

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Programa de Pós-graduação em Meteorologia

**ELEAZAR CHUCHÓN ANGULO**

**Ciclo Diurno da Convecção no Altiplano Peruano**

São Paulo  
2016

**ELEAZAR CHUCHÓN ANGULO**

**Ciclo Diurno da Convecção no Altiplano Peruano**

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomía,  
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de  
São Paulo, como parte dos requisitos para a obtenção  
do título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho

**Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.**

São Paulo

2016

Dedico este trabalho aos meus pais, Oriol e Dora em especial pela dedicação e apoio em todos os momentos difíceis.

## AGRADECIMENTOS

Muito especialmente, desejo agradecer ao meu orientador Professor Doutor Augusto Pereira, pela disponibilidade, atenção dispensada, paciência, dedicação e profissionalismo... um Muito Obrigado.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Atmosféricas, IAG, pela oportunidade de realização de trabalhos em minha área de pesquisa.

À minha família que soube entender a minha ausência nos muitos momentos desde que ingressei no mestrado, até a conclusão desta tese.

Aos colegas do IAG pelo seu auxílio nas tarefas desenvolvidas durante o curso e apoio na revisão deste trabalho e pelos momentos de entusiasmo compartilhados em conjunto.

Estendo meus agradecimentos aos funcionários do IAG-USP (Cida Coelho, Benedito Lelis e Juarez Mendez) bem como os companheiros de estudo Bionidio, Odete e Mario, e da sala, em especial: Cristina e Kátia. Obrigado pela prontidão e ensinamentos.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da CAPES pela provisão da bolsa de mestrado.

“Sipas waynakuna manan tupunchu wata kausayninta paqarinpaq sumaq kausayllanmi ñanta qhawachin, manan cheqniyta ch'ikitapas wachanchu”.

Lingua Quichua, Incas.

“A juventude não é medida pela idade, mas sim pelas suas ideais que indicam o seu caminho porque desconhece o ódio e nem é atormentada pela inveja”.

Anônimo

## RESUMO

O volume de água no Lago Titicaca (LT) variou muito nos últimos 100 anos, conforme indica as medições de nível da água no período. O impacto direto dessa variação, na população e na economia, justifica o estudo da evolução temporal do balanço hídrico por meio de medições de precipitação e do nível de água do Lago Titicaca. Examina-se o ciclo diurno da convecção (CDC) à variabilidade interdecadal na Região do Altiplano Peruano (RAP). Utilizaram-se os dados do CPC Morphing Technique - CMORPH (Joyce et al., 2004) entre 2002 e 2014 para analisar o CDC na RAP. Os dados do CMORPH foram comparados com séries de dados de precipitação medidas por pluviômetros de estações meteorológicas de superfície (EMS) existentes na RAP. Os resultados indicam que o CDC apresenta alta variabilidade na bacia hidrográfica do Titicaca e está associado a padrões de circulações de brisa lacustre (dia), terrestre (noite) e vale - montanha. O CDC inicia às 0100 HL (horário local) na região norte do Lago Titicaca, com duração entre 2 h a 4 h, e máximo às 0600 HL. Na superfície terrestre (ST) do Lago o CDC se inicia mais cedo por volta das 1200 HL, com duração de 4 h a 7 h, e máximo às 1800 HL.

A variabilidade do nível do Lago Titicaca foi analisada contra os dados de precipitação. Há uma defasagem de cerca de 3 meses entre a ocorrência da precipitação e a elevação do nível do lago. A variabilidade de longo prazo do nível do Lago Titicaca foi ainda comparada com o índice de Oscilação interdecadal do Pacífico (ODP) no período de 1914 a 2014. Ainda, comparou-se com eventos de El Niño - Oscilação Sul (ENOS) entre 1969 e 2014. Os resultados sugerem forte influência da ODP negativa e de eventos de La Niña no aumento do volume de água no Lago Titicaca. A análise espectral das medições mensais de nível do Lago Titicaca (NLT) indica um ciclo predominante de 12 anos de variação, provavelmente, associado à ODP. O volume de água do Lago Titicaca tende a diminuir (aumentar) na fase positiva (negativa) da ODP. Igualmente, a fase negativa (positiva) do ENOS gera padrões de anomalias positivas (negativas) de precipitação. Portanto, na fase positiva (negativa) da ODP, com maior probabilidade de eventos ENOS de fase positiva (negativa), a precipitação mostra anomalias negativas (positivas) que pode estar associado à diminuição (aumento) do NLT.

**Palavras-chaves: Ciclo Diurno da Convecção, Lago Titicaca, ODP, ENOS.**

## ABSTRACT

The volume of water in Lake Titicaca (LT) greatly varied in the last 100 years, as indicated by the water level measurements in the period. The direct impact of this variation in the population and the economy justifies the study of the temporal evolution of the water balance through rainfall measurements and the Titicaca Lake water level. This manuscript examines from the diurnal convection cycle (CDC) to the interdecadal variability in the region of the Peruvian Altiplano (RAP). Herein CPC data Morphing technique - CMORPH (Joyce et al, 2004) was used between 2002 and 2014 to analyze the CDC in RAP. The CMORPH data were compared with rainfall data series measured by rain gauges of meteorological stations (EMS) in the RAP. The results indicate that the CDC shows high variability in the Titicaca Basin and is associated with patterns of lake breeze (day), land breeze (night) and mountain - valley circulation. The CDC starts at 0100 HL (local time) in the northern region of Lake Titicaca, lasting between 2 h and 4 h, and most of 0600 HL. The CDC over the dry surface (ST) of Titicaca Basin starts early at around 1200 HL, lasting 4 h to 7 h, and maximum at 1800 HL.

The variability of the Titicaca Lake level was analyzed against the rainfall data. A lag of about three months between the occurrence of precipitation and the rising lake level was observed. Long-term variability of the Titicaca Lake level was also compared to the interdecadal Pacific Oscillation (PDO) Index between 1914 and 2014. Furthermore, the water level was compared to El Niño - Southern Oscillation (ENSO) between 1969 and 2014. The results suggest a strong influence of negative PDOs and La Niña events in increasing the volume of water in Lake Titicaca. Spectral analysis of the monthly measurements of Titicaca water level (NLT) indicates a predominant cycle of 12 years, probably related to the ODP. The Lake Titicaca water volume tends to decrease (increase) in the positive (negative) phase of the PDO. Likewise, the negative phase (positive) of ENSO generates patterns of positive anomalies (negative) of precipitation. Therefore, the positive (negative) phase of PDO, with greater probability of positive phase ENOS events (negative), precipitation anomalies shows negative (positive) which can be associated with the decrease (increase) in the NLT.

**Keywords: Lake Titicaca Basin, diurnal cycle of convection, ENOS, PDO**

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 Mapa da Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca. Desenvolvido pelo Programa Mundial de Avaliação dos Recursos Hídricos (WWAP) por AFDC, 2002. .... 1
- Figura 2.1 Marcha anual das precipitações na América do Sul. Períodos predominantes: 1931-60 e 1951-60. Dados cedidos pelo Grupo de Trabalho ATLAS CLIMÁTICO DE SUDAMERICA, para o seminário “EL CLIMA DE SUDAMERICA, SEGUN LOS MAPAS CLIMATICOS”. Faculdade de Filosofia e Letras U.B.A. Extraído de Reboita et al, 2000a. .... 5
- Figura 2.2 Circulação Geral da Atmosfera na América do Sul no verão Austral. (a) Esquema de circulação de altos níveis (AB, VCANs, JST, JP). (b) Esquema de circulação de baixos níveis (ZCIT, JBN, BC, ZCAS). Adaptado do INMET. .... 5
- Figura 2.3 Histogramas de distribuição da precipitação média mensal para cada uma dos pluviógrafos analisados na Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca. Período 2002 até 2014. Dos 34 pluviógrafos 4 estão localizados sobre o LT em ilhas. .... 7
- Figura 2.4 Balanço Hídrico médio preliminar do Lago Titicaca. Adaptado de Gonzáles e Rolando (2007). .... 11
- Figura 3.1: Mapa de localização da Bacia do Lago Titicaca na América do Sul (detalhe a esquerda). Estão indicados a rede de drenagem, superfície do lago, latitudes e longitudes e contornos geográficos. Fonte: produzido pelo autor. Destacam-se no detalhe a posição geográfica entre Peru e Bolívia. .... 12
- Figura 3.2 Batimetria do Lago Titicaca, a escala em cores representa a profundidade em metros. Adaptado do Blanco et al, 2011. .... 13
- Figura 3.3 Mapa de elevação da bacia do Lago Titicaca. Extraído de Blanco et al, 2011. A cordilheira Oriental destaca-se por ter as maiores altitudes chegando até os 4431m. .... 13
- Figura 3.4 Precipitações diárias geradas pelo método CMORPH no dia 01 de janeiro de 2011, a escala de cores representa a estimativa de precipitação em mm/día. Fonte: CPC-NOAA (2015). Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°) .... 15
- Figura 3.5 Fluxograma da produção de estimativa de precipitação pelo método CMORPH. Adaptado de Araújo (2006). .... 17
- Figura 3.6 Exemplo do processo de funcionamento de propagação do CMORPH. Adaptado de Janowiak et. al., (2005). .... 18
- Figura 3.7 Localização dos pontos pluviométricos com seus respectivos nomes que foram utilizados no análise do regímen de precipitação anual. Escala de cores representa a topografia (m) da área de estudo. A linha de cor vermelha representa a BLT e a cor azul o LT. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°) .... 20
- Figura 3.8 Precipitação estimada acumulada anual para o ano 2008 geradas a partir dos dados do CMORPH. A região definida pela cor marrom envolve os Andes Peruano e Boliviano. A cor vermelha indica a região do Altiplano (Peru e Bolívia). A cor preta representa a Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca. A escala em cores



- representa as estimativas de precipitação em milímetros (mm). Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°).....21
- Figura 3.9 Mapa de sub-regiões. Região 1 ( $70^{\circ}01'18-69^{\circ}44'55W$ ,  $15^{\circ}58'28-15^{\circ}43'13S$ ); Região 2 ( $70^{\circ}53'20-70^{\circ}33'54W$ ,  $14^{\circ}39'35-14^{\circ}58'15S$ ); Região 3 ( $70^{\circ}03'47-69^{\circ}46'15W$ ,  $14^{\circ}31'12-14^{\circ}47'35S$ ); Região 4 ( $70^{\circ}46'05-70^{\circ}27'02W$ ,  $15^{\circ}34'51-15^{\circ}53'31S$ ); Região 5 ( $68^{\circ}59'27-68^{\circ}39'56W$ ,  $16^{\circ}13'59-16^{\circ}33'32S$ ); Região 6 ( $70^{\circ}12'32-69^{\circ}55'16W$ ,  $15^{\circ}05'02-15^{\circ}21'56S$ ); Região 7 ( $68^{\circ}28'43-69^{\circ}10'49W$ ,  $15^{\circ}38'39-15^{\circ}55'48S$ ).....24
- Figura 4.1 Gráfico do confronto dos dados pluviométricos das 34 estações. Precipitação média para o verão austral (DJF). Linha vermelha representa os dados observados, linha azul representa as estimativas do CMORPH. ....28
- Figura 4.2 Correlação entre CMORPH e valores observados. ....28
- Figura 4.3 Gráfico do confronto dos dados pluviométricos das 34 estações. Precipitação média anual (período 2002-2014). Linha vermelha representa os dados observados, linha azul representa as estimativas do CMORPH. Período avaliado: Anual .....29
- Figura 4.4 Análise comparativo das estimativas de precipitação média anual obtida a partir do CMORPH para as estações: Isla Soto, Desaguadero e Lagunillas. As barras de cores representam as estimativas de precipitação. ....30
- Figura 4.5 Gráfico do confronto dos dados pluviométricos (CMORPH e Observado), para a distribuição média mensal na região do Altiplano Peruano (2002-2014). A barra de cor vermelha representa à precipitação observada e as de cor azul a precipitação estimada a partir do CMORPH. ....30
- Figura 4.6 Mapa de distribuição espacial da chuva média anual: (a) CMORPH, (b) dados observados e verão Austral (DJF): (c) CMORPH, (d) dados observados. A escala em cores representa a precipitação em milímetros (mm). Período 2002-2014. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°) .....32
- Figura 4.7 Mapa de espacialização do viés para o ciclo anual da precipitação (a), e para o verão Austral (b). Período 2002-2014. Escala em cores representa a subestimação ou superestimação da estimativa de precipitação em confronto com os dados observados. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°) .....33
- Figura 4.8 Mapa de distribuição espacial dos valores de correlação para o verão austral, período (2002 – 2014). A escala em cores representa a dependência linear entre as estimativas de precipitação obtidas pelo CMORPH e os valores observados das estações de superfície. O valor de coeficiente varia entre -1 a 1. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°).....35
- Figura 4.9 Distribuição da taxa media de estimativas de precipitação (unidades: mm) para o verão austral período 2000-2014, derivado desde o Climate Prediction Center (CPC) MORPHing Technique (CMORPH). Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°). A cor vermelha representa a Bacia Hidrográfica do Lago Titcaca. ....37
- Figura 4.10 Distribuição espacial das estimativas de precipitação obtidas a partir dos dados do CMORPH para o verão austral, período 2000-2014. Escala em cores representa a precipitação em milímetros (mm). O ciclo diurno da convecção esta representa em hora local. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°). Os quadrados de cor branca são as regiões selecionadas para a análise. ....39

Figura 4.11	Variação diurna da precipitação de verão sobre as sete regiões. O eixo x representa a fase do ciclo diurno em horário local e o eixo y representa a estimativa de precipitação média em milímetros (mm) .....	45
Figura 4.12	Mapa de localização da linha de corte. ....	47
Figura 4.13	Corte vertical da umidade relativa (%) e campo de velocidade vertical ( $m.s^{-1}$ ). A barra de cores indica umidade relativa. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ). ....	48
Figura 4.14	Comportamento do nível do Lago Titicaca. Período 1914 a 2014. A linha de cor vermelha representa o valor médio. ....	53
Figura 4.15	Comparação do nível do Lago Titicaca. Período 1915 a 2014. As áreas sombreadas representam períodos com altos valores de evaporação .....	54
Figura 4.16	Incremento anual do nível do Lago Titicaca período 1915 – 2014. Precipitação média anual período 1969 – 2014. Adaptado de Ronchail et al, 2014. ....	55
Figura 4.17	Níveis do LT e precipitação mensal na Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca para o período 1969 – 2014. ....	55
Figura 4.18	Análise espectral do nível do Lago Titicaca. Período 1914-2014. ....	56
Figura 4.19	Anomalias de ODP e níveis do LT. Período 1914 – 2014. ....	56
Figura 4.20	Evolução dos NLT: 1915 a 2009. Adaptado de Ronchail et al, (2014). ....	57
Figura 4.21	Anomalias das composições da precipitação para o evento La Niña moderado (a) e forte (b). A barra de cores mostra as anomalias da precipitação em milímetros. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ). ....	58
Figura 4.22	Anomalias das composições da precipitação para o evento El Niño moderado (a) e muito forte (b). A barra de cores mostra as anomalias da precipitação em milímetros. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ). ....	58
Figura 4.23	Série temporal del índice solar (linha vermelha) e série temporal dos níveis do Lago Titicaca (linha azul). Período da análise de 1914 a 2014. ....	59
Figura A.1	Ciclo diurno da convecção gerada a partir dos dados do CMORPH para a RAP. Domino (a) e (b). A barra de cores representa as estimativas de precipitação em milímetros. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ). ....	68
Figura B.1	Corte vertical da umidade relativa (%) e campo de velocidade vertical ( $m.s^{-1}$ ). A barra de cores indica umidade relativa. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ). ....	70
Figura B.2	Corte vertical da umidade relativa (%) e campo de velocidade vertical ( $m.s^{-1}$ ). A barra de cores indica umidade relativa. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ). ....	74

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Componentes do Balanço Hídrico de acordo aos estudos prévios. As variáveis precipitação P e evaporação E estão em mm/ano e as vazões Q em $10^9$ m <sup>3</sup> /ano.....	10
Tabela 3.1 Dados gerais da rede meteorológica do Altiplano Peruano.....	19
Tabela 3.2 Variáveis explicitamente simuladas pelo ARPS. Fonte: Vemado, 2012.....	25
Tabela 3.3 Variáveis calculadas no pós processamento .....	25
Tabela 4.1 Correlações entre os valores do CMORPH e os dados Observados.....	34
Tabela 4.2 Médias quantitativas encontradas para o ciclo anual.....	34
Tabela 4.3 Médias quantitativas encontradas nos 34 confrontos para o período anual.....	35
Tabela 4.4 Médias quantitativas encontradas nos 34 confrontos para o verão austral.....	35

## LISTA DE ABREVIATURAS

AB:	Alta da Bolívia
APS:	Anticiclone do Pacífico Sul
AS:	América do Sul
ALT:	Autoridad Binacional del Lago Titicaca
CMORPH:	Center Morphing Method
CDC:	Ciclo Diurno da Convecção
BHLT:	Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca
EPC:	Estimativas de Precipitação do CMORPH
ENOS:	El Niño-Oscilação Sul
ENOS (+):	evento ENOS positivo
ENOS (-):	evento ENOS negativo
LT:	Lago Titicaca
OMM:	Organização Mundial de Meteorologia
ODP:	Oscilação interdecadal do Pacífico
ODP (+):	fase positiva da ODP
ODP (-):	fase negativa da ODP
PMW:	Passive Microwave
PDO:	Precipitação de Dados Observados
RAP:	Região do Altiplano Peruano
SALLJEX:	South American Low Level Jet Experiment
SCMs:	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SF:	Sistemas Frontais
ST:	Superfície Terrestre
TSM:	Temperatura de Superfície do Mar
VCANs:	Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis
ZCAS:	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT:	Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>4</b>
<b>2.1</b>	<b>REGIME DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL</b> .....	<b>4</b>
<b>2.2</b>	<b>CICLO DIURNO DA CONVECÇÃO</b> .....	<b>8</b>
<b>2.3</b>	<b>NÍVEIS DO LAGO TITICACA</b> .....	<b>9</b>
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA</b> .....	<b>12</b>
<b>3.1</b>	<b>DADOS</b> .....	<b>14</b>
<b>3.2</b>	<b>CMORPH</b> .....	<b>14</b>
<b>3.3</b>	<b>ANÁLISE DE DADOS OBSERVADOS</b> .....	<b>18</b>
<b>3.4</b>	<b>ANÁLISE DAS ESTIMATIVAS DE PRECIPITAÇÕES BASEADAS NO CMORPH</b> .....	<b>20</b>
<b>3.5</b>	<b>TESTES ESTATÍSTICOS</b> .....	<b>21</b>
<b>3.5.1</b>	<b>CÁLCULO DO VIÉS</b> .....	<b>22</b>
<b>3.5.2</b>	<b>COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO</b> .....	<b>22</b>
<b>3.6</b>	<b>ANÁLISE DO CICLO DIURNO DA CONVECÇÃO</b> .....	<b>23</b>
<b>3.7</b>	<b>O MODELO ARPS</b> .....	<b>24</b>
<b>3.8</b>	<b>ANÁLISE DO NÍVEL DO LAGO</b> .....	<b>25</b>
<b>4</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>27</b>
<b>4.1</b>	<b>CMORPH E VALORES OBSERVADOS</b> .....	<b>27</b>
<b>4.1.1</b>	<b>AVALIAÇÃO PLUVIOMÉTRICA PONTUAL</b> .....	<b>27</b>
<b>4.1.2</b>	<b>AVALIAÇÃO ENTRE CAMPOS DE PRECIPITAÇÕES</b> .....	<b>31</b>
<b>4.1.3</b>	<b>ANÁLISE QUALITATIVA DO CMORPH</b> .....	<b>31</b>
<b>4.1.4</b>	<b>ANÁLISE QUANTITATIVA DO CMORPH</b> .....	<b>33</b>
<b>4.2</b>	<b>CLIMATOLOGIA DA PRECIPITAÇÃO</b> .....	<b>36</b>
<b>4.3</b>	<b>O CICLO DIURNO DA CONVECÇÃO DERIVADO DO CMORPH</b> .....	<b>37</b>
<b>4.4</b>	<b>ESTUDO DE CASOS</b> .....	<b>46</b>
<b>4.5</b>	<b>BALANÇO HÍDRICO DO LAGO TITICACA</b> .....	<b>52</b>
<b>4.5.1</b>	<b>NÍVEL DO LAGO</b> .....	<b>52</b>
<b>4.5.2</b>	<b>EVAPORAÇÃO DO NÍVEL DO LAGO</b> .....	<b>53</b>
<b>4.5.3</b>	<b>INCREMENTO ANUAL DO NÍVEL DO LAGO</b> .....	<b>54</b>
<b>4.5.4</b>	<b>RELAÇÕES COM A CHUVA NA BACIA</b> .....	<b>55</b>
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>60</b>
<b>6</b>	<b>SUGESTÕES</b> .....	<b>62</b>
<b>7</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>63</b>
	<b>APÊNDICE A</b> .....	<b>68</b>
	<b>CDC DA RAP A PARTIR DO CMORPH</b> .....	<b>68</b>
	<b>APÊNDICE B</b> .....	<b>70</b>
	<b>EVENTOS CONVECTIVOS SELECIONADOS</b> .....	<b>70</b>

# 1 INTRODUÇÃO

A RAP, segundo Choquehuanca (2011), é um espaço geográfico de morfologia de planície de altura, localizado acima dos 3810 metros de altitude. Ela é circundada cordilheiras Ocidental e Oriental dos Andes, o drenagem é feito por um grande sistema fluvial o qual tem como coletor comum o LT, além de estar integrado pelas bacias Poopó, Coipasa e Uyuni como pode-se ver na Figura 1.1.



Figura 1.1 Mapa da Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca. Elaborado pelo Programa Mundial de Avaliação dos Recursos Hídricos (WWAP) por AFDC, 2002. O lago Poopó foi oficialmente declarado “zona de desastre” em dezembro de 2015 ao se reduzir a 2% da sua anterior área. (Jornal Publico, <https://www.publico.pt>.)

De acordo com o censo nacional do Instituto Nacional de Estadística e Informática do Peru (INEI) 2007, a população da RAP é de 1.268.441 habitantes e uma população estimada

para o ano 2011 de 1.364.752, o que significa o 4,6% da população; segundo sua localização distribui-se em quase duas partes iguais, na área rural (50,3%) e urbana (49,7%).

Segundo o Plano de Desenvolvimento Regional Concertado do Altiplano até 2021, o setor agropecuário é o de maior importância para a região, pois conta com aproximadamente 50% da população economicamente ativa. No âmbito nacional a RAP é o primeiro produtor de batata com 583.171 toneladas (14,32%), de quinoa 32.740 toneladas (80%), de oca com 32.728 toneladas (36,57%) e praticamente toda a canihua que produz o país 4.464 toneladas (98,41%); além disso, produz cevados, cítricos e café. O potencial pecuário, de acordo com INEI (2011), se expressa no maior número de ovino com 4.006.330 cabeças, alpacas com 2.192.440 cabeças e bovino 680.000 cabeças do país.

As mudanças climáticas são definitivamente um dos temas mais relevantes da agenda internacional atual, que atravessa a economia, o comércio e as decisões políticas em torno a um mundo globalizado. As mudanças nos padrões atuais da temperatura poderiam ocasionar grandes efeitos no incremento da temperatura ambiental como efeito da mudança climática.

A RAP é considerada uma das zonas mais sensíveis e afetada pela variabilidade climática com implicações nas atividades do setor agropecuário, hidroelétrico, minero, etc. De acordo com Sanabria, et al, (2009), fazendo uso dos modelos HadRM3 e o ETA CSS estimou-se a temperatura, em dois cenários: A2 (Alta concentração de CO<sub>2</sub>) e B2 (Baixa concentração de CO<sub>2</sub>) os quais simularam incrementos entre 2°C até 4°C e um valor máximo de 6°C na região norte do LT para o ano 2100.

O comportamento das precipitações segundo Sanabria et al, (2009) e IPCC (2001), apresenta certas tendências de diminuição as na RAP, e não constituem padrões claramente definidos. Para o verão austral, na parte sudoeste do LT, observa-se uma diminuição da precipitação com núcleos de 6 mm/dia. Não obstante, as tendências observadas mostram aumentos sistemáticos de precipitação na vertente ocidental da RAP, assim como reduções na parte da vertente oriental, sul e central (SENAMHI 2009a, b).

A diminuição gradual no nível do LT nos últimos anos é relevante com referência a seu nível normal, segundo as estatísticas que maneja o SENAMHI, e de acordo com Ronchail

et al, (2014), o nível do LT mudou significativamente durante o século XX com uma diferença de 5 metros entre os extremos de 1944 (3806,7m) e 1986 (3811,6m).

O abastecimento do lago é feito pela chuva (47%) e com a água dos rios (35%), principalmente pelo rio Ramis (Roche et al, 1992). O lago perde água através da evaporação (91%) e pelo ponto de controle no rio Desaguadero (9%), a temperatura media anual na bacia do lago flutua entre 7 e 10 °C (Roche et al, 1992).

O objetivo principal do estudo é estudar e entender o desenvolvimento do CDC na BLT com a finalidade de contribuir na previsão de eventos severos de precipitação em regiões que não dispõem de estações meteorológicas. Baseado em dados de alta resolução espaço-temporal do CPC Morphing Technique - CMORPH (Joyce et al., 2004) para o período de 2002 a 2014.

Os objetivos secundários foram: estudo de casos selecionados através da análise sinótico das saídas do modelo ARPS e uma breve análise da variabilidade do nível do lago e tentar mostrar eventuais tendências e quebras, e poder relacionar esta variabilidade com a chuva e com a hidrologia da América de sul.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRAFICA

### 2.1 Regime de Precipitação na América do Sul

Os padrões de circulação atmosférica na América do Sul (AS) apresentam uma variação sazonal que está ligada aos processos termodinâmicos não lineares os quais estão relacionadas com o balanço de energia. Além disso, a presença da Cordilheira dos Andes (CA) atua como um fator físico que modula o clima na região. Esta região montanhosa é uma barreira natural que se estende do norte a sul dividendo o continente em vertente ocidental e oriental. A vertente oriental é caracterizada por ter um clima com maior umidade e conseqüentemente maior ocorrência de precipitações em especial nos meses de verão, enquanto a vertente ocidental desde 3°S a 30°S apresenta um clima árido e é considerado uma das regiões mais áridas do planeta. Na região tropical da AS o ciclo anual das precipitações está associado aos padrões de circulação o continente e aos oceanos adjacentes (Tanaka e Nishizama., 1985).

A Figura 2.1 mostra o regime da precipitação na AS, de acordo com Reboita, (2009) a região R3 (região de nosso interesse) corresponde ao oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte de Paraguai, apresenta maiores totais pluviométricos nos meses de verão e menores nos meses de inverno.

Tanto no continente da AS e nos oceanos adjacentes existe uma diversidade de sistemas meteorológicos atuantes (Figura 2.2), principalmente nos meses de primavera (SON) e verão austral (DJF), período onde muitos atuam com maior frequência, podendo-se destacar como os principais: Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCANs), Alta da Bolívia (AB) e os sistemas frontais (SFs), (Souza, 2013).

Os sistemas atmosféricos dos Andes tropicais (entre 25°S e 10°N) são influenciados pela orografia (Josse et al., 2003), pelos principais sistemas de circulação regionais e pelas correntes oceânicas. Os principais fatores que influem no clima andino são a presença da floresta amazônica ao leste, o deslocamento ZCIT e a presença dos ventos alísios ao norte.

Na alta troposfera, a corrente do jato e o sistema permanente de alta pressão do Pacífico sul e o Atlântico sul são importantes (Rondey et al., 2012). A topografia da cordilheira Andina tropical com seus dois ramos principais, a Cordilheira Oriental e a Cordilheira Ocidental, também modula a formação dos sistemas de precipitação e as variações de temperatura.

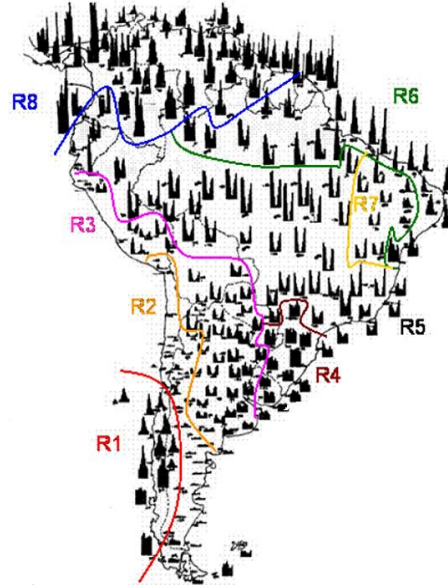


Figura 2.1 Marcha anual das precipitações na América do Sul. Períodos predominantes: 1931-60 e 1951-60. Dados cedidos pelo Grupo de Trabalho ATLAS CLIMÁTICO DE SUDAMERICA, para o seminário “EL CLIMA DE SUDAMERICA, SEGUN LOS MAPAS CLIMATICOS”. Faculdade de Filosofia e Letras U.B.A. Extraído de Reboita et al, 2000a.

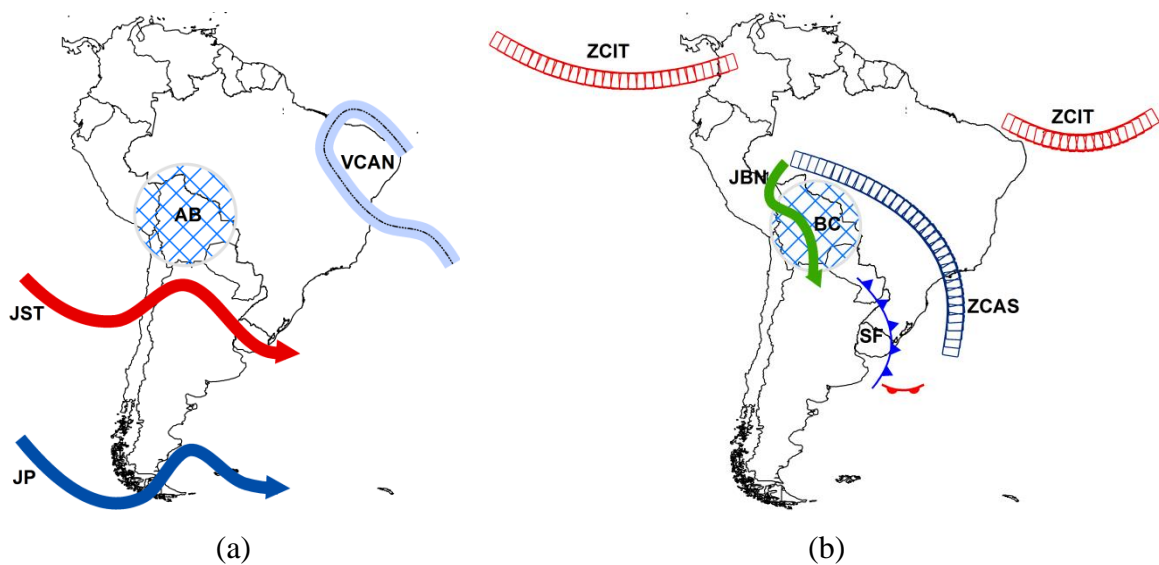


Figura 2.2 Circulação Geral da Atmosfera na América do Sul no verão Austral. (a) Esquema de circulação de altos níveis (AB, VCANs, JST, JP). (b) Esquema de circulação de baixos níveis (ZCIT, JBN, BC, ZCAS). Adaptado do INMET.

As características climáticas dominantes nos Andes tropicais austrais na escala temporal interanual são os prolongados períodos úmidos e secos do ciclo anual. Estes são influenciadas pelas flutuações de dois importantes sistemas de circulação: o Anticiclone do Pacífico Sul (APS) e a AB (Rondey et al., 2012). O APS é um sistema de circulação global com influência dominante sobre o clima do oeste da América do Sul, principalmente de maio a outubro sobre as costas de Equador, Peru e certas zonas subtropicais de Chile. Segundo Rodney et al., (2012), o APS produz condições muito estáveis na parte baixa da troposfera (subsistência e inversão térmica), divergência superficial associada com uma TSM (temperatura da superfície do mar) relativamente baixa, ventos predominantes do sul e uma ampla cobertura de estratos. A forte estabilidade estática do APS captura a umidade numa camada próxima à superfície relativamente estreita, prevenindo a convecção e inibindo o transporte de umidade desde o oeste até o interior dos Andes. O centro do APS está localizado aproximadamente em 32°S - 88°W em janeiro e 24°S-90°W em julho desloca-se ligeiramente aos polos durante o verão austral e ao equador durante o inverno (Garreaud e Aceituno 2007). A incidência das fases de El Niño e de La Niña tem sido vinculada com a intensidade e posição do APS (Aceituno, 1998).

No caso oposto, a AB é o mecanismo que mais influencia à sazonalidade fornecendo umidade que gerará precipitações no interior dos Andes. Segundo Lenters e Cook, (1997), Vuille (1999), a AB é gerada através da combinação do calor sensível procedente da cordilheira dos Andes na Bolívia e o calor latente liberado por convecção intensa sobre o leste da bacia amazônica. Normalmente a AB aparece no mês de dezembro e é importante até o mês de março. No início do abril ela começa a se debilitar em relação ao deslocamento para o norte da ZCIT e seu máximo de desenvolvimento ocorre em janeiro, onde o centro da AB está localizado sobre a Amazônia Boliviana (Lenters e Cook, 1997).

