

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Académico Profesional de Física



**Circulación atmosférica asociado a los veranillos en el valle del
río Mantaro**

Juan Carlos Sulca Jota

Tesis Presentada para a la Facultad de Ciencias Físicas
para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

Asesor: PhD. Pablo Lagos Enríquez

Co-Asesora: PhD. Yamina Silva Vidal

Lima-Perú

2011

Dedicatoria

Este presente trabajo de investigación se la dedico
a mis queridos padres: Teófilo y Justina.

Agradecimientos

Para poder realizar esta tesis de la mejor manera posible fue necesario el apoyo de muchas personas a las cuales quiero agradecer.

En primer lugar a mi asesora y a mico-asesor de tesis, la Dra. Yamina Silva y el Dr. Pablo Lagos, por sus enseñanzas en meteorología sinóptica.

Al Dr. Ken Takahashi, por sus observaciones y sugerencias que han sido de mucha utilidad en el desarrollo del trabajo de tesis.

Al Dr. Aldo Montesinos, al Dr. Jhan Carlo Espinoza y al Mg. Kobi Mosquera por sus incondicionales colaboraciones en la mejora del trabajo de tesis.

A la Mg. Alejandra Martínez, por brindarme la oportunidad de participar en el Proyecto MAREMEX-Mantaro, para la conclusión del presente trabajo de investigación.

Finalmente, agradezco al grupo de trabajo del área de Variabilidad y Cambio Climático del Instituto Geofísico del Perú, por sus sugerencias y apoyo en todo este tiempo.

El presente trabajo de investigación fue financiado en sus inicios por el proyecto IGP-INCAGRO.

Universidad Nacional Mayor de San Marcos

(Universidad del Perú, Decana de América)

Resumen

Circulación atmosférica asociada a los veranillos en el valle del río Mantaro

Por:

Juan Carlos Sulca Jota

El presente estudio tiene por finalidad mostrar que un veranillo en el valle del Mantaro, es un fenómeno de escala regional lo que permitiría generar pronósticos de estos eventos con días de anticipación, con lo cual se reducirían los impactos negativos, principalmente en la agricultura de la zona, que se ven afectados por estos eventos.

Un veranillo, se define como un evento de ausencia de lluvias por varios días consecutivos durante el pico de la estación de lluvias (enero a marzo). Para el valle del río Mantaro, se ha definido como un evento de veranillo, cuando el 60% de las estaciones utilizadas (5 en total) presentan lluvias inferiores a 0,3 mm/día por más de 7 días consecutivos. Así mismo, se han definido las categorías de intensidad en base a su duración: moderado si el evento dura de 7 a 10 días, intenso si dura de 11 a 15 días y sequía meteorológica si dura más de 15 días consecutivos.

Para el periodo 1950 al 2010, utilizando los datos de la estación de Huayao, se identificaron 36 veranillos con una duración mínima de 7 días y 15 días como máximo, cuya duración promedio es de 8,5 días consecutivos con lluvias ínfimas o cero milímetros. El 94,4 % de los veranillos son moderados y el 5,6 % restante son intensos, siendo el mes de marzo donde se registran con mayor frecuencia (50 % del total).

Se ha encontrado que un veranillo en el valle del río Mantaro, se caracteriza por presentar un patrón robusto de anomalías negativas de lluvias (analizado con datos del CMAP) y complementado con un patrón robusto de anomalías positivas de radiación de onda larga (más de 12 W/m^2) sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), estas anomalías forman parte de un déficit de lluvias generalizada sobre el continente sudamericano, lo que indicaría que estos eventos tienen una escala regional. Los datos de Reanalysis del NCEP y ERA 40, a 200hPa (aproximadamente 12 km de altura) muestran un patrón robusto de anomalías de vientos del Oeste sobre los Andes centrales peruanos, conservándose este patrón en los diferentes periodos analizados durante los años 1950-2010. Estas anomalías observadas en los niveles altos son causadas por un debilitamiento generalizado del sistema de vientos en este nivel, probablemente asociado a la disminución de la actividad convectiva sobre el continente sudamericano durante estos eventos.

