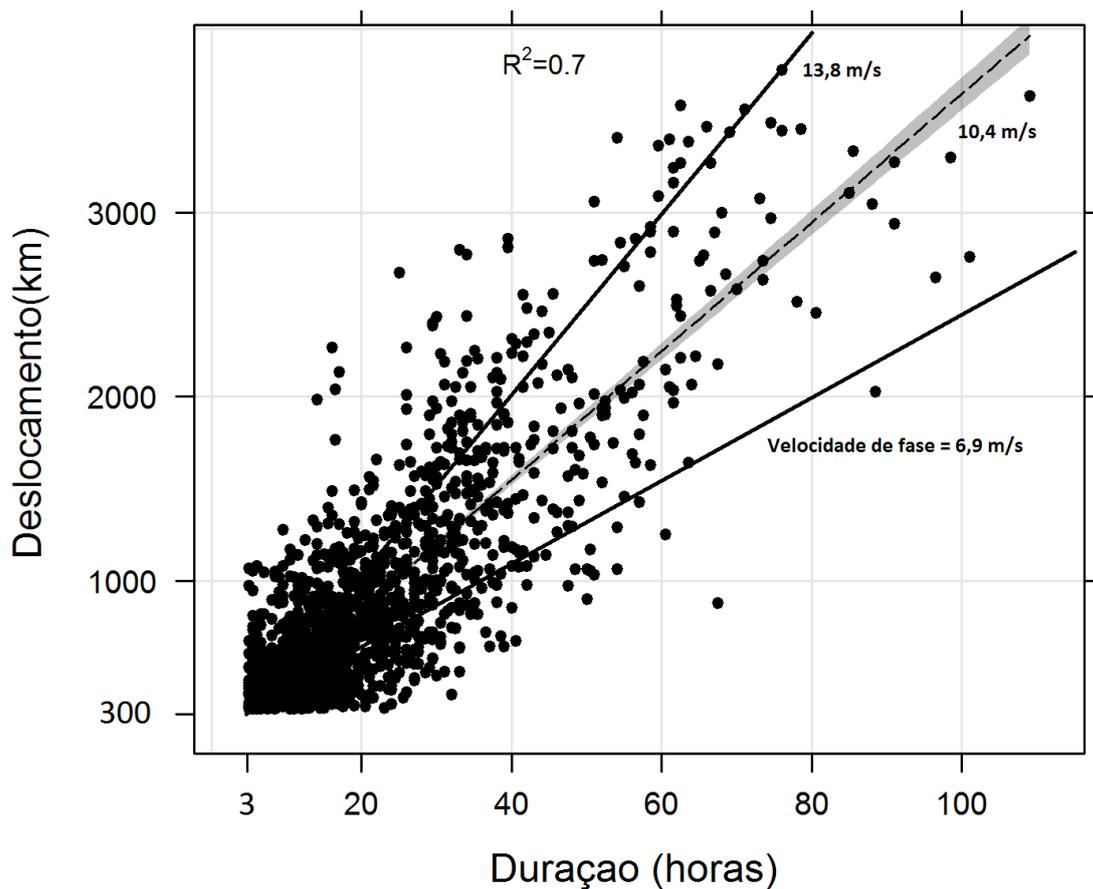


Fig. 3.2. Diagrama de dispersão de duração (horas) e deslocamento (km) dos sistemas precipitantes. A linha cinza apresenta a linha de regressão linear. As linhas pretas contínuas apresentam as velocidades de fase zonal em  $m s^{-1}$ .

### b. Estatística de velocidade zonal

A estatística do deslocamento e duração também proporciona conclusões sobre a velocidade de fase zonal. As características de velocidade de fase são de interesse particular devido que permite analisar as estruturas das tempestades organizadas.

A Fig. 3.3 apresenta o diagrama de dispersão entre a velocidade de fase e o deslocamento dos sistemas atuantes na Bacia da Prata. Observa-se que todos os sistemas têm velocidade de fase positiva ( $U > 0$ ).

Não foram encontradas sistemas com velocidade de fase negativa porque sistemas com deslocamento menores a 300 km não são incluídos nas estatísticas. Sistemas com deslocamento maiores a 300 km são dominados por condições sinóticas, que estão associadas a ondas que vão de oeste para leste.

Do total de sistemas encontrados (1654), 32 % deles têm uma velocidade de fase que varia entre 3,3 até 10 m s<sup>-1</sup>, 38 % deles têm uma velocidade de fase que varia de 10,1 até 20 m s<sup>-1</sup>. Sistemas com velocidade de fase rápida (maiores a 20 m s<sup>-1</sup>) são menos freqüentes e o deslocamento deles, na maioria, não são maiores que 1000 km.

A velocidade média zonal para sistemas com deslocamento maiores a 1500 km é de 14,14 m s<sup>-1</sup>. A Fig. 3.3 apresenta o diagrama de dispersão do deslocamento (km) e velocidade de fase (m s<sup>-1</sup>) dos sistemas precipitantes. Observa-se que a maioria dos sistemas com  $\Delta s$  entre 300 e 1000 km tem uma velocidade de fase média de 14,10 m s<sup>-1</sup>, sistemas com  $\Delta s$  maiores a 1000 km encontram-se em menor quantidade, e tem uma velocidade de fase média de 15 m s<sup>-1</sup>.

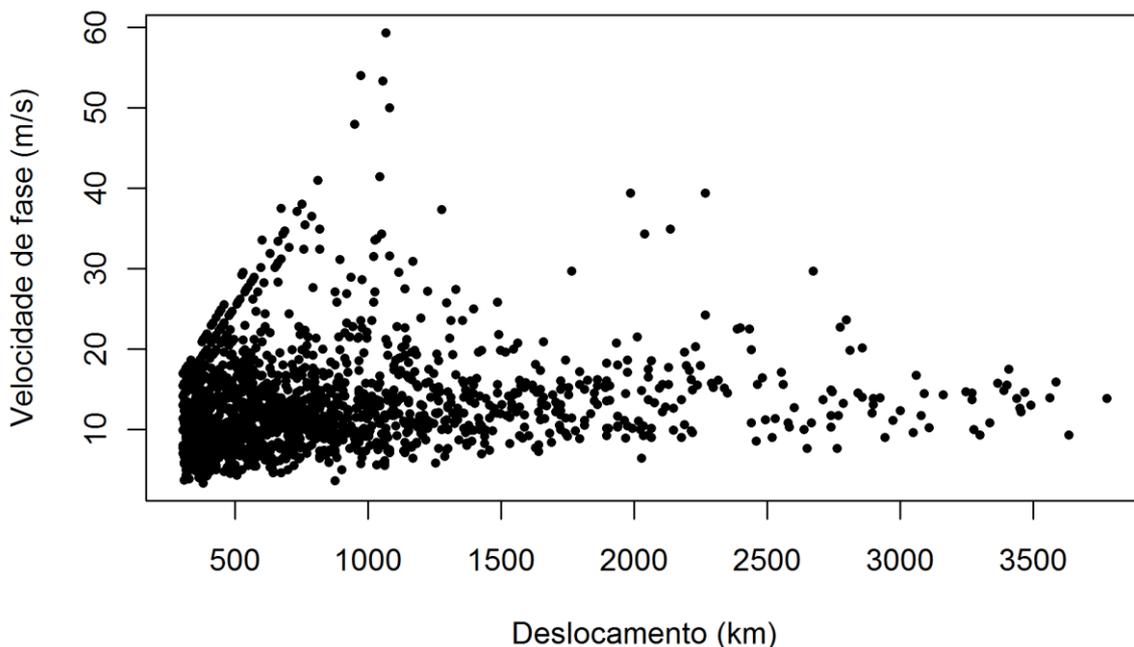


Fig. 3.3. Diagrama de dispersão do deslocamento (km) e velocidade de fase (m s<sup>-1</sup>) dos sistemas atuantes na bacia do La Plata.

A posição inicial dos sistemas está em função a longitude deles. Entre 70°W e 65°W encontra-se o máximo número de início de casos dos SCMs (18%), como é observado na Fig. 3.4.a, nos meses de setembro até dezembro. Este máximo coincide

com a região leste das cordilheiras dos Andes, que é a região de início dos CCMs (Scolar e Silva Dias, 1982; Velasco e Fritsch, 1987). Na região da planície de América do Sul (-55° e -50°), também existe um porcentagem que é menor que na região a leste das Cordilheiras.

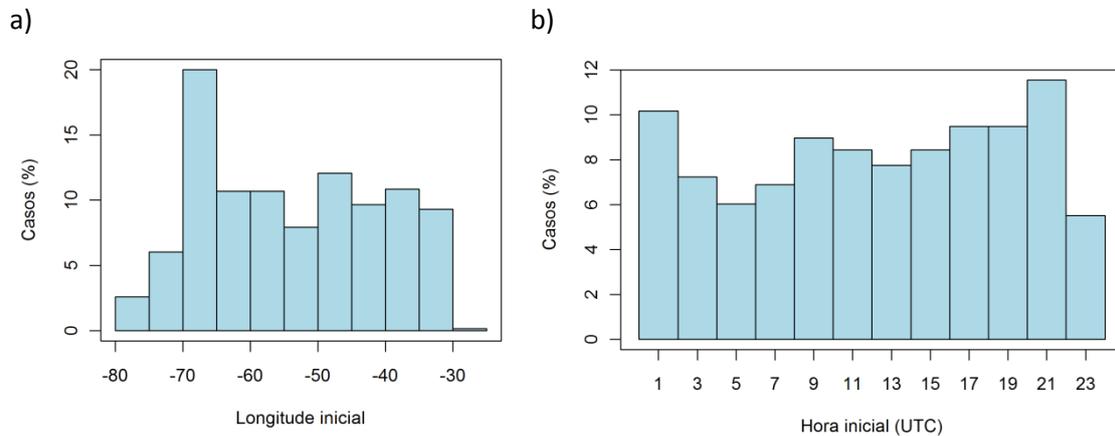


Fig. 3.4. a) Distribuição de frequências de longitudes iniciais dos SCMs na Bacia do Prata para os meses de setembro até dezembro. b) Distribuição de frequências dos horários iniciais dos SCMs na Bacia do Prata para os meses de setembro até dezembro

A Fig. 3.4.b apresenta a distribuição de frequências dos horários de início dos SCMs na Bacia do Prata, nos meses de setembro até dezembro. Observam-se três picos máximos as 01 UTC (10%), as 09 UTC (8,7%) e as 21 UTC (11%), além disso, são observados dois mínimos, as 05 UTC (6%) e as 23 UTC (5%). Os sistemas organizados de tempestades têm uma tendência a iniciar-se durante a noite, em maior porcentagem (Silva Dias, 1987). Estes sistemas estão modulados pela convecção do ciclo diurno, e também por ondas de escala sinótica e convecção induzida pela topografia.

### 3.2. Exemplos de padrões de sistemas de precipitação

Neste capítulo são apresentados alguns exemplos dos padrões de precipitação de fevereiro de 2004, junho de 2003 e outubro de 2004 com o fim de descrever as variações intrasazonais. Para apresentar estas variações se utilizam dados de estimativa de chuva do CMORPH em diagramas Hovmoller.

#### 3.2.1. Primavera

Durante a primavera, os fenômenos de escala sinótica são mais significativos, como é ilustrado em outubro de 2004 (Fig. 3.5). O intervalo de longitudes é de  $-80^{\circ}$  até  $-25^{\circ}$  W, e taxa de precipitação média está em milímetros por hora. Os sinais precipitação são indicativos de regiões de propagação de chuva em algum lugar da extensão latitudinal do domínio (Fig. 2.1). Os valores de velocidade zonal dos sistemas variam de entre 5 e  $20 \text{ m s}^{-1}$  nesta estação. Estas faixas usualmente correspondem à convecção organizada que pode estar associada à linhas de instabilidade ou SCMs. Dimensões características médias do comprimento das faixas de chuva são de 800 km e 20 h de duração. Na latitude de  $-70^{\circ}$ W é observada uma linha de precipitação fraca todos os dias, que apresenta a precipitação que se forma nas Cordilheiras dos Andes, associada a uma circulação de mesoescala vale-montanha.

A Fig. 3.5.a. apresenta a primeira metade do mês de outubro, mostrando diferentes sistemas que agem na região de estudo. Observa-se uma banda de precipitação fraca (entre  $0,1$  e  $2 \text{ mm hr}^{-1}$ ) durante os primeiros dias do mês (02 – 07), que começou a atuar no dia 2 na região central de America do Sul, e foi deslocando-se para leste, ficando quase estacionaria desde o dia 5 até o dia 8 na região oeste do domínio. Esta banda de precipitação fraca está associada a incursão de uma massa de ar frio de fraca intensidade. Não é observado nenhum tipo de precipitação sobre o continente nesses dias.

No dia 8 de outubro é observado o primeiro sistema convectivo nesse mês, que é formado a leste das Cordilheiras dos Andes, em  $-70^{\circ}$  W. O sistema não apresenta continuidade na faixa de precipitação, mas consegue-se deslocar por 96 horas quase 4500 km, em forma intermitente. A velocidade de fase zonal do sistema é de  $13,02 \text{ m s}^{-1}$

<sup>1</sup>. Um terceiro sistema convectivo é observado no final do dia 11 de outubro, que inicia a leste das Cordilheiras dos Andes, em  $-65^{\circ}$  W, apresentando precipitações fracas inicialmente, com valores em torno de  $1 \text{ mm hr}^{-1}$ , para depois ter valores de  $8 \text{ mm hr}^{-1}$  durante o dia 12 de outubro entre  $-60^{\circ}$  e  $-55^{\circ}$  W. O sistema perde intensidade no dia 13 de outubro, mostrando precipitações de  $3 \text{ mm hr}^{-1}$ , para logo morrer sobre o Oceano Atlântico. O sistema se deslocou 3700 km em quase 60 horas, e teve uma velocidade de fase de  $17,1 \text{ m s}^{-1}$ .

Na segunda metade do mês de outubro (Fig. 3.5.b) se observam padrões de precipitação melhor definidos, com sistemas convectivos mais intensos. Entre o dia 16 e o dia 20 observa-se a atuação de dois SCMs, com gênese em  $-65^{\circ}$  W e fim em  $-30^{\circ}$ W, apresentando as taxas de precipitações mais intensas na região continental, maiores a  $5 \text{ mm hr}^{-1}$ . Outro SCM intenso do mês é observado no dia 23 de outubro, mostrando uma taxa de precipitação de  $8 \text{ mm hr}^{-1}$  numa grande área, que segundo, o Climanálise do CPTEC do mês de outubro foi um CCM, proporcionando intensas precipitações no Paraguai e na região sul do Brasil. O ultimo SCM do mês é observado nos dias 30 e 31, associado ao último sistema frontal do mês, produzindo precipitações de  $6 \text{ mm hr}^{-1}$  em  $-60^{\circ}$  e  $-50^{\circ}$  W.