O clima da RAP é semiárido com acumulados anuais num intervalo aproximadamente de 200 mm/ano (no extremo Sudoeste) até aproximadamente 800 mm/ano no Nordeste (Blodget et al., 1997; Abbott et al., 2003). Segundo Sylvestre et al., (2001) as precipitações diminuem até valores próximos aos 100 mm/ano no extremo sul do altiplano. Os maiores acumulados de chuva encontram-se na proximidade do lago Titicaca e superam os 800 mm/ano (Schwerdtfeger, 1976).

De acordo com o projeto SALLJEX, 2003 (South American Low Level Jet Experiment), a precipitação no Altiplano tem um marcado ciclo anual que esta intimamente relacionada à umidade disponível. Durante o inverno (maio – agosto), o régimen de ventos do oeste domina sobre toda a região, advectando ar seco da bacia do Pacífico. No mês de setembro a circulação em altos níveis começa a mudar e os ventos do leste começam a aparecer intermitentemente na região norte. Os ventos favorecem a entrada de umidade da Amazônia. No período setembro-diezembro os ventos tornam-se mais recorrentes e deslocam-se mais ao sul. No norte do altiplano, devido à disponibilidade cedo de umidade, a temporada de chuvas se inicia no mês de setembro e acaba rapidamente no mês de abril ao estabelecer-se o régimen invernal de ventos secos do oeste. No sul do altiplano a temporada começa no mês de dezembro e acaba no mês de março. A similitude dos histogramas mensais interanuais da RAP (Figura 2.3), mostra que toda a região tem um mesmo régimen pluviométrico.

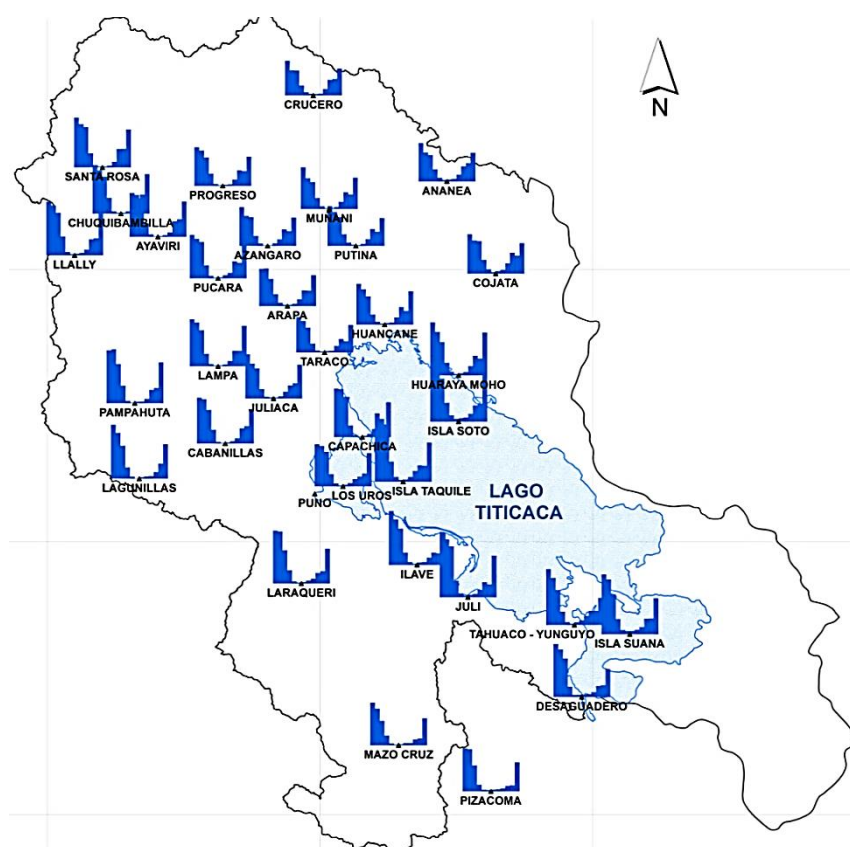


Figura 2.3 Histogramas de distribuição da precipitação média mensal para cada uma dos pluviógrafos analisados na Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca. Período 2002 até 2014. Dos 34 pluviógrafos 4 estão localizados sobre o LT em ilhas.

O projeto SALLJEX foi desenvolvido durante os meses de novembro de 2002 e fevereiro de 2003, e inclui-o os países de Peru, Bolívia, Paraguai, Argentina e Brasil. Parte

dos objetivos foi melhorar os conhecimentos dos efeitos do Lago Titicaca na distribuição espaço-temporal da chuva na região.

Os maiores valores de precipitação foram registrados nas estações localizadas no Lago Titicaca: Isla Taquile 985,3 mm e Isla Soto 970,8 mm. A maior parte da precipitação, em especial aquela da estação chuvosa, ocorre na forma de tormentas convectivas vespertinas na forma de chuvas. Parte da precipitação associada a estas tormentas ocorrem na forma de granizo. As nevasdas são comuns nas partes altas do altiplano durante os escassos eventos de precipitação que se desenvolvem durante os meses de inverno. As precipitações de verão se produzem principalmente pela presença de umidade, o que somado ao permanente forçamento orográfico da convecção e a uma capa de estabilidade condicional resulta em convecção vespertina (Roche, 1982).

## **2.2 Ciclo Diurno da Convecção**

O CDC é parte crucial do sistema climático e hidrológico da Terra que contribui para modular a variação da temperatura próxima à superfície, e está intimamente associado ao CDC úmida, trovoadas, formação de nuvens e desenvolvimento da camada limite planetária (Dai e Threnbert, 2004; Liang et al., 2005). A região tropical da AS é uma das regiões mais chuvosas da Terra e com isso desempenha um papel importante no balanço global de energia e de água (Souza, 2013). Os sistemas de precipitação são principalmente controlados pela disponibilidade e transporte de vapor de água desde a bacia Amazônica, o comportamento do Oceano Pacífico, e a presença do Lago Titicaca (Garreaud, 2011; Favey e Garreaud 2005).

Durante o verão e outono austral os principais sistemas atuantes sobre essa área são a AB, a ZCIT, ZCAS e os SFs, provenientes de médias latitudes (Angelis et al, 2004; Garreaud e Wallace, 1997).

O CDC na RAP é caracterizado por uma distribuição espacial heterogênea e com valores altos da precipitação sobre as montanhas com totais anuais superiores a 4000 mm (Pereira et al., 2010). A ocorrência de precipitações na RAP tem um marcado e intenso ciclo diurno (Fuenzalida et al., 2005). As chuvas ocorrem geralmente no período da tarde de maneira intensa e com um grande desenvolvimento vertical das nuvens (Roche et al., 1990). Aceituno et al., (1993) associam a variabilidade interdiária da precipitação durante o período

chuvoso com as flutuações e intensidade da Alta de Bolívia. Segundo Kousky (2006), os maiores valores de precipitação foram registrados ao leste dos Andes (oeste da Argentina, no centro da Bolívia e ao oeste do Paraguai).

Estudos prévios do CDC foram feitos com dados observados: Wallace (1975); Dai et al, (2004); Dai et al, (2007); Yu et al, (2007). Em anos recentes, devido ao aumento desenvolvimento dos produtos do satélite, o ciclo diurno da precipitação tornou-se um tópico de interesse. Muitos estudos tem examinado a variação regional e global do o ciclo diurno da precipitação. De modo geral, as precipitações de verão têm valores máximos no período da tarde nas regiões continentais e no período da madrugada sobre os oceanos (Dai et al, 2007; Bowman et al, 2005; Yang e Smith, 2006). Segundo (Dai et al, 2007), para as latitudes medias e baixas e baseado em quatro tipos de conjuntos de dado de satélite, determino que a frequência da ocorrência da convecção tem maior predominância no estudo do ciclo diurno da precipitação no lugar da intensidade,

### **2.3 Níveis do Lago Titicaca**

O LT é um dos sistemas hidrológicos da RAP, localizado na parte de sotavento da CA, recebe 680 mm de chuva por ano (Roche et al, 1990), com menores valores de chuva quando comparado com o lado oriental dos Andes. Além disso, a Bacia do Lago Titicaca (BLT) é caracterizada por uma gradiente Norte-Sul com chuvas que diminuem desde 800 mm por ano (1300 mm no mesmo lago) até 300 mm no Sul, na região do Lago Poopó (Roche et al, 1990; Guyot et al, 1990; Roche et al, 1992).

A diminuição gradual no nível do Lago Titicaca (NLT) nos últimos anos é relevante com referencia a seu nível normal segundo as estatísticas que maneja o SENAMHI, De acordo com Ronchail et al, (2014) o NLT mudou significativamente durante o século XX com uma diferença de 5 metros entre os extremos de 1944 (3806,7m) e 1986 (3811,6m).

O abastecimento do lago é feito pela chuva (47%) e com a água dos rios (35%), principalmente pelo rio Ramis (Roche et al, 1992). O lago perde água através da evaporação (91%) e pelo ponto de controle no rio Desaguadero (9%), a temperatura media anual na bacia do lago flutua entre 7 e 10 °C (Roche et al, 1992).

De acordo com Molina (2014), muitas estimativas do balanço hídrico (BH) foram desenvolvidas previamente (Kessler e Moheim, 1966; Richerson, 1977; Carmouze et al, 1977; Carmouze e Aquize, 1981; Lozada, 1985; Roche et al, 1992a). O último BH foi desenvolvido para o período de 1965 a 1990 a escala de tempo mensal por Roche et al, (1992a).

Na Tabela 2.1 sintetizam-se os resultados do BH do lago segundo os diversos autores. Pela falta de informação e conhecimento, as variáveis  $Q_n$ ,  $Q_i$  e  $Q_e$ , não foram estimadas ou estudado em todos os trabalhos desenvolvidos. A maioria dos autores concluiu que  $P$  e  $Q_t$  representam cada um ao redor de 50% do aporte total ao lago. Com relação às saídas, todos destacaram que a evaporação é predominante (90% do total). Os autores que incluíram infiltração: caso Carmouze et al, (1977), Carmouze e Aquize (1981), e Lozada (1985), estimaram uma saída pelo rio Desaguadero aproximadamente o 2%, porquanto Kessler e Monheim (1966), Roche et al, (1992a), aproximadamente o 10%.

Tabela 2.1 Componentes do Balanço Hídrico de acordo aos estudos prévios. As variáveis precipitação  $P$  e evaporação  $E$  estão em mm/ano e as vazões  $Q$  em  $10^9 \text{ m}^3/\text{ano}$ .

Autores	Período	P	$Q_t$	$Q_n$	E	$Q_i$	$Q_d$	$Q_e$
Kessler e Monheim 1966	1957 - 1961	910	4,7		1480		8,0	
Carmouze et al, 1977	1956 - 1973	895	6,75		1550	0,62	0,66	
Carmouze e Aquize, 1981.	1964 - 1978	1064	8,25		1718	8,25	0,22	
Lozada 1985	1968 - 1982	977	8,86		1670	1,67	0,39	
Roche et al, 1992	1968 - 1987	880	8,51		1670		1,36	

De acordo com Martínez e Zuleta (2007), (período 1960 – 1990), o BH médio preliminar do LT (Figura 2.4), pode ser estabelecido da seguinte forma:

Aportes de tributários	= $201 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
Chuvas sobre o Lago e outros aportes	= $270 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
Evaporação	= $436 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
Excessos	= $35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
Outras perdas	= Desprezíveis

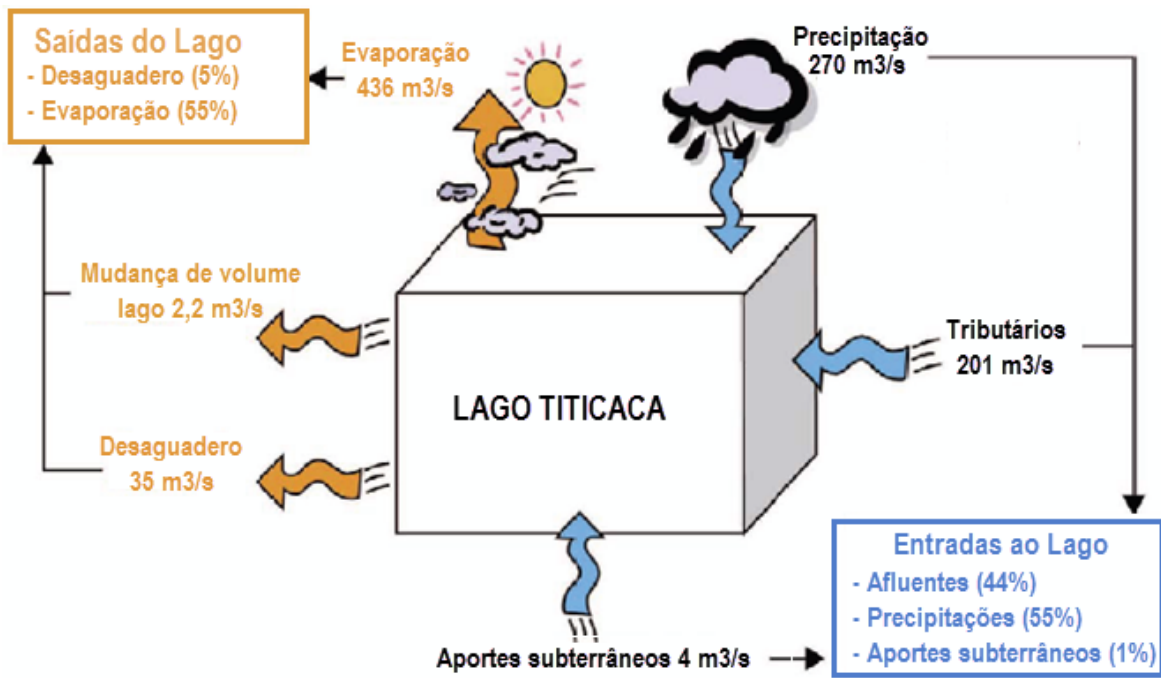


Figura 2.4 Balanço Hídrico médio preliminar do Lago Titicaca. Adaptado de Gonzáles e Rolando (2007).



### 3 METODOLOGIA

Neste capítulo é apresentada uma breve descrição da área de estudo, assim como os dados e a metodologia utilizados na análise do CDC na BLT e detalhes da a variabilidade dos NLT.

Segundo Choquehuanca (2011), a BLT tem uma extensão de 56.270 km<sup>2</sup> (Figura 3.1), dos quais as  $\frac{3}{4}$  partes correspondem ao Peru e o resto é da Bolívia.

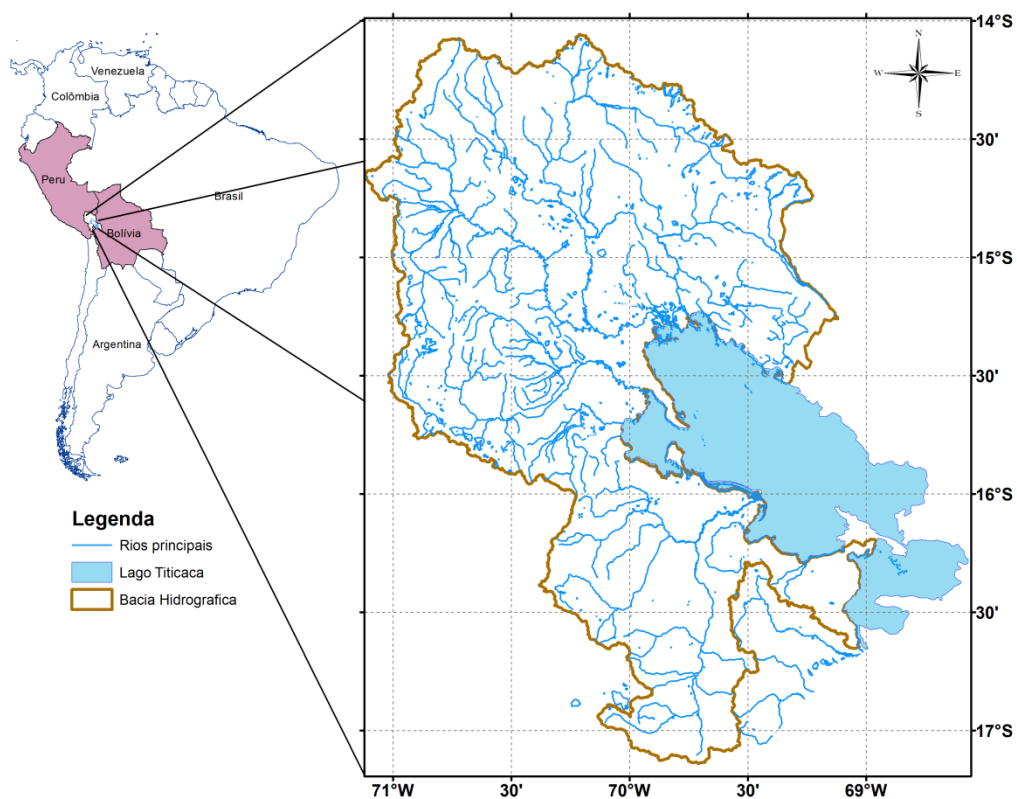


Figura 3.1: Mapa de localização da Bacia do Lago Titicaca na América do Sul (detalhe a esquerda). Estão indicados a rede de drenagem, superfície do lago, latitudes e longitudes e contornos geográficos. Fonte: elaborado pelo autor. Destacam-se no detalhe a posição geográfica entre Peru e Bolívia.

A figura 3.2 mostra a variabilidade do fundo do LT, segundo Blanco et al, (2011), as maiores profundidades encontram-se na região norte, com valor máximo de 275m. A extensão e o volume de armazenamento são: 8400 km<sup>2</sup> e 932.000 milhões de metros cúbicos respectivamente de acordo com as informações fornecidas pela Autoridad Binacional del Lago Titicaca (ALT).

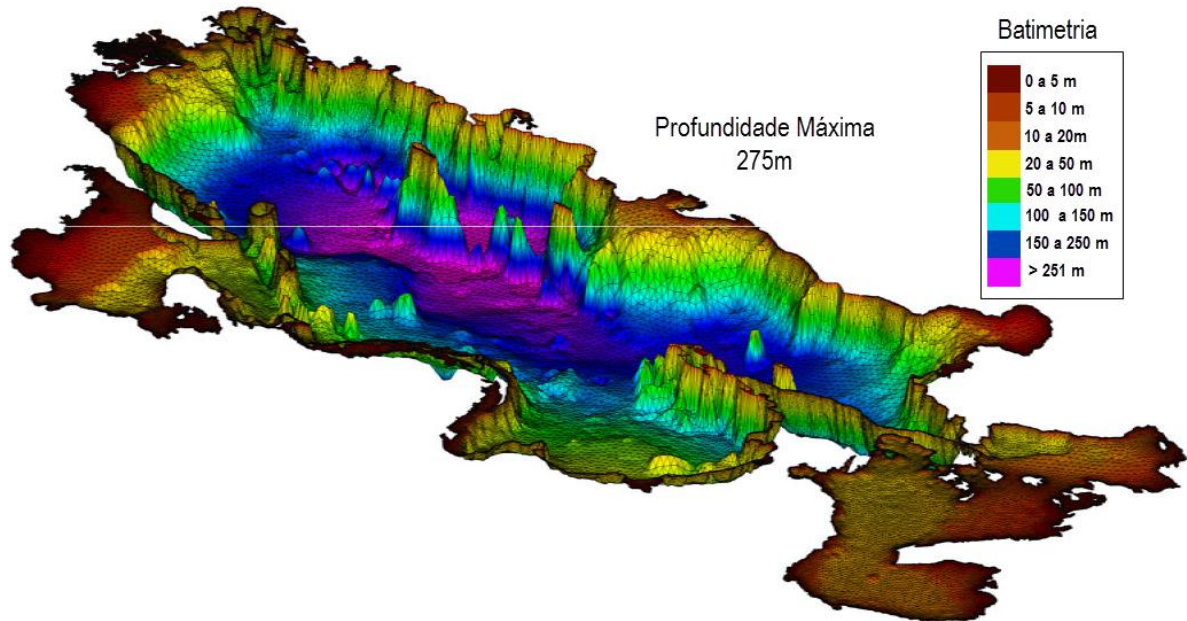


Figura 3.2 Batimetria do Lago Titicaca, a escala em cores representa a profundidade em metros. Adaptado do Blanco et al, 2011.

A topografia da bacia do LT é típica bacia de montanha, onde a porção do Altiplano encontra-se coberta na maior parte pela água do Lago (Figura 3.3), que esta rodeada pelas cordilheiras Oriental e Ocidental. A vertente oriental é bastante irregular, com pendentes moderadas a altas, a vertente ocidental presenta as pendentes moderadas a suaves e montanhas intercalas com picos bem mais baixos do que o cordilheira Oriental onde a altitude máxima é 4431m.

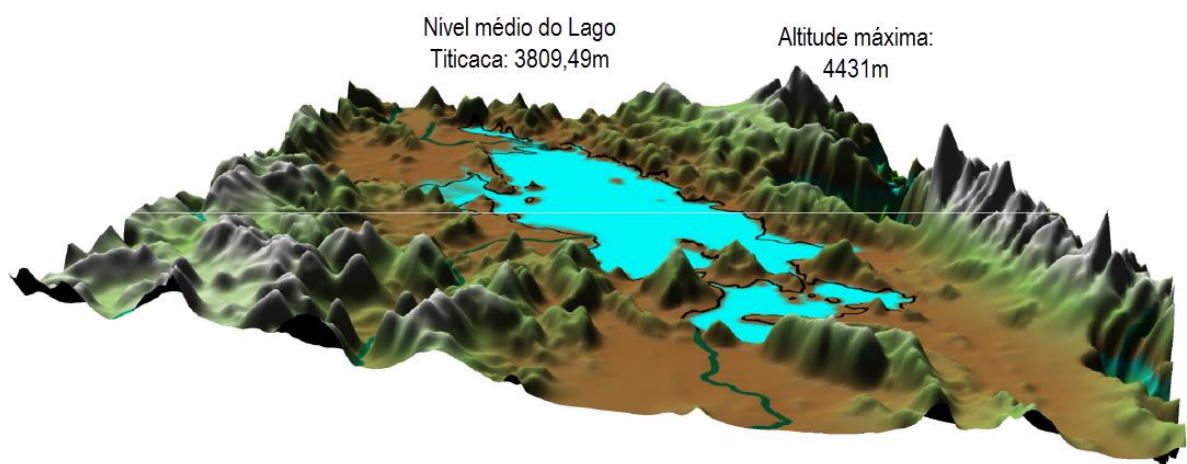


Figura 3.3 Mapa de elevação da bacia do Lago Titicaca. Extraído de Blanco et al, 2011. A cordilheira Oriental destaca-se por ter as maiores altitudes chegando até os 4431m.

### 3.1 Dados

Para realizar o estudo do CDC foi escolhido o período entre janeiro de 2002 até fevereiro de 2014 (de acordo a disponibilidade dos dados do CMORHP). Baseado nesse período foram selecionados eventos associados com sistemas convectivos intensos e analisadas com as saídas do modelo ARPS. O objetivo foi entender melhor o desenvolvimento dos eventos convectivos na RAP e sobre o LT.

Foram também utilizados os dados observados de precipitação (DOBS) registrados nas estações de superfície que estão distribuídas na RAP. O período selecionado é o mesmo período dos dados do CMORPH. O objetivo foi comparar com os dados provenientes do CMORPH a nível sazonal e anual.

Para a análise da variabilidade dos NLT utilizou-se os DOBS (período 1969 a 2014) e níveis de água do lago (período de 1914 – 2014) fornecidos pelo Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia do Peru (SENAMHI). Dados da ODP e observações do ENOS foram analisados para o mesmo período do NLT e DOBS respectivamente.

### 3.2 CMORPH

O CMORPH – sigla do método Center Morphing Method - é uma estimativa de chuva por satélite principalmente de imagens de sensores de microonda a partir de satélites de órbita polar. Este produto fornece estimações de chuva espacial (Figura 2.5), nos meridianos de 60°N até 60°S, em escalas espacial com grades de 0,0727°x0,0727° e 0,25°x0,25° em escalas temporais de meia hora , disponíveis a partir de dezembro de 2002 até a atualidade (Joyce et al., 2004).

O método que utiliza CMORPH para detectar os movimentos de nuvens é o CSAV (Cloud System Advection Vector), que trata-se em detectar os movimentos de nuvens (direção e velocidade) a partir de imagens de satélites de órbita geoestacionários. Finalmente, o método CMORPH estima chuva com ponderação de propagação efetuada com chuva derivada de sensores basicamente de microonda, considerando o tempo (Joyce et al., 2004).

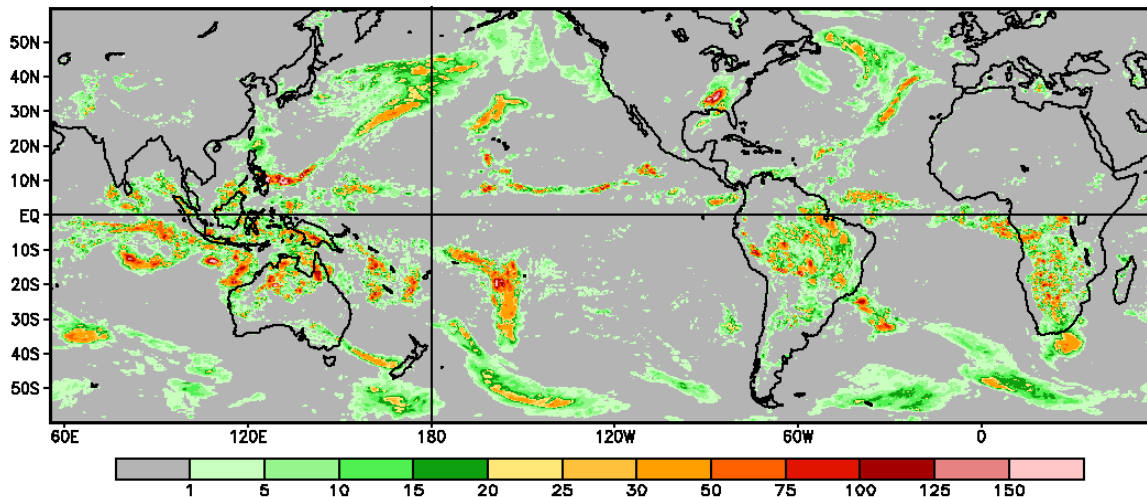


Figura 3.4 Precipitações diárias geradas pelo método CMORPH no dia 01 de janeiro de 2011, a escala de cores representa a estimativa de precipitação em mm/dia. Fonte: CPC-NOAA (2015). Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°)

As imagens de sensores de infravermelho são utilizadas pelo algoritmo de CMORPH para propagar a velocidade e direção das nuvens além de mostrar sistemas de nuvens e movimentos que são utilizadas para realizar a propagação de imagens de microonda com maior exatidão pela resolução espacial mais refinada. Isto é possível contando com imagens completas do globo terrestre disponíveis em intervalos horários a partir do satélite Multifuncional de Transporte Japonês (MTSAT).

Segundo (Fensterseifer 2013), o procedimento de gestão dos dados obtidos pelo IR constrói conjuntos de dados para cada imagem via satélite, na qual os dados são interpolados para uma grade uniforme com resolução de  $0,03635^\circ$  de latitude e longitude (Aproximadamente 4 km no Equador). Em seguida, os dados são submetidos ao ajuste de Parallax, que corrige os erros nos dados ocasionados pelas nuvens altas (Vicente et. al., 2002), e corrige também os efeitos de porções erroneamente frias nas bordas limites do eixo de varredura devido a efeitos de atenuação atmosférica (Joyce et. al., 2001). Finalmente, os conjuntos de dados individuais são fundidos para poder formar campos globais ( $60^\circ\text{N}$ - $60^\circ\text{S}$ ) para períodos de meia hora.

As estimativas obtidas de PWM (Passive Microwave) derivados de precipitação que são atualmente utilizadas no CMORPH são geradas a partir de observações do Satélite Meteorológico de Órbita Polar da NOAA, do Programa de Defesa por Satélites

Meteorológicos (DMSP) dos Estados Unidos, do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (Simpson et. al., 1988). Por outro lado, as estimativas de chuva com imagens de micro-ondas são obtidas em combinação de todos os sensores de satélites polares (TMI, SSM/I e AMSU-B), (Joyce et. al., 2004).

O TMI é um radiômetro de nove canais que opera em cinco frequências, quatro das quais são bastante similares às frequências de instrumento SSM/I. A grade de precipitações derivada do instrumento TMI é um produto de dados do sistema TRMM de informações (TSDIS-NASA) de algoritmo 2A12 (Kummerow et. al., 1996).

O CMORPH é fornecido via estimativas de precipitação que são geradas a partir do algoritmo SSM/I de chuva (Ferraro, 1997), que utiliza o canal 85 GHz polarizado verticalmente para relatar a dispersão do afloramento de radiação pela precipitação de partículas de gelo dentro da camada de chuva, e nos topos das nuvens convectivas a taxa de precipitações de superfície, que é executada operacionalmente pela NOAA's (NEDIS).

O instrumento AMSU-B opera a bordo dos satélites de órbita polar NOAA-15, NOAA-16 e NOAA-17. O sensor AMSU-B possui cinco bandas espectrais e sua largura de alcance transversal é de aproximadamente 220 km, contendo 90 campos de visão (FOV) por varredura. Segundo Ferraro et al, (2000), o algoritmo de chuvas da NOAA/NESDIS AMSU-B realiza uma obtenção física do caminho da água gelada (IWP) e tamanho de partícula do canal 89 e 150 GHz.

A resolução temporal dos satélites geoestacionários é de meia hora, este intervalo foi utilizado para produzir precipitação de micro-ondas passivas. De acordo ao número de satélites disponíveis para estimar a chuva do CMORPH, se utiliza uma resolução de  $0,0727^\circ$  de latitude e longitude (aproximadamente 8 km no Equador), segundo Araújo (2006), foi considerada assim pelas diferentes resoluções dos sensores (4 km para GOES, 5 km para Meteosat IR e maior do que 13 km nos casos de AMSU-B e SSM/I) e devido à necessidade de representar a propagação dos sistemas de chuva em incrementos de meia hora. As estimativas de micro-onda são mapeadas em combinação de todos os sensores (TMI, SSM/I e AMSU-B).

As imagens do IR podem mostrar sistemas de nuvens e deslocamentos que são usadas para fazer a propagação das imagens de micro-onda. O método que utiliza CMORPH para

detectar os sistemas de nuvens é o método CSAV (Cloud System Advection Vector), que consiste em detectar e estimar os movimentos de nuvens (direção e velocidade) a partir de satélites de órbita geoestacionária. Finalmente, o CMORPH calcula por ponderação das propagações feitas com a chuva derivada dos sensores micro-ondas, levando em consideração o tempo.

A figura 3.5 ilustra os processos de propagação e morphing usados no CMORPH, que serão explicados de maneira resumida a seguir:



Figura 3.5 Fluxograma da produção de estimativa de precipitação pelo método CMORPH. Adaptado de Araújo (2006).

O processo de propagação e morphing são realizados entre duas imagens consecutivas geradas pela composição dos sensores micro-ondas. A figura 3.6, mostra duas imagens consecutivas observadas nos horários  $t+0$  e  $t+1.5hr$ . A seta de cor preta representa a propagação para frente no tempo  $t+1/2hr$  e  $t+1hr$  baseado nos vectores da matriz de propagação.

A seta de cor rosa representa um processo semelhante, mas, em sentido inverso, para propagar a partir da segunda observação  $t+1.5hr$ , de trás para frente, usando os mesmos vectores de propagação do item anterior. Finalmente o processo morphin consiste na aplicação de pesos inversamente proporcionais aos intervalos de tempo das propagações da chuva (Figura 3.6).

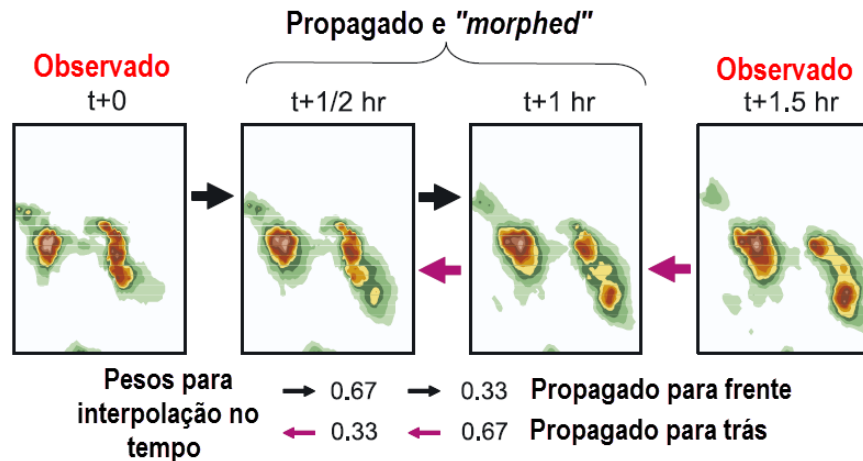


Figura 3.6 Exemplo do processo de funcionamento de propagação do CMORPH. Adaptado de Janowiak et. al., (2005).