En los niveles bajos y medios se observa discrepancias sobre la parte continental de América del Sur, el Reanalysis del NCEP-NCAR presenta anomalías del Este significativos, mientras que el ERA40 presenta anomalías de vientos del Oeste no significativos mostrando la disminución de los vientos del Este. Por el contrario, se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Atlántico ecuatorial lo que verifica la disminución de los vientos del Este en estos niveles durante estos eventos.

Por último, el esquema de convección de Emanuel del modelo climático regional RegCM3 es el que mejor simula la variabilidad diaria de las variables meteorológicas en diferentes niveles de presión durante los 2 veranillos ocurridos en el valle del río Mantaro en el año 2007.

Lista de Figuras

Figura 2.1 Modelos de celda de la circulación atmosférica (Adaptado del Wallace and Hobbs, 2006).

Figura 2.2 Esquema de circulación atmosférica en niveles bajos troposféricos para América del Sur durante el verano austral (enero, febrero y marzo). La alta del Pacífico Sur (APS), Alta del Atlántico Sur (AAS), Zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La elevación topográfica de los Andes en sombras. (Adaptado de Espinoza, 2009).

Figura 2.3 Esquema de circulación en los niveles altos de la atmósfera de América del Sur durante el verano (enero a marzo). La Alta de Bolivia (AB), Corriente de chorro (CCH), Vaguada del NEB¹, vientos del Oeste en latitudes medias (VOLM) y Vientos del Este tropicales (VET) (Adaptado de Garreaud, 2007).

Figura 2.4 En el panel derecho se representa el mallado horizontal del dominio anidado que básicamente es del tipo Arakawa - B y a la izquierda se observa el esquema de los niveles de presión en coordenada vertical sigma. (Adaptado de Elguindi et al., 2006).

Figura 2.5 Topografía del Primer dominio (a) y el Segundo dominio (b). Elevaciones topográficas de los Andes son mostradas en sombras en metros.

Figura 3.1 Ubicación del valle del río Mantaro (IGP, 2005a).

Figura 3.2 Climatología de las lluvias mensuales para el valle del río Mantaro (Silva et al., 2010)

Figura 3.3 Variabilidad mensual de la temperatura máxima (derecha) y temperatura mínima (izquierda) en el valle del río Mantaro para el periodo 1992-2009. (Trasmonte et al., 2010)

Figura 4.1 Ubicación de las estaciones meteorológicas ubicadas en el valle del río Mantaro (puntos rojos). (Elaboración propia).

¹ NEB: Región ubicada al noreste de Brasil.

Figura 6.1 Climatología de vientos (m/s), humedad específica (g/kg), ROL (W/m^2) y presión a nivel del mar (hPa) en el verano austral (EFM) en: a) 850hPa, b) 500hPa, c) 200hPa, d) tropósfera alta, e) y f) a nivel de superficie. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.2 Patrón de anomalías de lluvias (mm/5días) de América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es remarcada con un punto negro. Fuente: CMAP

Figura 6.3 Patrón de anomalías de lluvias (mm/día) de América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es remarcada con un punto. Fuente: GPCP.

Figura 6.4 Anomalías de ROL (W/m^2) mediante los métodos: a) CSN y b) CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle está marcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR

Figura 6.5 Anomalías de humedad específica (g/kg) mediante el CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es remarcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.6 Anomalías de humedad específica mediante el CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es remarcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.7 Anomalías de vientos (m/s) por el método de CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t

Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas (vectores negros). La ubicación del vale del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente Reanalysis NCEP-NCAR

Figura 6.8 Anomalías de vientos (m/s) por el método de CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 para diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95 % de nivel de confianza son remarcadas (en negritas). La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.9 Anomalías de altura geopotencial (m) mediante el método de CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR

Figura 6.10 Anomalías de geopotencial (m) mediante el método de CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa.. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de confianza son sombreadas. Ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.11 Anomalías de temperatura (°C) mediante el método de CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 para diferentes niveles de presión a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es marcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.12 Anomalías de temperatura (°C) por el método de CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 para diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa). Las anomalías que pasan la prueba-

t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es marcada por un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.13 Anomalías de presión a nivel del mar (hPa) mediante el método de CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.14 Anomalías estandarizadas de presión a nivel del mar (hPa) mediante el método de CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro. Las anomalías de temperatura que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95 % de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.15 Anomalías estandarizadas de vientos (m/s) mediante el método de CAD durante un veranillo registrado con datos de la estación de Huayao para el periodo 1992-2009 a diferentes niveles de presión: a) 850 hPa, b) 700 hPa, c) 500 hPa y d) 200 hPa. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas (vector negro). La ubicación del valle es marcada por un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.16 Anomalías estandarizadas de ROL (W/m^2) durante un veranillo en el valle del Mantaro registrado con datos de Huayao para el periodo 1958-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.17 Anomalías de lluvias (mm/día) a las 00UTC durante un veranillo en el valle del Mantaro registrado con datos de Huayao para el periodo 1958-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.18 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo registrado con datos de Huayao a las 00UTC para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: a) 850 hPa, b) 700 hPa, c) 500 hPa y d) 200 hPa. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas. La ubicación del valle es marcada por un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.19 Anomalías estandarizadas de lluvia (mm/día) a las 00UTC durante un veranillo en el valle del Mantaro registrado con datos de Huayao para el periodo 1958-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis ERA-40.

Figura 6.20 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: a) 850 hPa, b) 700 hPa, c) 500 hPa y d) 200 hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis ERA-40.

Figura 6.21 Anomalías de vientos a 200 hPa (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1950-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita. La ubicación del valle del río Mantaro es remarcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.22 A la derecha: a) patrón de lluvias acumuladas (mm/día) y a la izquierda: b) patrón de anomalías de lluvias (mm/día) durante los veranillos registrados en el valle del río Mantaro los meses del verano del año 2007. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un triángulo negro. Fuente: datos de lluvias del GPCP.

Figura 6.23 Patrones de circulación atmosférica asociada a: a) vientos (m/s), b) humedad específica (g/kg), c) altura geopotencial (m), d) anomalías de vientos (m/s), e) anomalías de geopotencial (m), f) anomalías de humedad específica (g/kg) a 850 hPa durante los veranillos en el valle del Mantaro para el año 2007. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.24 Semejante a la Figura 6.23, pero para 500 hPa.

Figura 6.25 Semejante a la Figura 6.23, pero para 200 hPa.

Figura 6.26 Anomalías de lluvias simuladas (mm/día) durante los veranillos ocurridos en el año 2007 en el valle del río Mantaro. Los esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

Figura 6.27. Anomalías de vientos simulados (m/s) a 850 hPa durante los veranillos del año 2007 en el valle del río Mantaro. Los esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

Figura 6.28 Semejante a la Figura 6.27, pero para 500 hPa.

Figura 6.29 Semejante a la Figura 6.27, pero para 200 hPa.

Figura 6.30 Anomalías de altura geopotencial simuladas (m) a 850 hPa durante los veranillos ocurridos en el año 2007 en el valle del río Mantaro. Los esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

Figura 6.31 Semejante a la Figura 6.30, pero para 500 hPa.

Figura 6.32 Semejante a la Figura 6.30, pero para 200 hPa.

Figura 6.33 Anomalías de humedad específica simuladas (g/kg) a 850 hPa durante los veranillos del año 2007 en el valle del río Mantaro. Los cuatro esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

Figura 6.34 Semejante a la Figura 6.33, pero para 500 hPa.