Na Tabela 2 são apresentados os sistemas identificados na primavera do ano 2004 com deslocamento maior a 2000 km. A maioria deles tende a se iniciar em horários noturnos e em  $-66,4^{\circ}$ W

Tabela 2. Características dos SCMs com deslocamentos maiores a 2000 km na primavera do ano 2004

N°	Data inicial	Hora inicial	Long. Inicial	Data de fim	Hora de fim	Long. Final	Deslocamento (km)	Duração (h)	Velocidade de fase ( $\text{m s}^{-1}$ )
1	20041018	16:00	-72,2	20041020	20:00	-26,2	3776,5	76	13,8
2	20040907	21:00	-68,6	20040908	23:00	-40,9	2267,1	26	24,2
3	20040925	23:00	-67,2	20040928	10:30	-26,2	3364,9	59,5	15,7
4	20040930	00:00	-67,2	20041002	07:00	-34,2	2708,6	55	13,7
5	20041011	21:00	-67,2	20041014	23:00	-33,2	2734,2	74	10,2
6	20041016	19:30	-65,5	20041018	19:00	-39,3	2147,8	47,5	12,6
7	20041024	12:30	-61,9	20041026	22:00	-33,9	2296,9	42	15,2
8	20040910	11:00	-60,3	20040911	20:00	-26,2	2798,1	33	23,6
9	20041110	01:00	-67,6	20041112	14:00	-26,2	3400,6	61	15,5
<b>Média</b>			-66,4			-31,8	2832	52,6	16,0

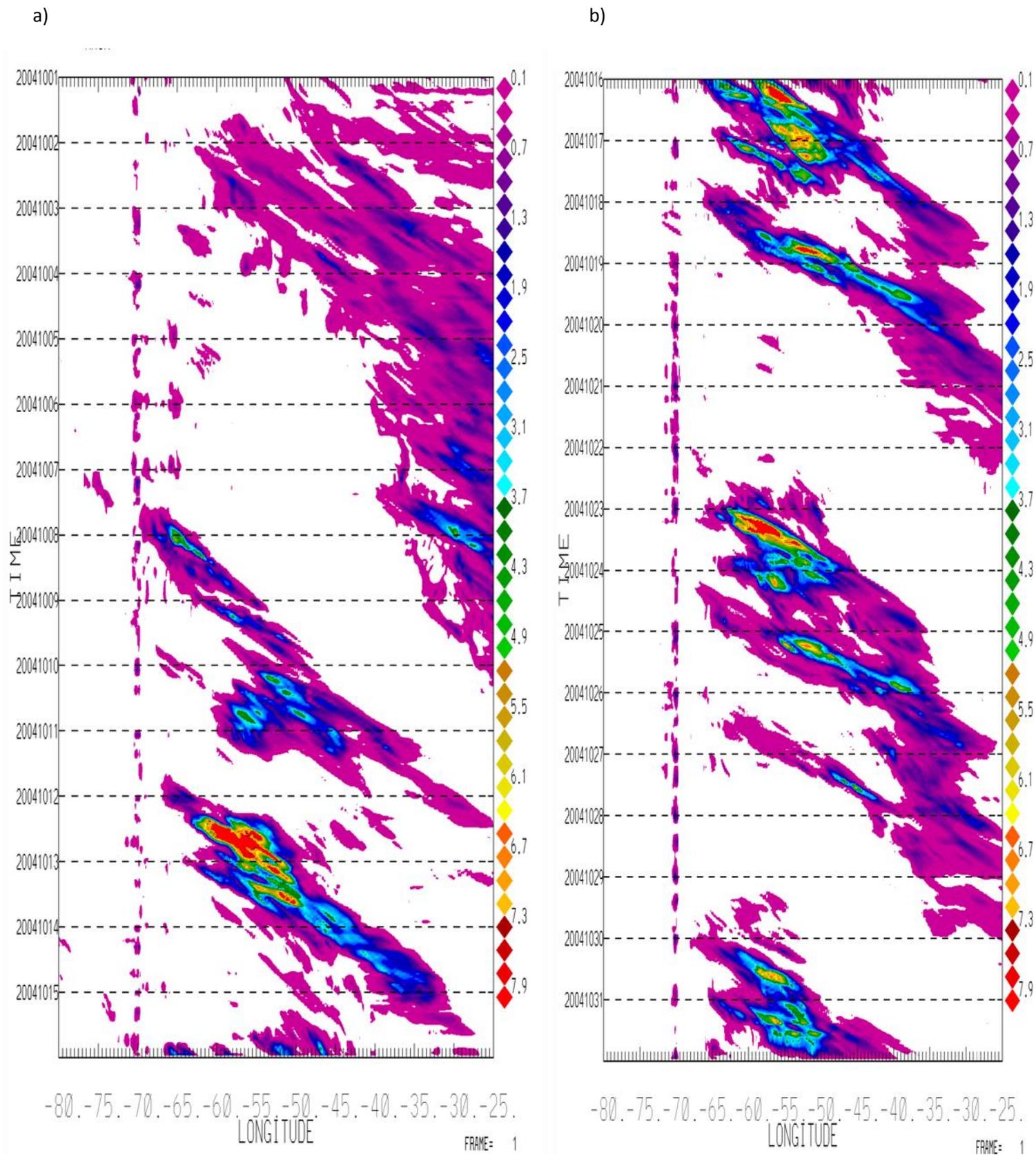


Fig. 3.5. Diagrama Hovmoller para a) 1-15 outubro de 2004, e b) 16-31 de outubro de 2004, nas latitudes fixas de  $-20^\circ$  e  $-35^\circ$ , entre as longitudes  $-80^\circ$  e  $-25^\circ$ , a partir dos dados do CMORPH. As cores a direita apresentam a intensidade da precipitação em  $\text{mm hr}^{-1}$ .

### 3.2.2. Verão

Durante os primeiros dias de fevereiro (Fig. 3.6.a) observa-se a atuação de diferentes sistemas de precipitação convectiva na região de estudo. Entre o dia 3 e 4 de fevereiro dois sistemas convectivos são formados ao leste das Cordilheiras dos Andes deslocando-se para leste. O sistema do dia 3 de fevereiro não conseguiu deslocar mais de 1000 km, com menos de 24 horas de longevidade e apresentando taxas de precipitação de não mais de  $4 \text{ mm hr}^{-1}$ , no entanto, o sistema do dia 4 de fevereiro apresenta um padrão de precipitação mais organizado que do dia 3 de fevereiro, iniciando-se às 00Z do dia 4 de fevereiro em  $65^\circ\text{W}$  com uma taxa de precipitação de mais de  $8 \text{ mm hr}^{-1}$ . O sistema apresenta taxas de precipitação mais fracas na medida em que se desloca para leste chegando até latitudes de  $40^\circ\text{W}$  onde ele permanece estacionário durante os dias 7 e 11 de fevereiro.

Entre os dias 7 e 11 de fevereiro, não se observa precipitação na região central de América do Sul, mas, observam-se sinais de precipitações na região leste das Cordilheiras dos Andes (entre  $-70^\circ$  e  $-65^\circ$ ) que não conseguiram se desenvolver, por não ter condições favoráveis, mas associadas ao ciclo diurno da convecção. No dia 11 de fevereiro é observada a mesma condição de início da convecção na Cordilheira dos Andes, com a diferença de que é observada convecção organizada que se desloca para leste durante aproximadamente 4 dias, que será analisada nos estudos de caso no próximo capítulo.

Na segunda semana do mês de fevereiro de 2004 (Fig. 3.6.b), observam-se sistemas de precipitação convectiva menos organizada que na primeira metade. Entre o dia 16 e 17 de fevereiro um núcleo convectivo com taxa de precipitação de até  $6 \text{ mm hr}^{-1}$  é observado em  $-60^\circ$  de longitude, que logo se desloca para leste e apresenta acumulados de precipitação em forma quase - estacionária entre os dias 19 até 25 na costa leste de América do Sul. Ao mesmo tempo, na região leste da Cordilheira dos Andes, são observados sinais de precipitação fraca de  $0,1 \text{ mm hr}^{-1}$  que não conseguem se deslocar e que estão associados ao ciclo diurno da precipitação. Sistemas convectivos na região central de América do Sul não são observados se existe um sistema de precipitação estacionário na costa leste de AS.

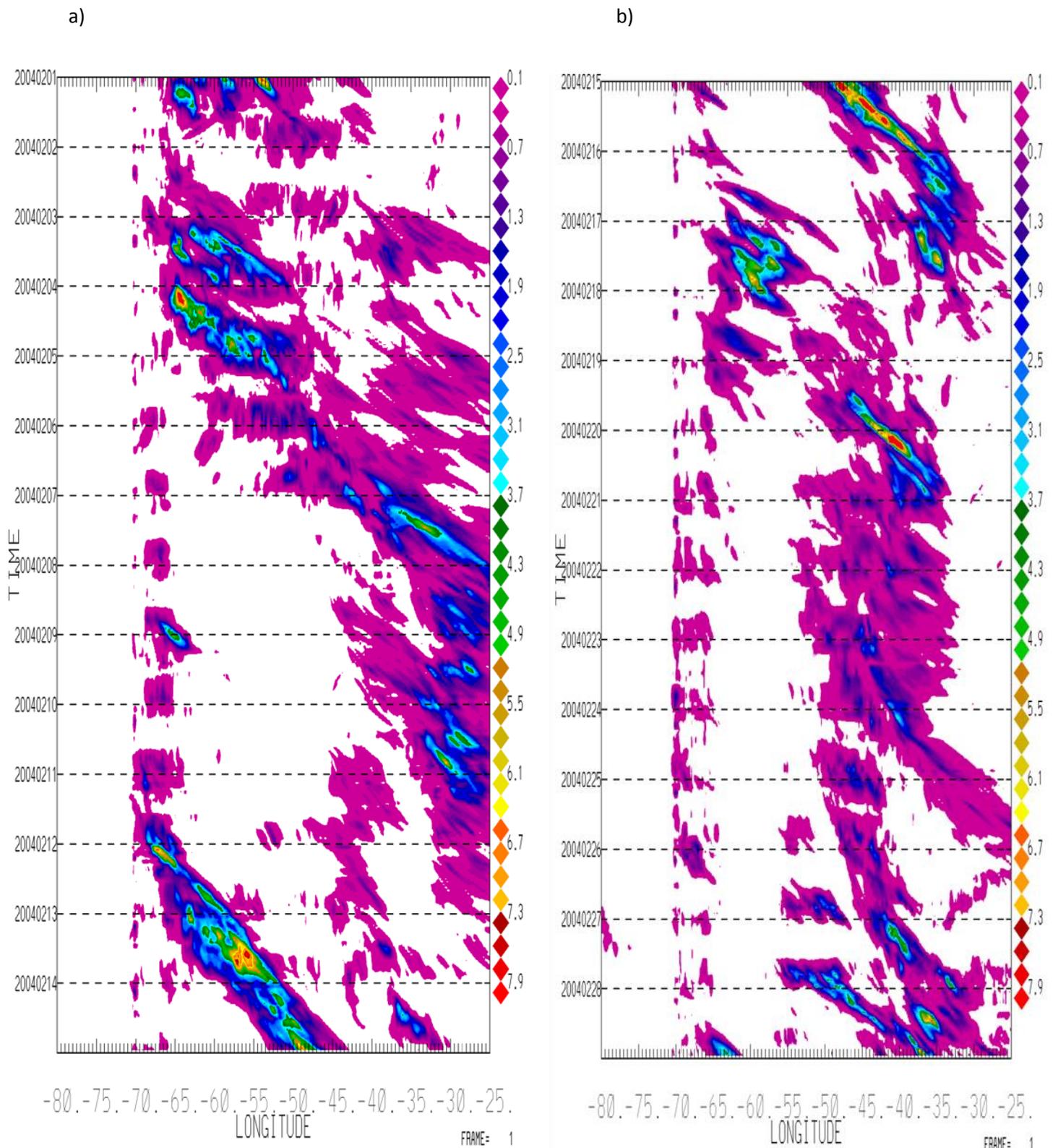


Fig. 3.6. Diagrama Hovmoller para a) 1-14 de fevereiro de 2004, e b) 15 -28 de fevereiro de 2004, nas latitudes fixas de  $-20^\circ$  e  $-35^\circ$ , entre as longitudes  $-80^\circ$  e  $-25^\circ$ , a partir dos dados do CMORPH. As cores a direita apresentam a intensidade da precipitação em  $\text{mm hr}^{-1}$ .

### 3.2.3. Inverno

Na Fig. 3.7.a é observado o diagrama Hovmoller da primeira metade do mês de agosto de 2004. É observado que não atuam sistemas convectivos na região de estudo, e mais que nada são observados sistemas de precipitação de fraca intensidade de  $1 \text{ mm hr}^{-1}$ . Durante os primeiros 15 dias do mês de agosto, ao leste das Cordilheiras dos Andes são observados sinais de precipitação que não se conseguem desenvolver. Entre os dias 6 e 10 de agosto é observado um sistema que se desloca para leste e não apresenta forte taxa de precipitação, que está associado a uma frente fria.

Durante a segunda metade do mês de agosto (Fig. 3.7.b), as condições de precipitação são similares às condições da primeira metade. Não se observam sistemas convectivos de longa duração e deslocamento. Durante os dias 13 e 17 observa-se sinais de precipitação fraca de até  $1 \text{ mm hr}^{-1}$  em  $30^\circ\text{W}$ . Também é observado um sistema com precipitação fraca no dia 16 de agosto que teve início em  $-65^\circ\text{W}$  que se desloca para leste com taxa de precipitação de até  $4 \text{ mm hr}^{-1}$ .

A condição geral nos meses de inverno é que não se observam sistemas de precipitação convectivos e a quantidade de chuva acumulada é muito menor que nos meses de verão. As condições dinâmicas e termodinâmicas na América do Sul no verão e no inverno apresentam diferentes características. Durante o verão existe uma maior quantidade de energia estática e condições dinâmicas favoráveis para a formação de tempestades. Durante o inverno, com a entrada de sistemas frontais e massas de ar mais estáveis, as condições ficam menos favoráveis para a formação de sistemas convectivos de precipitação, e a quantidade de chuva é menor que no verão.

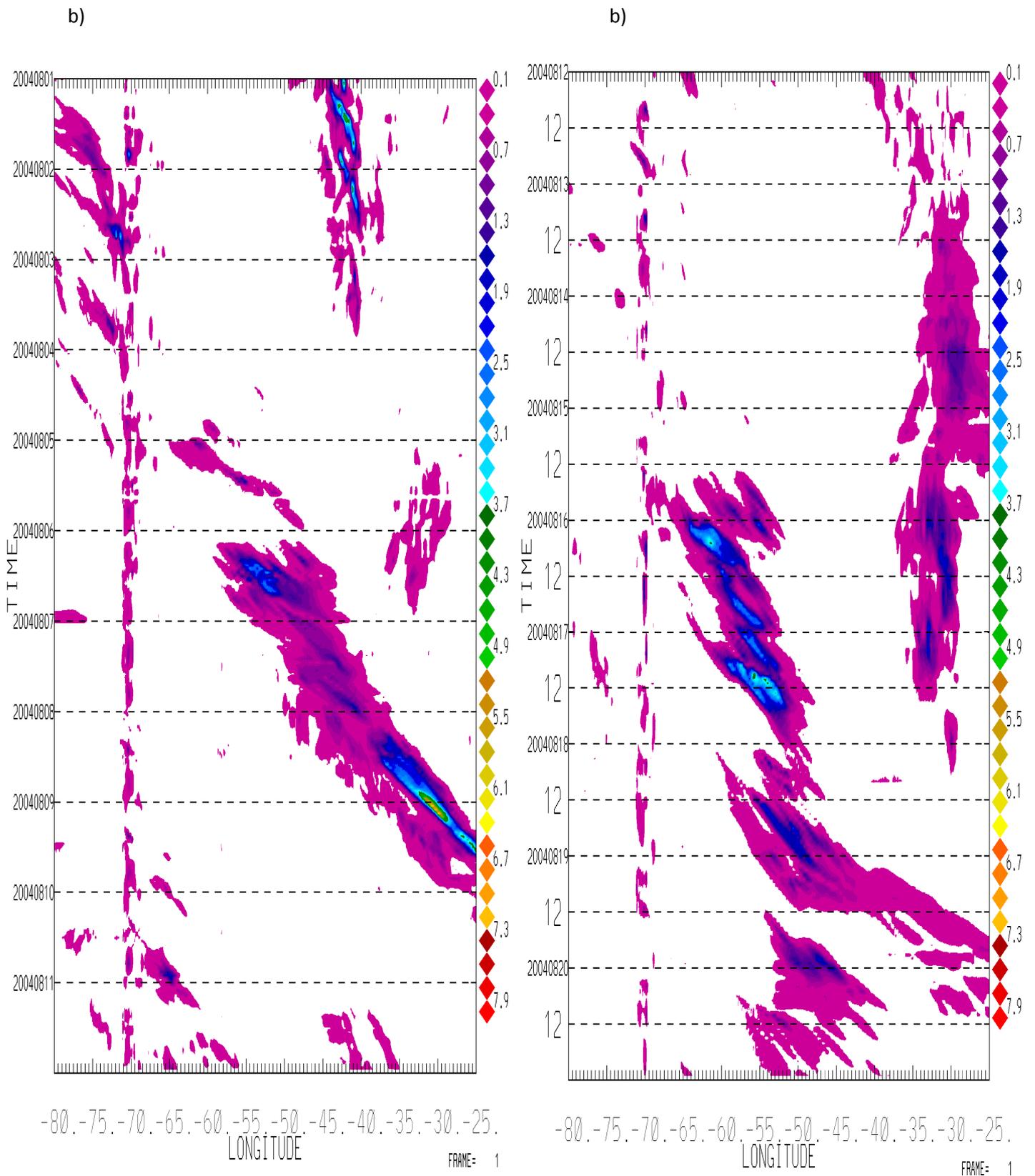


Fig. 3.7. Diagrama Hovmoller para a) 1-11 de agosto de 2004, e b) 12-20 de agosto de 2004, nas latitudes fixas de  $-20^\circ$  e  $-35^\circ$ , entre as longitudes  $-80^\circ$  e  $-25^\circ$ , a partir dos dados do CMORPH. As cores a direita apresentam a intensidade da precipitação em  $\text{mm hr}^{-1}$ .