### 3.3 Análise de dados observados

A série de dados observados compreende os dados de séries históricas de medições em pluviômetros e pluviógrafos na RAP, que foram selecionados de acordo com a disponibilidade espaço-temporal.

O levantamento preliminar dos postos pluviométricos na RAP mostrou que em uma área de 61.102 km<sup>2</sup> existiam 43 postos de registros pluviométricos, o que dá uma ideia em média, uma estação a cada 1420 km<sup>2</sup>. Porém, esse cálculo não considera a análise da disponibilidade de dados em cada posto para o período compatível com os dados do CMORPH. Uma vez feita a seleção, restaram 34 estações, consequentemente, aumento o área por cada estação a 1780 km<sup>2</sup> aproximadamente. O que evidencia um quadro de extrema carência e de acordo à recomendação feita pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM, 1994), é de 575 km<sup>2</sup> por posto, no caso de regiões como relevo montanhoso/plano.

Foram selecionadas 34 estações pluviométricas da região do estudo (Tabela 3.1), e 1 estação hidrométrica. Os dados foram obtidos da base de dados do SENAMHI no mesmo período de análise que os dados do CMORPH. (janeiro 2002 até dezembro 2014).

Tabela 3.1 Dados gerais da rede meteorológica do Altiplano Peruano.

<b>Nome da Estação</b>	<b>Latitude (S)</b>	<b>Longitude (W)</b>	<b>Altitude (m)</b>	<b>Nome da Estação</b>	<b>Latitude (S)</b>	<b>Longitude (W)</b>	<b>Altitude (m)</b>
Ananea	-14,68	-69,53	4660,0	Juliaca	-15,47	-70,17	3820,0
Arapa	-15,14	-70,12	3920,0	Lagunillas	-15,77	-70,66	4250,0
Ayaviri	-14,88	-70,59	3920,0	Lampa	-15,44	-70,21	3900,0
Azangaro	-14,91	-70,19	3863,0	Laraqueri	-16,15	-70,07	3970,0
Cabanillas	-15,64	-70,35	3890,0	Llally	-14,95	-70,90	4111,0
Capachica	-15,62	-69,84	3819,0	Los Uros	-15,80	-69,92	3808,0
Chuquibambilla	-14,80	-70,73	3910,0	Mazo Cruz	-16,75	-69,71	3970,0
Cojata	-15,02	-69,36	4344,0	Muñani	-14,78	-69,97	4119,0
Crucero	-14,36	-70,02	4130,0	Pampahuta	-15,49	-70,68	4320,0
Desaguadero	-16,57	-69,04	3860,0	Pizacoma	-16,92	-69,37	3940,0
Huancane	-15,20	-69,76	3860,0	Progreso	-14,69	-70,36	3905,0
Huaraya Moho	-15,39	-69,49	3890,0	Pucara	-15,03	-70,37	3885,0
Ilave	-16,08	-69,64	3850,0	Puno	-15,82	-70,02	3840,0
Isla Soto	-15,56	-69,49	3853,0	Putina	-14,91	-69,87	3878,0
Isla Suana	-16,34	-68,86	3845,0	Santa Rosa	-14,63	-70,80	3940,0
Isla Taquile	-15,78	-69,69	3815,0	Tahuaco	-16,31	-69,07	3860,0
Juli	-16,20	-69,46	3825,0	Taraco	-15,31	-69,98	3820,0

Na Figura 3.7, são apresentadas as localizações dos 34 postos pluviométricos utilizados no processo de análise. Como plano de fundo, foi utilizado um layer numérico das altitudes do relevo da região e dos layers com a demarcação dos limites da BLT e do LT, para poder facilitar a visualização de regiões com relevos mais complexos.



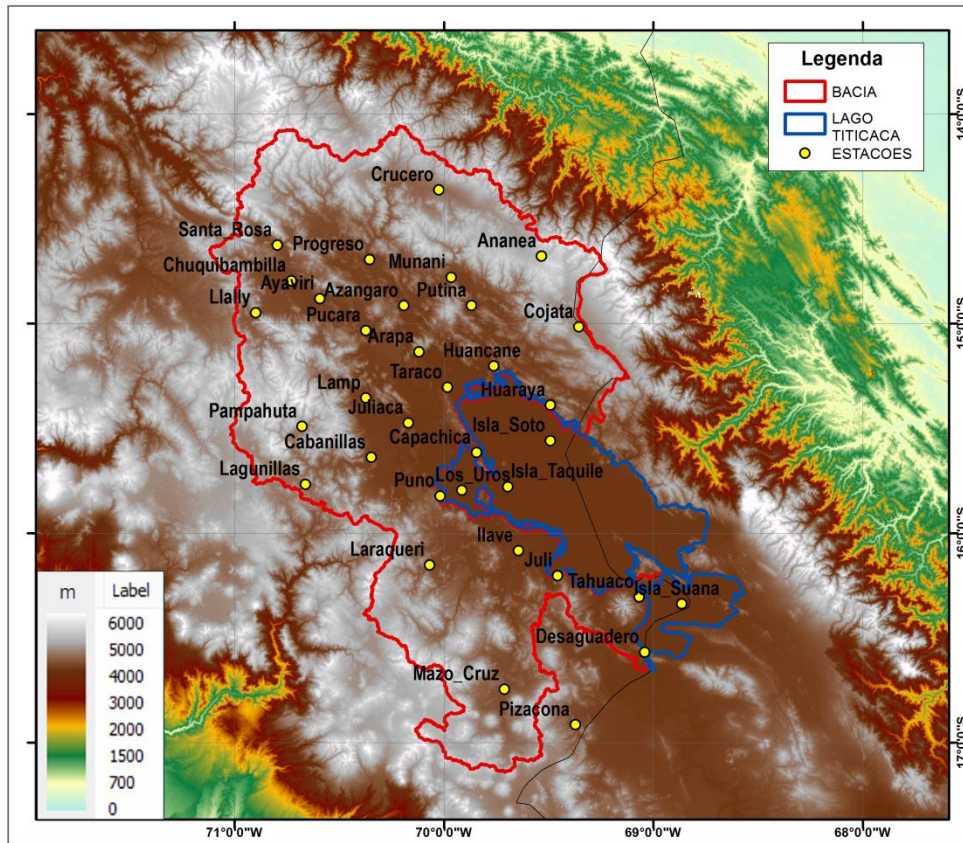


Figura 3.7 Localização dos pontos pluviométricos com seus respectivos nomes que foram utilizados no análise do regime de precipitação anual. Escala de cores representa a topografia (m) da área de estudo. A linha de cor vermelha representa a BLT e a cor azul o LT. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°)

### 3.4 Análise das estimativas de precipitações baseadas no CMORPH

Neste trabalho, foram analisadas as séries de estimativas de precipitações derivados do CMORPH para o período de janeiro de 2002 até fevereiro de 2014, com a finalidade de recompor o campo de precipitação do CMORPH e conseguir explicar graficamente o CDC na RAP.

Foram gerados mapas de estimativas de precipitação para as 24 horas (a nível horário), para observar a formação e desenvolvimento dos eventos convectivos para o verão austral. Os mapas foram gerados em três domínios: (a) região da cordilheira dos Andes, (b) a região do Altiplano e (c) a região da BLT, este ultimo será apresentado no item dos resultados do presente estudo. Figura 3.8. Os domínios (a) e (b) serão mostrados no apêndice A.

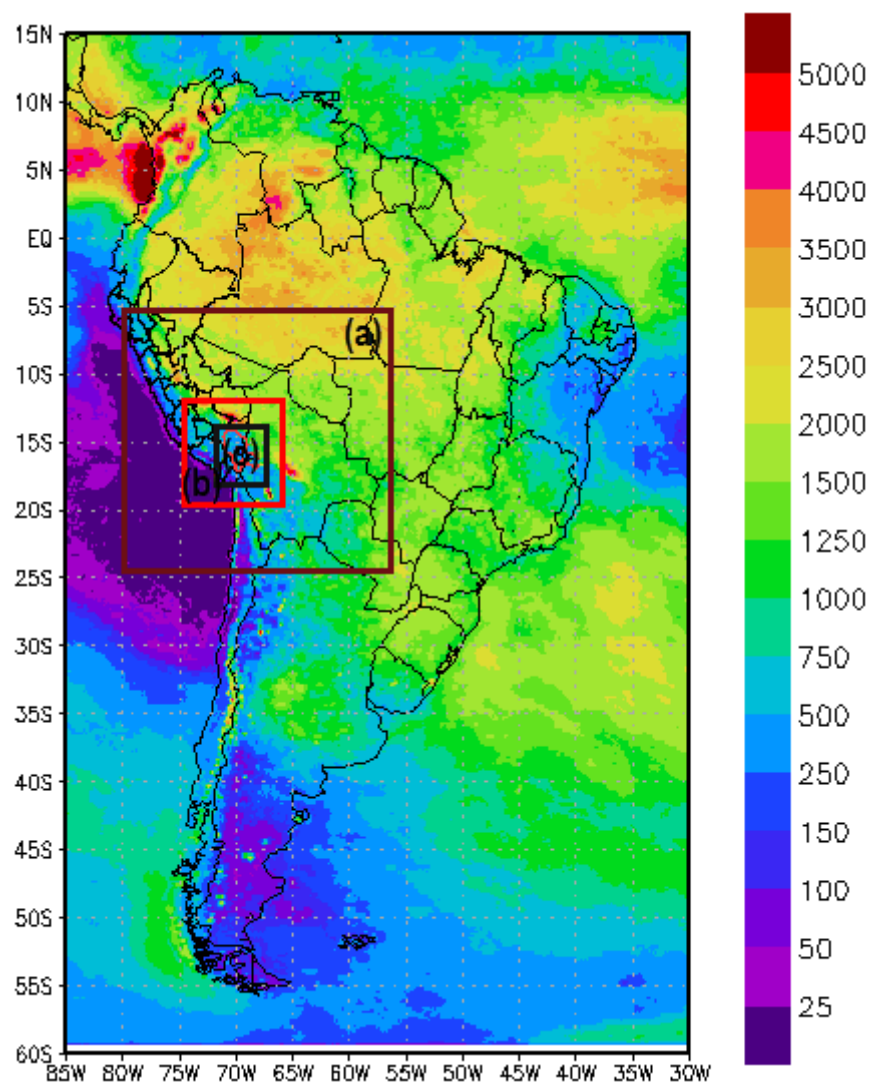


Figura 3.8 Precipitação estimada acumulada anual para o ano 2008 geradas a partir dos dados do CMORPH. A região definida pela cor marrom envolve os Andes Peruano e Boliviano. A cor vermelha indica a região do Altiplano (Peru e Bolívia). A cor preta representa a Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca. A escala em cores representa as estimativas de precipitação em milímetros (mm). Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°)

### 3.5 Testes estatísticos

Devido à complexidade da precipitação, existem varias estatísticas que permitem avaliar a precisão se uma determinada estimativa é boa ou não. Conseqüentemente, neste trabalho, a avaliação é dada por um conjunto de estatísticas.

Conforme o exposto para os dados de precipitação pluviométrica observada e estimada foram calculadas estatísticas convencionais, tais como precipitação média, máxima, desvio

padrão e gráficos, como histogramas, mapas de espacialização de precipitação observada e estimada e até comparativos entre chuva do CMORPH e de pluviômetro.

A avaliação mediante estatísticas quantitativas foi aplicada na comparação ponto a ponto e na análise entre as superfícies especializadas de dados estimados e observados em cada um das 34 estações na RAP. A análise comparativa ponto a ponto é uma comparação direta entre a série observada no posto pluviométrico e a série gerada pelo estimador CMORPH no pixel em que o posto se encontra, rememorando que cada pixel possui aproximadamente, 49 km<sup>2</sup>. Em virtude de ser um método direto, na qual a série estimada no pixel é confrontada com a série do respectivo posto, serve para uma análise preliminar, pois tem tendência a apresentar resultados com correlações ( $r$ ) inferiores ao método de interpolação. Isso é consequência de que o pluviômetro é uma estimativa pontual, enquanto que o CMORPH representa uma estimativa média no pixel.

### 3.5.1 Calculo do Viés

Para avaliar a qualidade dos dados do CMORPH, foi calculado o viés médio para o verão austral para cada estação de superfície e os dados do CMORPH no período escolhido. A definição matemática do viés é a seguinte:

$$viés = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad [1]$$

Onde  $N$  é o número de meses;  $P_i$  é o valor do CMORPH no ponto de grade válido para um determinado instante e para uma determinada estação de observação;  $O_i$  é o valor observado correspondente. O calculo do viés é bastante simples e intuitivo; seu intervalo de valores varia de  $+\infty$  a  $-\infty$  ajuste igual à zero.

### 3.5.2 Coeficiente de correlação

A equação 2, representa a associação linear entre as estimativas de chuva por CMORPH e pluviômetro.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - P)(Z_i - Z)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - P)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Z_i - Z)^2}} \quad [2]$$

Sendo  $P_i$  a precipitação observada no momento  $i$ ;  $P$  é a precipitação média da série;  $Z_i$ , a precipitação estimada pelo CMORPH no momento  $i$ ; e  $Z$  é a precipitação média do CMORPH. Este coeficiente assume valores entre -1 e 1.

- 1  $r = 1$  significa uma correlação perfeita positiva entre as duas variáveis.
- 2  $r = -1$  significa uma correlação negativa perfeita entre as duas variáveis. Isto é, se uma aumenta a outra sempre diminui.
- 3  $r = 0$  significa que as duas variáveis não dependem linearmente uma da outra. No entanto, pode existir uma dependência não linear. Assim, o resultado  $r = 0$  deve ser investigado por outros meios.

### **3.6 Análise do ciclo diurno da convecção**

Para investigar a distribuição diária da chuva sobre a RAP, será definido o conceito de fase, para poder estudar as características do ciclo diurno da precipitação do verão austral.

A fase do ciclo diurno refere-se ao período de tempo durante o qual aparecem os picos de precipitação. Dado que a radiação solar é o fator dominante que gera o ciclo diurno das variáveis meteorológicas, a taxa de estimativas de precipitação está em Coordinated Universal Time (UTC) e foram convertidas para o horário local (HL), a partir daqui o tempo utilizado refere-se ao HL.

Para ter uma maior facilidade de análise ao conjunto de dados do CMORPH, foram feitas médias e acumulados para o verão austral do período de 2002 a 2014, plotando gráficos e analisando o horário de ocorrência dos eventos convectivos e as horas pico dos valores extremos de precipitação no ciclo diurno.

Foram selecionadas sete sub-regiões utilizando critérios de similaridade no regime de precipitação sazonal para poder entender e explicar melhor o CDC na RAP, devido à complexidade da área de estudo a qual inclui ilhas, montanhas, bacias, altiplano peruano e o lago Titicaca. Estas sete sub-regiões são apresentados na Figura 3.9; quatro delas estão no continente e três no lago.

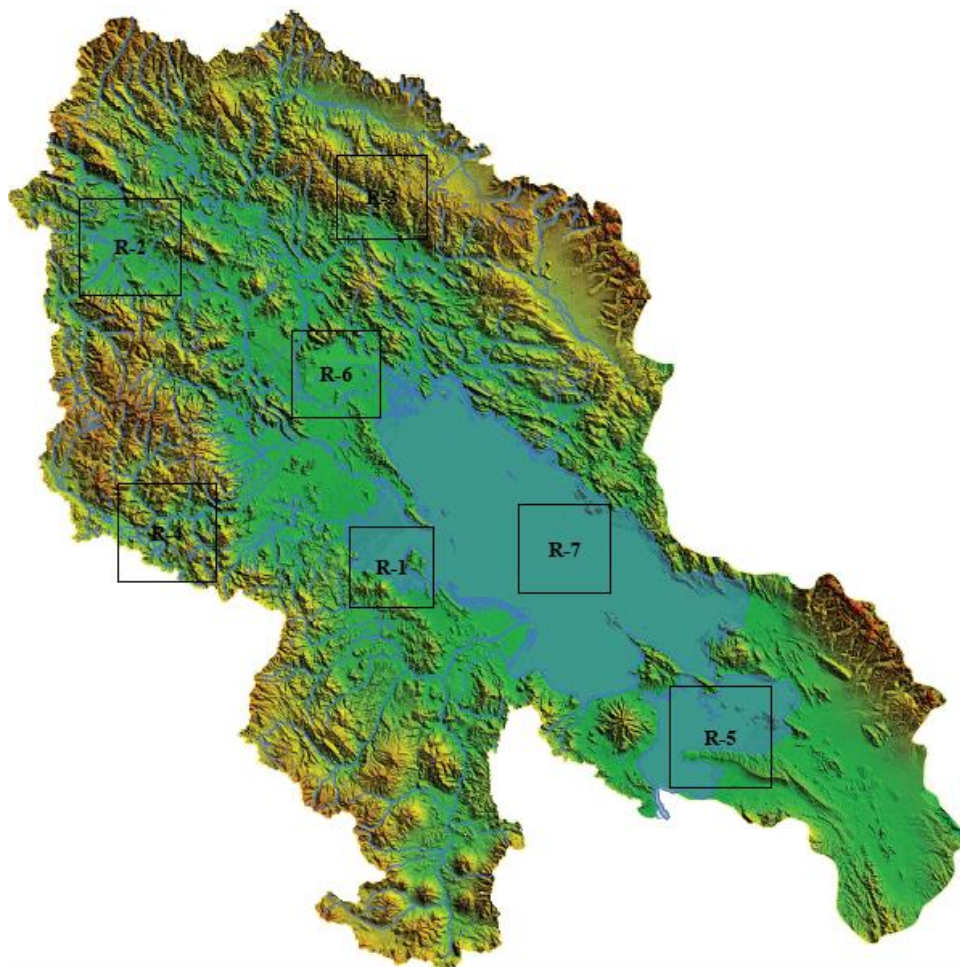


Figura 3.9 Mapa de sub-regiões. Região 1 ( $70^{\circ}01'18-69^{\circ}44'55W$ ,  $15^{\circ}58'28-15^{\circ}43'13S$ ); Região 2 ( $70^{\circ}53'20-70^{\circ}33'54W$ ,  $14^{\circ}39'35-14^{\circ}58'15S$ ); Região 3 ( $70^{\circ}03'47-69^{\circ}46'15W$ ,  $14^{\circ}31'12-14^{\circ}47'35S$ ); Região 4 ( $70^{\circ}46'05-70^{\circ}27'02W$ ,  $15^{\circ}34'51-15^{\circ}53'31S$ ); Região 5 ( $68^{\circ}59'27-68^{\circ}39'56W$ ,  $16^{\circ}13'59-16^{\circ}33'32S$ ); Região 6 ( $70^{\circ}12'32-69^{\circ}55'16W$ ,  $15^{\circ}05'02-15^{\circ}21'56S$ ); Região 7 ( $68^{\circ}28'43-69^{\circ}10'49W$ ,  $15^{\circ}38'39-15^{\circ}55'48S$ ).

### 3.7 O modelo ARPS.

O modelo meteorológico ARPS (Advanced Regional Prediction System), foi criado pela CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms) na Universidade de Oklahoma. Este modelo é apropriado a assimilação dos dados meteorológicos necessários à caracterização dos sistemas meteorológicos de interesse. Segundo Xue et al., (1995,2003).

Na tabela 3.2 são apresentadas o conjunto de variáveis que o modelo ARPS resolve explicitamente e que são independentes das coordenadas cartesianas (x,y,z,t), e em conjunto compõem as equações da dinâmica dos fluidos. Outras variáveis são geradas após o pós-processamento, as quais se encontram na tabela 3.3.

Tabela 3.2 Variáveis explicitamente simuladas pelo ARPS. Fonte: Vemado, 2012

Variável	Unidades
Temperatura Potencial ( $\theta$ )	K
Pressão Atmosférica (p)	Pa
Razão de Mistura do Vapor D'água ( $q_v$ )	$\text{gkg}^{-1}$
Razão de Mistura da Água de Nuvem ( $q_c$ )	$\text{gkg}^{-1}$
Razão de Mistura da Água de Chuva ( $q_r$ )	$\text{gkg}^{-1}$
Razão de Mistura de Água em forma de Cristais de Gelo ( $q_i$ )	$\text{gkg}^{-1}$
Razão de Mistura de Água em Forma de Neve ( $q_s$ )	$\text{gkg}^{-1}$
Razão de Mistura da Água em Forma de Granizo ( $q_h$ )	$\text{gkg}^{-1}$
Energia Cinética Turbulenta (tke)	$\text{m}^2\text{s}^{-2}$
Componente Zonal do Vento (u)	$\text{ms}^{-1}$
Componente Meridional do Vento (v)	$\text{ms}^{-1}$
Componente Vertical do Vento (w)	$\text{ms}^{-1}$

Tabela 3.3 Variáveis calculadas no pós processamento

Variável	Unidades
Temperatura do ar (Celsius)	$^{\circ}\text{C}$
Pressão do vapor d'água (e)	hPa
Umidade relativa (UR)	%
Temperatura de ponto de orvalho (TD)	$^{\circ}\text{C}$
Temperatura de saturação do NCL ( $T^*$ )	K
Umidade específica (s)	$\text{gkg}^{-1}$
Pressão do NCL (PNCL)	M
Altitude do NCL (ZNCL)	M
Energia de inibição de convecção (CINE)	$\text{Jkg}^{-1}$
Energia potencial convectiva disponível (CAPE)	$\text{Jkg}^{-1}$
Pressão ao nível do mar (slp)	hPa
Componente Vertical do Vento (w)	$\text{ms}^{-1}$

### 3.8 Análise do Nível do Lago

Neste trabalho se utilizo os dados mensais do nível do LT, disponíveis para o período 1914 – 2014, tendo como referência 3800 m de altitude. Os dados foram disponibilizados pelo SENAMHI.

Para descrever a variabilidade do nível do lago se realizou a análise espectral. Esta técnica estatística utiliza os conceitos fundamentais da análise de Fourier, onde é possível transferir a informação contida na série ao domínio das frequências, na qual, resulta mais efetiva a caracterização estatística do fenômeno aleatório analisado.

A variância de um processo é uma medida da dispersão das observações em relação a seu valor meio. Nesse sentido, a variância fornece uma medida da intensidade das flutuações do processo sobre o seu nível meio, porém de seu conteúdo energético. A análise espectral ajuda a decompor a variância total em bandas de frequência nas quais a contribuição da variância total do processo é o resultado da superposição de muitas contribuições mutuamente independentes, cada uma delas com uma frequência arbitrária. Dessa forma, será realizada uma decomposição espectral do nível do LT, em termos de amplitudes e fases, em função da frequência.

Com a finalidade de poder estabelecer uma relação entre os NLT e o índice de Oscilação Interdecadal do Pacífico (ODP) foi utilizado a análise de composições considerando os eventos do El Niño-Oscilação Sul (ENOS). O método de composições consiste no cálculo da média dos eventos a serem estudados, portanto descrevem as características médias do evento. Neste estudo a análise de composições ira a descrever o comportamento das precipitações nos eventos do El Niño e da La Niña. Onde foi considerado o período chuvoso (DJF) dos eventos El Niño/La Niña, para logo calcular a média do acumulado da precipitação e fazer a diferença com a média climática acumulada para o período analisado das 34 estações climáticas utilizadas neste trabalho.

Baseado no trabalho de Prado (2010), para as fases da ODP e para nosso período de estudo (1969 – 2014) foi contabilizado sete ENOS (+) e oito ENOS (-). O índice ODP, segundo Mantua et al, (1997) foi calculado por médio da análise de composições para as anomalias de TSM do Pacífico Norte, sendo que estas anomalias são normalizadas pela média do período de 1947 a 1995. O evento ENOS é um padrão climático que apresenta dois fases opostas: ENOS (+) quanto a TSM do oceano Pacífico equatorial está anormalmente quente (El Niño) e ENOS (-) correspondem a anomalias de TSM negativas (La Niña).

## 4 RESULTADOS

Na primeira etapa da avaliação do produto CMORPH foi realizada a avaliação simplificada ponto a ponto, na qual séries históricas dos 34 postos pluviométricos são confrontadas com estimativas de precipitação provenientes do CMORPH, selecionando o exato pincel gerado pelo algoritmo tendo como referência as coordenadas do posto pluviométrico.

Seguidamente foram realizadas as avaliações quantitativas entre as séries, na qual, serão aplicadas estatísticas básicas para avaliar o comportamento volumétrico das estimativas dos produtos em relação aos dados observados.

Posteriormente foram interpolados os dados dos postos pluviométricos assim como os dados do CMORPH sobre a região da Bacia do Lago Titicaca. Assim foi calculado o viés anual e o viés para o verão austral, confrontando qualitativa e quantitativamente superfícies de chuva obtidas de dados observados e CMORPH.

### 4.1 CMORPH e valores observados

#### 4.1.1 Avaliação pluviométrica pontual

Nesta etapa a série de precipitação observada no pluviômetro foi comparada diretamente com a série estimada do CMORPH no respectivo pixel em que o pluviômetro se encontra, lembrando que cada pixel possui uma área de aproximadamente 14 Km<sup>2</sup> e as estimativas de precipitações derivadas do CMORPH é gerada a partir da média de todo o pixel.

Considerando a limitação espacial, a metodologia constitui uma avaliação preliminar entre os valores estimados pelo CMORPH e os dados observados. Para a comparação foram escolhidos os 34 postos pluviométricos (observados e estimados).

Para o verão austral (Figura 4.1), os dados do CMORPH subestimam a precipitação observada em todos os pontos pluviométricos e na Figura 4.2, apresenta-se a correlação e a linha de tendência dos dados observados e o CMORPH no período selecionado.



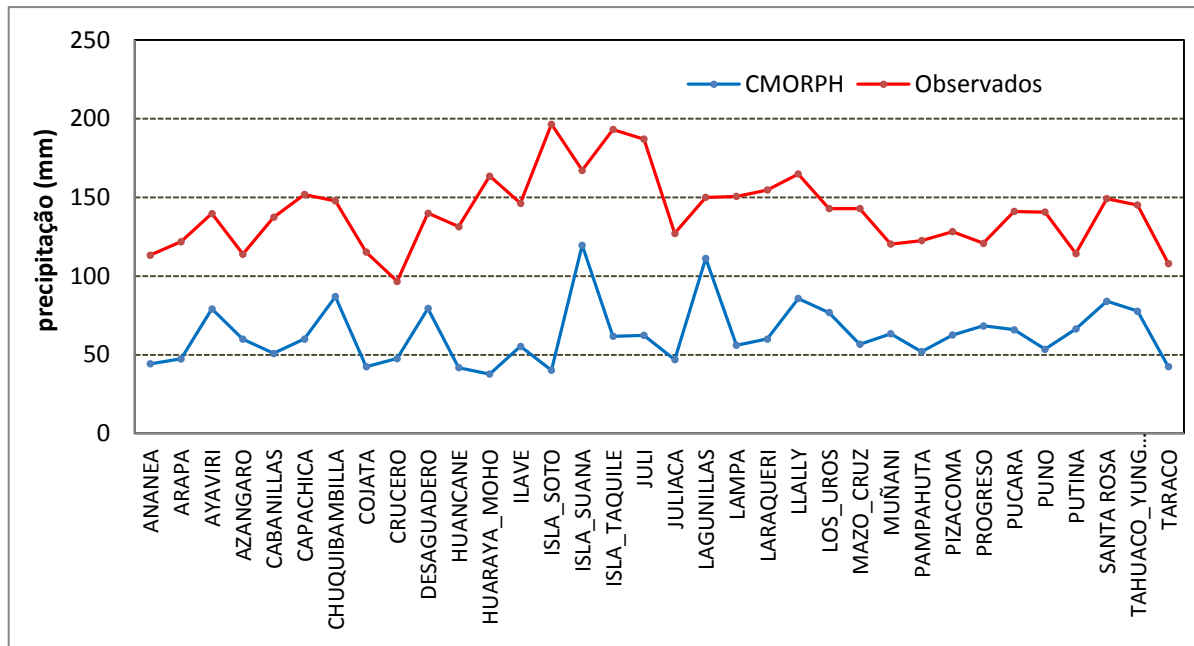


Figura 4.1 Gráfico do confronto dos dados pluviométricos das 34 estações. Precipitação média para o verão austral (DJF). Linha vermelha representa os dados observados, linha azul representa as estimativas do CMORPH.

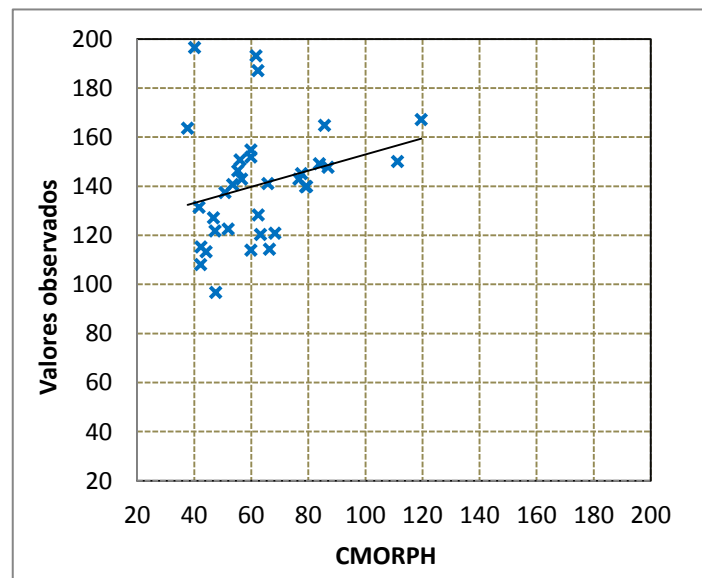


Figura 4.2 Correlação entre CMORPH e valores observados.

Para o período anual (Figura, 4.3), as estimativas de precipitação subestimam a precipitação observada em 31 pontos pluviométricos e existem 3 estações (Desaguadero, Isla Suana e Lagunillas) com estimativas de precipitação que superestimam os valores da

precipitação observada. De acordo com à análise feita na data do CMORPH, para estas três estações, mostram estimativas de precipitação com valores consideráveis nos meses de maio até setembro (Figura 4.4), e de acordo ao comportamento anual da precipitação para a região do Altiplano Peruano, nesses meses os valores de precipitação são insignificantes (Figura 4.5). O que mostraria que as estimativas de precipitação, para a área de localização destes três postos pluviométricos, são superestimadas em meses que não se tem registros de precipitação.

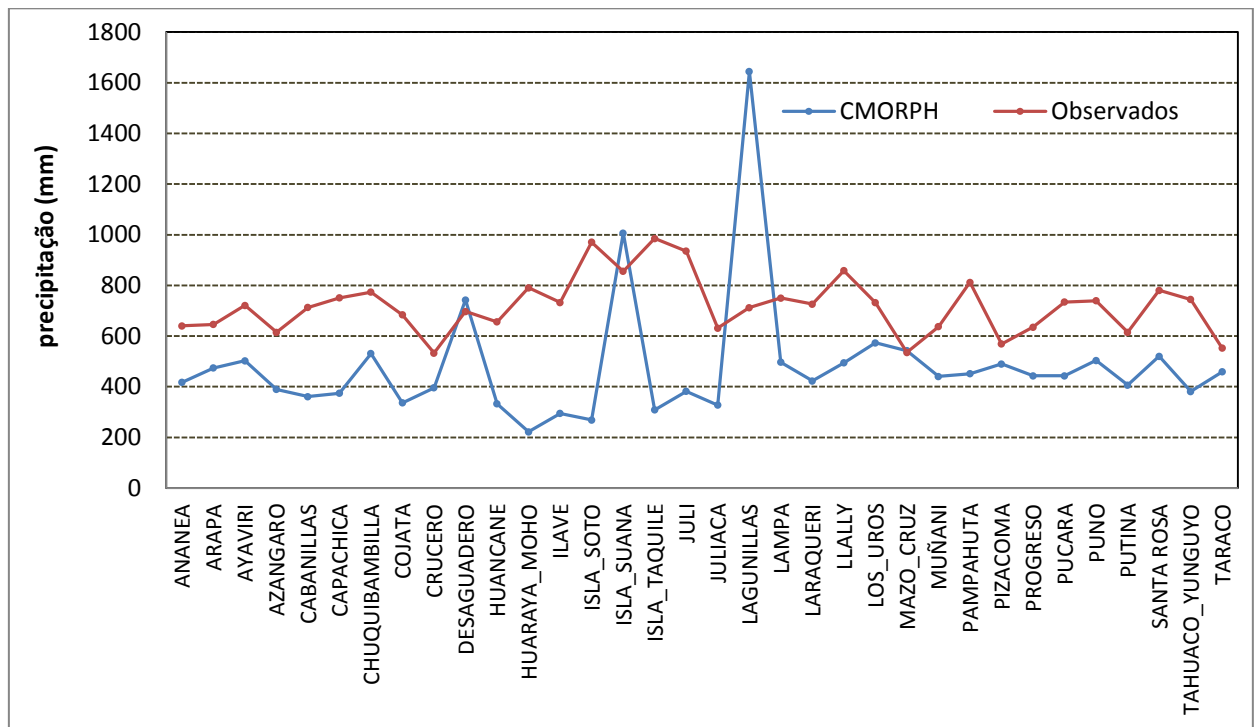


Figura 4.3 Gráfico do confronto dos dados pluviométricos das 34 estações. Precipitação média anual (período 2002-2014). Linha vermelha representa os dados observados, linha azul representa as estimativas do CMORPH. Período avaliado: Anual

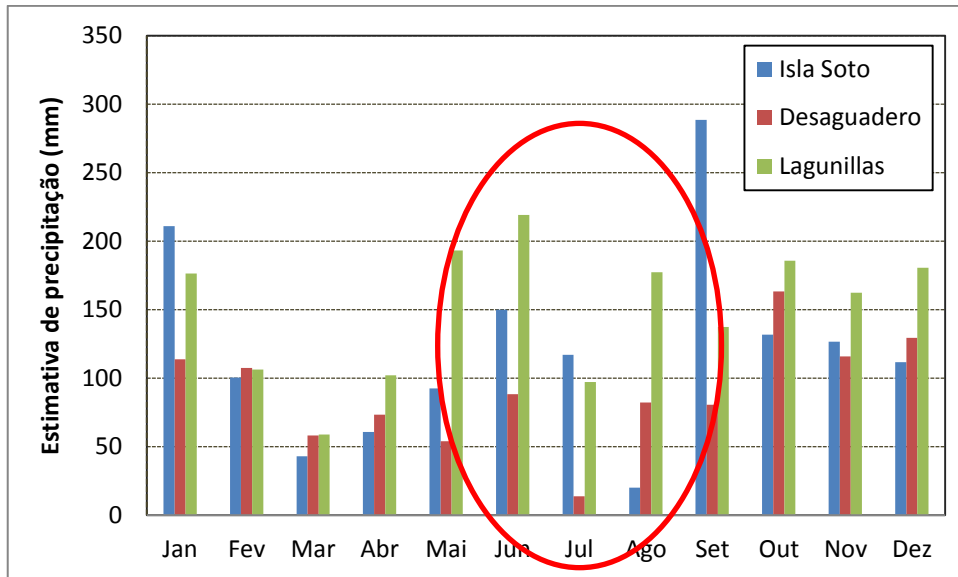


Figura 4.4 Análise comparativo das estimativas de precipitação média anual obtida a partir do CMORPH para as estações: Isla Soto, Desaguadero e Lagunillas. As barras de cores representam as estimativas de precipitação.