Figura 6.35 Vientos (m/s) y lluvias (mm/día) durante los meses de enero y febrero del 2007: a) superficie, b) 850hPa, c) 500hPa, d) 200hPa. La topografía de los Andes en sombras. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR y GPCP.

Figura 6.36 Patrón de lluvias simuladas (mm/día) durante los meses de enero y febrero del 2007. Los 4 esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

Figura 6.37. Vientos simulados (m/s) a 85 hPa durante los meses de enero y febrero del 2007 para el Primer dominio. Los 4 esquemas de convección del RegCM3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

Figura 6.38 Semejante a la Figura 3.37, pero para 500 hPa.

Figura 6.39 Semejante a la Figura 3.37, pero para 200 hPa.

Figura 6.40 Lluvias observadas (línea roja) y simuladas (línea azul) para cada uno de los 4 esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA para el punto (75°W, 12°S) durante los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: datos de Huayao-RegCM 3.

Figura 6.41 Índice zonal observado vs. índice zonal simulado para el RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA a 500 hPa para la área (72.5°W-77.5°W, 10°S-15°S) a 500hPa durante los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: Reanalysis y RegCM 3.

Figura 6.42 Semejante a la Figura 6.41, pero para 200 hPa.

Figura 6.43 Correlación espacial del índice zonal observado vs. Anomalías de lluvias (mm/día) durante los meses de enero y febrero del 2007: a) 500hPa y b) 200hPa. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Figura 6.44 Correlación espacial del índice zonal observado vs. Anomalías de lluvias durante los meses de enero y febrero del 2007: a) 500hPa y b) 200hPa. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR y-GPCP.

Figura 6.45 Correlación del índice zonal simulado vs. Anomalías de lluvias durante los meses de enero y febrero del 2007. Los 4 esquemas de convección del RegCM3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA a 500hPa. Fuente: RegCM 3.

Figura 6.46 Correlación del índice zonal simulado vs. Anomalías de lluvias simuladas durante los meses de enero y febrero del 2007. Los 4 esquemas de convección del RegCM3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA a 500hPa. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR y RegCM 3.

Lista de tablas

Tabla 1. Propuesta de clasificación de la intensidad de los veranillos.

Tabla 2. Descripción de las parametrizaciones físicas usadas en el RegCM3 para las simulaciones numéricas.

Tabla 3. Ubicación de las estaciones meteorológicas en el valle del Mantaro, Fuente: IGP (Huayao)-SENAMHI (otras estaciones).

Tabla 4. Valores del Índice de Anomalía Estandarizada (Adaptado del McKee et al 1993).

Tabla 5. Veranillos identificados en el valle mediante el método del IAE (Sulca, 2010a).

Tabla 6. Deciles de lluvias diarias de las cinco estaciones meteorológicas ubicadas en el valle para los meses de enero-marzo para el periodo 1992-2010 (Sulca, 2010b)

Tabla 7. Veranillos identificados en el valle mediante el método de los deciles (Sulca et al. 2010b).

Tabla 8. Deciles de lluvias diarias de la estación de Huayao (IGP) para los meses de enero-marzo para el periodo 1950-2010

Tabla 9. Fechas de ocurrencias de veranillos identificados con datos de Huayao en el periodo 1950-2010.

Tabla 10. Estadígrafos estadísticos al comparar las lluvias observadas (Huayao) con las lluvias simuladas por el RegCM 3 en el punto (75°W, 12°S) para los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: Huayao-RegCM 3.

Tabla 11. Estadígrafos estadísticos entre el índice zonal observado (Reanalysis) vs. Índice zonal simulado (4 esquemas de convección del RegCM 3) para el área (72.5°W-77.5°W, 10°S-15°S) a 500hPa durante los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: Reanalysis – RegCM 3.

Tabla 12. Estadígrafos estadísticos entre el Índice zonal observado (Reanalysis) vs. Índice zonal simulado (4 esquemas de convección del RegCM 3) para el área (72.5°W-77.5°W,

10°S-15°S) a 200hPa durante los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: Reanalysis – RegCM 3.