### **3.3. Estudos de casos**

#### **3.3.1. Episódio de 16/10/2004**

Um Sistema Convectivo de Mesoescala afetou a região da Bacia do La Plata no dia 16 de outubro de 2004, produzindo intensas precipitações. Na Figura 3.8 observa-se o diagrama Hovmoller nas latitudes fixas de  $-20^{\circ}$  e  $-35^{\circ}$  entre as longitudes  $-80^{\circ}$  até  $-25^{\circ}$ . No dia 15 de outubro, aproximadamente às 21 horas, em  $-67^{\circ}$  de longitude observa-se a formação dos primeiros sistemas de pouca intensidade, que se deslocam para leste à medida que o tempo passa. Às 06Z do dia 16 de outubro, na longitude de  $-63^{\circ}$ , são observados os primeiros núcleos convectivos intensos, e na longitude de  $-58^{\circ}$  é observado o núcleo mais intenso e com maior cobertura espacial. O sistema desloca-se para leste e novos núcleos são observados para os horários posteriores. Outro núcleo de grande dimensão é observado no dia 17 de outubro na longitude de  $-53^{\circ}$ , também apresentando uma grande área de precipitações intensas. O sistema perde intensidade a partir das 12Z do dia 17 de outubro, mas produzindo ainda precipitações mais fracas entre as longitudes de  $-50^{\circ}$  e  $-30^{\circ}$ .

A principal zona de precipitações encontra-se entre as longitudes de  $-60^{\circ}$  e  $-50^{\circ}$ . É também observado um acumulado de chuva no dia 15, às 18 horas, na longitude  $-45^{\circ}$  que provavelmente está associada à circulações da brisa marítima. Na Figura 3.9 é observada a sequência a cada 3 horas do sistema em latitude e longitude. A velocidade de fase do sistema é de  $14 \text{ m s}^{-1}$ .

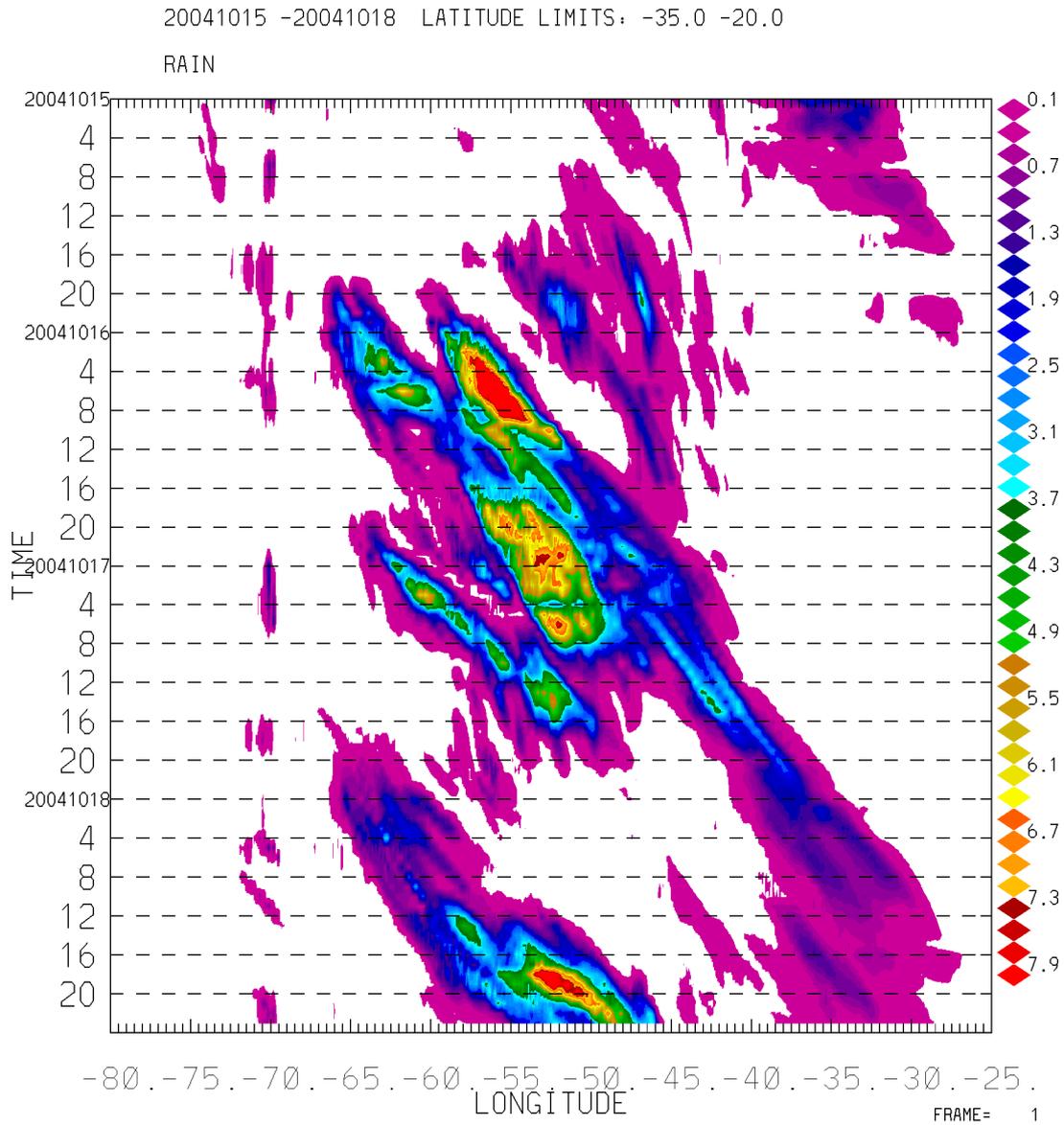


Fig. 3.8. Diagrama Longitude-Tempo para o dia 15 até 21 de outubro de 2004 nas latitudes fixas de  $-20^{\circ}$  e  $-35^{\circ}$ , entre as longitudes  $-80^{\circ}$  e  $-25^{\circ}$ , a partir dos dados do CMORPH. As cores a direita apresentam a intensidade da precipitação em  $\text{mm hr}^{-1}$ .

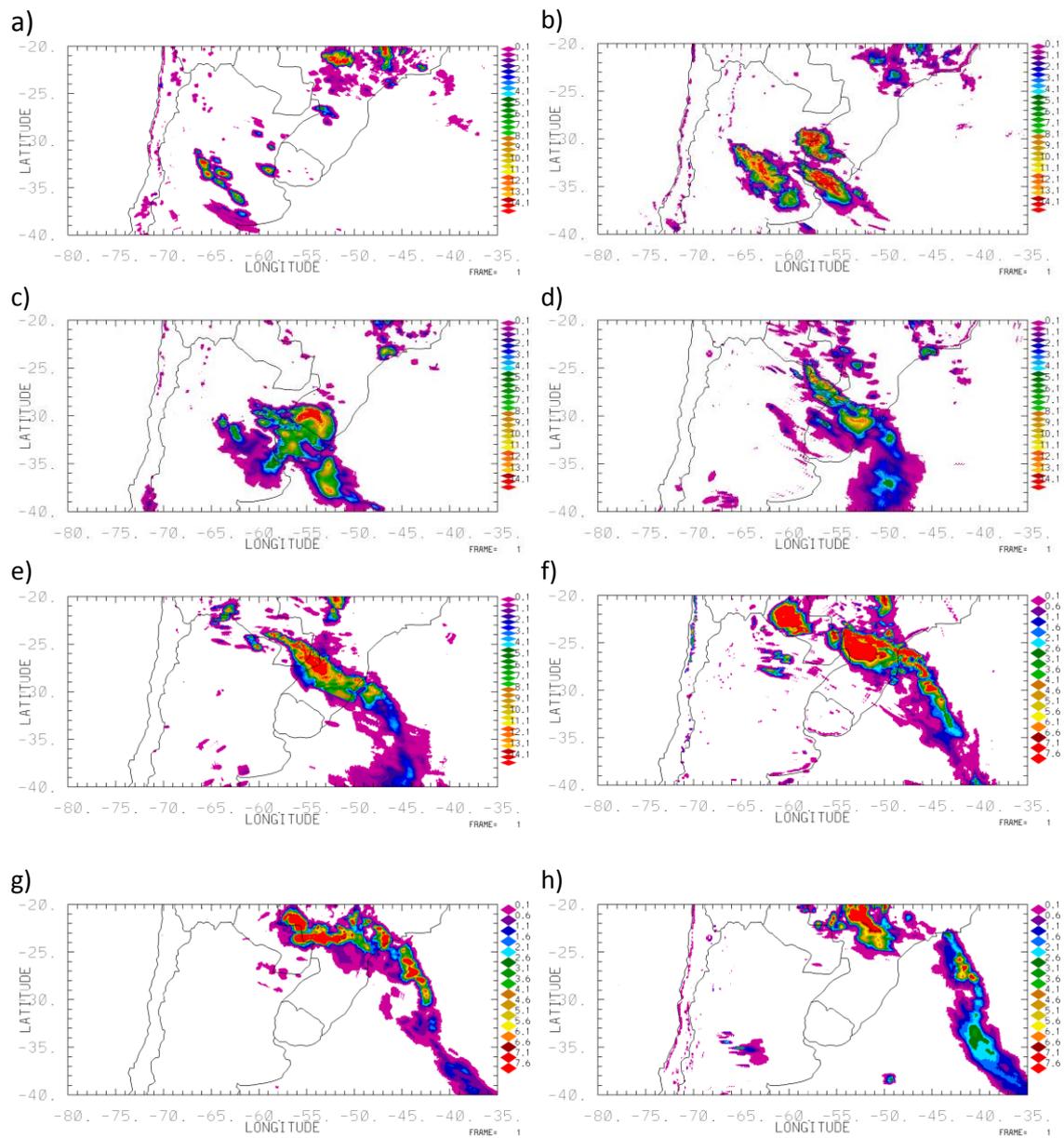


Fig. 3.9. Sequência de chuva acumulada a cada 3 horas pelo CMORPH. a) 21z 15/10, b) 03z 16/10, c) 09z 16/10, d) 15z 16/10, e) 21z 16/10, f) 03z 17/10, g) 09z 17/10, h) 15z 17/10.

### 3.3.1.1. Condições sinóticas na área de estudo

A Figura 3.10.a apresenta a pressão reduzida ao nível médio do mar para o dia 16 de outubro de 2004, às 00z. Para a área de interesse é observado um sistema de baixa pressão de origem térmica posicionado entre o norte da Argentina e o Paraguai, com centro de 1002 hPa. A presença da baixa térmica produz ventos do norte para a região do Paraguai, Sul do Brasil e Uruguai, desta forma transportando ar quente e úmido desde a região amazônica para latitudes mais altas. Além disso, a presença da baixa térmica produz um aumento no gradiente de pressão, que também produz um aumento na velocidade do vento com respeito às vizinhanças, favorecendo a convergência de ar em baixos níveis e produzindo o fenômeno que é conhecido como Jato de Baixos Níveis (JBN).

Na Figura 3.10.b é apresentado com mais detalhes a configuração do JBN. Observa-se o campo de vento e as respectivas isotacas (em cores), no nível de 850 hPa. Valores máximos de velocidade do vento são observados na faixa desde sul de Bolívia, sobre o Paraguai e nordeste da Argentina, com valores de 18 a 20  $\text{m s}^{-1}$  e tem componente do quadrante norte, desta forma transportando com intensidade ar quente e úmido desde regiões tropicais para latitudes mais altas. Os valores de velocidade do vento nas vizinhanças são muito baixos, menores que 4  $\text{m s}^{-1}$ .

A troposfera baixa apresenta condições favoráveis para a convergência do vento, e conseqüentemente movimentos verticais e tempestades muito severas. A configuração da alta atmosfera (nível de 200 hPa) é apresentada na Fig. 3.10.d, onde é observado os vetores do vento e isotacas em  $\text{m s}^{-1}$ . Observa-se o jato subtropical (JST) em 23°S de latitude, e um núcleo de máximas velocidades sobre o Oceano Atlântico em 45°S e 45°W, correspondente ao jato polar.

A região onde se desenvolveu a tempestade (norte da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil) é uma região onde há o encontro da saída polar do JST e a entrada equatorial do jato polar, fazendo assim uma zona favorável para produzir movimentos ascendentes. Esta configuração é uma variante à configuração clássica, devido ao acoplamento destes jatos em altos níveis. A região é assim uma zona onde se tem convergência de ventos e umidade em baixos níveis (850 hPa), e uma divergência forte

de ventos nos níveis altos da troposfera (200 hPa), proporcionando ao SCM uma sustentação dinâmica em todos os níveis, para poder gerar convecção profunda.

Desta forma, os jatos em altura e em baixos níveis estão em fase para dar um suporte dinâmico à tempestade e provocar convecção profunda, como foi observado nas imagens de estimativa de chuva do CMORPH (Fig. 3.9).

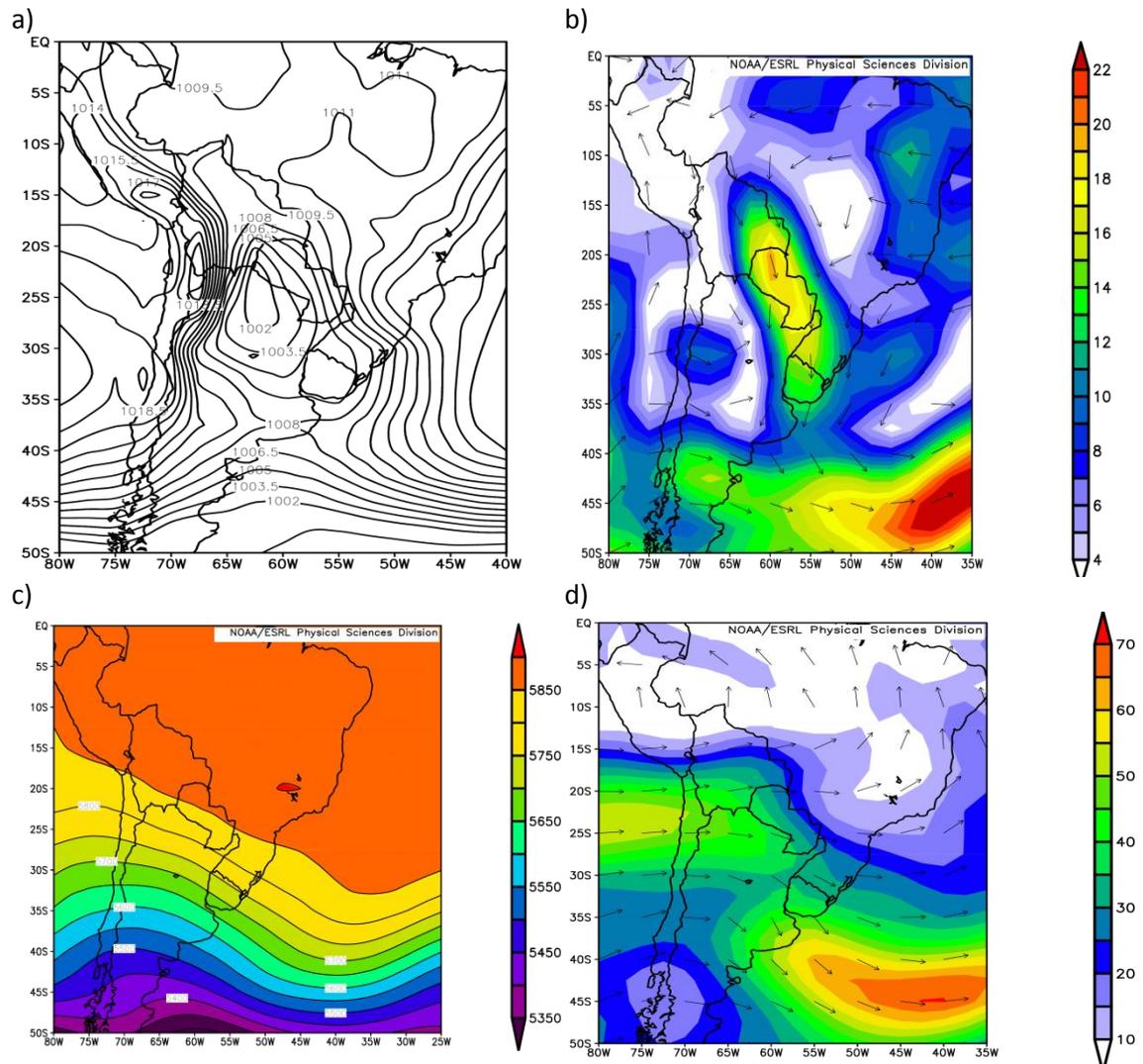


Fig. 3.10. a) Pressão reduzida ao nível do mar para o dia 16 de outubro de 2004 as 00z. b) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 850 hPa as 00z do dia 16 de outubro. c) Altura geopotencial em metros no nível de 500 hPa as 00z. d) Campo do vento em 200 hPa e respectivas isotacas para o dia 16 de outubro de 2012 as 00z