A Figura 4.5 mostra o ciclo anual da precipitação tanto para os dados observados assim como para os dados do CMORPH, ambos gráficos são bastante semelhantes o que mostra a boa representação do ciclo anual da precipitação através do CMORPH. Além de subestimar as precipitações observadas apresenta uma correlação de 0.89, desta forma, se observa uma alta qualidade na estimativa de precipitação do CMORPH.

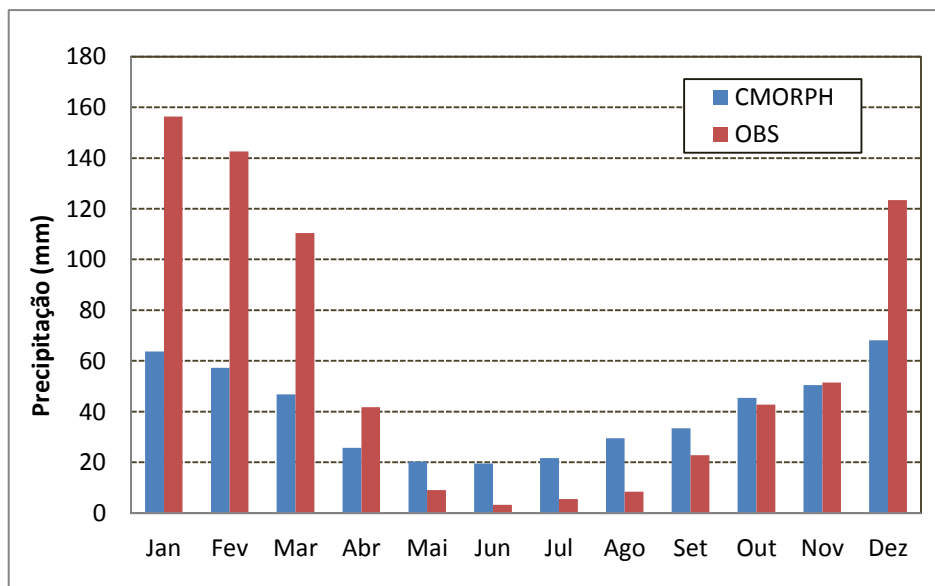


Figura 4.5 Gráfico do confronto dos dados pluviométricos (CMORPH e Observado), para a distribuição média mensal na região do Altiplano Peruano (2002-2014). A barra de cor vermelha representa à precipitação observada e as de cor azul a precipitação estimada a partir do CMORPH.

#### 4.1.2 Avaliação entre campos de precipitações

Para realizar uma comparação mais realista, o campo de precipitação estimado pelo CMORPH, foi comparado com o campo gerado a partir da interpolação da chuva observada através da metodologia da regressão múltipla linear, onde a variável da topografia é incluída.

A regressão múltipla linear é uma técnica estatística para construir modelos que descrevem de maneira razoável relações entre varias variáveis explicativas de um determinado processo, neste estudo analisaram-se as variáveis de altitude, longitude e latitude para poder explicar o comportamento da precipitação na RAP.

#### 4.1.3 Análise qualitativa do CMORPH

Para avaliação qualitativa das estimativas foram gerados mapas da interpolação dos resultados em cada pixel, vale lembrar que as estimativas do CMORPH são alocadas no ponto central do pixel. Obviamente, por se tratar de um elemento finito de área, a resposta do pixel (aprox. 14 Km<sup>2</sup>) é uma média das respostas dos diferentes alvos contidos nele, havendo uma perda de detalhamento nesse processo, quando comparado com amostras pontuais (Collischonn, 2006).

A Figura 4.6 (a) e (b) mostram a espacialização da precipitação média anual (CMORPH e observada), de modo geral o CMORPH conseguiu representar a distribuição espacial da precipitação em comparativa como o mapa de dados observados. A região norte destacou-se pelas similitudes de cores de intensidade de precipitação, provavelmente devido à maior densidade de pontos de pluviômetro. Essa maior densidade de pluviômetros, faz que a superfície de precipitação observada (gerada pela interpolação dos dados dos pluviômetros) seja mais precisa, e, portanto, há uma maior coincidência com o CMORPH. Quanto à região do Lago Titicaca apresenta valores muito baixos aos dados observados.

Para o verão austral (c) e (d), de modo geral, a espacialização de chuva pelo CMORPH consegue representar o padrão de distribuição da chuva, mas os valores do CMORPH estão por debaixo dos valores observados. Lembrando que os maiores valores de precipitação observada apresentam-se na região do Lago Titicaca e ao fazer o confronto qualitativo com as

estimativas do CMORPH, observou-se que os maiores valores de estimativas de chuva encontram-se na região centro-leste e sudeste.

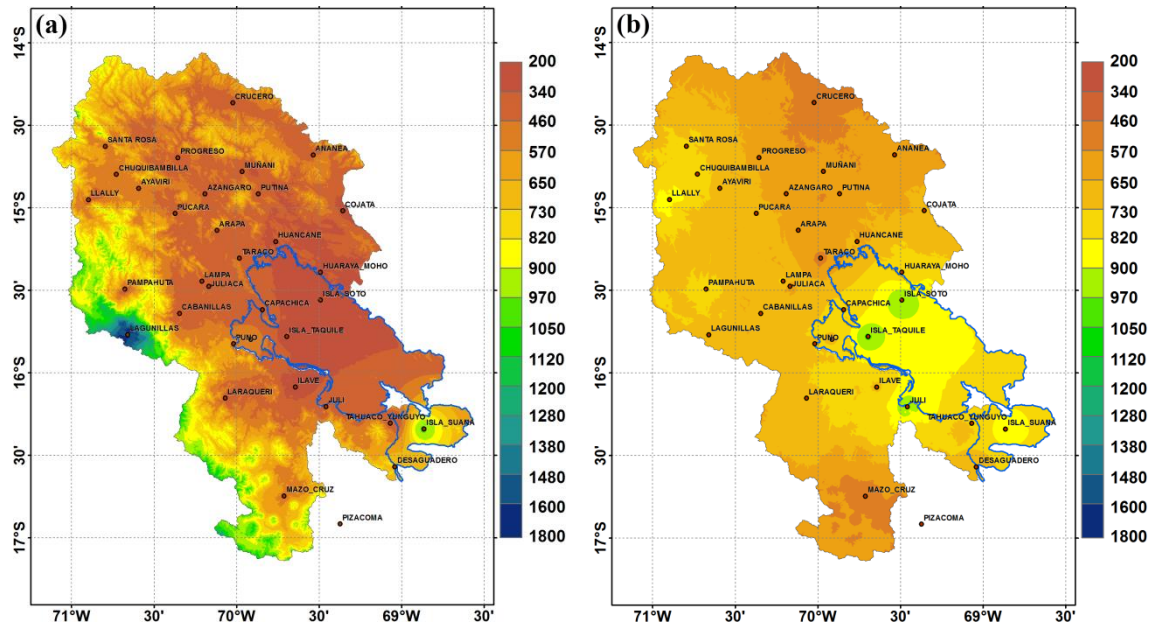


Figura 4.6 Mapa de distribuição espacial da chuva média anual: (a) CMORPH, (b) dados observados e verão Austral (DJF): (c) CMORPH, (d) dados observados. A escala em cores representa a precipitação em milímetros (mm). Período 2002-2014. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°)

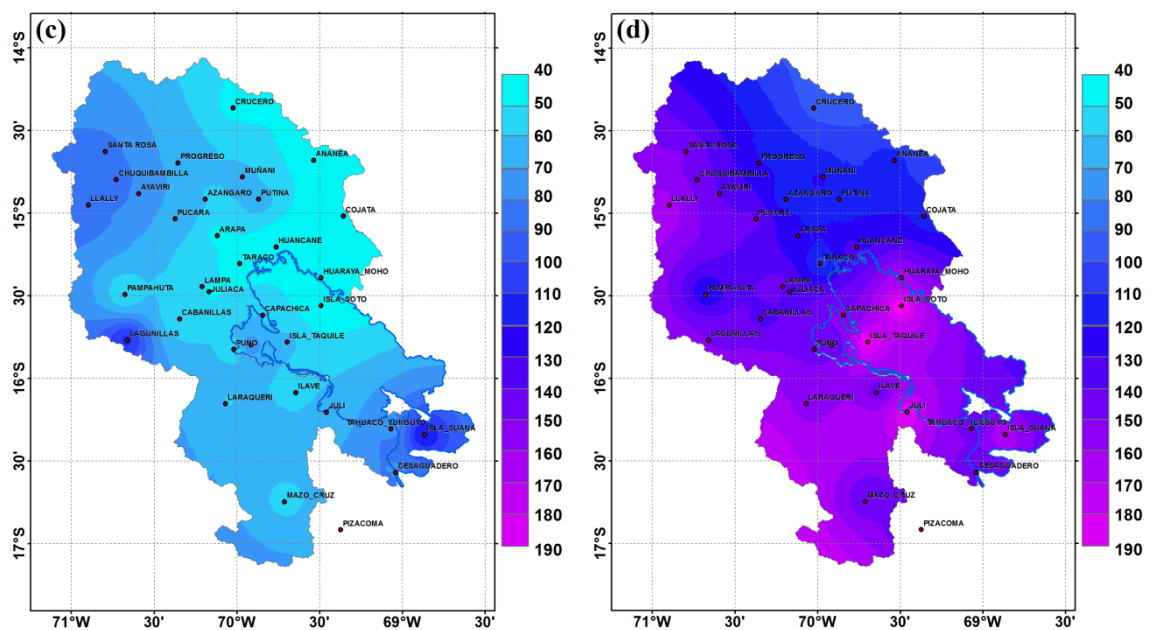


Figura 4.6 - Continuação

#### 4.1.4 Análise quantitativa do CMORPH

O índice apresentado nesta análise é o viés, que representa a diferença entre as estimativas de precipitação e a precipitação observada. De modo geral o CMORPH apresentou um alto percentual de subestimação para o ciclo anual (300% em média), e (78% em média) para o verão austral.

As estimativas de precipitação a partir do CMORPH, método que utiliza uma gama muito maior de fontes de informações, foram capazes de estimar em média apenas 43% dos volumes totais das precipitações para o verão austral e uma média de 58% para o período anual.

A Figura 4.7 (a) mostra a distribuição espacial do cálculo do viés para a precipitação média anual, a região sudeste, centro-leste y norte apresentam valores de subestimação e os maiores valores concentram-se na região centro-oeste com um percentual de 700% em média. Os valores de superestimação estão localizados na região centro-oeste e sudeste, o que representa um 12% dos pontos pluviométricos analisados na região do Altiplano Peruano.

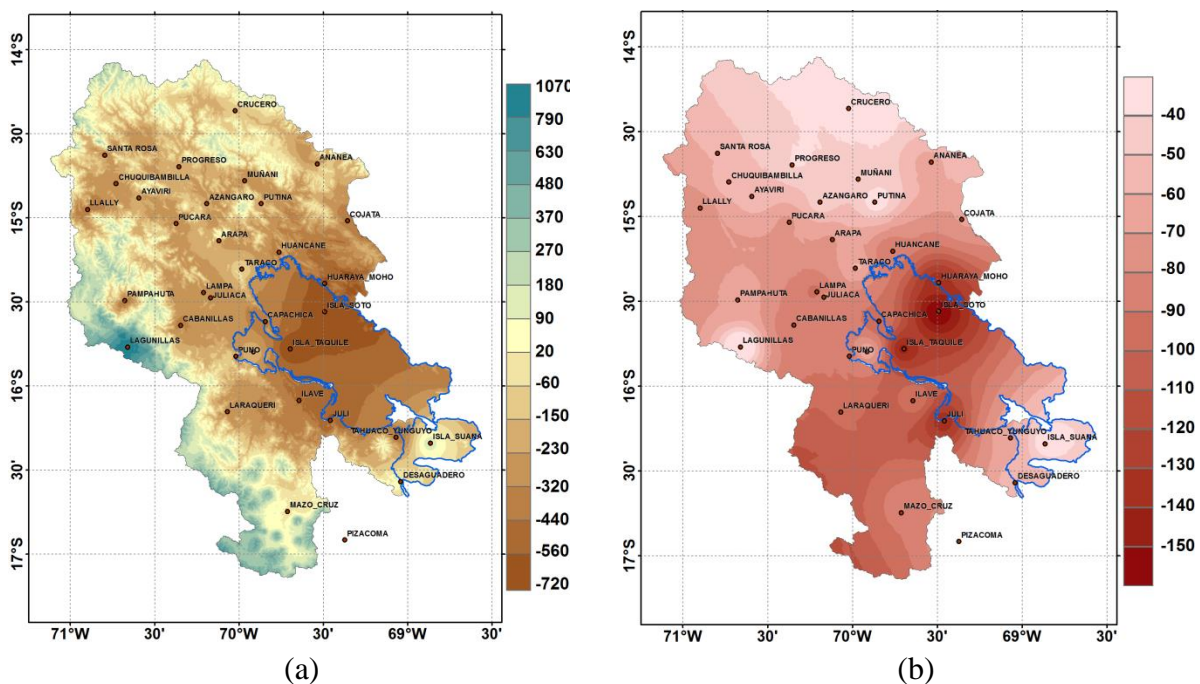


Figura 4.7 Mapa de espacialização do viés para o ciclo anual da precipitação (a), e para o verão Austral (b). Período 2002-2014. Escala em cores representa a subestimação ou superestimação da estimativa de precipitação em confronto com os dados observados. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°)

Na figura 3.7 (b) observa-se que os maiores valores de subestimação estão localizados nas regiões centro e nordeste do Lago Titicaca. De modo geral o viés para o verão austral apresenta valores de subestimação em toda a área de estudo.

A tabela 4.1 apresenta os valores dos coeficientes de correlação para o verão austral (2002-2014), onde, coincidentemente, dos 34 pontos pluviométricos o 50% (17) tem uma dependência linearmente positiva e o outro 50% apresentou uma dependência linearmente negativa.

Tabela 4.1 Correlações entre os valores do CMORPH e os dados Observados

Ananea	-0,27	Desaguadero	0,04	Lagunillas	-0,48	Progreso	-0,10
Arapa	-0,27	Huancane	-0,19	Lampa	-0,07	Pucara	-0,14
Ayaviri	-0,04	Huaraya	0,51	Laraqueri	0,41	Puno	0,12
Azangaro	-0,21	Ilave	0,53	Llally	0,38	Putina	-0,42
Cabanillas	0,08	Isla Soto	0,64	Los Uros	0,37	Santa Rosa	0,46
Capachica	0,11	Isla Suana	0,81	Mazo Cruz	-0,25	Tahuaco	0,66
Chuquibambilla	-0,09	Isla Taquile	0,55	Munani	-0,35	Taraco	-0,04
Collata	0,52	Juli	0,54	Pampahuata	-0,29		
Crucero	0,57	Juliaca	-0,01	Pizacona	-0,41		

A distribuição espacial dos coeficientes de correlação (Figura 4.8) mostram duas regiões com maiores concentrações: A região sudeste apresenta uma boa quantidade de correlações positivas e destes os máximos valores ficaram no Lago Titicaca. Por enquanto, a região com as correlações negativas ficam na parte norte do Lago Titicaca na diagonal que vai da região centro-oeste a nordeste. A região sul da BHLT apresenta uma dependência linear negativa e a região norte mostra valores positivos.

As Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4 apresentam as informações completas da média dos valores estadísticos para o ciclo anual, para o acumulado anual e para o verão austral (DJF) encontrado nos 34 confrontos das séries observadas e do CMORPH.

Tabela 4.2 Médias quantitativas encontradas para o ciclo anual

Média OBS	Média CMORPH	Total OBS	Total CMORPH	Desvio OBS	Desvio CMORPH
59,8	40,2	717,8	481,8	57,4	17,4

Tabela 4.3 Médias quantitativas encontradas nos 34 confrontos para o verão austral

Média OBS	Média CMORPH	Total OBS	Total CMORPH	Desvio OBS	Desvio CMORPH
140,8	63,1	4786,1	2146,3	23,5	19,2

Tabela 4.4 Médias quantitativas encontradas nos 34 confrontos para o período anual

Média OBS	Média CMORPH	Total OBS	Total CMORPH	Desvio OBS	Desvio CMORPH
719,5	481,8	24463,5	16381,4	113,1	248,5

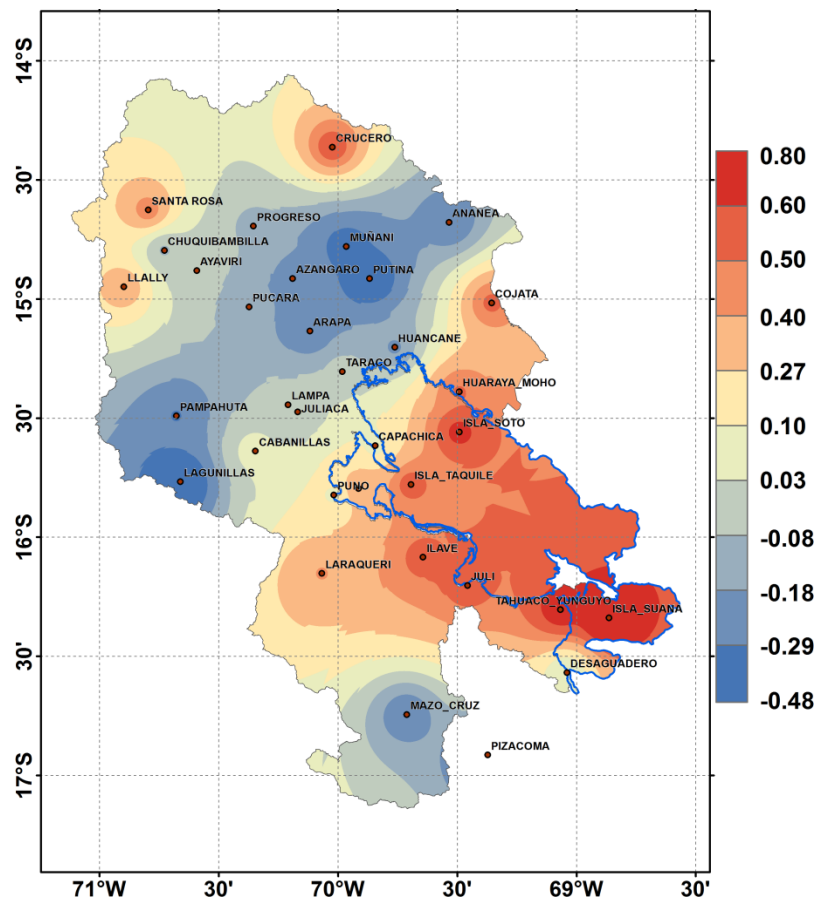


Figura 4.8 Mapa de distribuição espacial dos valores de correlação para o verão austral, período (2002 – 2014). A escala em cores representa a dependência linear entre as estimativas de precipitação obtidas pelo CMORPH e os valores observados das estações de superfície. O valor de coeficiente varia entre -1 a 1. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°)



## 4.2 Climatologia da precipitação

Antes de analisar o ciclo diurno da convecção, descreve-se a taxa média de estimativas de precipitação do verão austral. A Figura 4.9 mostra a distribuição espacial da taxa média de precipitação para os verões (Dezembro até Fevereiro, DJF) de 2000-2014, derivado a partir do CMORPH.

Os resultados mostram uma distribuição não uniforme das estimativas de precipitação sobre a região de nosso interesse, isto devido à presença da cordilheira dos Andes, a qual tem maior influencia nos padrões de precipitação na RAP. A precipitação máxima tem marcante presença na parte norte e leste fora da BLT (cores verde, amarelo e laranja), a qual é gerada pela presença da cadeia montanhosa que atua como barreira natural, restringindo o ingresso da umidade proveniente da Amazônia.

De modo geral, a distribuição espacial das estimativas de chuva sobre a BLT (sim considerar a região do Lago Titicaca) é menor em comparativa com os valores que se apresentam no LT. Nota-se que a magnitude e extensão dos máximos valores de precipitação obtidos pelo CMORPH estão localizadas na parte norte do LT. Além disso, mostra valores menores na parte centro-leste da BLT, esta região se encontra em condição de sotavento da cordilheira oriental da RAP. O CMORPH consegue identificar o efeito Foehn, lembrando que a topografia obriga à massa de ar a ascender, condensando o vapor de água e dando lugar a chuvas orográficas (efeito barreira). A sotavento o ar já seco desce rapidamente aumentando a pressão atmosférica e a temperatura (efeito Foehn), por causa da sua alta resolução espacial. O ar úmido proveniente da Amazônia gera precipitação no lado do barlavento o que causa um insuficiente fornecimento de vapor de água no lado do sotavento.

Estes resultados também foram obtidos por Xin-Xin (2015), quem utiliza dados de satélite provenientes do CMORPH e TRMM sobre a região Sul e Leste da Ásia.

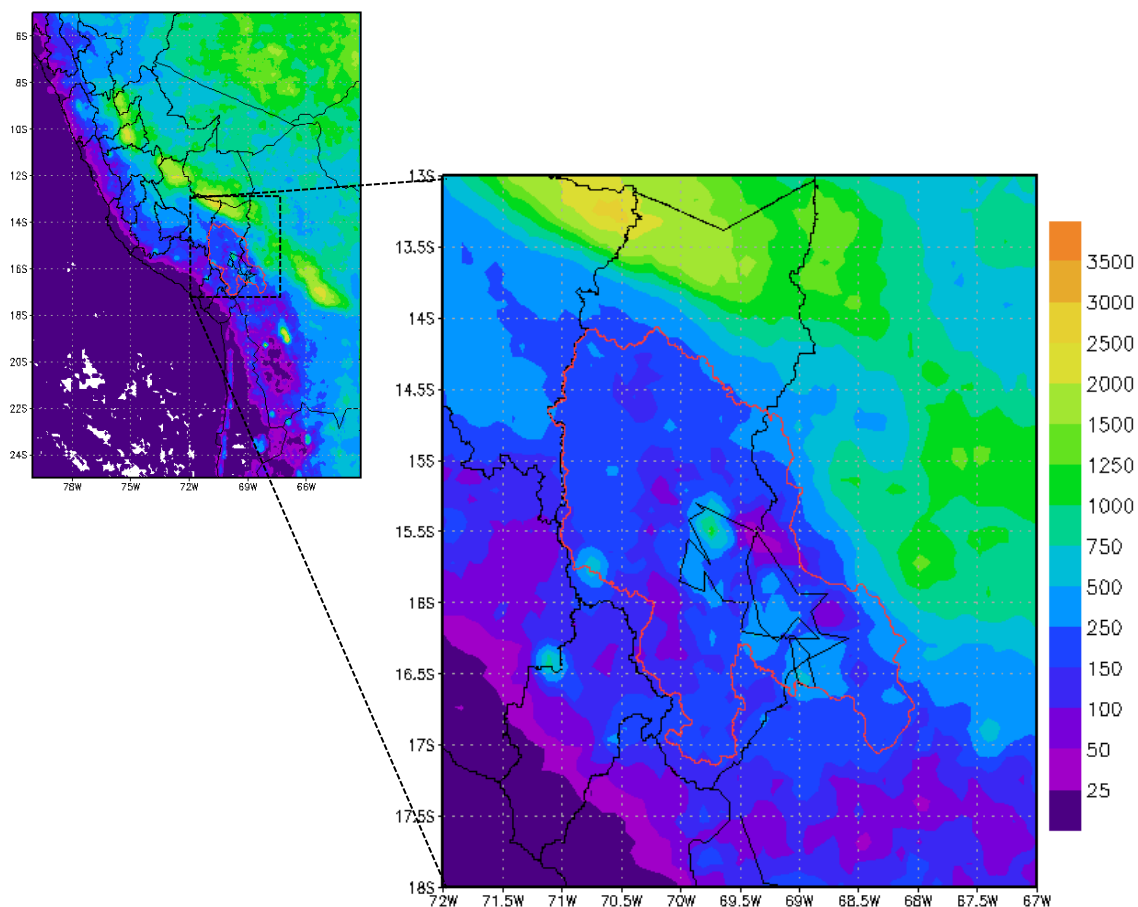


Figura 4.9 Distribuição da taxa média de estimativas de precipitação (unidades: mm) para o verão austral período 2002-2014, derivado desde o Climate Prediction Center (CPC) MORPHing Technique (CMORPH). Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ). A cor vermelha representa a Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca.

### 4.3 O ciclo diurno da convecção utilizando-se dados do CMORPH

Muitos estudos tem demonstrado a confiabilidade do TRMM para analisar o ciclo diurno da precipitação comparando-se com os dados observados (Bowman et al, 2005; Dai et al, 2007; Mao e Wu, 2012). Mas considerando as suas limitações de resolução grossa do TRMM, o uso do CMORPH com alta resolução espaço temporal nos mostra uma melhor distribuição espacial e temporal das estimativas de chuvas durante o CDC para o verão austral (DJF).

A Figura 4.10 mostra a os horários e as zonas onde ocorrem as precipitações. Durante o período da madrugada a ocorrência de chuvas é sobre o LT no horário das 2:00h até as 6:00h,

sendo que os máximos valores nesse período de precipitação acontecem as 3:00h e 4:00h na região norte do LT.

A circulação do final da noite, com ar vindo do continente para o lago, gera uma frente de brisa terrestre com movimento ascendente sobre o lago. Em alguns casos é possível observar a formação de nuvens e núcleos de estimativas de precipitação. Nas figuras analisada é possível observar a presença de sistemas convectivos estacionários de menores extensões sobre a região do LT. Tanto a parte norte como o sul mostra a ocorrência de eventos convectivos destacando-se a zona norte como a região onde se apresentam os maiores valores de estimativas de chuva.

Ao Nordeste da BLT pode-se ver a presença de sistemas convectivos restritos pela cordilheira dos Andes. É claro observar o efeito da CA onde se desenvolvem máximos de precipitação bem localizados ao longo da pendente leste da mesma sobre o oeste da Bolívia.

Na Figura 4.10, pode-se observar a formação e desenvolvimento de sistemas convectivos ao redor do LT no período da tarde, o que estaria explicado pela circulação local de brisa lacustre proveniente do lago ao continente. As 13:00h, é possível observar a formação de nuvens sobre o continente.

Com o deslocamento da frente de brisa dentro do continente, se observar a propagação de uma banda de nebulosidade, facilmente verificável nas imagens geradas com os dados do CMORPH (13:00h e 14:00h). Este tipo de circulação é o mais ativo durante o período do dia porque aumenta o aquecimento solar e também a gradiente de pressão, o que gera ventos mais intensos em superfície que ajudam à brisa marítima atingir seu máximo valor.

Devido à presença das montanhas, a brisa marítima é obrigada a ascender e a umidade contida nela consegue gerar nuvens de grande desenvolvimento vertical. Os primeiros sistemas convectivos acontecem pelo forçamento da circulação vale-montanha e ocorrem ao meio-dia solar ou nas primeiras horas da tarde (13:00h e 14:00h, nosso caso), quando o aquecimento radiativo é máximo. Similares resultados foram obtidos por Wetzell, 1973; Browning et al, 1976; Toth e Johnson, 1985 e Tian et al, 2005.

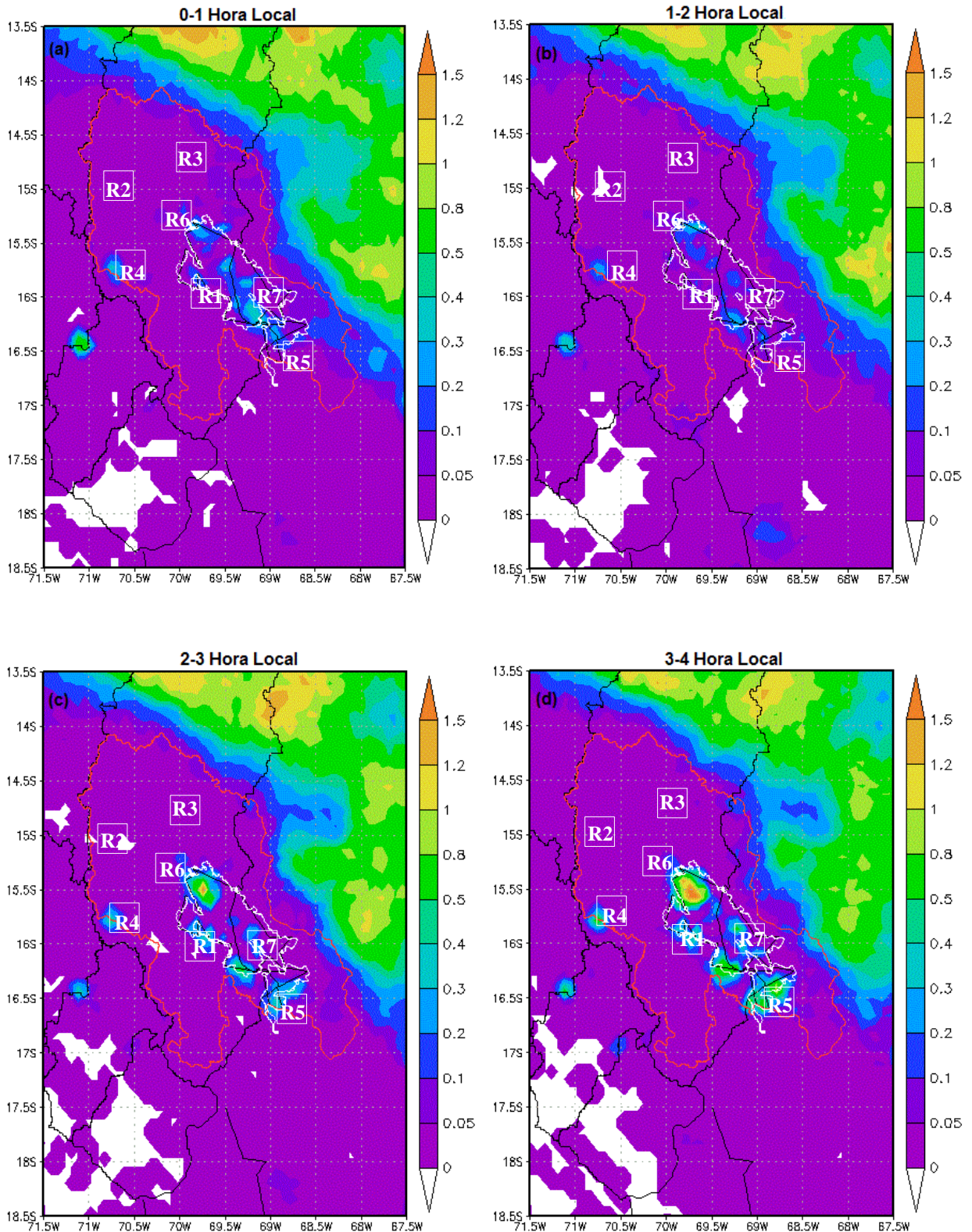


Figura 4.10 Distribuição espacial das estimativas de precipitação obtidas a partir dos dados do CMORHP para o verão austral, período 2000-2014. Escala em cores representa a precipitação em milímetros (mm/hora). O ciclo diurno da convecção esta representada em hora local. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ). Os quadrados de cor branca são as regiões selecionadas para a análise.