### 3.3.1.2. Condições termodinâmicas na área de estudo

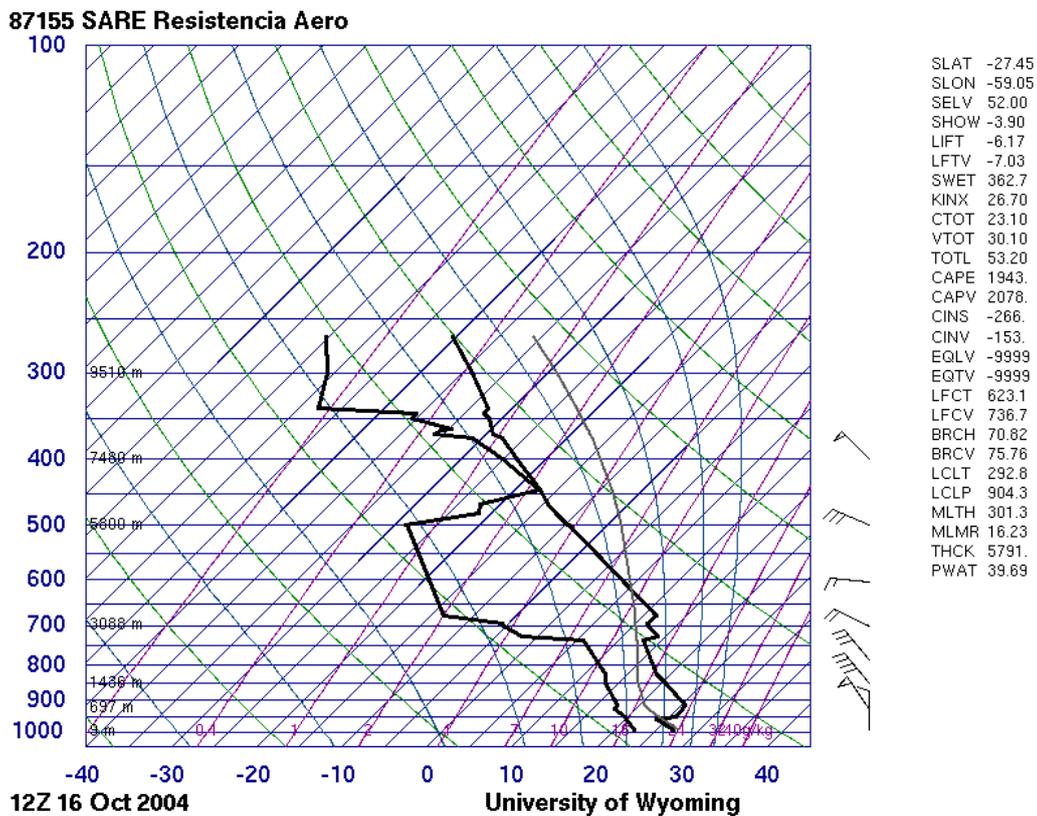


Fig. 3.11. Diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem de 16 de outubro de 2004 as 12Z (Resistencia-Argentina). A linha contínua preta à esquerda corresponde ao perfil de Td e à direita T. As barbelas de vento a direita representam o perfil vertical de vento.

O diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem das 12Z do dia 16 de outubro de 2004 na estação de Resistencia (Argentina) está mostrado na Fig. 3.11. As precipitações produzidas na Bacia do Prata estavam associadas a uma camada de ar relativamente frio e seco na média troposfera (750 – 500 hPa). O valor do CAPE foi de  $1943 \text{ J kg}^{-1}$ , que é considerado moderadamente instável. Os perfis verticais de temperatura do ar (T) e ponto de orvalho (Td) indicam pouca umidade relativa do ar naquele horário desde a superfície até o nível de 600 hPa. O valor de água precipitável é de 39,69 mm, indicando um valor alto de umidade em toda a camada atmosférica nesses pontos. O índice de Levantamento (LI) de -6.19, considerado muito instável, e favorável para a formação de tempestades severas.

### 3.3.1.3. Chuva acumulada

A distribuição de precipitação acumulada durante os dias 15, 16, 17 e 18 de outubro de 2004, utilizando a estimativa de chuva do CMORPH, é observado na Fig. 3.12. Observa-se um importante acumulado em toda a região que afetou o SCM, desde a região central da Argentina, Paraguai, Uruguai e a região Sul do Brasil. Notam-se núcleos importantes de chuva acumulada em diferentes pontos, como na região central de Argentina com acumulados de 100 mm. Nas áreas com maior acumulado de chuva são observados entre Rio Grande do Sul e Uruguai com valores de 180 mm, e também na região central do estado de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, com chuva por acima de 180 milímetros.

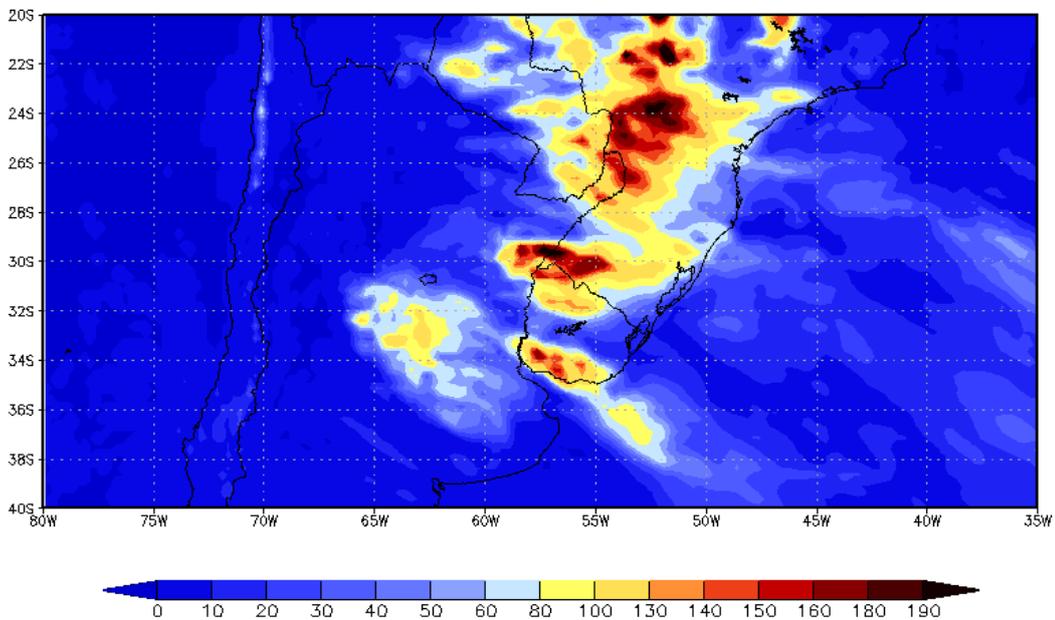


Fig. 3.12. Chuva acumulada entre os dias 15 e 18 de outubro de 2004 pelo CMORPH. A escala de cores indica o acumulado de chuva em milímetros. Latitudes e longitudes são indicados no mapa.

Na região do Oceano Atlântico também é observado um acumulado de chuva mais fraco que sobre o continente. No noroeste Argentino, a quantidade de chuva observada é zero.

### 3.3.2. Episódio de 11/02/2004

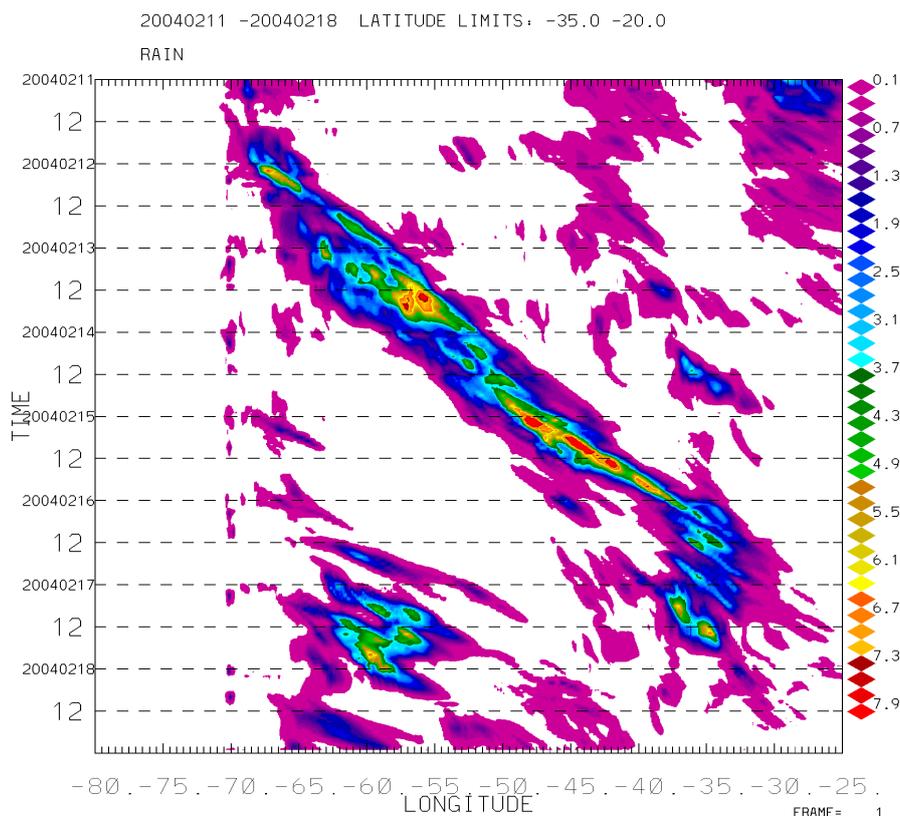


Figura 3.13. Diagrama Hovmoller de chuva acumulada pelo CMORPH no período de 11 de fevereiro até 18 de fevereiro de 2004. As cores apresentam a taxa de precipitação em  $\text{mm hr}^{-1}$ .

Na Figura 3.13 é apresentado o Diagrama Hovmoller para os dias 11 de fevereiro até 16 de fevereiro de 2004 nas latitudes fixas de  $-20^\circ$  e  $-35^\circ$ , e as longitudes de  $-80^\circ$  até  $-25^\circ$ , e a taxa de precipitação média do CMORPH está em  $\text{mm hr}^{-1}$ . Observa-se a atuação de um sistema precipitante bem definido que inicia o dia 11 de fevereiro a partir das 15 horas ao leste das cordilheiras dos Andes (em  $-67^\circ$  de longitude aproximadamente) até o dia 16 de fevereiro em  $-33^\circ$  de longitude. O sistema deslocou-se para leste quase 3400 km em 4,5 dias, com uma velocidade zonal de  $8,7 \text{ m s}^{-1}$ .

Valores importantes de acumulados de chuva são observados entre as 12Z e as 18Z do dia 13 de fevereiro, com  $6,9 \text{ mm hr}^{-1}$  na longitude de  $-55^\circ$ . Outro acumulado importante de chuva também é observado no dia 15 de fevereiro, entre as longitudes de  $-50^\circ$  e  $-37^\circ$ .

Além do sistema principal estudado, também são observados outros sistemas que causam precipitação, como por exemplo, o fraco acumulado de chuva de  $0,5 \text{ mm hr}^{-1}$  observado em  $-40^\circ$  entre os dias 11 e 13 de fevereiro, apresentando pouco acumulado de chuva. Também são observados sistemas a leste das cordilheiras dos Andes que se deslocaram para leste, não se conseguindo desenvolver, como é observado o dia 15 de fevereiro as 00Z em  $-67^\circ$  e o dia 16 de fevereiro as 12Z em  $-65^\circ$ . Na Fig. 3.14 é observada a sequência de chuva a cada 3 horas.

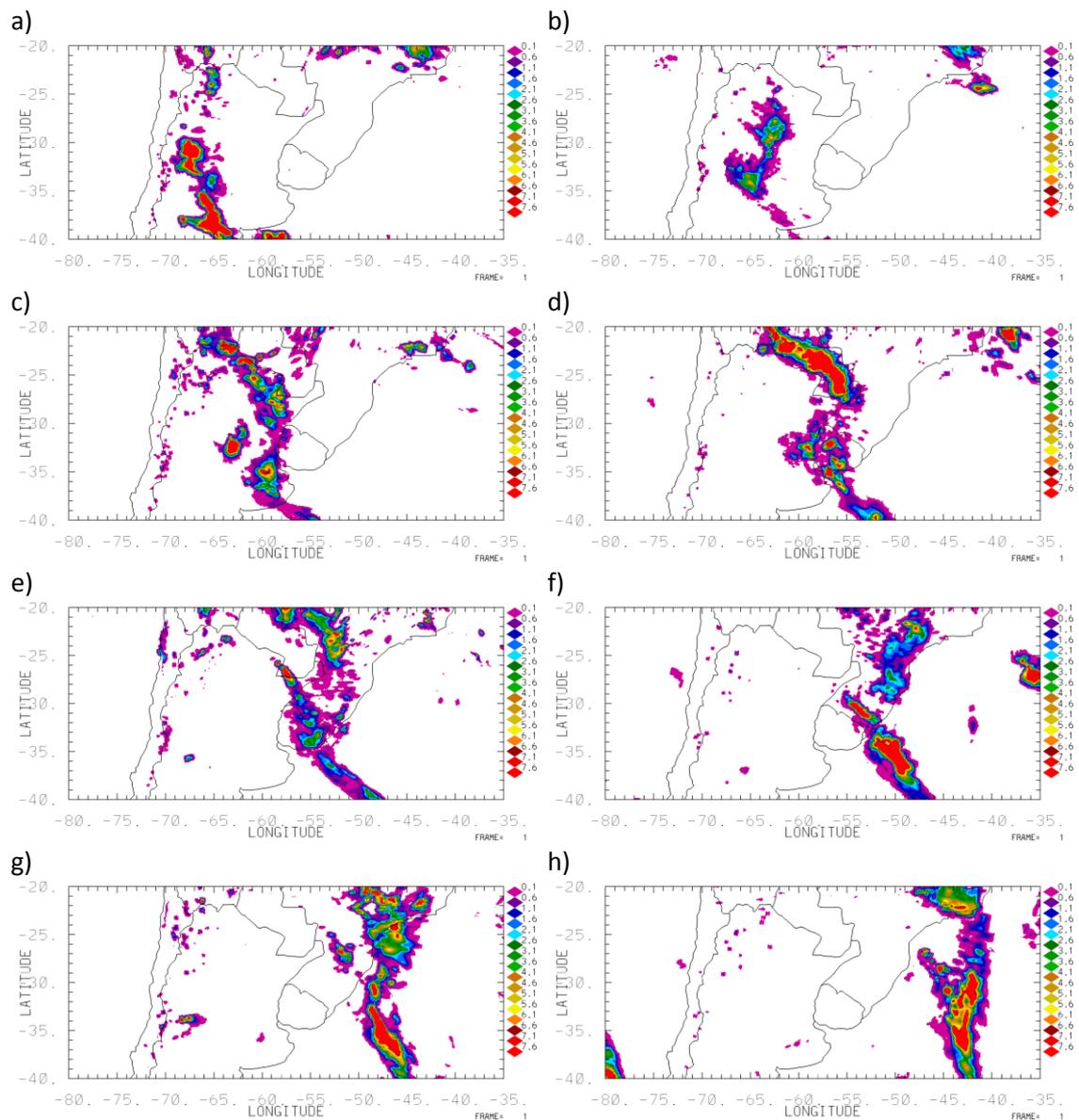


Fig. 3.14. Sequência de chuva acumulada a cada 3 horas pelo CMORPH. a) 00z 12/02, b) 12z 12/02, c) 00z 13/02, d) 12z 13/02, e) 00z 14/02, f) 12z 14/02, g) 00z 15/02, h) 12z 15/02.

### 3.3.2.1. Descrição sinótica do sistema atuante no dia 11 de fevereiro de 2004

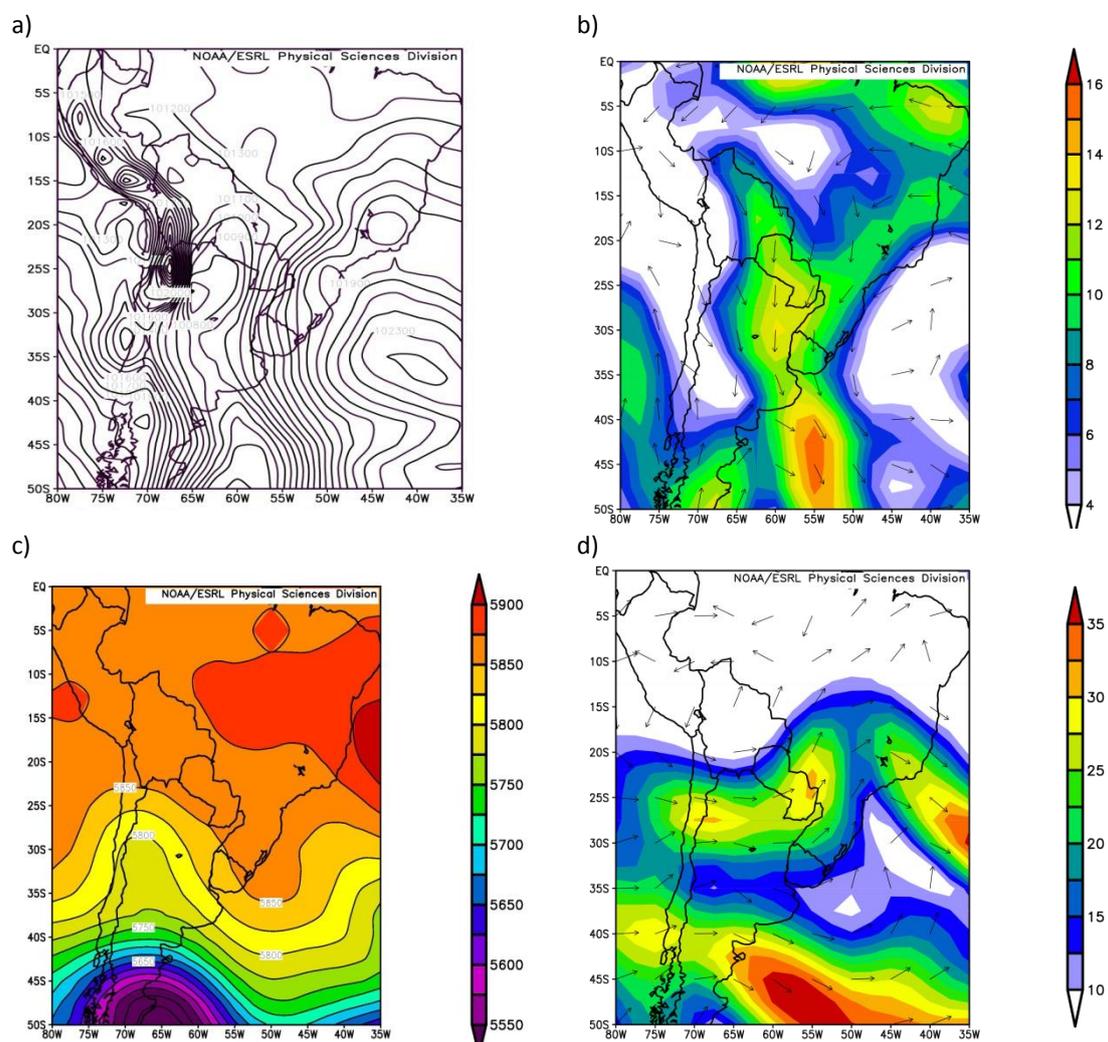


Figura 3.15. 12 de fevereiro de 2004 às 12Z. a) pressão reduzida ao nível do mar b) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 850 hPa c) Altura geopotencial no nível de 500 hPa d) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 250 hPa.

Na Figura 3.15. são apresentadas as condições sinóticas do dia 12 de fevereiro as 12Z de 2004. A figura 3.15.a. mostra a pressão reduzida ao nível do mar às 12Z do dia 12 de fevereiro. É observado um gradiente de pressão em direção zonal na região norte da Argentina, Paraguai, sul do Brasil e Uruguai. O forte gradiente é por consequência da Alta Pos Frontal com centro de 1023 hPa posicionada em 37°S e 40°W, e uma baixa pressão posicionada no noroeste da Argentina com centro de 1008 hPa. Além desses sistemas, um sistema de baixa pressão é observado na costa oeste do Chile, em 33°S e 75°W, com centro de 1012 hPa. O gradiente de pressão intenso observado em superfície

na região da Bacia do Prata favorece para o aumento na velocidade do vento de norte, como é observado na Fig. 3.15.b.

Na Fig. 3.15.b. é apresentado o campo de vento com as respectivas isotacas no nível de 850 hPa. Valores de velocidade do vento menores a  $4 \text{ m s}^{-1}$  são apresentadas com cores brancas, e maiores a  $16 \text{ m s}^{-1}$  são apresentadas com cores vermelhas. Na costa leste do Sul do Brasil é observada uma circulação em sentido anti-horário, que corresponde à circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, que foi observada na Fig. 3.15.a. Na região nordeste da Argentina e sul do Paraguai observa-se uma zona de confluência dos ventos e um aumento na velocidade, com valores de  $13 \text{ m s}^{-1}$ , desta forma transportando ar quente e úmido desde regiões tropicais para latitudes mais altas.

O campo de altura geopotencial no nível de 500 hPa é apresentado na Fig. 3.15.c. É observado um cavado de onda longa com seu respectivo eixo sobre a região noroeste da Argentina e Chile. Mais para o sul é observado um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis, com centro em  $50^{\circ}\text{S}$  e  $65^{\circ}\text{W}$ . Sobre Oceano Atlântico é observada uma crista e mais para leste outro cavado com seu respectivo eixo um pouco inclinado, que possivelmente esteja associado a um sistema frontal. Regiões que se encontram a leste do cavado são favoráveis para a convecção e formação de tempestades.

Na Figura. 3.15.d é apresentado o campo de vento e isotacas no nível de 200 hPa para as 12Z do dia 12 de fevereiro de 2004. É observado o Jato Sub Tropical atuando em  $25^{\circ}\text{S}$  na região norte da Argentina, Paraguai e Centro Oeste do Brasil com seu núcleo de velocidades máximas maiores a  $30 \text{ m s}^{-1}$ . Observa-se também a atuação do Jato Polar em  $45^{\circ}\text{S}$  a leste da costa da Argentina.

Com a atuação do escoamento de norte em baixos níveis transportando ar quente e úmido das regiões tropicais para latitudes mais altas, e a atuação do cavado no nível de 500 hPa, a região a leste das cordilheiras dos Andes é uma região favorável para a convergência do vento em superfície, e conseqüentemente movimentos verticais ascendentes e tempestades severas. Como foi observado na Fig. 3.13, o sistema começou a leste das cordilheiras dos Andes, e deslocou-se para leste por mais de 3400 km durante quase 108 horas.

### 3.3.2.2. Condições termodinâmicas na área de estudo

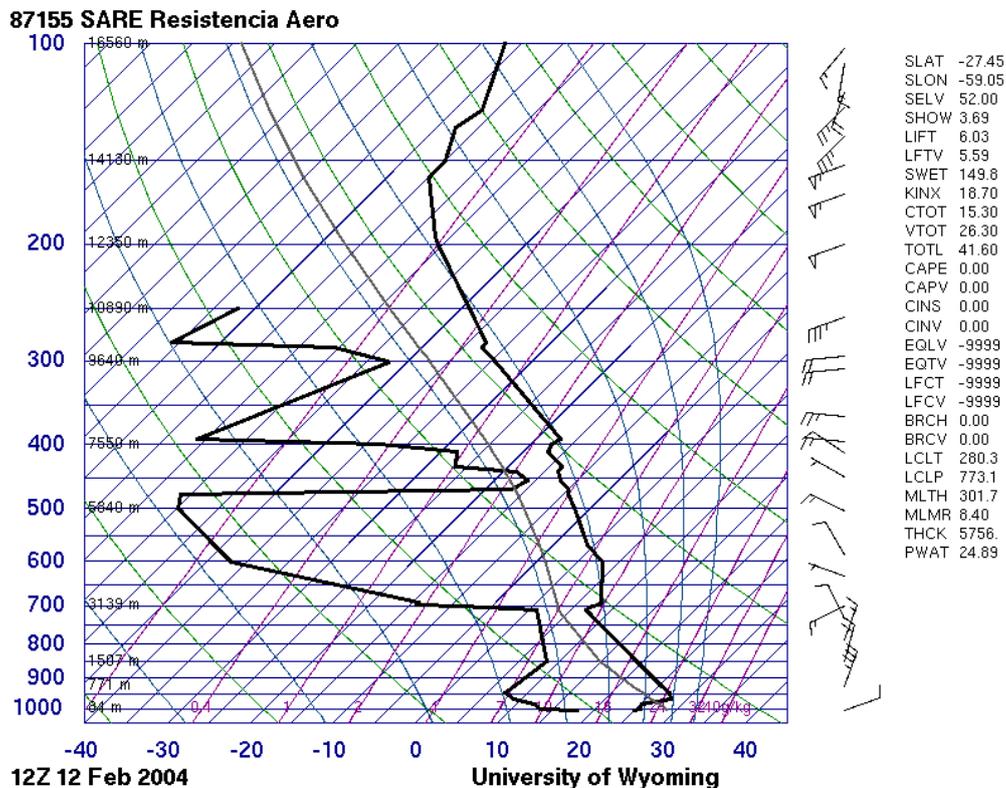


Fig. 3.16. Diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem de 12 de fevereiro de 2004 as 12Z (Resistencia-Argentina). A linha contínua preta à esquerda corresponde ao perfil de Td e à direita T. As barbelas de vento a direita representam o perfil vertical de vento.

Na Fig. 3.16 é mostrado o diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem das 12Z do dia 12 de fevereiro de 2004 na estação de Resistencia (Argentina). As precipitações produzidas na Bacia da Prata estavam associadas a uma camada de ar relativamente frio e seco na media troposfera (700 – 500 hPa). Os perfis verticais de temperatura do ar (T) e ponto de orvalho (Td) indicam pouca umidade do ar naquele horário. O valor de água precipitável é de 24,89 mm, indicando um valor não muito alto de umidade em toda a camada atmosférica nesse ponto. O valor do CAPE é de 0 J Kg<sup>-1</sup> e o índice LIFT indica 6,03, apresentando assim uma atmosfera sem condições termodinâmicas favoráveis para a formação de tempestades severas.

### 3.3.2.3. Chuva acumulada

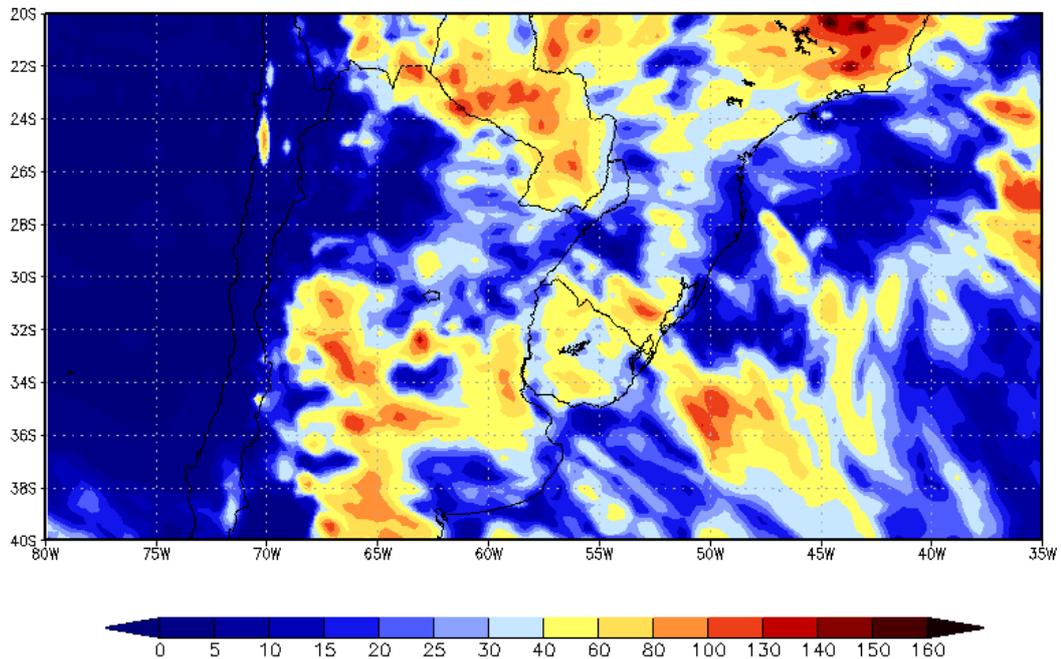


Fig. 3.17. Chuva acumulada entre os dias 11 e 16 de fevereiro de 2004 pelo CMORPH. A escala de cores indica o acumulado de chuva em milímetros. Latitudes e longitudes são indicadas no mapa.

Na Fig. 3.17 é observado o acumulado de chuva obtido pelo Cmorph desde o dia 11 até 16 de fevereiro de 2004. É observado um importante acumulado de chuva na região central da Argentina, Uruguai e sul de Brasil, com valores de 60 até 130 mm. Na região noroeste da Argentina observam-se valores baixos de chuva, sendo quase zero. É observado que sobre todo o Paraguai a quantidade de chuva é maior a 60 mm, chegando até 130 mm no Chaco. Outro acumulado importante de chuva é observado na região central do Brasil, sobre Minas Gerais e Rio de Janeiro.

O sistema 2 apresenta chuvas melhor distribuídas espacialmente com respeito ao sistema 1. O sistema 2 mostra acumulados de chuva sobre Argentina, Uruguai, Paraguai e Brasil. A diferença com o sistema 1, é que este tem os maiores acumulados de chuva sobre a região central do Brasil.

### 3.3.3. Episódio de 17/02/2004

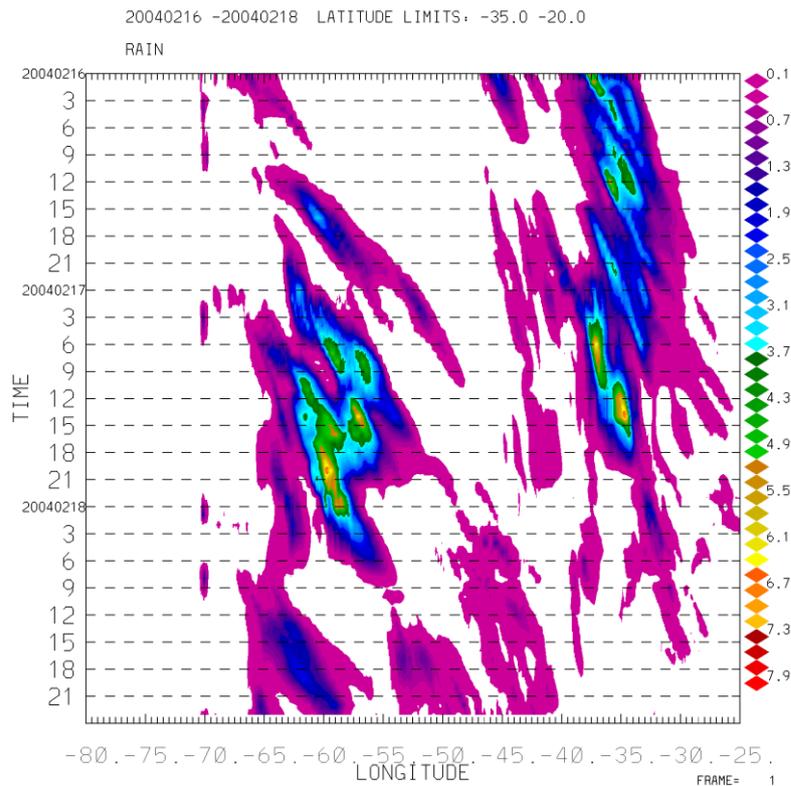


Figura 3.18. Diagrama Hovmoller de chuva acumulada pelo CMORPH no período de 16 de fevereiro até 18 de fevereiro de 2004.

Na Figura 3.18 é apresentado o Diagrama Hovmoller para os dias 16 de fevereiro até 18 de fevereiro de 2004 nas latitudes fixas de  $-20^{\circ}$  e  $-35^{\circ}$ , e as longitudes de  $-80^{\circ}$  até  $-25^{\circ}$ , e a taxa de precipitação média do CMORPH esta em  $\text{mm hr}^{-1}$ . Observa-se a atuação de sistemas de precipitação não bem definidos, uma no dia 17 de fevereiro entre  $-65^{\circ}$  e  $-50^{\circ}$  de longitude, com taxa de precipitação de até  $6 \text{ mm hr}^{-1}$ , deslocando-se poucos km e ficando quase - estacionaria, e a outra que foi o restante do sistema analisado no item anterior.

O principal interesse de analisar este sistema, a diferença de outros sistemas de longa duração e comprimento, é devido à quantidade de chuva que ele gerou, e do curto deslocamento e duração do sistema (700 km e 20 horas). Na Fig. 3.19 é observado a sequencia de chuva a cada 6 horas pelo CMORPH apresentando a corta duração do sistema.