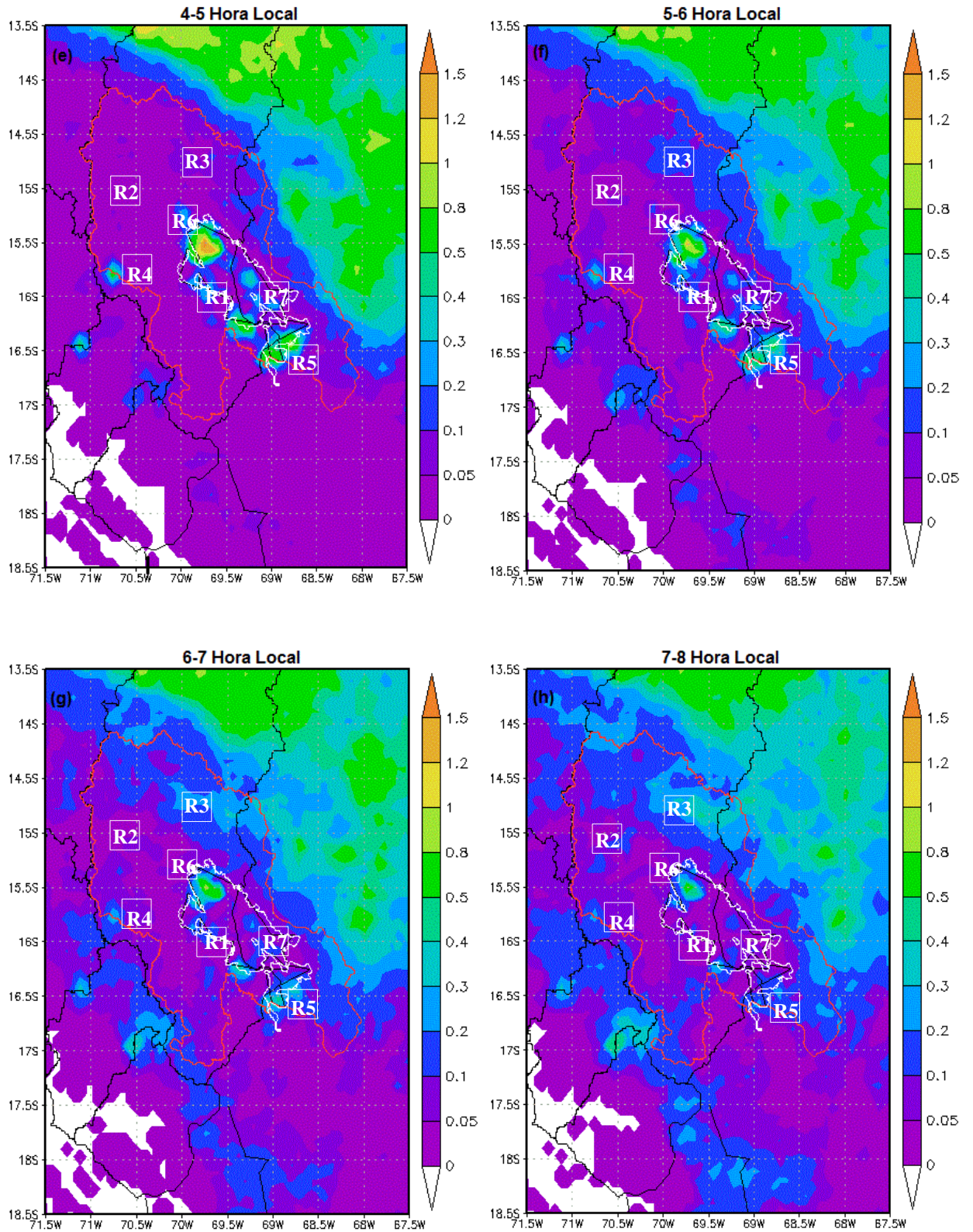


Figura 4.10 Continuação

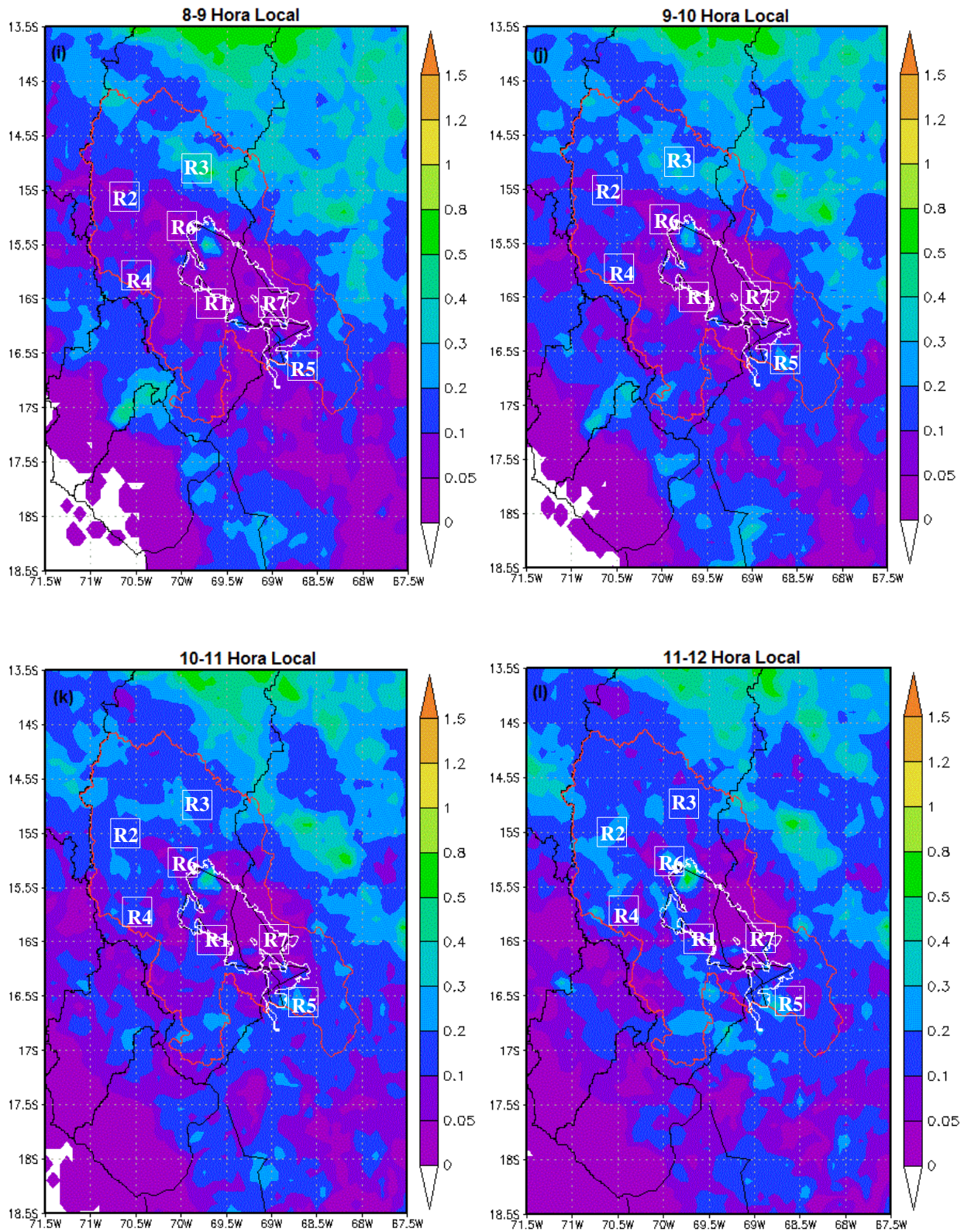


Figura 4.10 Continuação

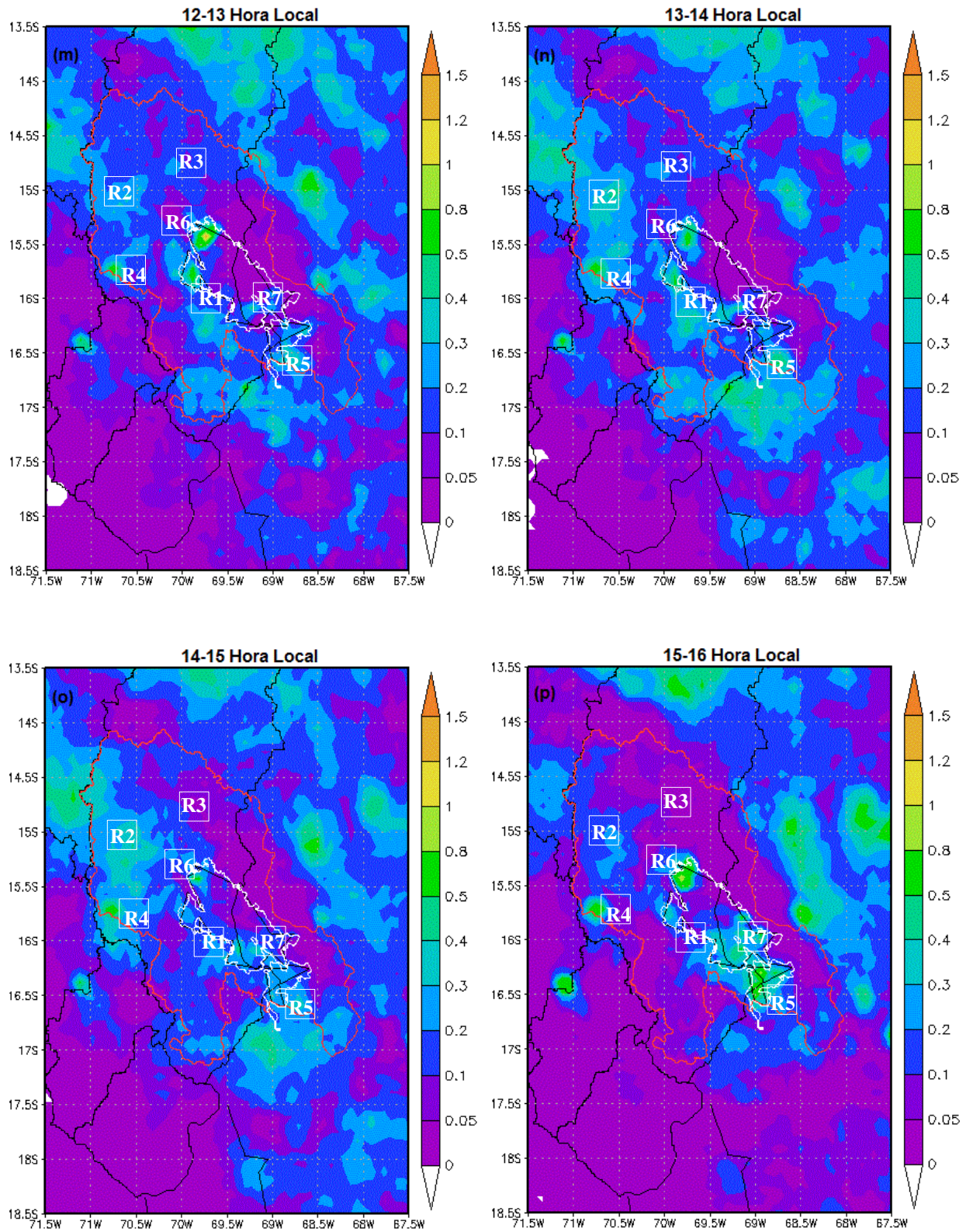


Figura 4.10 Continuação

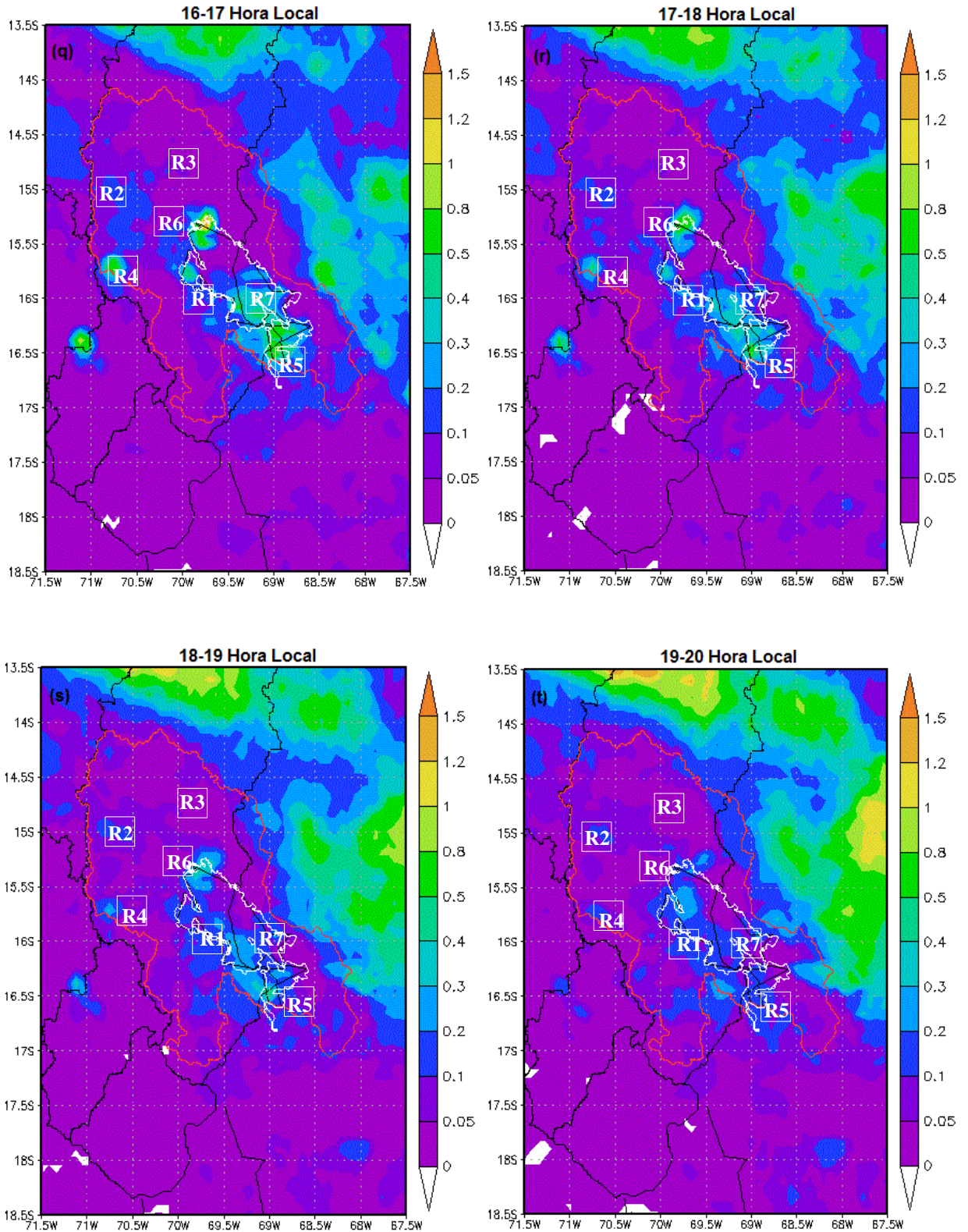


Figura 4.10 Continuação



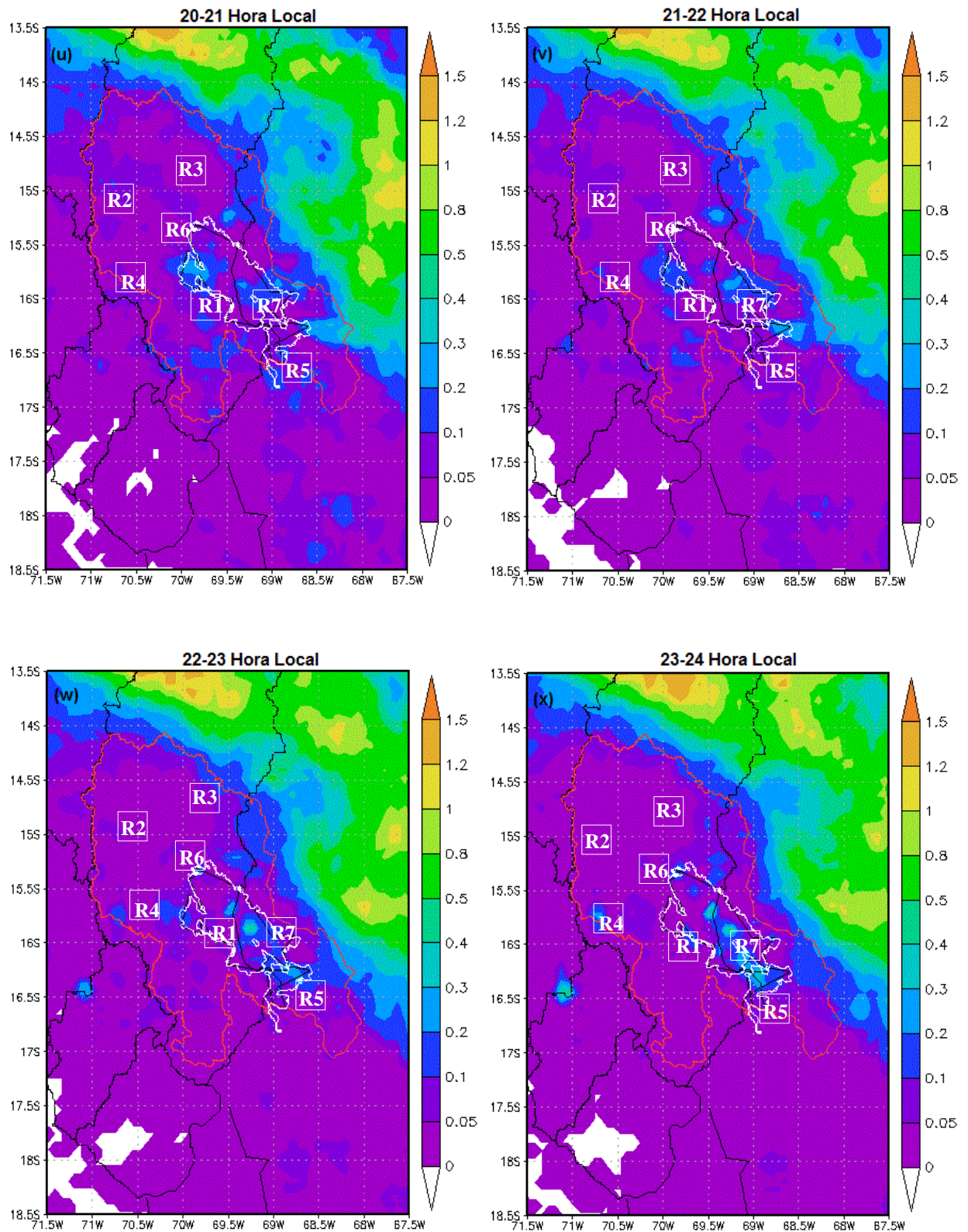


Figura 4.10 Continuação

Analisaram-se as características regionais do CDC durante o verão austral, nesse sentido foram selecionadas sete sub-regiões relativamente típicas baseadas no comportamento pluviométrico.

Na Figura 4.11: Região 1 – Puno; Região 2 – Chuquibambilla; Região 3 – Munani; Região 4 – Lagunillas; Região 5 – Isla Suana; Região 6 – Taraco; e Região 7 – Isla Taquile. Este critério mostra melhor a diferença regional do ciclo diurno da convecção. Nas regiões 4, 5 e 6 temos a presença do ciclo semi-diurno com período bem determinado de 7 a 9 horas.

Para as outras regiões, o ciclo diurno é dominante e os máximos picos de estimativas de precipitação são consistentes com os resultados mostrados por Xin-xin et al, 2015.

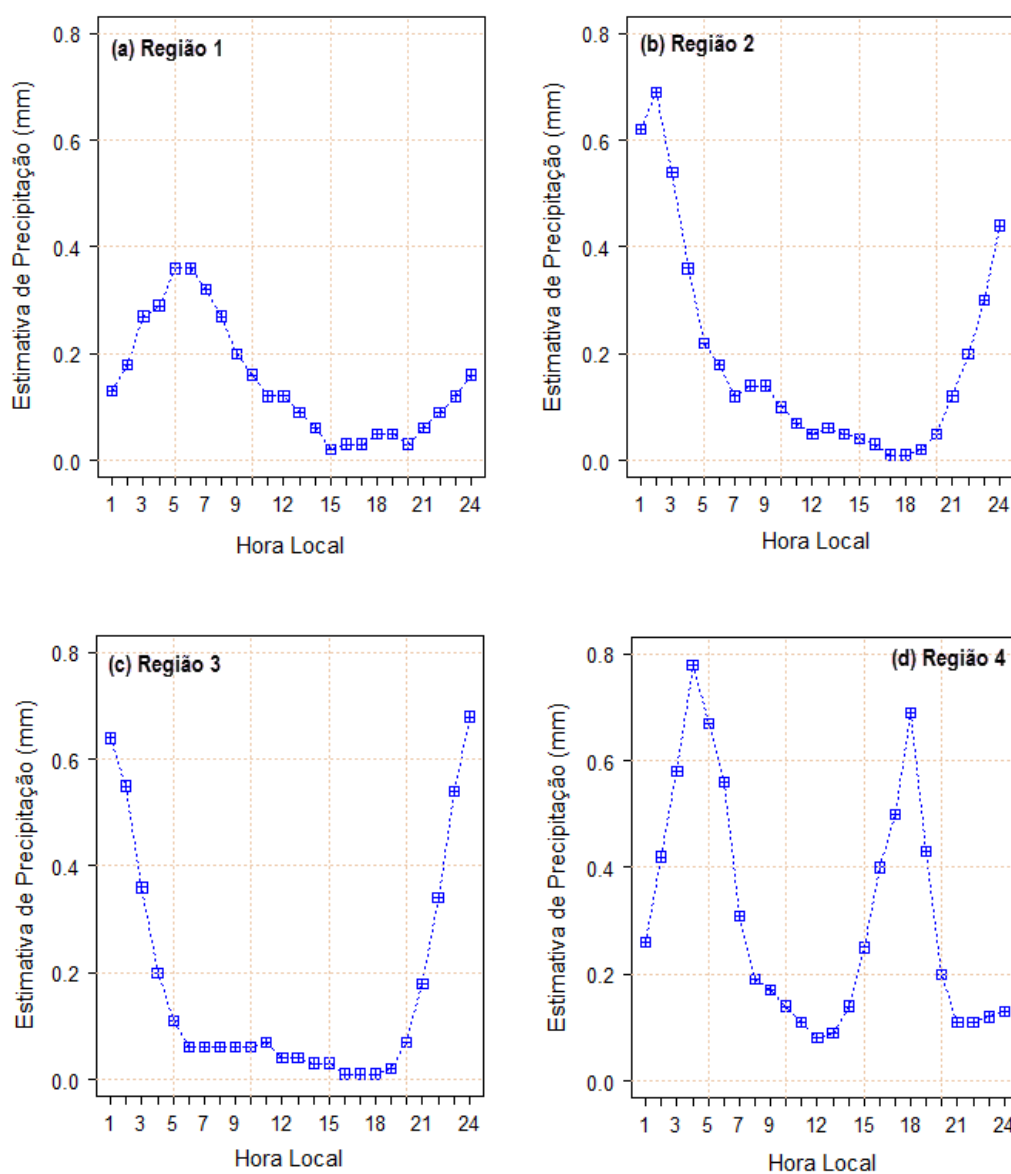


Figura 4.11 Variação diurna da precipitação de verão sobre as sete regiões. O eixo x representa a fase do ciclo diurno em horário local e o eixo y representa a estimativa de precipitação média em milímetros (mm)

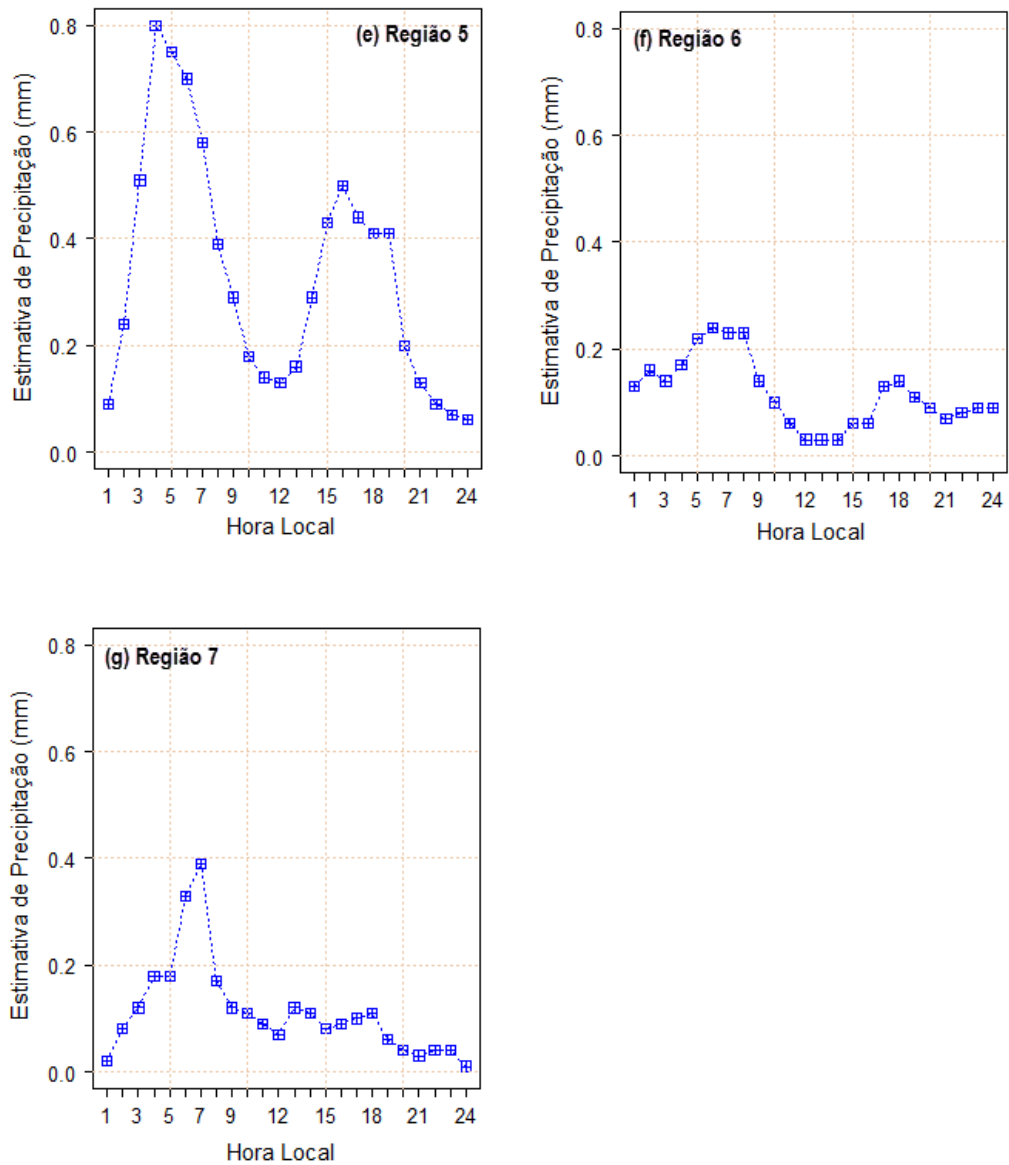


Figura 4.11 Continuação

#### 4.4 Estudo de casos

Foram analisados três eventos convectivos dos quais se apresenta o caso de 15 – 19 de Janeiro 2014, o resto esta incluso no apêndice, este evento convectivo foi associado com alta acumulação de água de chuva no solo o que origino deslizamento de terra e bloqueio do acesso ao município de Phara-Sandia. Disponível em: <http://www.radiolibertad.com.pe/derrumbes-y-lluvias-afectan-a-la-provincia-de-puno/>. Acesso em 21/05/2014.

O uso das saídas do modelo ARPS foi utilizado com a finalidade de poder entender os padrões de circulação locais que estão envolvidos dentro do CDC.

A figura 4.12 mostra o mapa de Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca e a localização da linha de corte utilizada para fazer a análise das saídas do ARPS nos eventos selecionados.

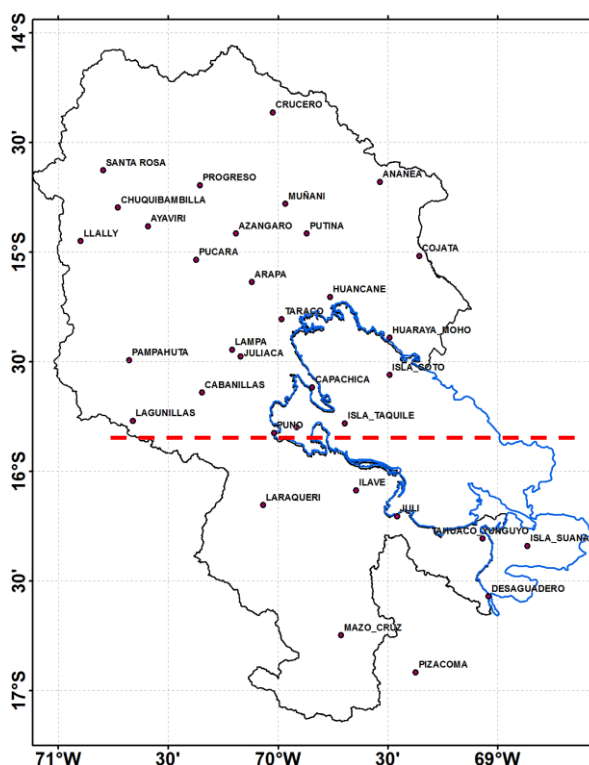


Figura 4.12 Mapa de localização da linha de corte.

Na figura 4.13, mostra o período completo do ciclo diurno simulado pelo ARPS. O corte vertical de umidade relativa e da velocidade vertical mostra que no período da madrugada a umidade fica sobre o LT, e devido ao resfriamento noturno, a interface terra água começa a atuar de acordo a circulações térmicas forçadas trazendo ar do continente para o LT, a frente de brisa terrestre, com movimento ascendente sobre o LT pode se desenvolver e gerar eventos convectivos noturnos.

No início da manhã, devido ao aquecimento das encostas com face para o leste, os ventos cruzam a CA em direção oeste. O ar acima da face da Cordilheira Ocidental continua aquecendo e começa a subir causando ventos anabáticos ate o topo das elevações, este tipo de movimento cria subsidência de compensação sobre o LT, além disso, é facilmente observável

a presença de ventos catabáticos remanescentes da noite anterior o que persiste até as 09:00h, isto é devido a que o face no é iluminada nas primeiras horas do dia.

A partir das 10:00h pode-se ver o acoplamento da circulação brisa lacustre e vale, com o avanço das horas a intensificação deste tipo de circulação local aumenta o potencial de formação de nuvens e chuvas convectivas nos lugares de grande altitude da Cordilheira Ocidental

Os eventos convectivos começam por volta das 13:00h com uma duração aproximadamente entre 5 a 6 horas. O sistema convectivo formado por este tipo de acoplamento consegue-se deslocar na direção leste conseguindo atingir seu máximo desenvolvimento na borda do LT. Depois de atingido os valores máximos os ventos enfraquecem no final da tarde e inicio da noite com o decréscimo solar.

O restante da umidade é transportado ao LT pela circulação local de montanha e a circulação terrestre. Este tipo de fluxo vindo do continente para o Lago provocam chuvas convectivas no horário da madrugada. O máximo valor da convecção ocorre no meio do Lago as 05:00h

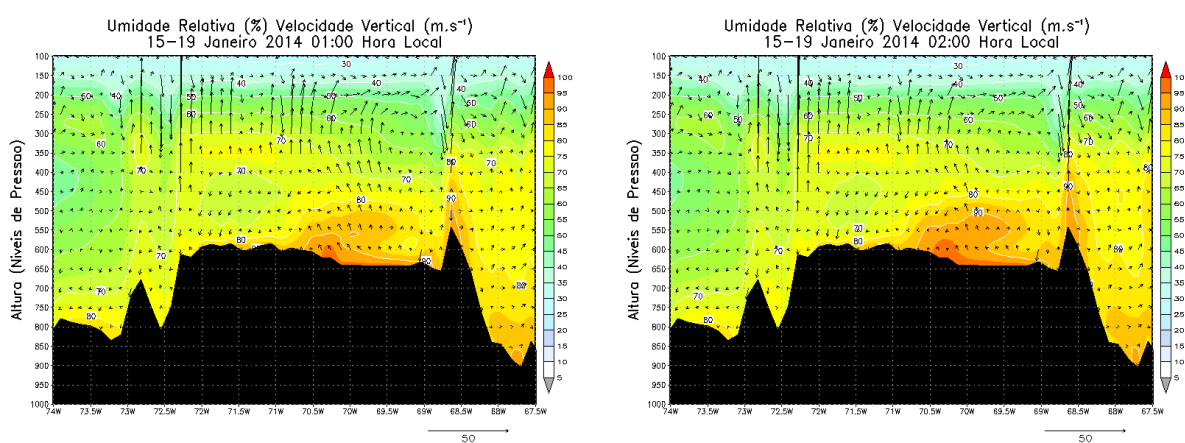


Figura 4.13 Corte vertical da umidade relativa (%) e campo de velocidade vertical ( $m.s^{-1}$ ). A barra de cores indica umidade relativa. Eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ).