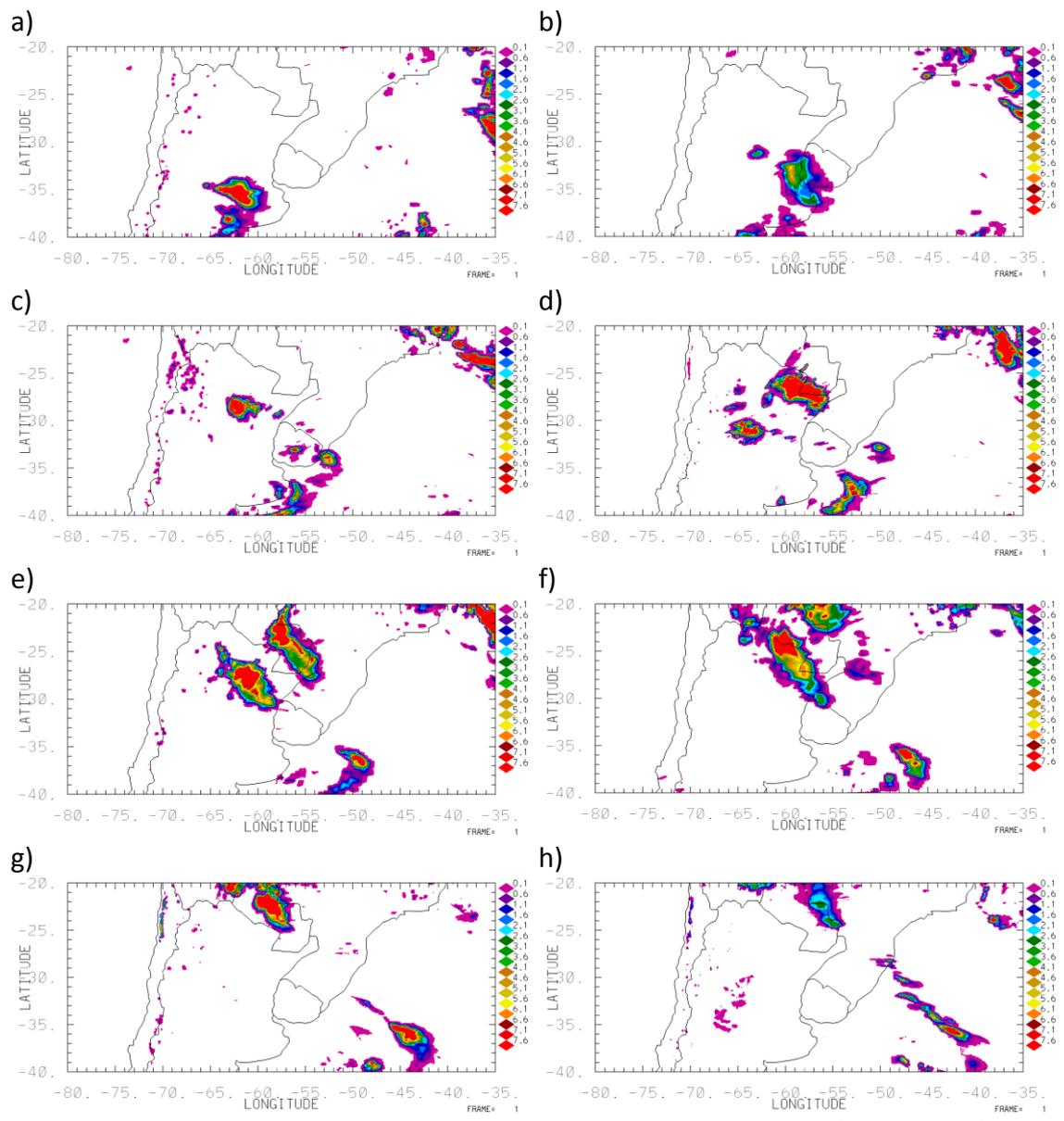


Fig. 3.19. Sequência de chuva acumulada a cada 6 horas pelo CMORPH. a) 12z 16/02, b) 18z 16/02, c) 00z 17/02, d) 06z 17/02, e) 12z 17/02, f) 18z 17/02, g) 00z 18/02, h) 06z 18/02.

### 3.3.3.1. Condições sinóticas na área de estudo

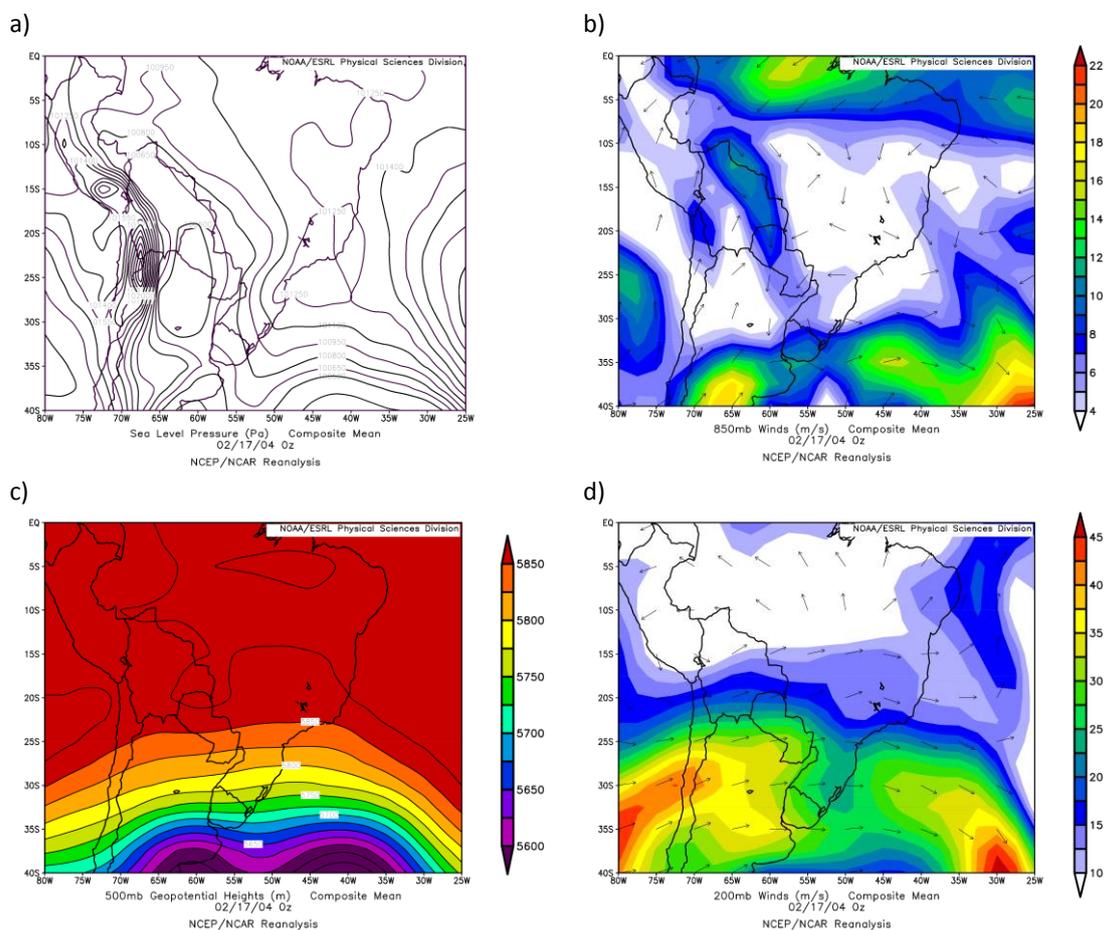


Fig. 3.20. 17 de fevereiro de 2004 as 00Z. a) pressão reduzida ao nível do mar b) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 850 hPa c) Altura geopotencial no nível de 500 hPa d) Campo de vento e respectivas isotacas no nível de 250 hPa.

Na Figura 3.20 são apresentadas as condições sinóticas do dia 17 de fevereiro as 00Z de 2004. A figura 3.20.a. mostra a pressão reduzida ao nível do mar às 00Z do dia 17 de fevereiro. Observa-se a atuação de um sistema de baixa pressão não bem definida sobre o norte argentino e o Paraguai, com centro de 1005 hPa. Um centro de alta pressão de 1012 hPa também é observado sobre a costa este do Brasil, sobre os estados de SP, RJ e ES. O gradiente de pressão não é muito forte, mostrando assim que não se tem uma aceleração do vento norte sobre a região do Paraguai.

Na Fig. 3.20.b. é apresentado o campo de vento com as respectivas isotacas no nível de 850 hPa. Valores de velocidade do vento menores a  $4 \text{ m s}^{-1}$  são apresentadas

com cores brancas, e maiores a  $22 \text{ m s}^{-1}$  são apresentadas com cores vermelhas. O campo de vento não mostra uma configuração bem definida de circulação de altas e baixas pressões, só observa-se uma faixa de velocidade de  $10 \text{ m s}^{-1}$  desde o norte da Bolívia até o norte do Paraguai, também ventos fortes de  $20 \text{ m s}^{-1}$  na região norte da Argentina e no Oceano Atlântico, que estão associados a sistemas frontais.

O campo de altura geopotencial no nível de 500 hPa é apresentado na Fig. 3.20.c. É observado um pequeno cavado de onda curta sobre o norte argentino e circulação zonal sobre o Paraguai e Brasil. Também são observados dois centros de baixas pressões, uma na região centro oeste da Argentina em  $60^{\circ}\text{W}$  e  $40^{\circ}\text{S}$ , e outro sobre o oceano Atlântico em  $40^{\circ}\text{W}$  e  $40^{\circ}\text{S}$ .

Na Figura 3.20.d é apresentado o campo de vento e isotacas no nível de 200 hPa para as 00Z do dia 17 de fevereiro de 2004. É observado o Jato Sub Tropical e Polar atuando em  $35^{\circ}\text{S}$  na região do Oceano Pacífico, centro de Chile e oeste da Argentina. Não se observa atuação de nenhum jato sobre a região central de América do Sul.

Os ventos de fraca intensidade em baixos níveis sem apoio de divergência em altura fazem que a atmosfera não fique favorável para a formação de tempestades de longa duração, e só se formem tempestades curtas e de pouca duração, como foi observado na Fig. 3.18.

### **3.3.3.2. Condições termodinâmicas na área de estudo**

Na Fig. 3.21 é mostrado o diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem das 12Z do dia 16 de fevereiro de 2004 na estação de Resistencia (Argentina). O valor do CAPE é de  $0 \text{ J kg}^{-1}$ , e o valor de água precipitável é de 13,87 mm indicando um valor baixo de umidade em toda a camada atmosférica nesse ponto. A energia estática da atmosfera não apresentava condições favoráveis para formação de tempestades de longa duração de vida.

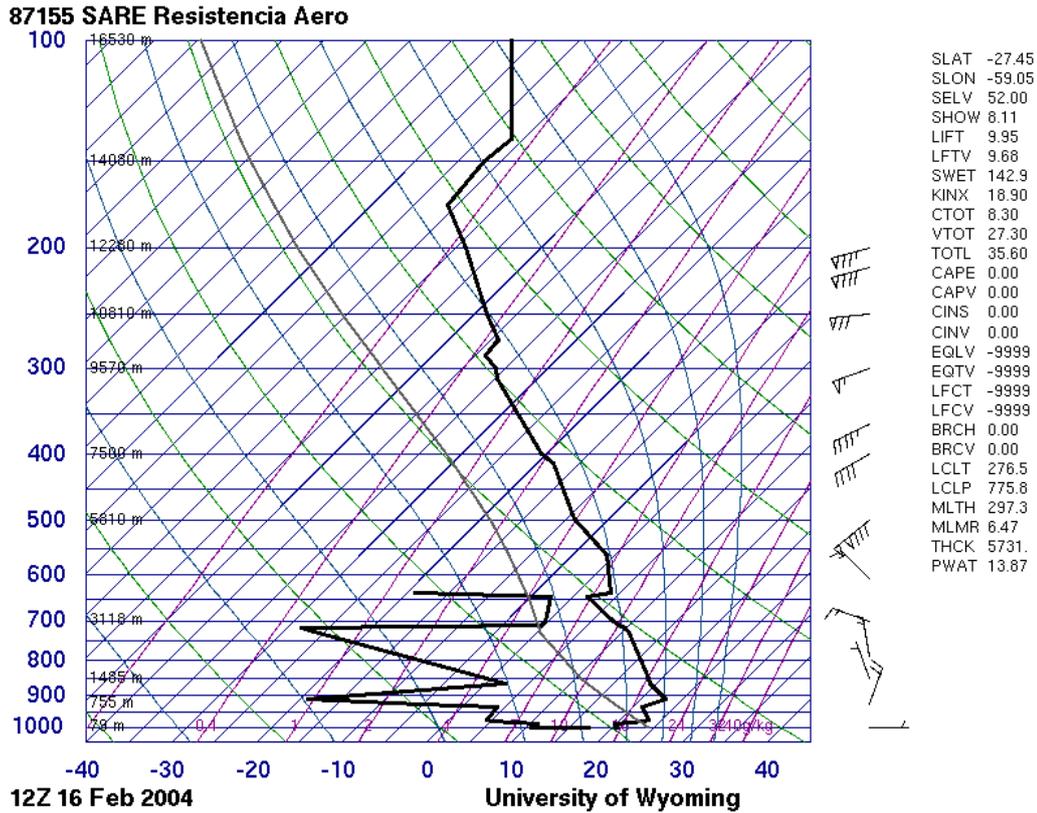


Fig. 3.21. Diagrama Termodinâmico SkewT-LogP da sondagem de 16 de fevereiro de 2004 as 12Z (Resistencia-Argentina). A linha contínua preta à esquerda corresponde ao perfil de Td e à direita T. As barbelas de vento à direita representam o perfil vertical de vento.

### 3.3.3.3. Chuva Acumulada

Na Fig. 3.22 é observado o acumulado de chuva obtido pelo Cmorph desde o dia 16 até 18 de fevereiro de 2004. O campo de precipitação não apresenta importantes acumulados de chuva na região de estudo, só uma quantidade de 90 mm na região norte da Argentina, com picos de até 120 mm. Outras quantidades menos significativas são observadas sobre o centro da Argentina, que mostram valores de 60 mm. No restante da região continental não se observam acumulados de chuva.

A quantidade de precipitação acumulada por este sistema é muito menor em comparação ao sistema 1 e o sistema 2, que apresentaram maior quantidade de precipitação, e maior cobertura espacial. Em resumo, este sistema durou pouco tempo, a distância percorrida foi curta e o acumulado de chuva foi menor em comparação aos outros sistemas.

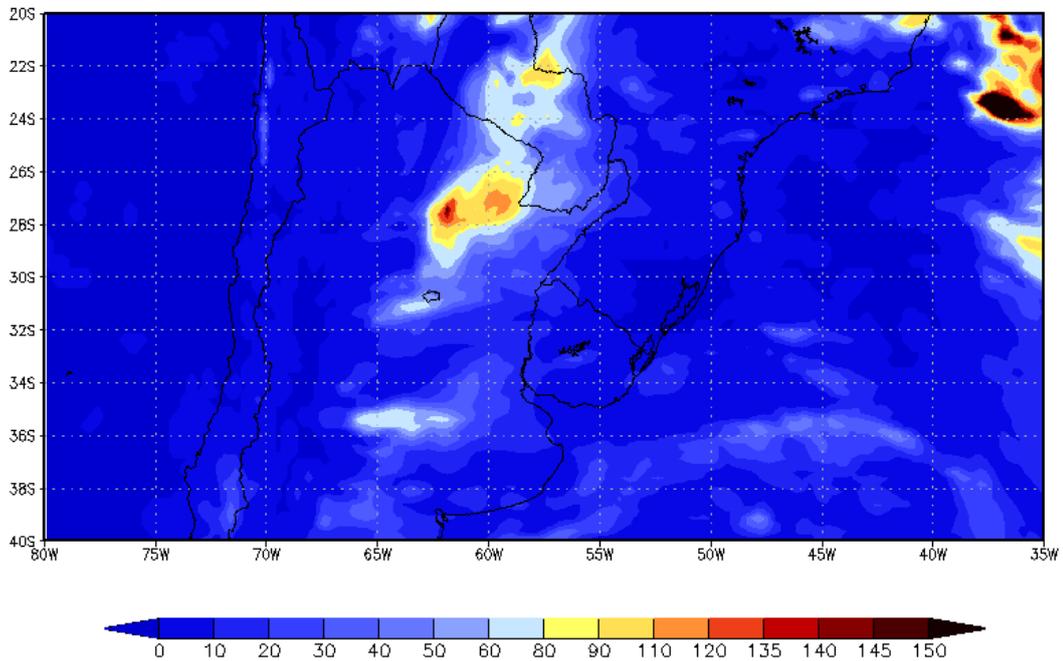


Fig. 3.22. Chuva acumulada entre os dias 16 e 18 de fevereiro de 2004 pelo CMORPH. A escala de cores indica o acumulado de chuva em milímetros. Latitudes e longitudes são indicadas no mapa.