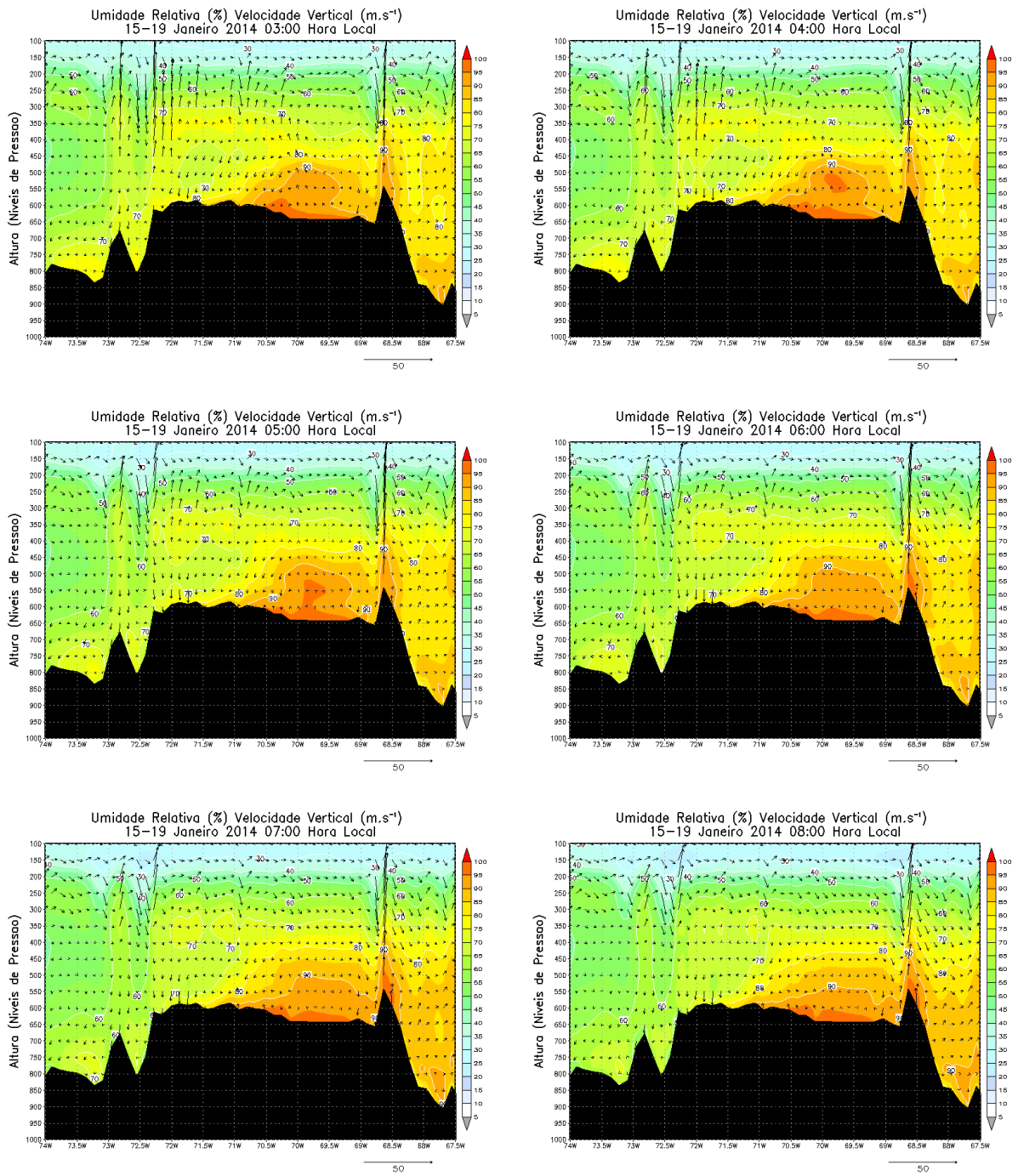


Figura 4.13 Continuação

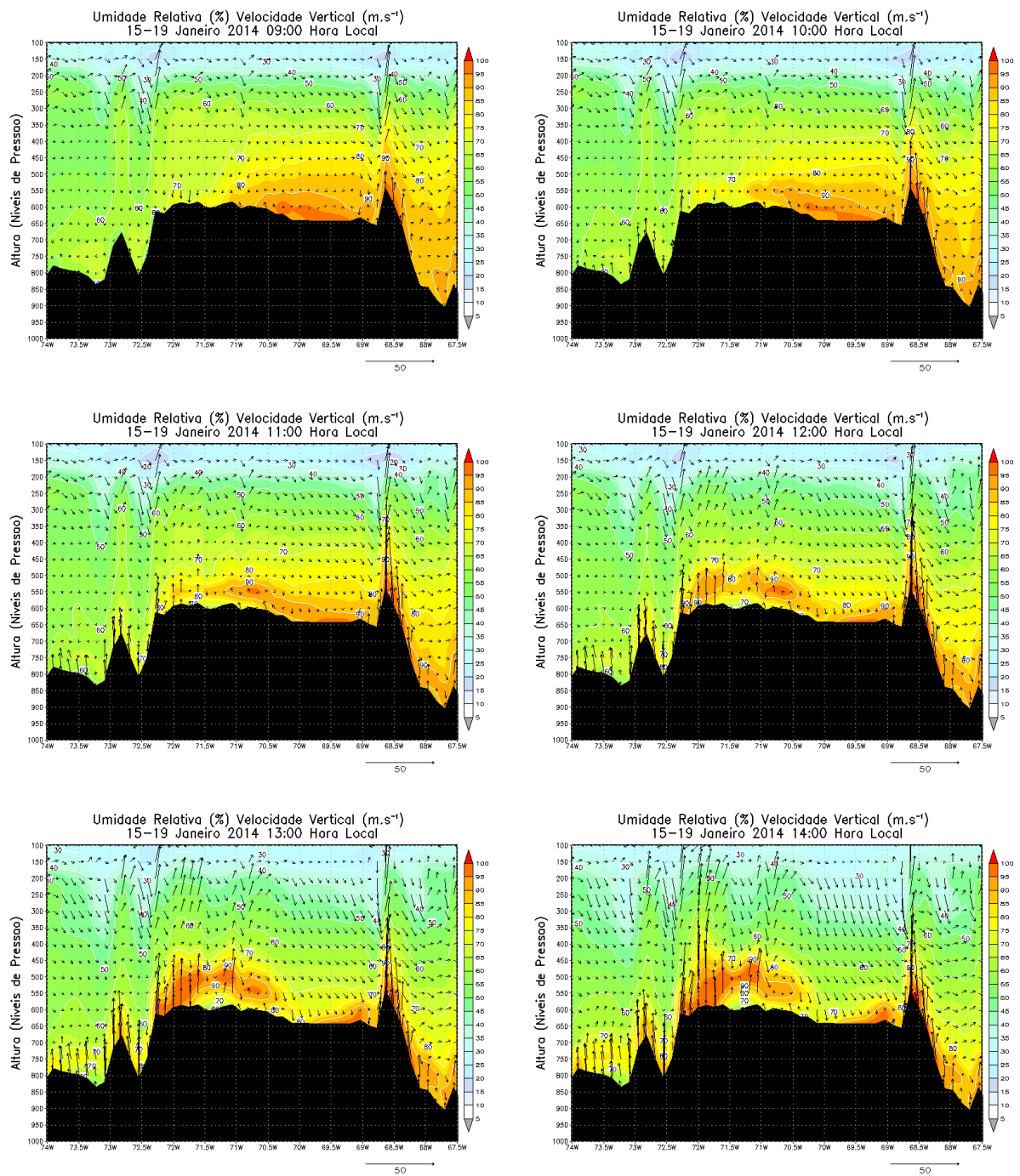


Figura 4.13 Continuação

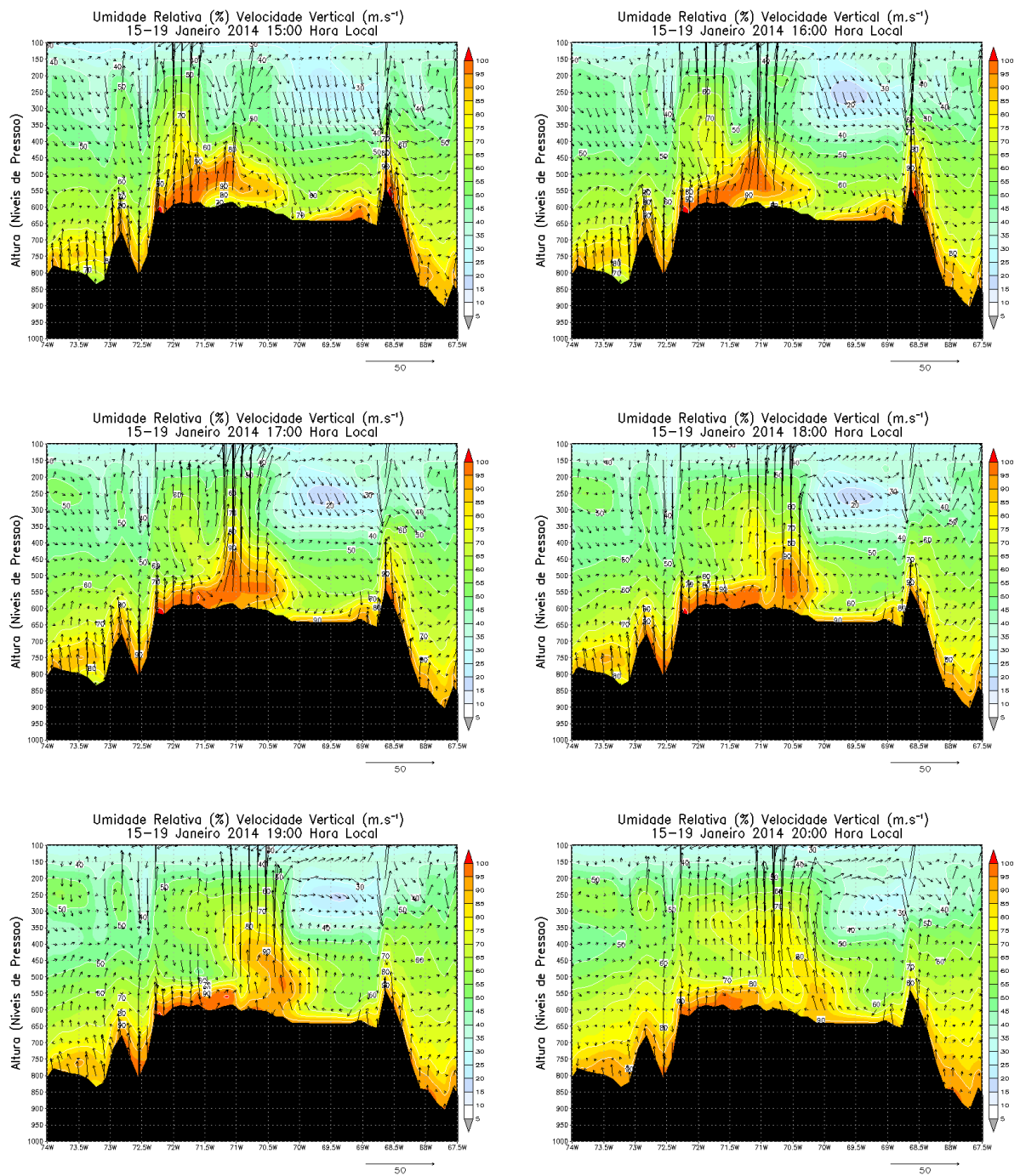


Figura 4.13 Continuação



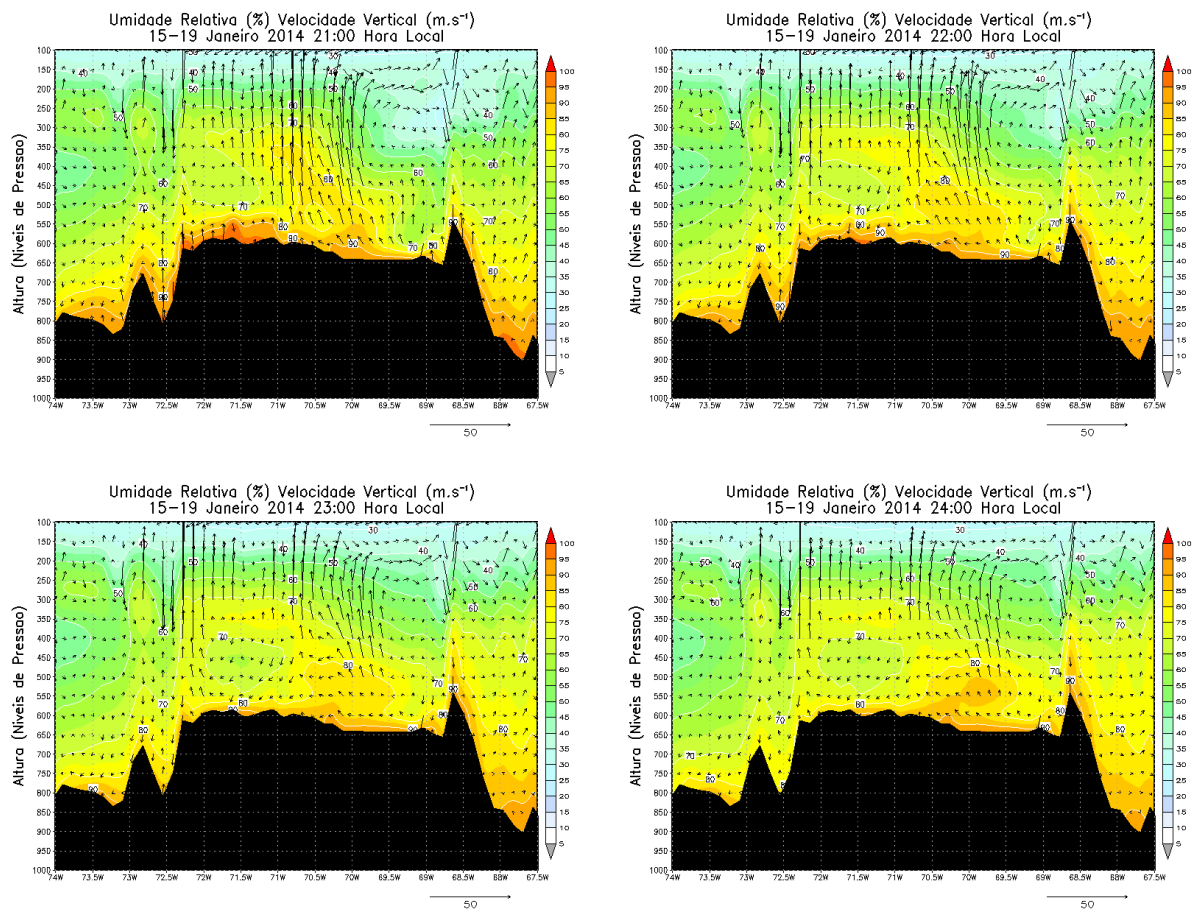


Figura 4.13 Continuação

## 4.5 Balanço Hídrico do Lago Titicaca

### 4.5.1 Nível do Lago

As variações do nível do LT durante o período 1914 – 2014 foram analisadas considerando-se em conta o cota de referência de 3800 metros. Na figura 4.14, pode-se ver uma variação de 6.309 metros no período de abril de 1943 ate dezembro de 1986. O período chuvoso do ano 1985 – 1986 atingiu um nível de agua do lago muito alto em comparativa com a média histórica para o período de 1914 – 2014. Segundo Sztorch et al 1989, os níveis atingidos nesse período causaram enchentes e transtornos em diversas cidades que ficam ao redor do LT o que gero fazer, ao governo do Peru, um chamamento de apoio internacional. Por outro lado os níveis muito baixos registrados durante os anos 40 foram atribuído a ocorrências repetidas de eventos El Niño entre 1936 e 1943 (Martin et al, 1993).

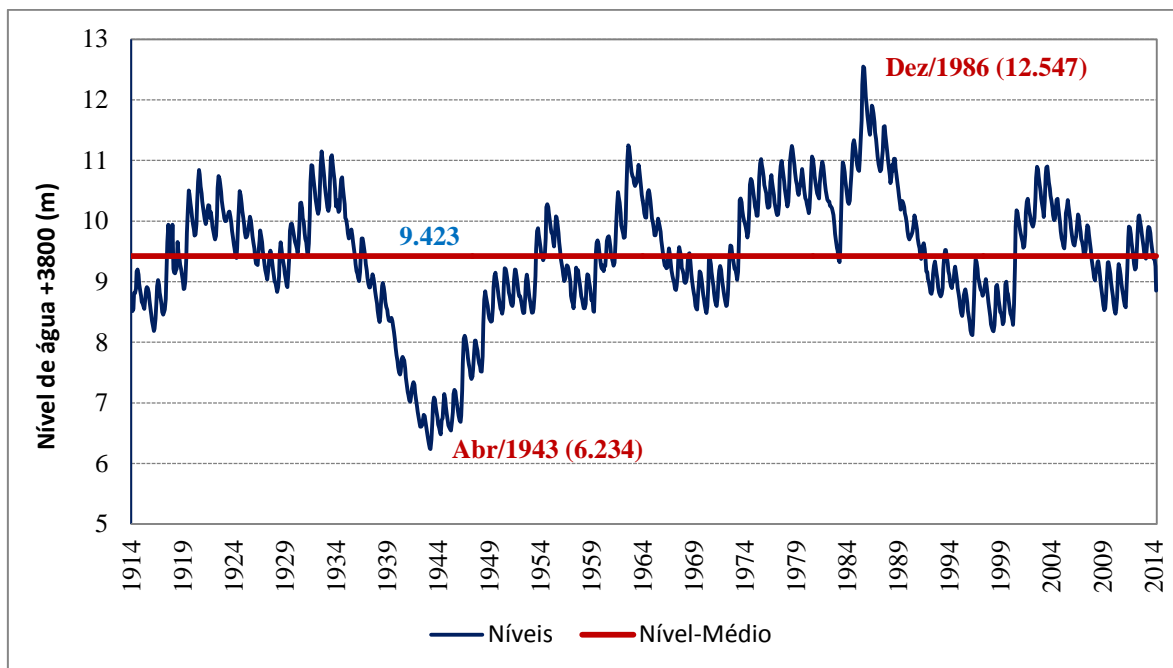


Figura 4.14. Comportamento do nível do Lago Titicaca. Período 1914 a 2014. A linha de cor vermelha representa o valor médio.

A série dos níveis do LT não mostra uma tendência, mas ao fazer uma análise visual mostra uma variabilidade caracterizada por flutuações de baixa frequência, apresentando muitos picos ao longo do século. A flutuação mais forte foi observada durante o período 1933 – 1944 no qual o nível do lago diminuiu em 6 metros. Outro evento importante foi registrado no período 1986 – 1997, onde o valor de diminuição foi de 4.2 metros.

#### 4.5.2 Evaporação do nível do Lago

O cálculo da evaporação foi realizado para poder mostrar a quantidade de água que perde o LT e poder estimar a disponibilidade de umidade na BHLT.

Observaram-se três períodos com valores muito altos de evaporação (Figura 4.15). O primeiro evento foi de mar/1934 a dez/1943, onde o valor da diferença foi de 4.816m com uma média de 0.482 m/ano, o que representou um volume de 455 milhões de metros cúbicos de água. Para o período abr/1963 a dez/1970, o valor foi de 2.767m e uma média de 0.260 m/ano o equivalente a 264 milhões de metros cúbicos. O último período analisado foi de abr/1986 a dez/1996, registrando uma queda de 4.430 m o que representa uma média de 0.44 m/ano, e um volume de 424 milhões de metros cúbicos.

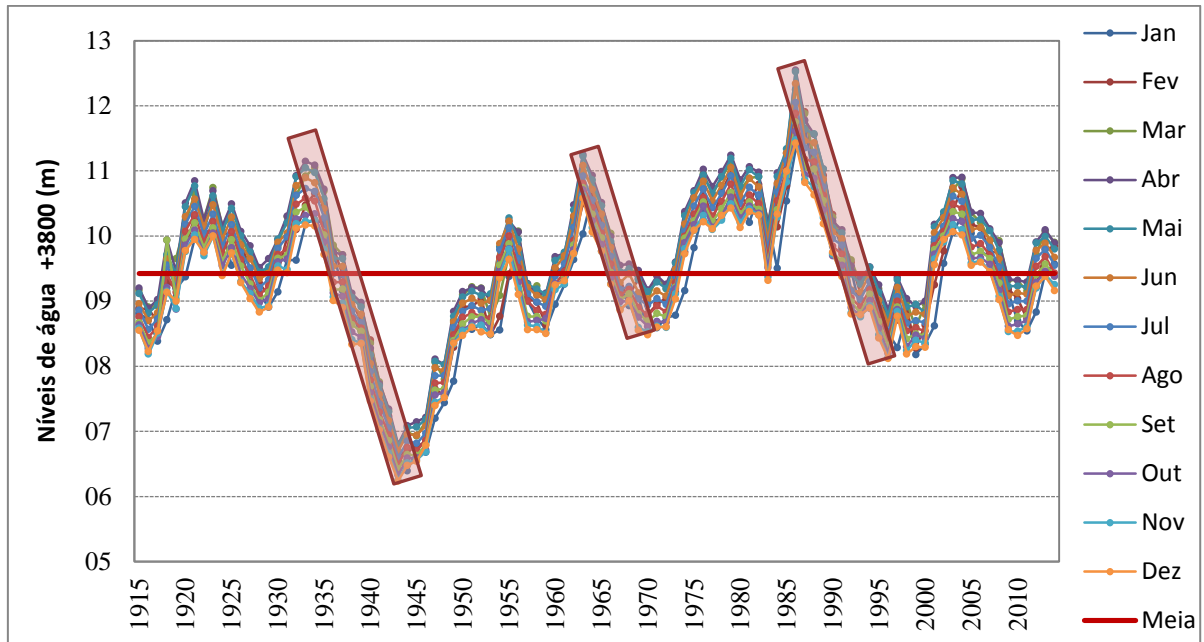


Figura 4.15 Comparação do nível do Lago Titicaca. Período 1915 a 2014. As áreas sombreadas representam períodos com altos valores de evaporação

### 4.5.3 Incremento anual do nível do Lago

Carmouze e Aquize (1981), mostraram que as flutuações anuais do LT correspondem às diferenças, a nível anual, entre as vazões que entram e saem do lago. As variações do nível do lago estão representadas pelas diferenças entre as entradas de água de chuva, as vazões e pelas saídas por causa da evapotranspiração, além das flutuações climáticas da região. Ronchail et al, (2014), calculou as diferenças do nível do lago entre os meses de abril e dezembro a qual representa um índice da atividade da estação chuvosa.

A figura 4.16 foi adaptado de Ronchail et al, (2014), e construída com os dados utilizados no presente estudo (níveis, período 1914 – 2014 e precipitação, período 1969 – 2014). Ao fazer a análise notou-se que apresenta dois meses que correspondem aos extremos do ciclo anual do nível do lago e que mostra uma defasagem de três meses em comparativa ao ciclo anual das chuvas, os máximos níveis do lago são observados no abril e os máximos valores de precipitação no janeiro, os níveis mínimos ocorrem no dezembro, cinco meses depois do mínimo de chuva nos meses de junho e julho.

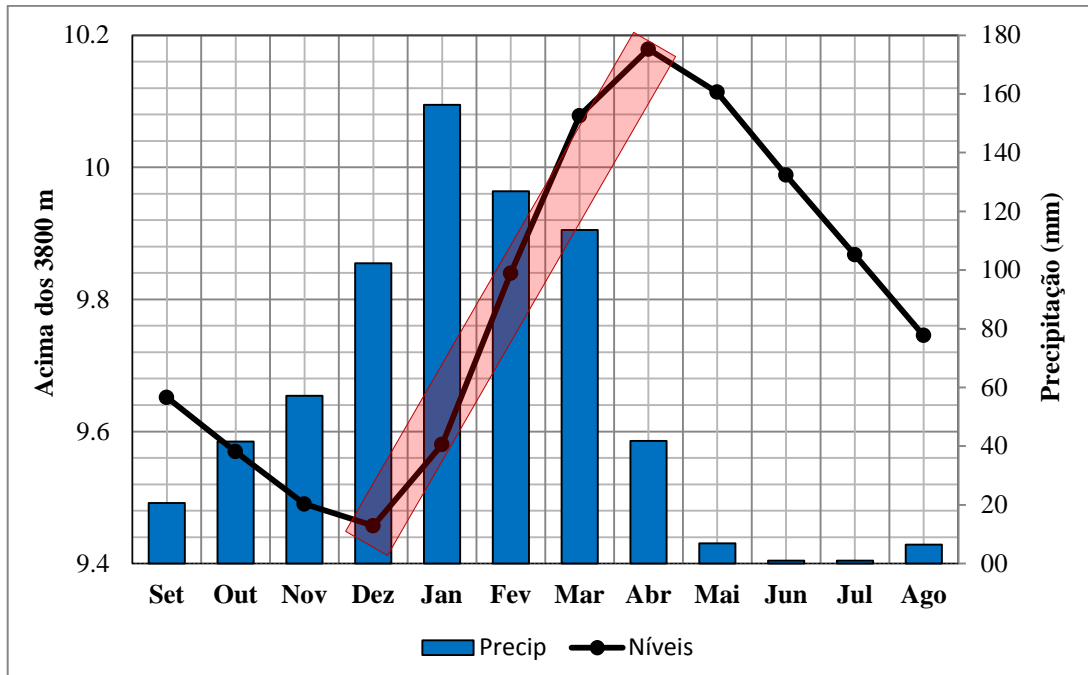


Figura 4.16 Incremento anual do nível do Lago Titicaca período 1915 – 2014. Precipitação média anual período 1969 – 2014. Adaptado de Ronchail et al, 2014.

#### 4.5.4 Relações com a chuva na Bacia

Na figura 4.17, nota-se o tempo de resposta dos níveis do LT depois de ocorrido as chuvas para o período chuvoso (DJF) e a análise espectral (Figura 4.18), apresenta um único valor máximo com período de 12 anos associado a uma variabilidade interdecadal. Esta variabilidade estaria ligada as fases da Oscilação interdecadal do Pacífico (ODP).

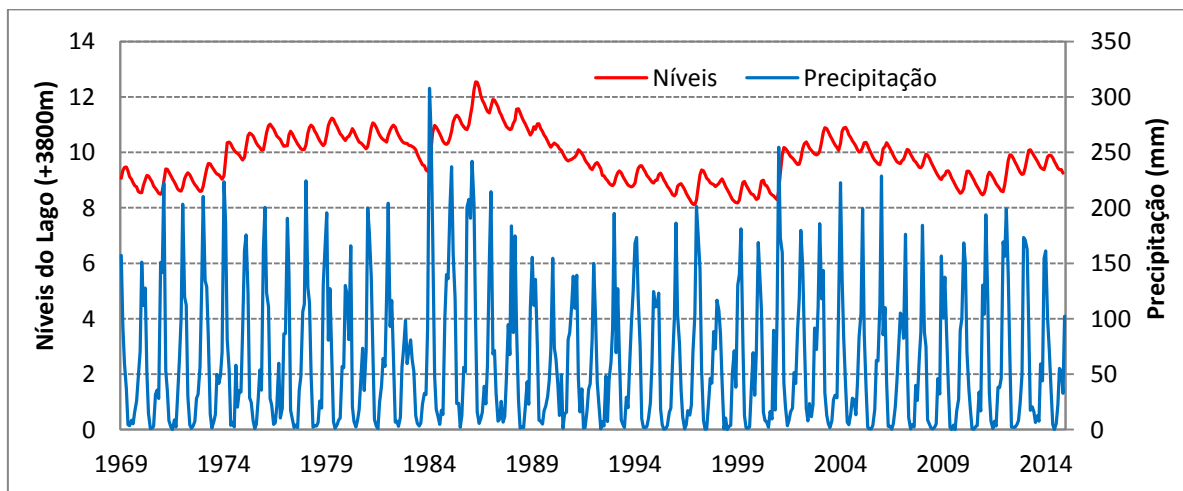


Figura 4.17 Níveis do LT e precipitação mensal na Bacia Hidrográfica do Lago Titicaca para o período 1969 – 2014.

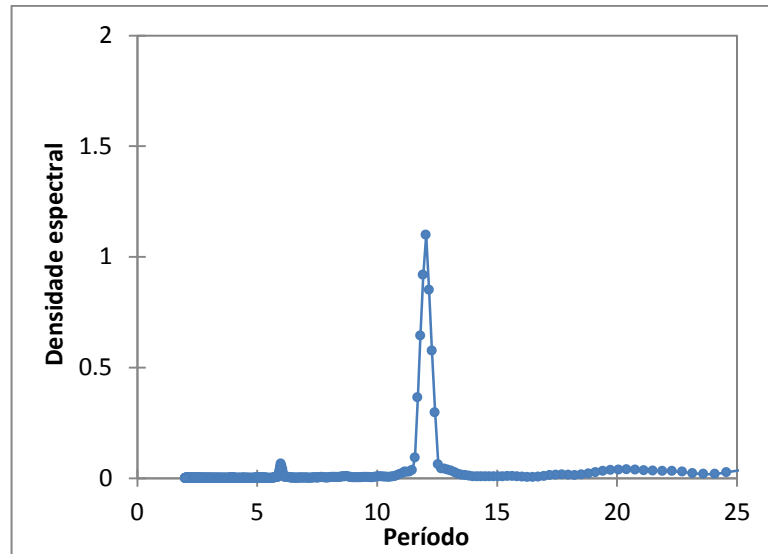


Figura 4.18 Análise espectral do nível do Lago Titicada. Período 1914-2014.

A figura 4.19, mostra as variações da ODP com as anomalias do nível do lago para o período 1914 – 2014, onde se pode ver que para ODP (-) se apresentam incremento nas anomalias do nível do lago e para ODP (+) existe uma diminuição dos níveis (Figura 4.19), em ambos os casos existe um período de defasagem como foi detalhado na Figura 4.16. Lembrando que quando temos ODP (+) existe uma maior probabilidade de ocorrência de eventos El Niño e ODP (-) ocorrência de eventos La Niña. Os resultados das anomalias da análise de composições dos eventos ENOS para o período 1969 a 2014 são apresentadas nas Figuras 4.20(La Niña) e 4.21(El Niño).

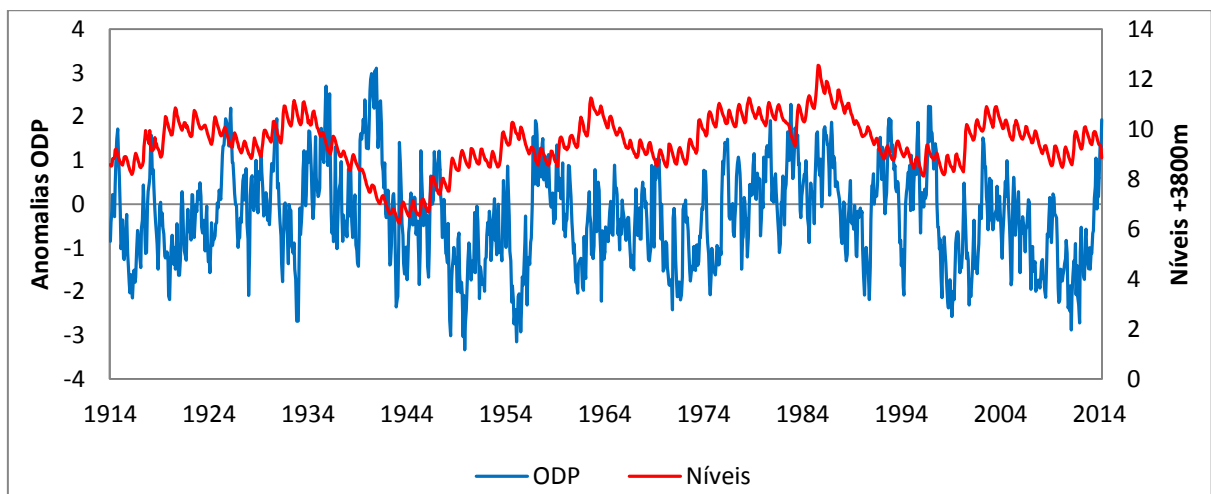


Figura 4.19 Anomalias de ODP e níveis do LT. Período 1914 – 2014.

Para os eventos La Niña se pode ver que as anomalias das composições de precipitação, tanto para os eventos moderados (Figura 4.21a) e fortes (Figura 4.21b) existe um padrão positivo na precipitação com maior predominância na parte Sul, abarcando toda a área do LT, e valores negativos na parte Norte.

Para os eventos El Niño-muito forte (Figura 4.22b) as anomalias das composições mostram que existe uma diminuição das anomalias da precipitação na maior parte da bacia, e para o evento moderado (Figura 4.22a) as anomalias das composições não são muito intensas como no caso anterior. Portanto, durante um evento El Niño as precipitações na Bacia apresentam anomalias negativas o que estaria correlacionado com a diminuição dos níveis do lago quando se encuentra uma fase positiva da ODP, período no qual existem eventos El Niño, este resultado também foi determinado por Ronchail et al, (2014), quem elaboro um gráfico dos NLT e a diferença de nível do mês de abril e dezembro (Figura 4.20) para o período de 1915 a 2009, na qual determino ausência de incremento no NLT para o 1941 e 1983, eventos El Niño. No caso contrario para o evento La Niña as anomalias é positivo (com maior predominância no sul), o que corresponde a uma fase negativa de ODP com aumentos no NLT.

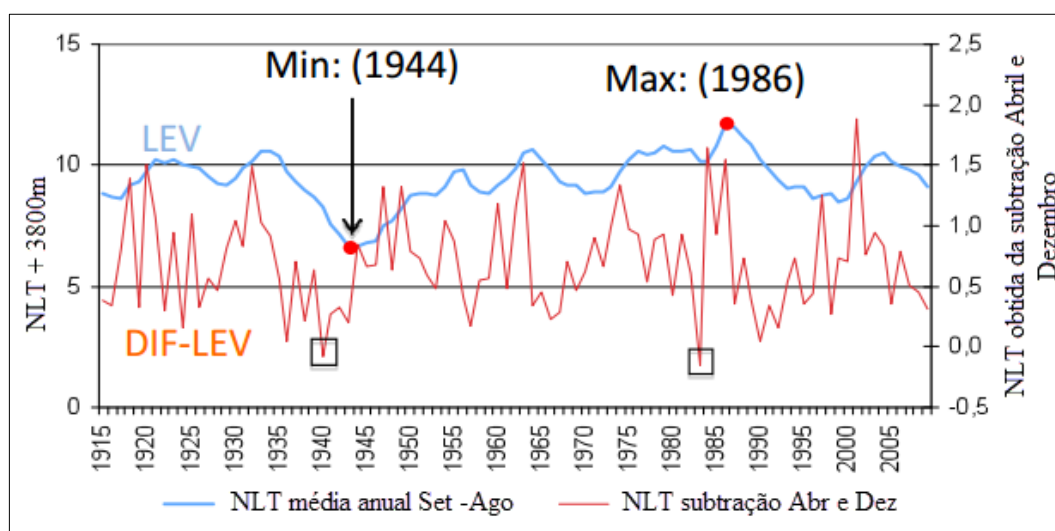


Figura 4.20 Evolução dos NLT: 1915 a 2009. Adaptado de Ronchail et al, (2014).

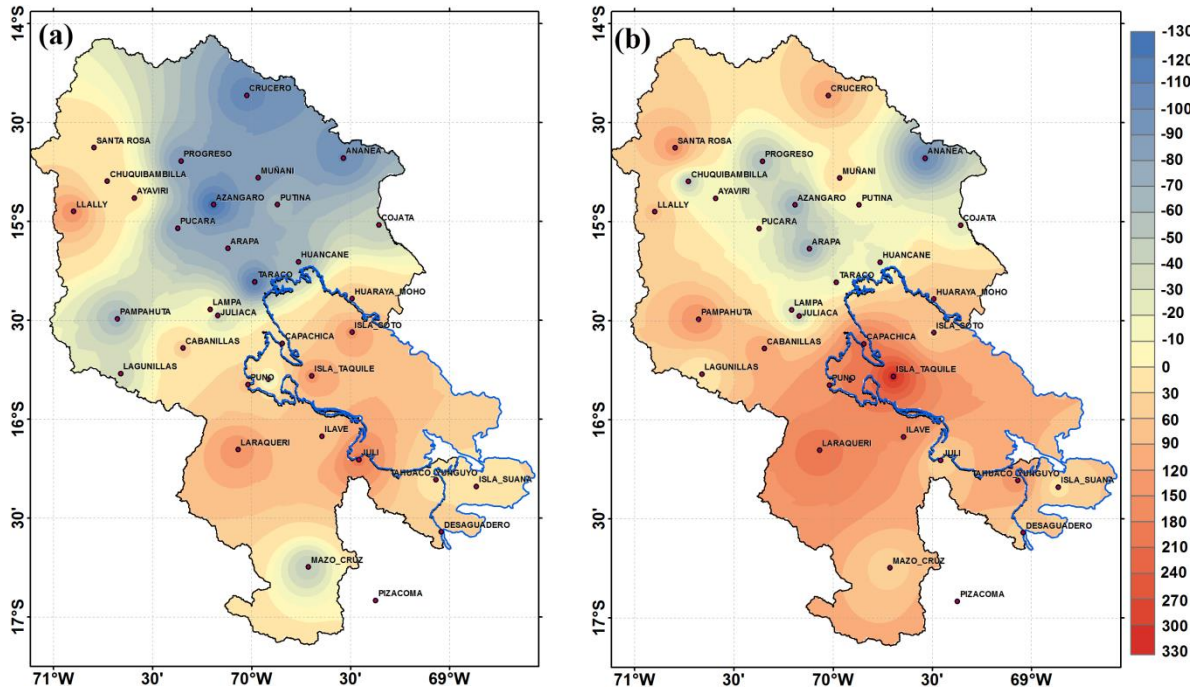


Figura 4.21 Anomalias das composições da precipitação para o evento La Niña moderada (a) e forte (b). A barra de cores mostra as anomalias da precipitação em milímetros. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ).

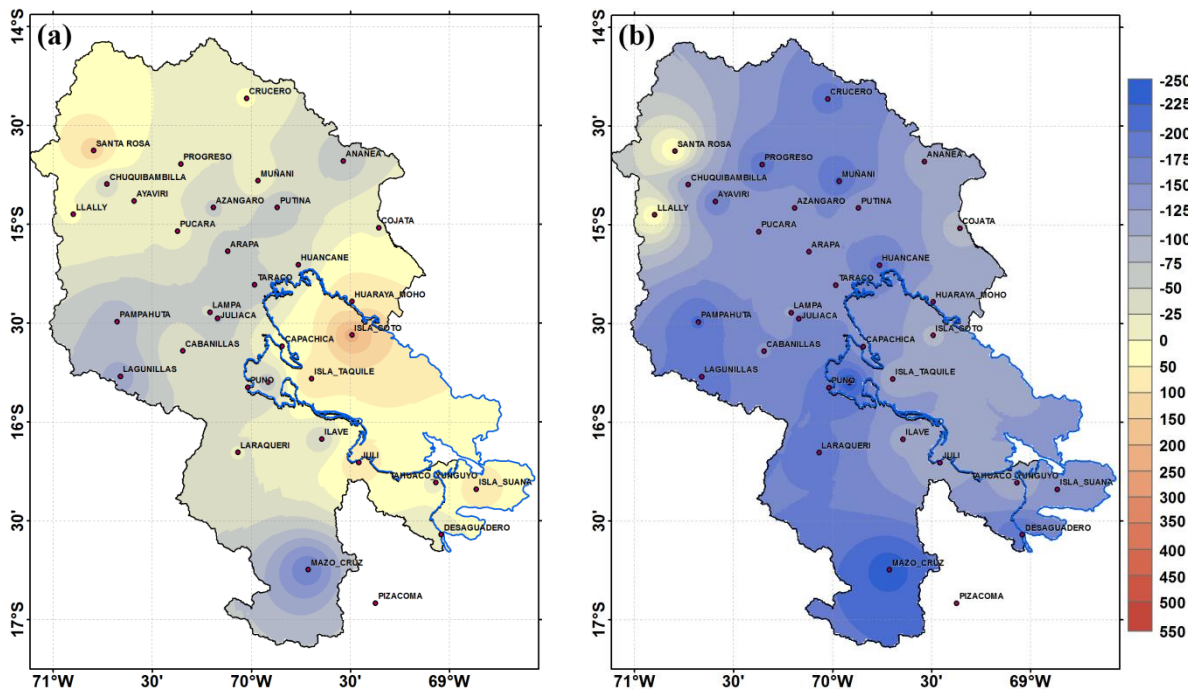


Figura 4.22 Anomalias das composições da precipitação para o evento El Niño moderado (a) e muito forte (b). A barra de cores mostra as anomalias da precipitação em milímetros. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ).

Outro possível índice que pode influenciar a variabilidade do NLT é o Índice Atividade Solar (IAS). O IAS foi estudado por Schawabe, (1843) que observou a variação da atividade solar mediante a diminuição/aumento das manchas solares e determinou um período médio de 11 anos para o comportamento solar. A Figura 4.23 mostra as séries temporais do índice do ciclo solar e dos NLTs para o período 1914 – 2014. Observa-se que nos períodos com maior valor do IAS, os valores dos NLT diminuem. Pela análise visual da Figura 4.23 é possível observar que durante a fase descendente do ciclo 23 (out/1996 a ago/2009) os NLT aumentaram. O ciclo 24 (ago/2009 a ago/2020 baseado na média de 11 anos) se encontra na reta final da fase ascendente o que representaria uma diminuição dos NLT, de acordo com o período de duração da fase descendente o ciclo solar esta entrando num período de baixa atividade, um novo mínimo do ciclo de Gleissberg, ciclo solar com cerca de 100 anos de duração (Molion, 2005).

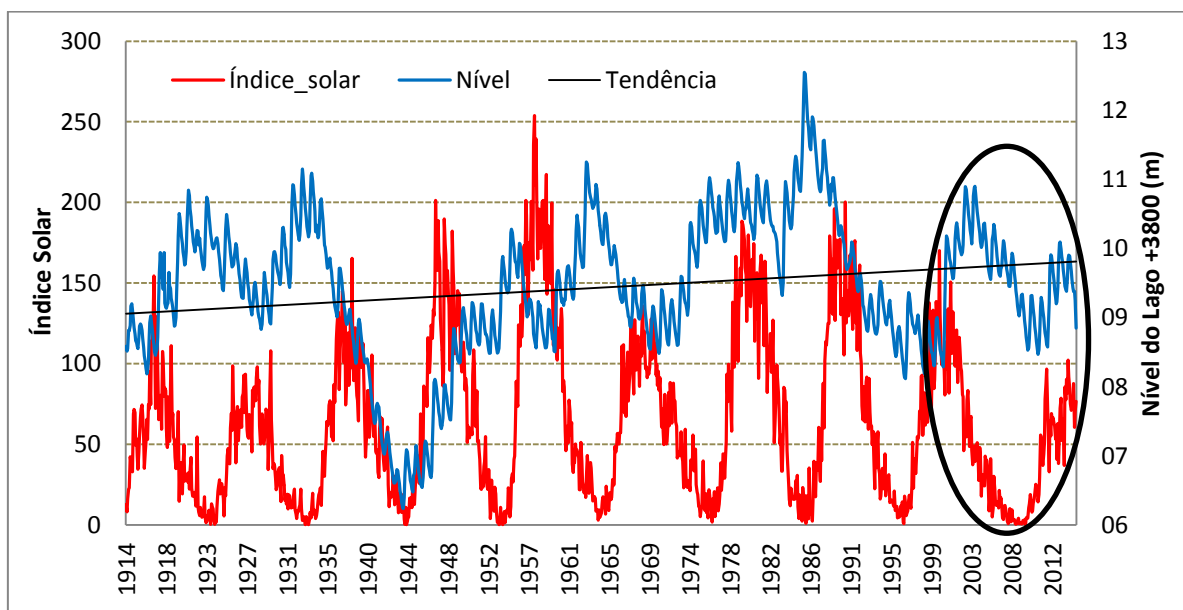


Figura 4.23 Série temporal do índice solar (linha vermelha) e série temporal dos níveis do Lago Titicaca (linha azul). Período da análise de 1914 a 2014. A linha de cor preta representa a linha da tendência.



## 5 CONCLUSÕES

A precipitação média anual estimada, para o período selecionado, foi 481.8mm que representa um 33% a menos do valor observado (719.5mm), o valor da correlação de Pearson para a precipitação média mensal foi de 0.89, desta forma, se observa uma alta relação entre o valor observado e CMORPH. Para um melhor entendimento foram obtidas regiões pluviometricamente homogêneas por meio de análise climatológica. Os resultados indicam que o CDC apresenta alta variabilidade na bacia hidrográfica do Titicaca e está associado a padrões de circulações de brisa lacustre (dia), terrestre (noite) e vale - montanha. O CDC inicia as 0200 HL (horário local) na região norte do Lago Titicaca, com duração entre 2 h a 6 h, e máximo as 0600 HL. Na superfície terrestre (ST) do Lago o CDC se inicia mais cedo por volta das 1200 HL, com duração de 4 h a 7 h, e máximo as 1800 HL. Os horários de ocorrência de chuva tanto na parte do continente e sobre o lago foram explicados melhor com as saídas do modelo ARPS, onde é claro ver que os eventos convectivos estão influenciados pelas circulações locais (brisa lacustre– terrestre e brisa vale-montanha) similares resultados foram obtidos por Xin-xin (2015).

Na análise do evento de 11 a 15 de janeiro de 2014 observou-se que a maior fonte de umidade é o Lago Titicaca e circulação local vale – montanha gerada na cordilheira ocidental da umidade em menores quantidades a qual ajuda na formação e desenvolvimento de sistemas convectivos no início da tarde.

Análises do comportamento do Lago Titicaca para o período de 1914 a 2014, por meio da análise espectral do NLT, mostram um período de variabilidade de 12 anos que foi associado ao índice climático ODP. Os resultados indicam relação inversa entre os NLTs e a ODP, sendo que o incremento dos NLTs pode estar relacionado com a fase negativa da ODP. Assim mesmo, foi avaliado mediante análises de composição, o comportamento da precipitação nos eventos ENOS uma vez que a precipitação está relacionada com a variação dos NLTs. As análises apresentaram anomalias negativas de precipitação na maior parte da RAP nos anos El Niño, enquanto que para anos La Niña, as anomalias de precipitação foram positivas. Desta forma, na fase positiva (negativa) da ODP, com maior probabilidade de eventos ENOS de fase positiva (negativa), a precipitação apresenta anomalias negativas (positivas) que pode estar associado à diminuição (aumento) do NLT.

Realizou-se também uma análise complementar simples com a finalidade de estabelecer uma relação entre o IAS e os NLT. Destaca-se a possível relação entre o máximo (mínimo) índice do ciclo solar com a diminuição (aumento) do NLT, na Figura 4.23, é possível observar que durante a fase descendente do ciclo 23 (out/1996 a ago/2009) os NLT aumentaram. O ciclo 24 (ago/2009 a ago/2020 baseado na média de 11 anos) se encontra no ramo final da fase ascendente o que representaria uma diminuição dos NLT, de acordo com o período de duração da fase descendente o ciclo solar esta entrando num período de baixa atividade, um novo mínimo do ciclo de Gleissberg, ciclo solar com cerca de 100 anos de duração (Molion, 2005).

A fase positiva (negativa) da ODP estaria relacionada aos mínimos (máximos) do índice do ciclo solar, conseqüentemente, com um novo período de mínimos do ciclo de Gleissberg, a frequência de ocorrência de eventos La Niña pode aumentar. Entretanto, se esperaria um aumento nas anomalias das composições da precipitação na RAP o que seria representado por um aumento dos NLT.

## 6 SUGESTÕES

Estudar o efeito antrópico no Lago Titicaca considerando o cálculo do Balanço Hídrico nos últimos 25 anos (1990 a 2014) a partir de uma série temporal de imagens LANDSAT/SRTM/GDEM tanto para a estação chuvosa e seca.

Continuar a utilizar os dados do CMORPH para estudar outras regiões com configurações similares à RAP seria relevante para seguir avaliando a acurácia na representação espaço temporal das estimativas de precipitação.

Considerando a análise geral da relação do índice do ciclo solar com a Oscilação do Pacífico Sul e desta com a variação do NLT, é necessário aprofundar o estudo dessa relação através de técnicas estatísticas adequadas que logrem mostrar esta hipótese. A finalidade desse estudo é acrescentar o conhecimento da variabilidade do NLT no curto, mediano e longo prazo e a vulnerabilidade da população diante estas variações.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGELIS, C. F., MACHADO, L. A., & SALIO, P., (2004). **Impacts of the Low Level Jets on the precipitation in southern South America**. International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO).
- ARAUJO, A.,. (2006). **Simulação hidrológica com o uso de chuva estimada por satélite**. Tese de Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental. Universidad Federal do Paraná. (p. 1–163).
- ANGELIS, F., & SALIO, P., (2006). **Impacts of the Low Level Jets on the Precipitation Over Southern South**.
- ACEITUNO, P., (1998). **El Fenómeno El Niño 1997-1998**. Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines. (p. 443–8).
- ACEITUNO, P., MONTESINOS, A., (1993): **Circulation Anomalies Associated with dry and wet periods in the South American Altiplano**. Proc.Fourth Int.Conf.on Southern Hemisphere Meteorology, Hobart, Australia, AMS. 330-331.
- ABBOTT, MB., WOLFE, BB., WOLFE, AP., SELTZER, GO., ARAVENA, R., & MARK, BG., (2003). **Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies**. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*. 2003;194(1-3):123–38.
- BLODGETT, A., LENTERS, D., ISACKS, L., (1997). **Constraints on the Origin of Paleolake Expansions in the Central Andes**. *Earth Interact*.1(1):1–1.
- BLANCO, L. J., ROSALES, S., KIM, H., & SON, S., (2010). **Modelling Ecosystem Carrying Capacity on Lake Titicaca**. Spanish Agency for International development cooperation (AECID).
- CHOQUEHUANCA, H. A. (2011). **Lago Titicaca, gran maravilla del mundo**, (p. 31).
- CUSTÓDIO, S., (2013). **Impacto da resolução horizontal dos modelos globais na América do Sul: climatologia, variabilidade e ciclo diurno**. Tese de Doutorado Meteorologia. IAG/Universidade de São Paulo.
- CARMOUZE, J. P., ARZE, C., & QUINTANILLA, J., (1977). **La régulation hydrique des lacs Titicaca et Popo**.
- CARMOUZE, J., & AQUIZE, J., (1983). **Le bian énergétique du lac Titicaca**.
- COLLISCHONN, B., (2006). **Uso de precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído**. Tese de Mestrado em Recursos Hidricos e Saneamento Ambiental IPH/Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- DAI, A., TRENBERTH, K., (2004). **The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model.** J Clim. 17:930–51.
- DAI A, LIN X, HSU K-L. (2007). **The frequency, intensity, and diurnal cycle of precipitation in surface and satellite observations over low- and mid-latitudes.** Clim Dyn 29(7-8):727–44.
- DUAN, Z., (2014). **Estimating Water Balance Components of Lakes and Reservoirs Using Various Open Access Satellite Databases.** Tese de Doutorado. Universidade da facultade de Ciências da China.
- FALVEY, M., GARREAUD, RD., (2005). **Moisture variability over the South American Altiplano during the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) observing season.** Journal of Geophysical Research: DOI: 10.1029/2005JD006152.
- FENSTERSEIFER, A., (2013). **Qualidade das estimativas de precipitações derivadas de Satélites na Bacia do Alto Jacuí – Rs.** Tese de Mestrado Recursos Hídricos. Universidade Federal de Santa Maria.
- FERRARO, R. R., (1997). **Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications.** Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107. DOI: 10.1029/97JD01210.
- FERRARO, R. R., WENG, N., GRODY, C., & ZHAO, L., (2000). **Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor.** Geophysical Research Letters, 27, 2669-2672.
- FUENZALIDA, H., SANCHEZ, R., & GARREAUD, R., (2005). **A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere.** Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110. DOI: 10.1029/2005JD005934.
- GARREAUD, R., WALLACE, JM., (1997). **The Diurnal March of Convective Cloudiness over the Americas.** Mon Weather Rev. 125(12):3157–71.
- GARREAUD, R., (2011). **The Climate of Northern Chile: mean state, variability and trends. “Astronomical Site Testing Data Conference in Chile”.** Rev Mex Astron y Astrofísica. 41:5–11.
- GONZALES, G. I., & ZULETA, R., (2007). **Estudio del caso del lago Titicaca.** Documento elaborado para la division de Ciencias de Agua de UNESCO.
- GUYOT, J. L., & GUMIEL, D., (1990). **Premières données sur l’hydrogéologie et l’hydrogéochimie du nord de l’Altiplano bolivien.**
- INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICA E INFORMATICA (INEI). (2011). **Sistema Estadístico Regional Puno.** Compendio Estadístico 2011. Vol.1 N°1.

- JOSSE, C., G. NAVARRO, P. COMER, R. EVANS, D. FABER-LANGENDOEN, M. FELLOWS, G. KITTEL, S. MENARD, M. PYNE, M. REID, K. SCHULZ KSYJT. (2003). **Ecological Systems of Latin America and the Caribbean. America.** 57(17):1-47
- 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.** J. Hydromet., 5, 487-503.
- KOUSKY, V. E., JANOWIAK, J. E., & JOYCE, R. J., (2006). **The diurnal of precipitation over South America based on CMORPH.** International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO).
- KESSLER, A., & MONHEIM, F., (1976). **El balance hidrológico del lago Titicaca, una contribución al aprovechamiento de sus aguas.** Servicio Nacional de Planificación. La Paz.
- KUMMEROW, C., OLSON, W., & GLIGIO, L., (1996). **A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometer profiles from passive Microwave sensors.** IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 34:1312-1232.
- LOZADA, G. A., (1985). **Balance hídrico superficial de la cuenca del lago Poopó y los salares de Uyuni y Copaisa.** Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Bolivia.
- LENTERS, J., COOK, H., (1999). **Summertime Precipitation Variability over South America: Role of the Large-Scale Circulation.** Mon Weather Rev.127(3):409-31.
- LIANG, H., CHOI, H., & KUNDEL, K., (2005). **Development of the Regional Climate-Weather Research and Forecasting (CWRf) Model: Surface Boundary Conditions.** University of Illinois at Champaign-Urbana.
- MOLINA, J., SATGÉ, F & PILLCO, Z. (2014). **Los Recursos Hídricos del Sistema TDPS.** Línea base de conocimientos sobre los recursos hídricos e hidrobiológicos en el sistema TDPS con enfoque en la Cuenca del lago Titicaca. (2014).
- MOLION, L., (2005). **Aquecimento Global, El Niño, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico.** Revista Climanálise.
- MARTÍNEZ, R., CARRASCAL, D., ANDRADE, M., BLACUTT, L., PABÓN, D., ENA, J., (2012). **Síntesis del clima de los andes tropicales. Cambio climático y Biodiversidad en los Andes.**
- PEREIRA, F. A., CARBONE, R. E., JANOWIAK, J. E., & JOICE, R., (2010). **Satellite Rainfall Estimates Over South America - Possible Applicability to the Water Management of Large Watersheds.** Journal of the American Water Resources Association. v. 46, (p. 344-360).

- PRADO, F. L., (2010). **Oscilação interdecadal do Pacífico e seus impactos no regime de precipitação no Estado de São Paulo**. Tese de Mestrado em Meteorologia. IAG/Universidad de São Paulo.
- PROJETO SALLJEX, 2003. SALLJEX (**South American Low Level Jet Experiment**). Site atual: <https://www.eol.ucar.edu/projects/salljex/dm.html>
- QIN, Y., CHEN, Z., SHEN, Y., ZHANG, S & SHI, R., (2014). **Evaluation of Satellite Rainfall Estimates over the Chinese Mainland**. Remote Sensing. DOI: 10.3390/rs61111649
- RONCHAIL, J., ESPINOZA, J., LABAT, D., CALLÈDE, J., & LAVADO, W. (2014). **Evolución del nivel del Lago Titicaca durante el siglo XX**. Línea base de conocimientos sobre los recursos hídricos e hidrobiológicos en el sistema TDPS con enfoque en la Cuenca del lago Titicaca. (2014).
- RICHERSON, P. J., WIDMER, C., & KITTEL, T., (1977). **The limnology of Lake Titicaca (Peru-Bolivia)**. Universidade California, Davis, Inst. Ecology. (p. 14- 78).
- ROCHE, J., (1982) **El clima de Boliva**. UNESCO
- REBOITA MS, GAN MA, PORFÍRIO R, ROCHA D A, AMBRIZZI T. (2010) **Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica**. Rev Bras Meteorol v25, n2. 185–204.
- SCHWERDTFEGER, W. (1976). **Climates of Central and Southern America**. World Survey of Climatology.
- SANABRIA, J., MARENGO, J., VALVERDE, M., & PAULO, S. (2009). **Escenarios de Cambio Climático con modelos regionales sobre el Altiplano Peruano Departamento de Puno**. Revista Peruana Geo Atmosférica, 149(1), 134–149.
- SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA DEL PERÚ (SENAMHI). (2009a). **Escenarios Climáticos en el Perú para el año 2030** (p. 35).
- SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA DEL PERÚ (SENAMHI). (2009b). **Escenarios de Cambio Climático con modelos regionales sobre el Altiplano Peruano (Departamento de Puno)**. (p. 134–149).
- SIMPSON, J., ALDER, R., NORTH, G., (1988). **A Proposed Tropically Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite**. Bulletin of the American Meteorological Society 69:795-798.
- SYLVESTRE, F., SERVANT-VILDARY, S., ROUX, M., (2001). **Diatom-based ionic concentration and salinity models from the south Bolivian Altiplano**. J Paleolimnol. 25(3):279–95.

- TANAKA, M., & NISHIZAWA, T. (1985). **The atmospheric circulation and the major drought and flood of 1983 in Brazil.** *Geographical Review of Japan* 58 (Ser. B): 165-71.
- VUILLE, M., (1999). **Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation.** *Int J Climatol.* 19(14):1579–600.
- VEMANDO F., (2012). **Análise da circulação de brisa marítima e seus impactos sobre a precipitação na Região Metropolitana de São Paulo por meio do modelo ARPS.** Tese de Mestrado em Meteorologia. IAG/Universidade de São Paulo.
- WU, L., ZHAI P. (2012). **Validation of daily precipitation from two high-resolution satellite precipitation datasets over the Tibetan Plateau and the regions to its east.** *Acta Meteorol Sin.* (6):735–45.
- WANG, JXL., (2005). **Development of the Regional Climate-Weather Research and Forecasting (CWRf) Model: Surface Boundary Conditions.** (p. 1–39).
- WETCHAYONT, P., (2013). **Quantitative Precipitation Estimation and Cloud Microphysical Properties in Tropical Mesoscale Convective Systems over Northern Thailand:** Tese de Doutorado. Universidade de Tohoku.
- WALLACE, J. M., (1975). **Diurnal Variations in Precipitation and Thunderstorm Frequency over the Conterminous United States.** *Mon. Wea. Rev.* p. 406–19.
- XUE, M., DROEGEMEIER, K., WONG, W., SHAPIRO, A., & BREWSTER, K., (1995). **Advanced Regional Prediction System Users Guide.** University Oklahoma, USA. 380 pp.
- XUE, M., WANG, D., GAO, J., DROEGEMEIER, K., & BREWSTER, K., (2003). **The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather Prediction and data assimilation.** *Meteor. Atmos. Phys.* 82, 139-170.
- XIN-XIN, Z., XUN-QIANG, B., XIANG-HUI K. (2015). **Observed Diurnal Cycle of Summer Precipitation over South Asia and East Asia Based on CMORPH and TRMM Satellite Data.** *Atmos Ocean Sci Lett* (4):201–7.
- YU, R., XU, Y., ZHOU, T., LI, J.,(2007). **Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China.** *Geophys Res Lett.* 34(13):10–3.
- YANG, S., SMITH, E. A., (2006). **Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM.** *J Clim.* 19:5190–226.



## APÊNDICE A.

### CDC da RAP a partir do CMORPH

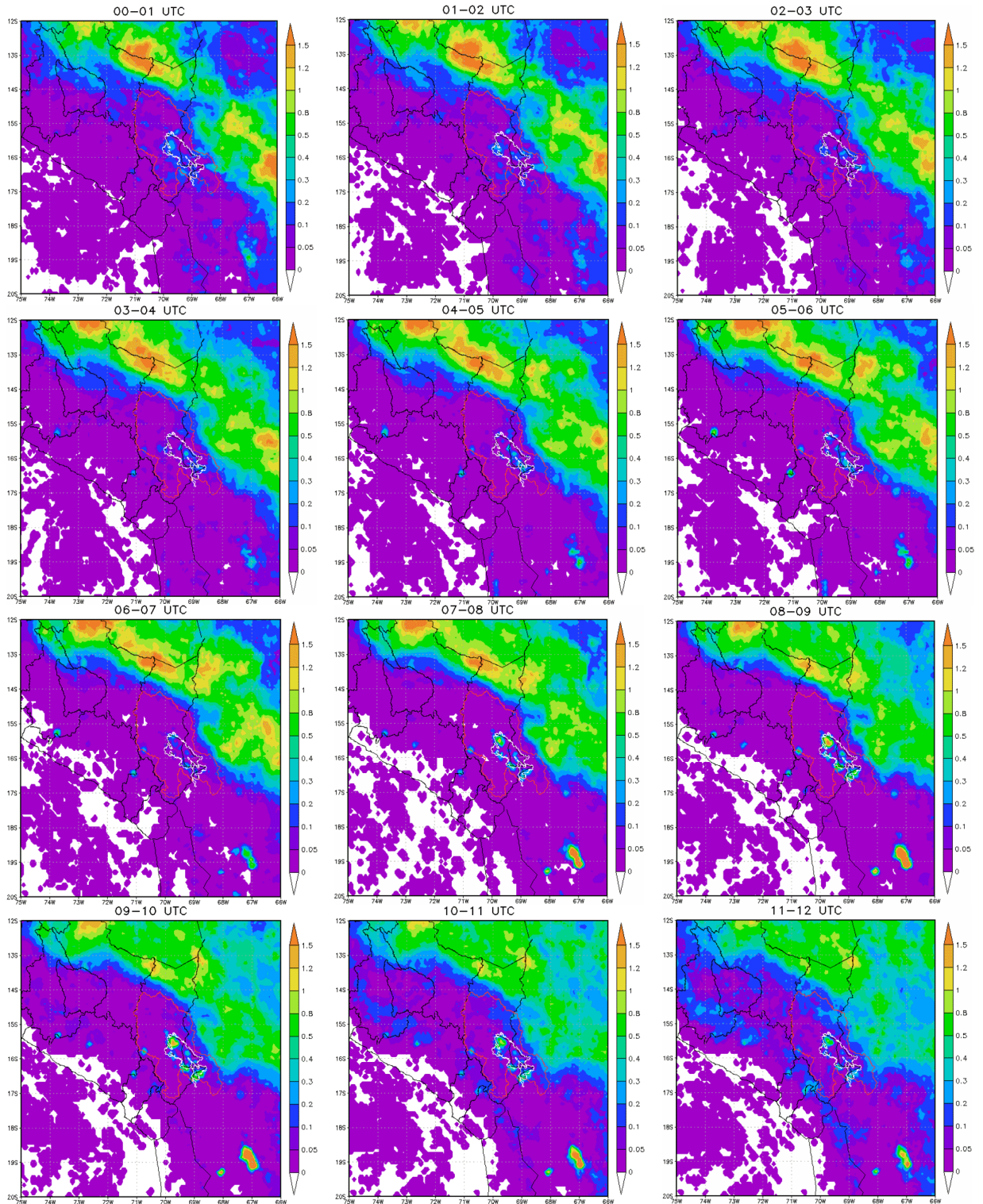


Figura A.1 Ciclo diurno da convecção gerada a partir dos dados do CMORPH para a RAP. Domínio (a) e (b). A barra de cores representa as estimativas de precipitação em milímetros. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°).