### 3.4. Acumulado de chuva anual nos anos 2003 e 2004

Na Fig. 3.23 é apresentado o acumulado de chuva anual em milímetros dos anos 2003 e 2004 calculado pelo CMORPH. No ano 2003 (Fig. 3.23.a), a maior quantidade de precipitação é observada na região da Bacia da Prata, e os máximos chegam até 3400 milímetros anuais no sul do Brasil, sul do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai.

A quantidade de precipitação diminui até chegar a 10 mm na região oeste da Argentina, onde encontra-se a Cordilheira dos Andes. O mesmo comportamento observa-se na região do Paraguai, onde a precipitação diminui no Chaco até chegar a valores de 500 mm. No Brasil a precipitação apresenta um comportamento mais homogêneo, especialmente na região sudeste, onde a quantidade de chuva é de mais de 2400 anuais. Sobre os estados de RJ e ES observa-se a menor quantidade de chuva, chegando em 700 mm anuais.

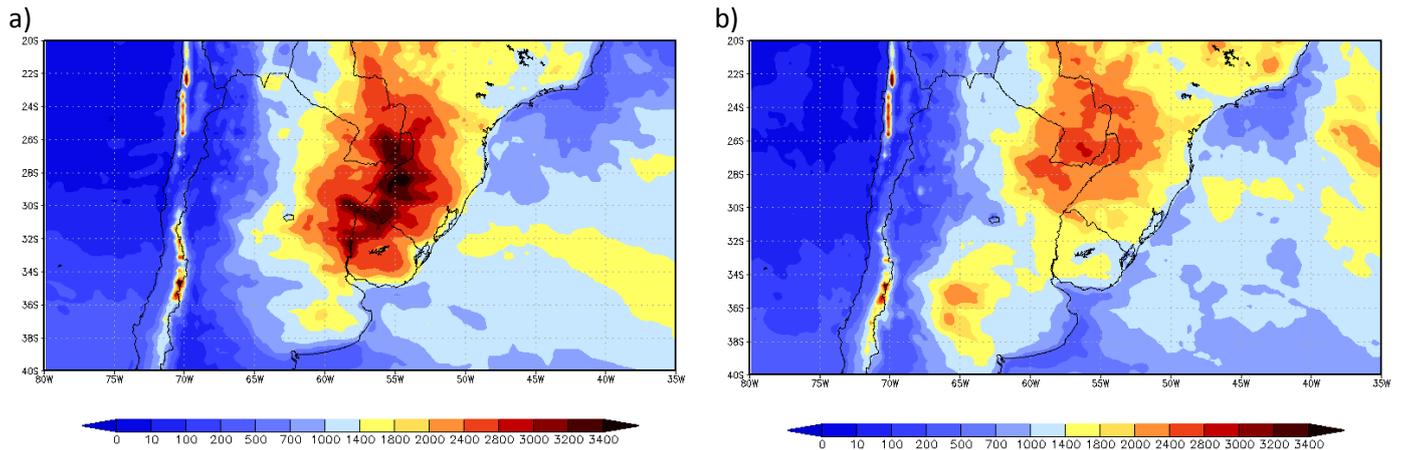


Fig. 3.23. Acumulado de chuva anual em milímetros para os anos 2003 (a) e 2004 (b) calculado pelo CMORPH. Longitudes, latitudes e escala de cores estão indicados.

No ano 2004 (Fig. 3.23.b) é observado chuva mais intensa deslocada para oeste comparando com 2003, com a diferença que a quantidade de precipitação na região central da America do Sul foi menor, chegando a valores de 2400 mm anuais. Outra diferença importante é um segundo máximo de precipitação observado na região central da Argentina em 35°S e 65°W que chega até 2000 milímetros. No ano 2003 choveu mais que no ano 2004, mas a precipitação foi mais localizada em uma sola região.

A grande quantidade de chuva gerada na bacia da Prata é devido aos SCM's que são produzidos nessa região (Laing and Fritsch, 1997). Durante o ano 2003 foram encontrados 93 sistemas com mais de 1500 km de deslocamento, produzindo grande porcentagem da precipitação nesse ano. No ano 2004 foram encontrados 74 sistemas com mais de 1500 km.

### 3.5. Características dos sistemas de longa e curta duração

As maiorias dos sistemas de longa duração ocorrem nos meses quentes, principalmente na primavera e no final do verão. Na Fig. 3.24 são observadas as condições atmosféricas médias do campo de vento ( $m s^{-1}$ ) e temperatura do ar (K) em 850 hPa, vento em 200 hPa ( $m s^{-1}$ ) e umidade específica em 925 hPa ( $kg kg^{-1}$ ) de 10 sistemas de longa duração (mais de 48 hs) e de deslocamento maior a 1200 km.

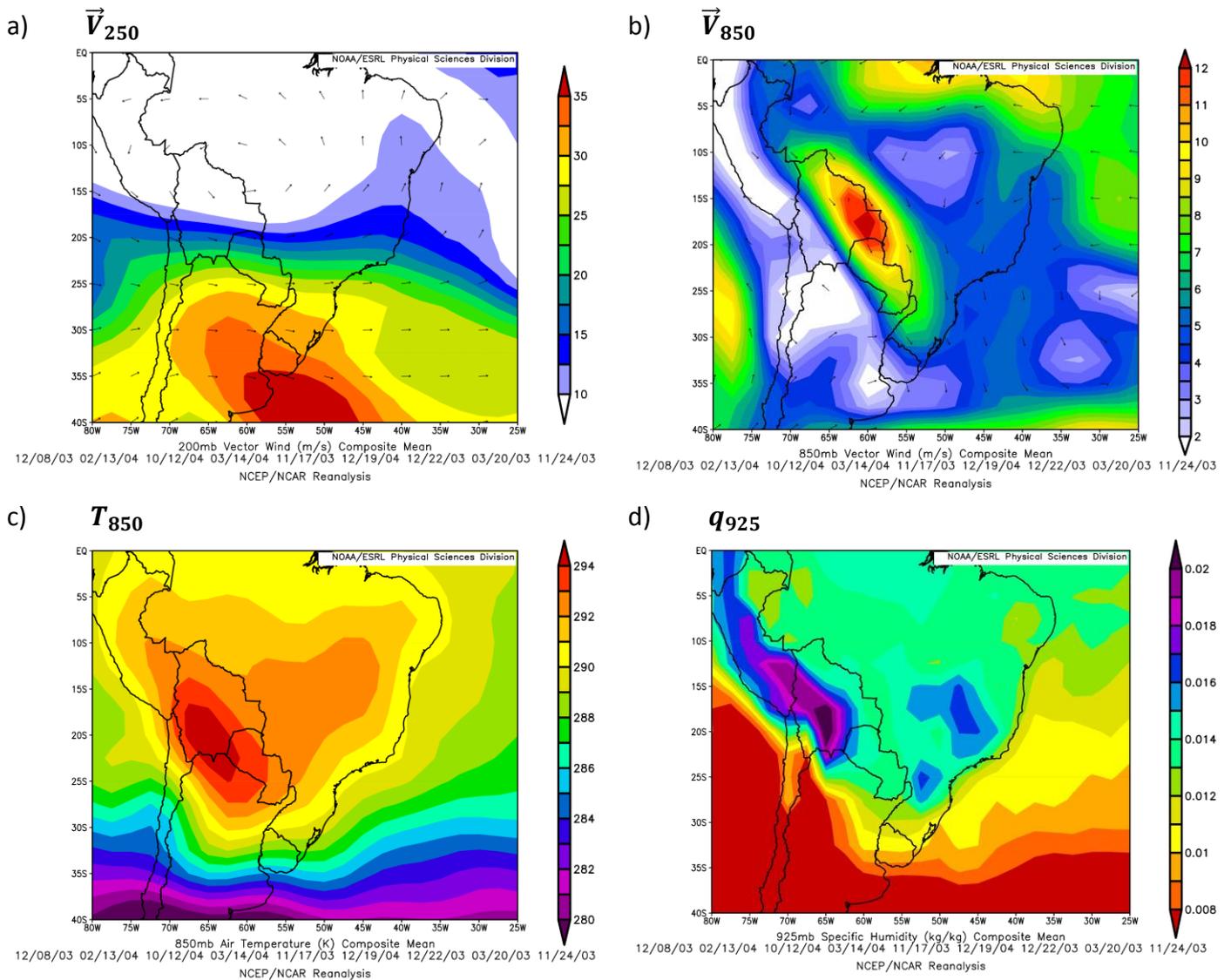


Fig. 3.24. a) Campo de vento em 200 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ), b) campo de vento em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ), c) Temperatura do ar em 850 hPa (K) e d) umidade específica em 925 hPa ( $\text{kg kg}^{-1}$ ) para 10 sistemas de longa duração que começam ao leste das Cordilheira dos Andes. Longitudes, latitudes e escala de cores estão indicados.

As características mais importantes dos sistemas de longa duração são as posições dos jatos de altos e baixos níveis. Observa-se que os sistemas de longa duração estão em fase com o ciclo diurno, advecção de umidade pelo jato de baixos níveis e a entrada equatorial do jato de altos níveis. Como é observado na Fig. 3.24.a, a entrada equatorial do Jato de altos níveis está acima da saída do jato de baixos níveis (Fig. 3.24.b), produzindo convergência em superfície e divergência em altos níveis, uma circulação direta e ambiente favorável para a convecção.

Também é observada uma massa de ar quente sobre a região de formação dos SCM com temperaturas de  $21^\circ\text{C}$  em média em 850 hPa, e umidade específica de  $15 \text{ g kg}^{-1}$

<sup>1</sup> em 925 hPa. A alta umidade e as temperaturas altas são os combustíveis para a formação dos sistemas de precipitação convectiva.

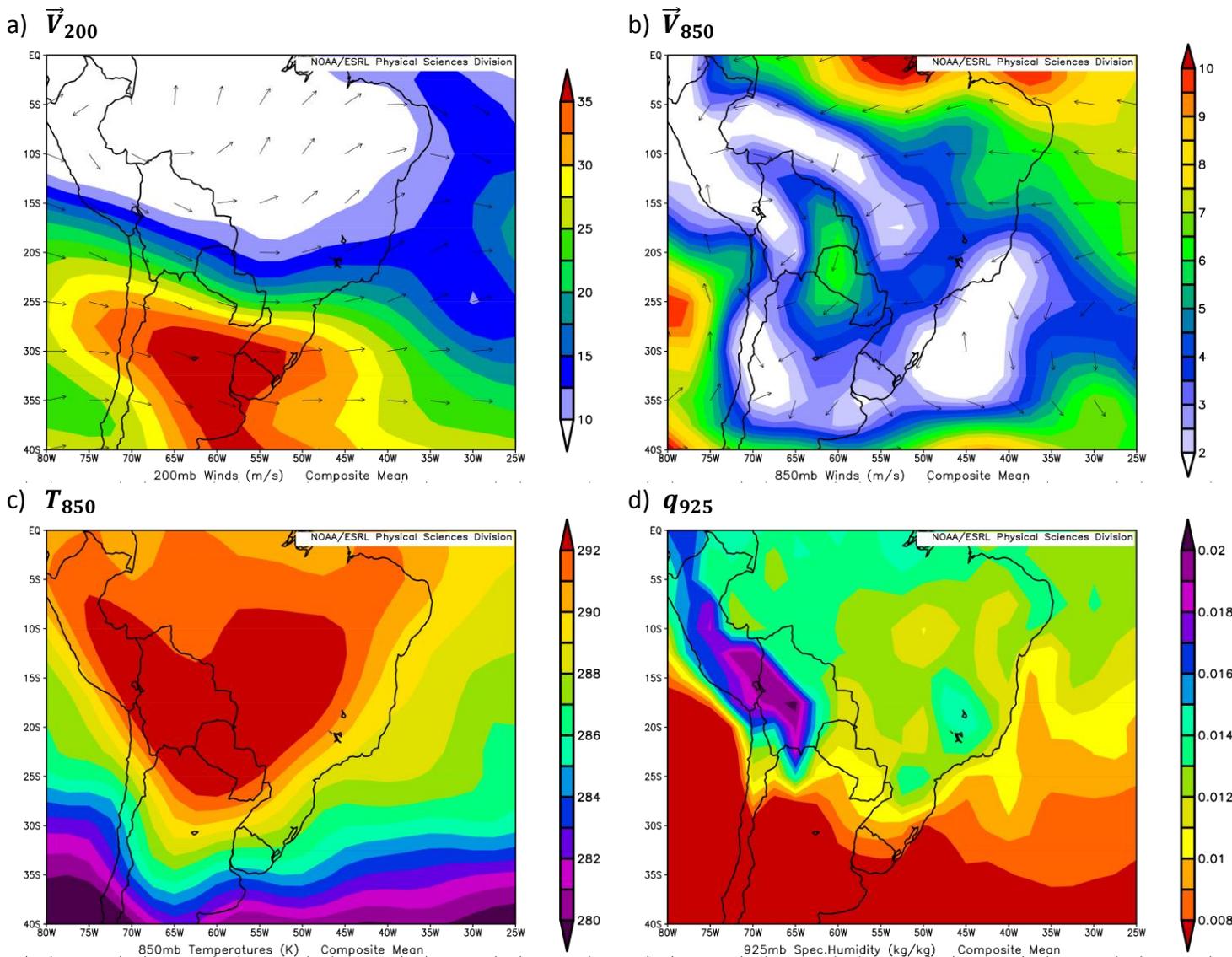


Fig. 3.25. a) Campo de vento em 200 hPa ( $m s^{-1}$ ), b) campo de vento em 850 hPa ( $m s^{-1}$ ), c) Temperatura do ar em 850 hPa (K) e d) umidade específica em 925 hPa ( $kg kg^{-1}$ ) para 10 sistemas de curta duração que começaram ao leste das Cordilheira dos Andes. Longitudes, latitudes e escala de cores estão indicados.

A diferença principal entre os sistemas de longa e curta duração é a posição do jato de altos níveis. O jato de altos níveis está um quarto de onda fora de fase com o ciclo diurno. Como é observado nas Figuras 3.25.a e 3.25.b, o Jato de altos níveis está mais para o oeste, e sua entrada equatorial não está em fase com o jato de baixos níveis. A temperatura média no nível de 850 hPa é de  $19^{\circ}C$  e a umidade específica é de  $10 kg kg^{-1}$ . As condições dinâmicas são menos favoráveis para formação de SCMs.

A maioria dos episódios de precipitação convectiva ocorre na primavera. Na Fig. 3.26 são apresentadas as condições médias do corte vertical do vento zonal e meridional, umidade específica, vento em 200 hPa, umidade específica em 925 hPa e vento em 850 hPa nos meses de setembro até novembro de 2003 e 2004. A velocidade média zonal da convecção organizada calculada pelo Hovmoller na tabela 2 é de  $16 \text{ m s}^{-1}$  na primavera. O perfil vertical do vento zonal indica que ele corresponde ao nível de 400 hPa na Fig. 3.26.a, o qual indica que é o *steering level* da convecção organizada.

Na Fig. 3.26.b é observado o perfil vertical do vento meridional, onde é observado que o vento é do setor norte desde  $70^{\circ}\text{W}$  até  $50^{\circ}\text{W}$ , que é favorável para o transporte de umidade desde a Amazônia desde a superfície até o nível de 100 hPa. Em  $60^{\circ}\text{W}$  para leste, o vento ainda é do setor norte desde a superfície até o nível de 700 hPa, e logo mais para acima tem valores positivos desde 500 hPa até 100 hPa entre  $50^{\circ}\text{W}$  e  $30^{\circ}\text{W}$ .

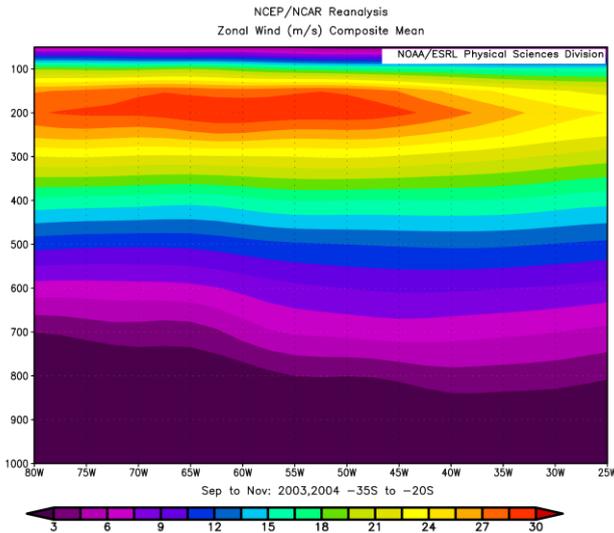
O perfil vertical de umidade específica (Fig. 3.26.c) mostra que entre  $55^{\circ}\text{W}$  e  $40^{\circ}\text{W}$  encontra-se os valores mais altos de umidade, com valores de  $12 \text{ g kg}^{-1}$ . A umidade vai descendo até ficar em  $2 \text{ g kg}^{-1}$  desde 600 hPa para acima. O ar contém menos umidade ao oeste das cordilheiras, tendo valores de  $7 \text{ g kg}^{-1}$  em superfície. Além disso, existe também um pico em  $65^{\circ}\text{W}$ .

A posição média do Jato de Altos Níveis mostrado na Fig. 3.26.d é entre  $30^{\circ}\text{S}$  e  $35^{\circ}\text{S}$ . A entrada equatorial do jato encontra-se entre  $25^{\circ}\text{S}$  e  $30^{\circ}\text{S}$  e  $65^{\circ}\text{W}$  e  $60^{\circ}\text{W}$ , que corresponde a região de divergência em altura e movimentos ascendentes.

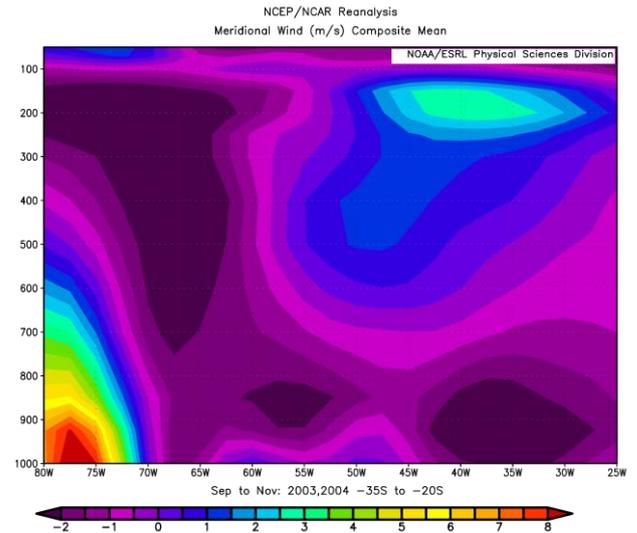
A distribuição espacial da umidade específica é mostrada na Fig. 3.26.e. Os valores mais altos sobre a Bacia da Prata estão sobre o Paraguai, sul do Brasil e norte da Argentina. Valores de até  $12 \text{ g kg}^{-1}$  são observados. O jato no nível de 850 hPa (Fig. 3.26.f) apresenta seu máximo valor de velocidade do vento ao leste da região de maior umidade específica.

Estas condições dinâmicas e termodinâmicas estão associadas à alta frequência de sistemas convectivos de mesoescala na Bacia da Prata durante a primavera. Estas condições são similares as condições encontradas em abril.

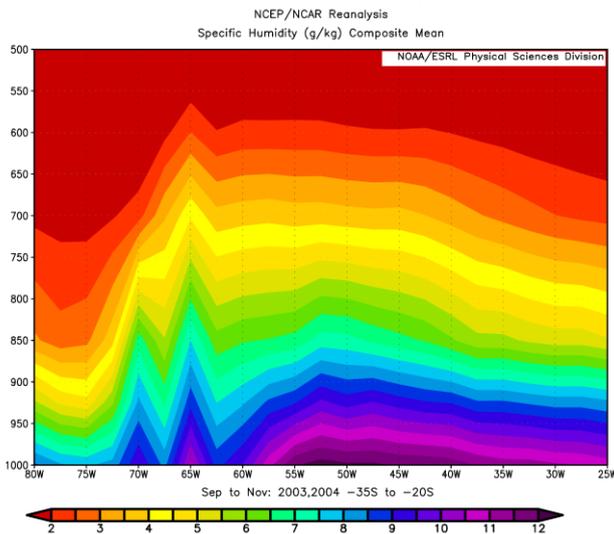
a)  $u$



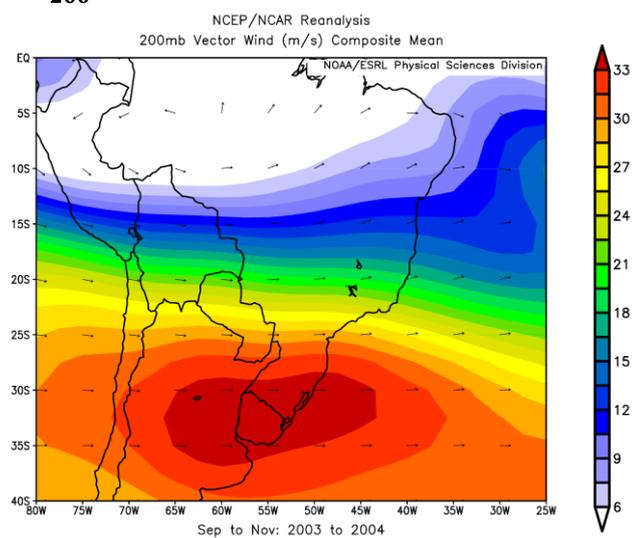
b)  $v$



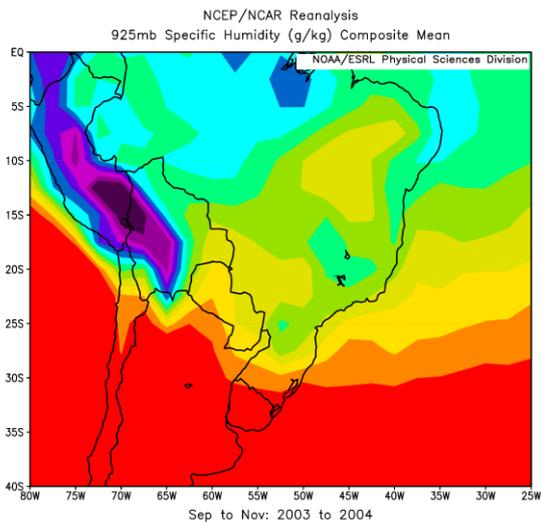
c)  $q$



d)  $\vec{V}_{200}$



e)  $q_{925}$



f)  $\vec{V}_{850}$

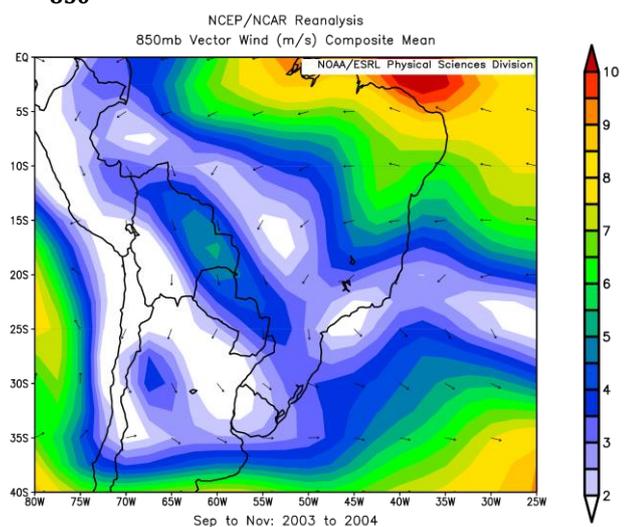


Fig. 3.26. Perfil vertical do a) vento zonal  $m s^{-1}$ , b) vento meridional  $m s^{-1}$ , c) umidade específica  $g kg^{-1}$ . d) Campo de vento em 200 hPa  $m s^{-1}$ , e) umidade específica em 925 hPa  $g kg^{-1}$ , f) campo de vento em 850 hPa  $m s^{-1}$ , para os meses de setembro até novembro de 2003 e 2004. Longitudes, latitudes e escala de cores estão indicados.



#### 4. Conclusões

Este trabalho estudou as características dos Sistemas Convectivos de Mesoescala na Bacia da Prata entre janeiro de 2003 e dezembro de 2004 a partir dos diagramas Hovmoller dos dados do CMORPH. Foram encontrados 1654 casos de precipitação com mais de 4 horas de duração e deslocamento maior a 300 km. Entre esses sistemas, 55% do total são de curto deslocamento, 25% com deslocamento médio e 19% de grande deslocamento. A distribuição de frequências dos sistemas é linear logarítmica, que é parecida ao encontrado pelo Carbone (2002) e Pereira Filho (2014). Sistemas Convectivos podem ter duração de até 80 horas e se deslocam até mais de 2500 km. Os sistemas encontrados neste trabalho são maiores aos sistemas observados nos Estados Unidos, desde o ponto de vista do deslocamento e a distância percorrida. Devido à condição de que são procurados sistemas de longa longevidade, só são encontrados sistemas com velocidade de fase positiva. A velocidade para sistemas com deslocamento maior a 1500 km é de  $14,14 \text{ m s}^{-1}$ . Observa-se também que entre  $70^\circ\text{W}$  e  $65^\circ\text{W}$  encontra-se o máximo de início de SCM que é a região leste das Cordilheiras dos Andes. Existe uma tendência de que os sistemas tenham seu início durante a noite.

A partir de Diagramas Hovmoller foram analisadas as características dos sistemas nos meses de primavera, verão e inverno. Durante a primavera observam-se padrões de precipitação bem definidos, com sistemas que tem precipitação organizada, que estão associados a linhas de instabilidade e CCMs. A maioria dos sistemas tem início ao leste das Cordilheiras dos Andes e tem duração de mais de 48 horas, deixando grande quantidade de precipitação. Durante o verão os sinais de precipitação são menos definidos do que durante a primavera. Observa-se convecção menos organizada e a atuação de sistemas de precipitação na costa leste de América do Sul, que está associada possivelmente a episódios de ZCAS. Durante o inverno, a quantidade de sistemas que atuam na região de estudo é muito menor do que durante os meses quentes. Não se observam sistemas de precipitação convectiva, e só sistemas com fraca taxa de precipitação que estão associadas a frentes frias.

Além disso, foram feitos estudos de caso de sistemas de longa duração e de curta duração. As análises das condições sinóticas foram feitas com dados da Reanálise I do NCEP – NCAR. Os sistemas de longa duração apresentam a semelhança de que o Jato de

Baixos Níveis está em fase com a zona divergente do Jato de Altos Níveis (entrada equatorial ou saída polar) e uma zona de ar quente e úmido que é transportado pelo JBN da Amazônia a Bacia da Prata. Os sistemas de curta duração não apresentam os jatos em fase, portanto os sistemas formados não tem as condições favoráveis para se desenvolver. A velocidade de fase média para os sistemas de longa duração é de  $14 \text{ m s}^{-1}$ , que é a velocidade fase zonal no nível de 400 hPa, onde é o *steering level* dos SCMs na região de estudo.

Como recomendação para trabalhos futuros, sugere-se:

- Estender o período de estudo para analisar as estatísticas dos SCMs. Desta forma ter maior quantidade de sistemas que afetam a Bacia da Prata.

- Aprofundar o estudo dos SCMs e suas variantes desde o ponto de vista dinâmico e termodinâmico.

- Determinar a quantidade de precipitação produzida por um SCM utilizando dados de estações meteorológicas convencionais e comparar com os dados do CMORPH.

- Utilizar mais sondagens na região de estudo para ter uma maior informação da energia estática disponível para a convecção.

## 5. Referências bibliográficas

- Anabor, V., 2008. Sistemas Convectivos de Mesoescala no Sul da América do Sul: Propagação em série contra o Escoamento em Baixos Níveis. Tese de Doutorado. UFSM. Brasil. *Climanálise*, 1,12, 1996.
- Berberly, E.H. e E. Collini, 2000: Springtime Precipitation and Water Vapor Flux Convergence over Southeastern South America. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1328-1346.
- Berberly, E.H., and V.R. Barros, 2002: The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in South America. *J. Hydrometeor.*, **3**, 630–645.
- Bluestein, H.,B. (1993) - Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes.: Observations and Theory of Wather Systems. Oxford University Press, 596pp
- CARBONE, R. E., J. D. TUTTLE, AHIJEVYCH, A., TRIER, S.B. 2002: Inferences of Predictability Associated with Warm Season Precipitation Episodes. *J. of Atm. Sciences*, v.59, n.13, 2033-2056.
- Climanálise. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Volume 19, Número 10. Outubro 2004. INPE/CPTEC. Cachoeira Paulista (SP)
- Cotton, W.R., y R.A. Anthes, 1989. Storm and Cloud Dynamics.
- Ebert, E.E., J.E. Janowiak, and C. Kidd, 2007. Comparison of Near Real Time Precipitation Estimates From Satellite Observations and Numerical Models. *Bulletin of the American Meteorological Society* 88:47-64, doi:10.1175/BAMS-88-1-47.
- Houze, R.A., 1993. Clouds Dynamics. Academic Pres, Inc, 574 pp. Academic Press, Inc, 880 pp.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, G. Gu, E.J. Nelkin, K.P. Bowman, Y. Hong, E.F. Stocker, and D.B. Wolff, 2007. The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis: Quasi-Global, Multi-Year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. *Journal of Hydrometeorology* 8(1):38-55.

Garreaud, R.D., and J.M. Wallace, 1997: The Diurnal March of Convective Cloudiness over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3157-3171.

Hsu, K.-L., X. Gao, S. Sorooshian, and V. Gupta, 1997. Precipitation Estimation From Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks. *Journal of Applied Meteorology* 36:1176-1190.

Joyce, R.J., J.E. Janowiak, P.A. Arkin, and P. Xie, 2004. CMORPH: A Method That Produces Global Precipitation Estimates From Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *Journal of Hydrometeorology* 5:487-503.

LAING, A.G.; FRITSCH, J.M. Mesoscale Convective Complexes over the Indian Monsoon Region. *J. Clim.* v.6, p.911-919, 1993.

Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R., Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Wollen, J.; Zhu, Y.; Letman, A.; Reynolds, R.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Moo, K.C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Jenne, R; Joseph, D. (1996) – The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*.

MADDOX, R.A. Large-Scale Meteorological Conditions Associated with Midlatitude, Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, v.111, p.1475-1493, 1983.

MADDOX, R.A. Mesoscale Convective Complexes. *Bul. Amer. Meteorol. Soc.*, v.61, n.11, p.1374-1387, 1980.

Mota, G.V., : Characteristics of Rainfall and Precipitation Features Defined by the Tropical Rainfall Measuring Mission over South America. Tese de Doutorado, Universidade de Utah, Estados Unidos, 215 pp.

Nicolini, M. e A.C. Saulo, 2000: Eta Characterization of the 1997-1998 Warm Season Chaco Jet Cases. Preprints of the 6<sup>th</sup> International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Chile, 330-331.

Organizacion Meteorologia Mundial (OMM). Vocabulario Meteorologico Internacional. Publicacion WMO, 1992.

- Sapiano, M.R.P. and P.A. Arkin, 2009. An Intercomparison and Validation of High-Resolution Satellite Precipitation Estimates With 3-Hourly Gauge Data. *Journal of Hydrometeorology* 10:149166.
- SCOLAR, J.; SILVA DIAS, M.A.F. Linhas de instabilidade pré-frontais e sua dependência de condições sinóticas. In: II Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais... v.4, p.88-102, 1982.
- SILVA DIAS, M.A.F. 1987 Sistemas de Mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Rev. Bras. Meteor.* 2, 133-150.
- PEREIRA FILHO, AUGUSTO JOSE; CARBONE, RICARHD E.; TUTTLE, D. J. . Convective Rainfall Systems in The La Plata Basin. *Atmospheric and Climate Sciences (Print)*, v.04, p. 757-778, 2014.
- UNCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R., The coupling of upper and lower tropospheric jet streams and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.* ,107, 682-703, 1979.
- VELASCO, I.; FRITSCH, J.M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, v.92, n.D8, p.9591-9613, 1987.
- Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C. B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, J. Nogues-Paegle, J. Paegle, O. Penalba, P. Salio, C. Saulo, M.A. Silva Dias, P. Silva Dias, and E. Zipser, 2006: The South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 63-77.
- Figuereido, J.C. y J. Sclar, 1996. Estudio da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. VII Congreso Argentino de Meteorología y VII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, Buenos Aires, Argentina, Setembro 1996, 165-166.
- Virji, H., 1981. A preliminary study of summer-time tropospheric circulation patterns over South America estimed from cloudwinds. *Mon. Weather Rev.*, 109, 599-610.

Weykamp, F.V. e T. Ambrizzi, 2006: The Role of the Low\_level Jet East of the Andes in Extreme Rainfall Events over Southern South America. Proceedings 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Foz do Iguaçu (PR), Amer. Meteor. Soc., 1231-1234.

6.