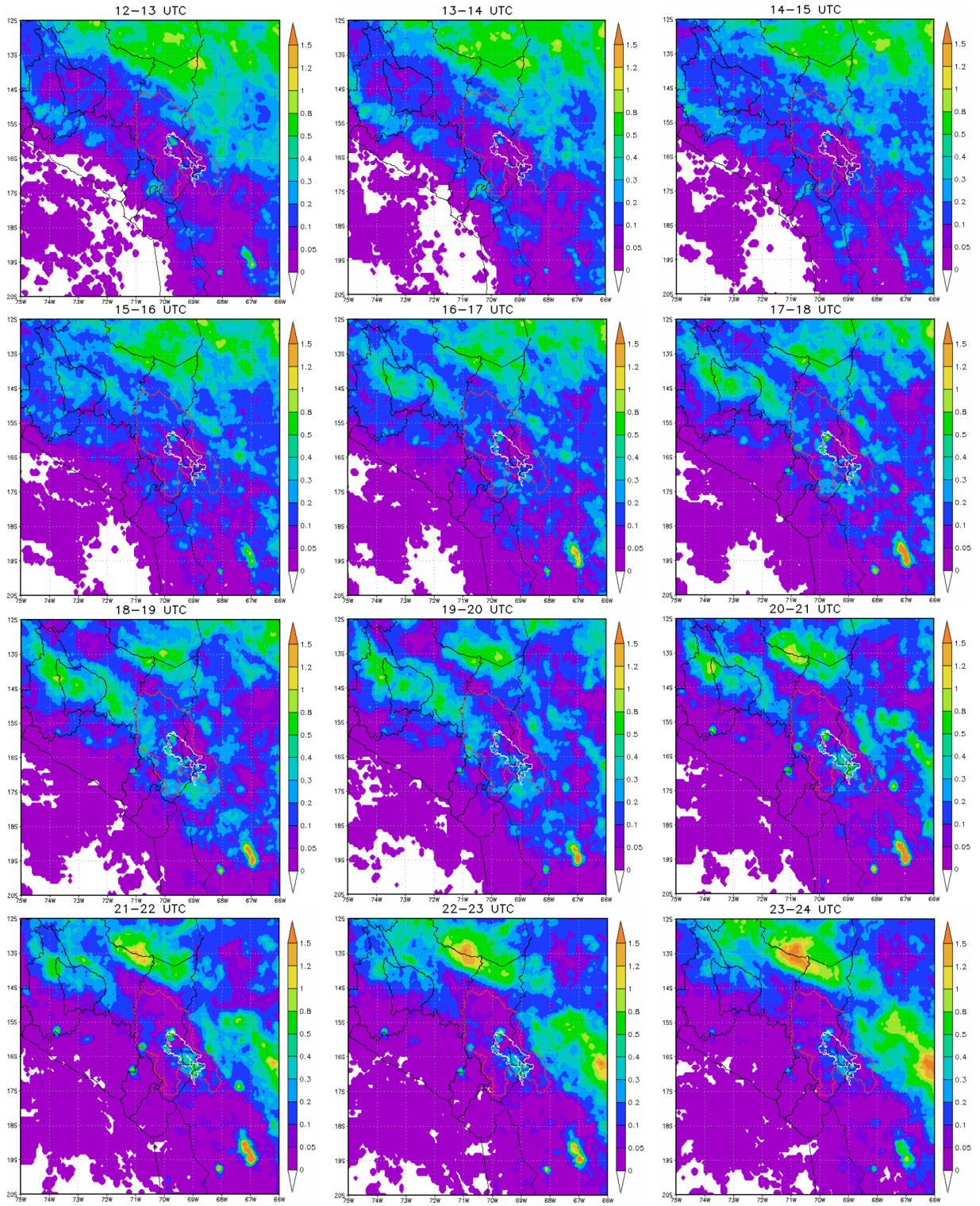


Figura A.1 continuação

## APÊNDICE B.

### Eventos convectivos selecionados

Evento 27 – 31 janeiro 2014

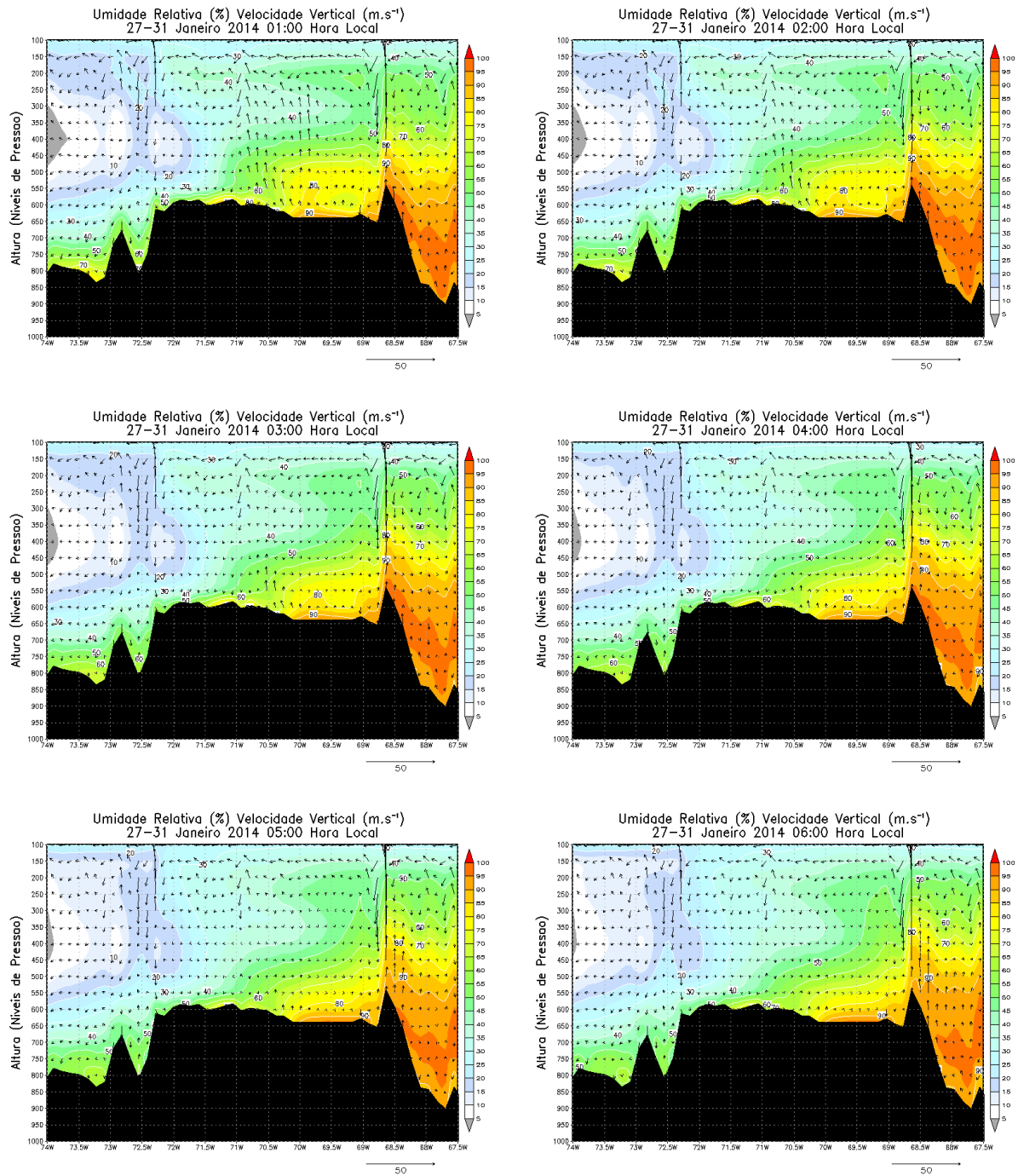


Figura B.1 Corte vertical da umidade relativa (%) e campo de velocidade vertical ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). A barra de cores indica umidade relativa. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ).

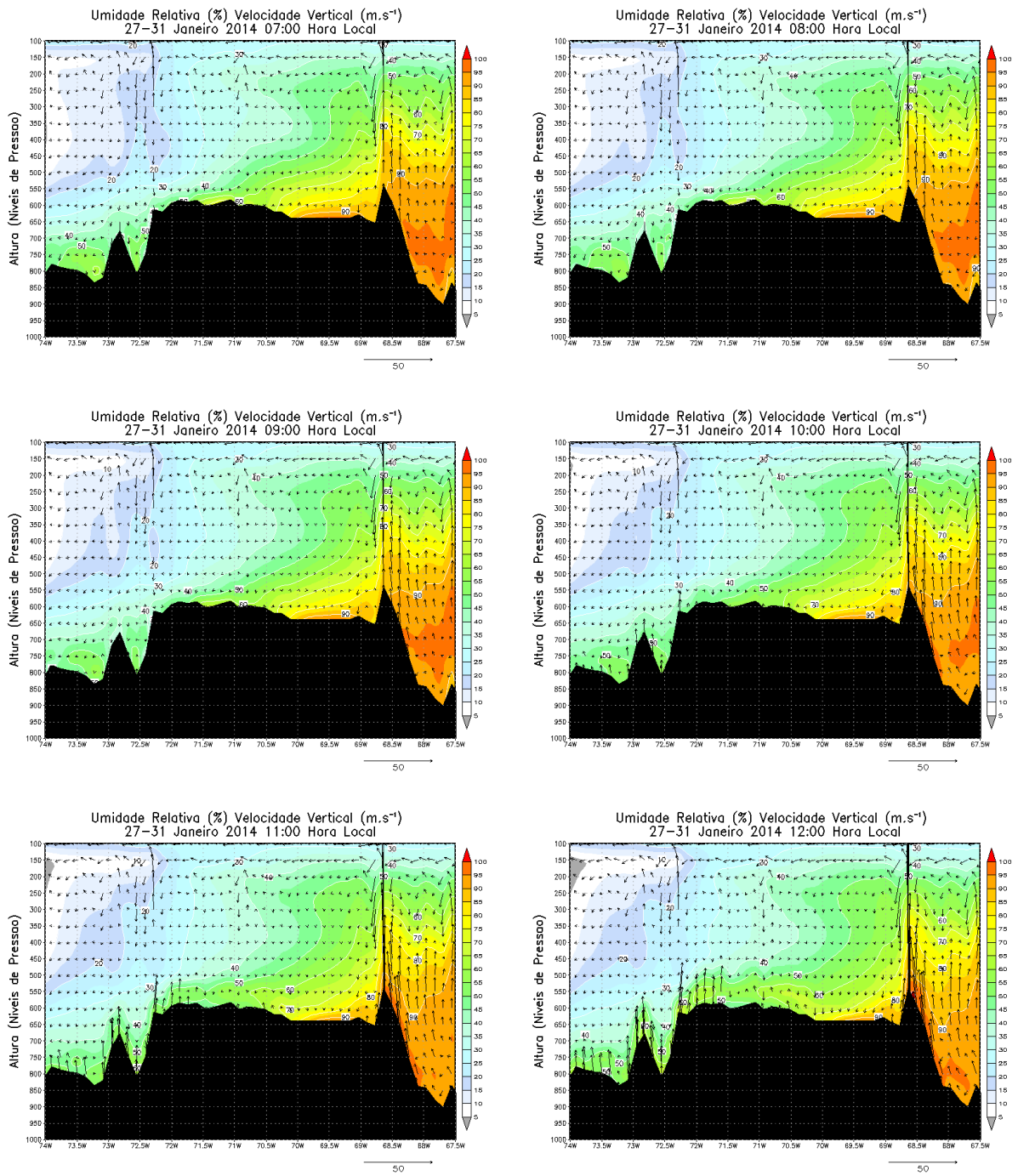


Figura B.1 Continuação

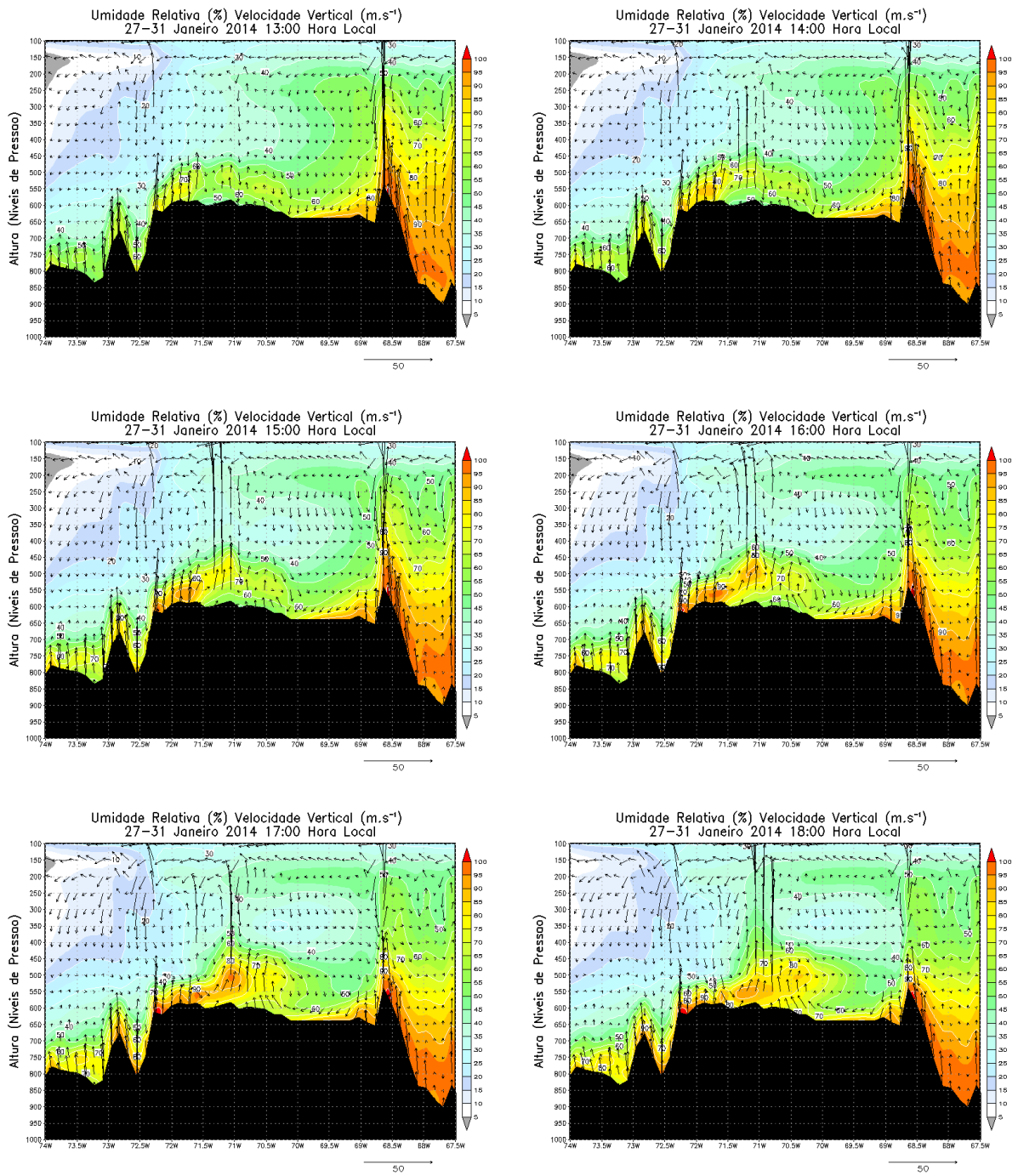


Figura B.1 Continuação

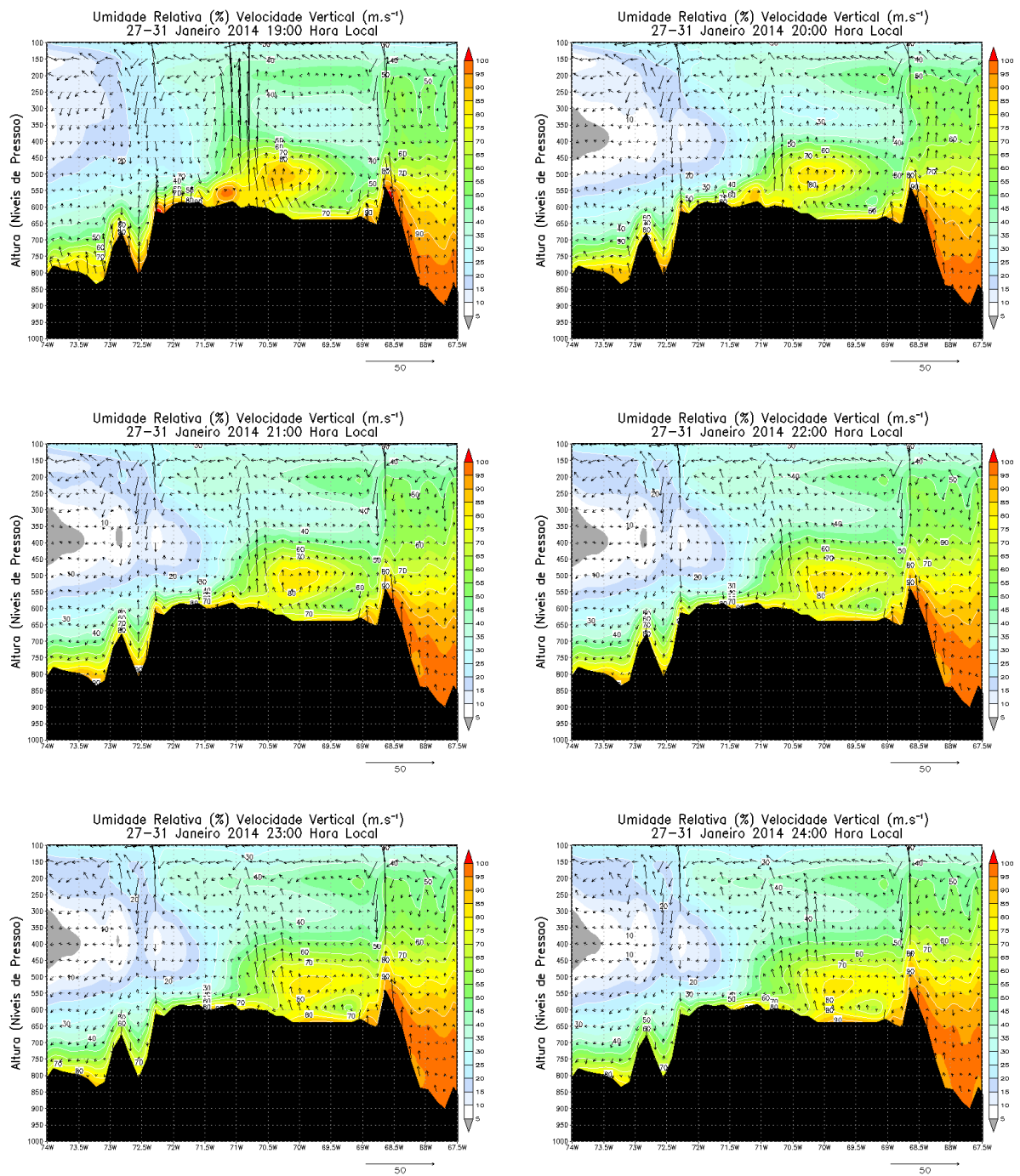


Figura B.1 Continuação

## Evento 11 – 15 janeiro 2015

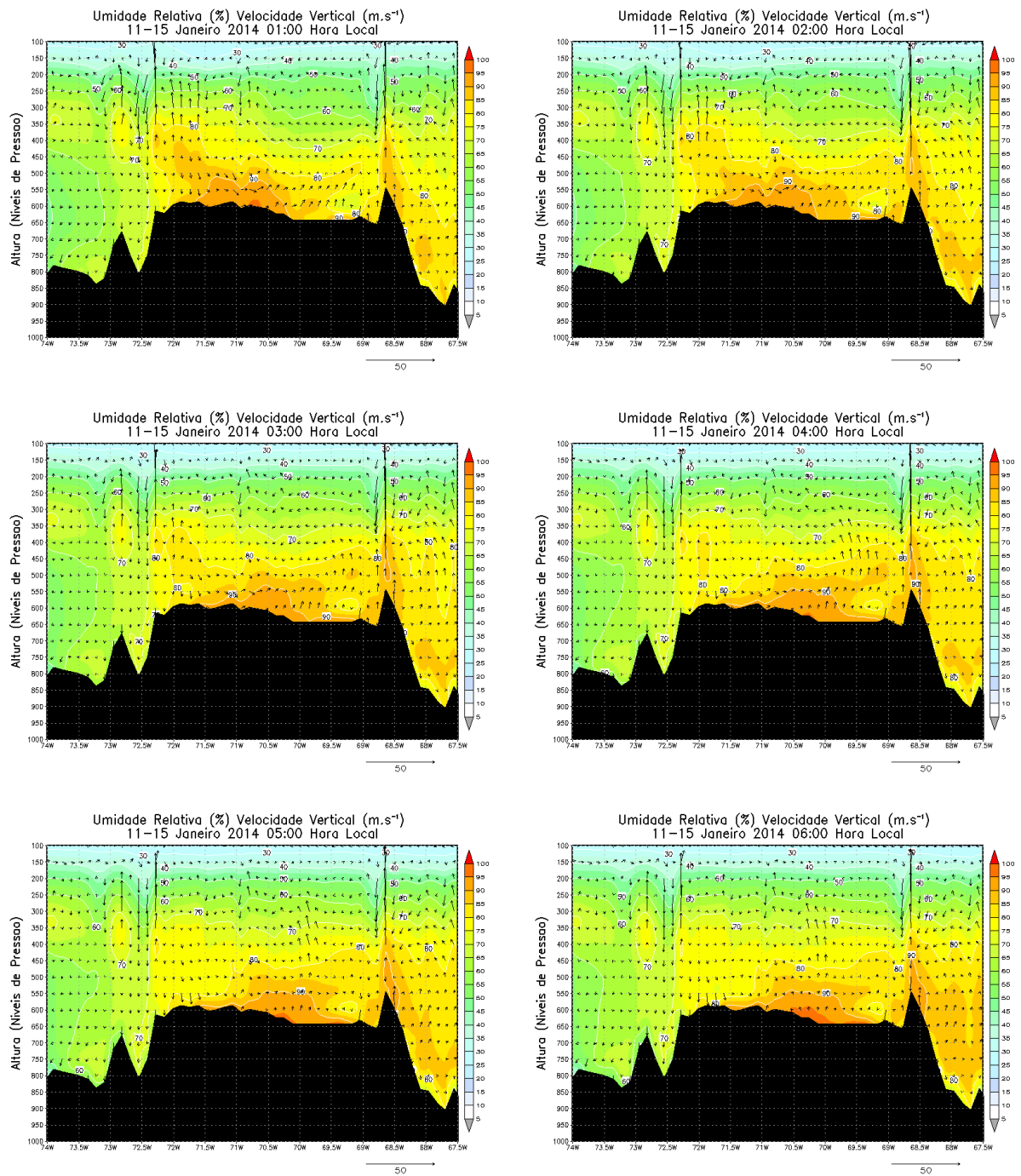


Figura B.2 Corte vertical da umidade relativa (%) e campo de velocidade vertical ( $m \cdot s^{-1}$ ). A barra de cores indica umidade relativa. Eixo vertical indica as latitudes e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus ( $^{\circ}$ ).

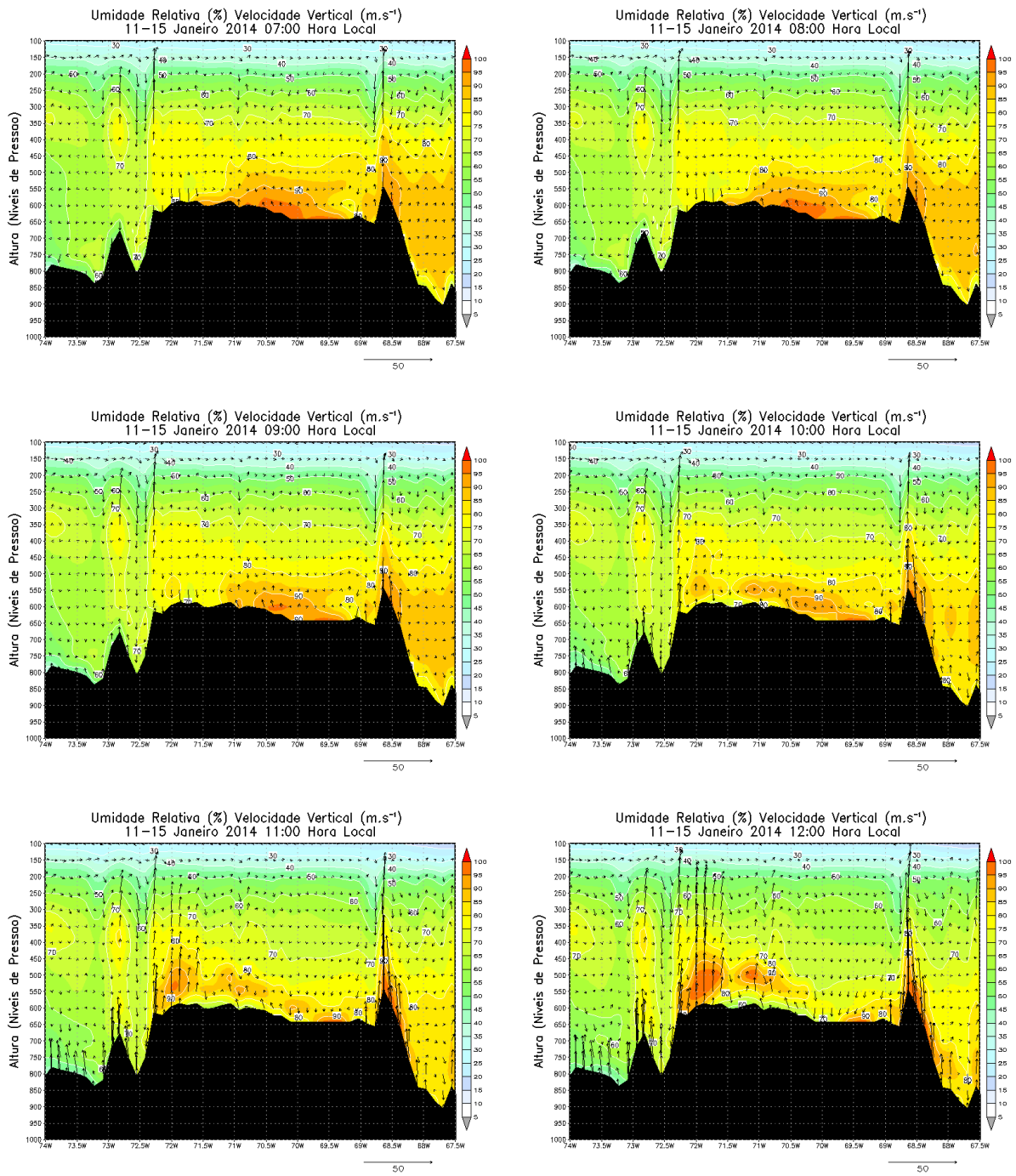


Figura B.2 Continuação



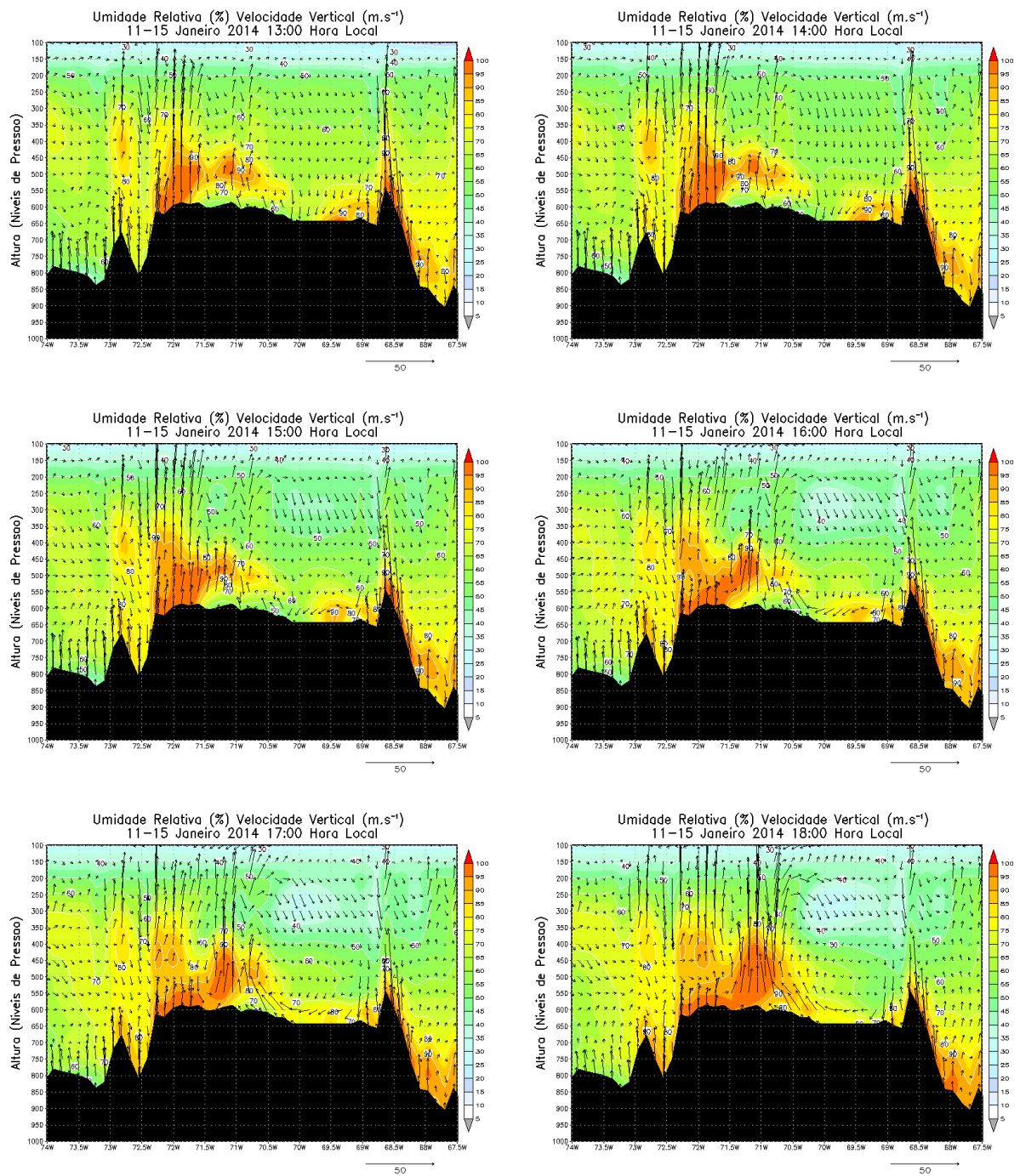


Figura B.2 Continuação

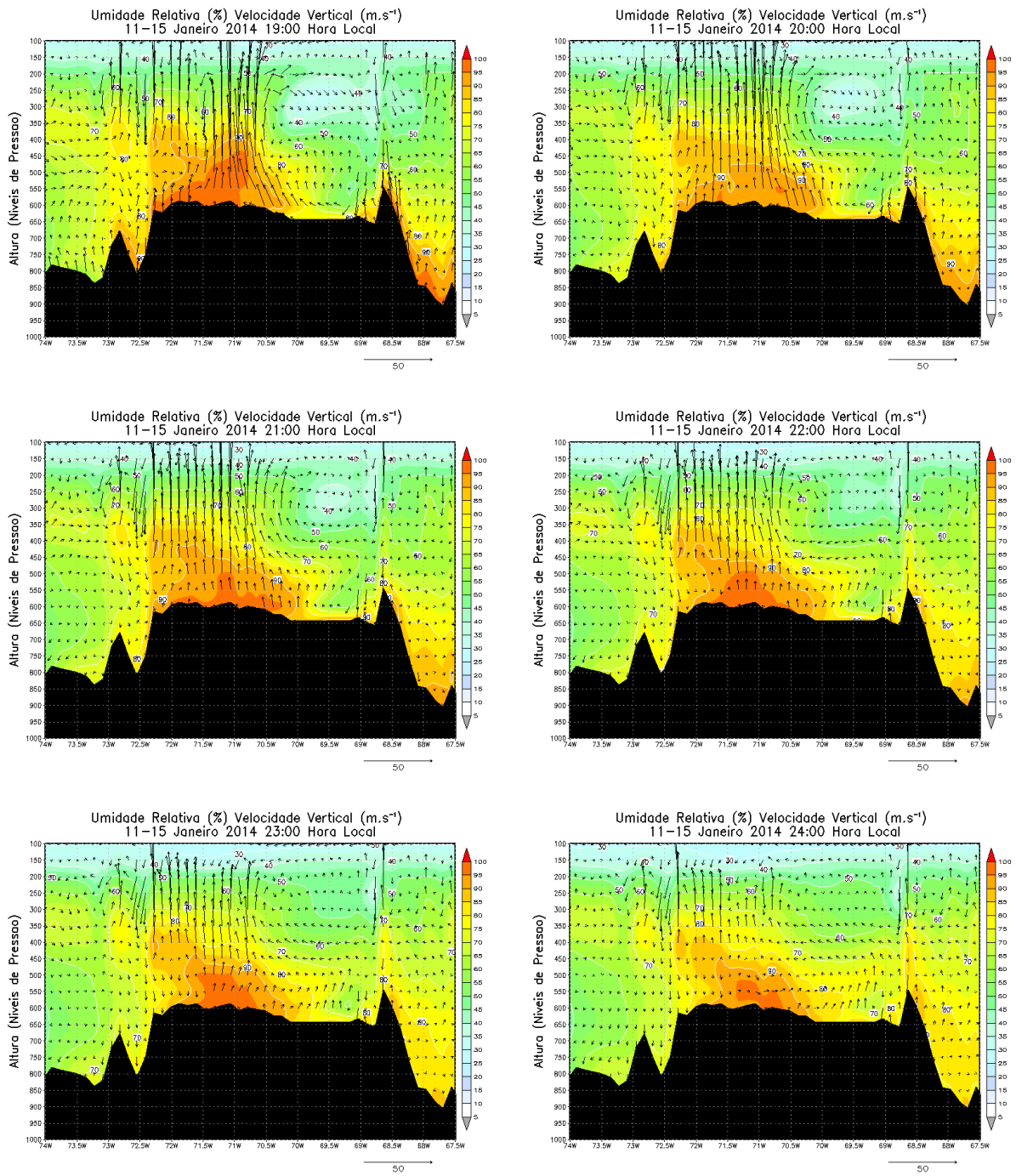


Figura B.2 Continuação