Lista de acrónimos

AS74: Arakawa-Schubert, 1974

CCH: Corriente de chorro

CCHT: Corriente de chorro tropical

CCHP: Corriente de chorro polar

CMAP: CPC Merged Analysis of Precipitation

ECMWF: 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecast

GPCP: Global Precipitation Climatology Project

IGP: Instituto Geofísico del Perú

MM4: The Four-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model

NCAR: The National Center Atmospheric Research

NCEP: The National Center of Environmental Prediction

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

PSU: Pennsylvania State University

RegCM: Regional Model Climate Version 3.1

SENAMHI: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología –Perú

SUBEX: Subgrid Explicit Moisture Scheme

Índice

Resumen.....	4
Lista de Figuras.....	6
Lista de tablas.....	14
Lista de acrónimos	16
Capítulo 1 Introducción.....	23
1.1 Introducción	23
1.2 Justificación	24
1.3 Objetivos	25
1.4 Hipótesis.....	25
Capítulo 2 Marco teórico	26
2.1 Circulación atmosférica general.....	26
2.1.1 Definición de circulación atmosférica general	26
2.1.2 Modelos de circulación atmosférica	26
2.1.3 Circulación atmosférica de América del Sur durante el verano austral.....	27
a. En los niveles bajos troposféricos	27
b. En los niveles altos troposféricos	29
2.2 Sequía	31
2.2.1 Definición de sequía	31
2.2.2 Tipos de sequías	32
a. Sequía meteorológica.....	32
b. Sequía hidrológica	32
c. Sequía agrícola.....	33
d. Sequía económica	33
2.2.3 Veranillos.....	33
a. Concepto de veranillo	33
b. Definición de veranillo	34
2.3 Compuestos.....	35
2.3.1 Definición de compuestos.....	35
2.3.2 Tipos de compuestos.....	35

2.4 Modelos climáticos	36
2.4.1 Concepto de modelo climático	36
2.4.2 Parametrizaciones o esquemas físicas	37
2.4.3 Modelo climático regional RegCM 3	37
a. Descripción del modelo climático regional RegCM 3	37
b. Dinámica del modelo climático regional RegCM 3	38
c. Física del modelo climático regional RegCM 3	40
d. Esquemas de convección	41
• Parametrización de Grell	41
• Parametrización de Kuo	42
• Parametrización de Emanuel	42
• Parametrización de precipitación de gran escala	43
2.4.4 Esquema de simulación del RegCM 3	43
Capítulo 3 Zona de estudio	46
Descripción del valle del río Mantaro	46
Capítulo 4 Base de datos	49
4.1 Datos de lluvias	49
4.2 Datos de radiación de onda larga (ROL)	50
4.3 CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP)	50
4.4 Global Precipitation Project (GPCP)	51
4.5 Reanalysis	51
4.5.1 NCEP-NCAR	52
4.5.2 ERA-40	52
Capítulo 5 Metodología	53
5.1 Identificación de fechas de ocurrencias de veranillos en el valle del río Mantaro	53
5.1.1 Método de índice de anomalías estandarizadas (MIAE)	53
5.1.2 Método de decil	54
5.2 Identificación de patrones de circulación asociados a veranillos en el valle del río Mantaro	55
5.2.1 Patrones de anomalías de lluvias de América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro	55
5.2.2 Patrones de anomalías de vientos, humedad específica, altura geopotencial, temperatura y presión a nivel del mar	55

5.3 Simulación de la circulación atmosférica durante los veranillos en el valle del río Mantaro en el año 2007.....	56
5.3.1 Descripción de la circulación atmosférica durante las fechas de ocurrencia de los veranillos en el valle del río Mantaro en el año 2007.....	56
5.3.2 Simulaciones del RegCM 3 durante el verano austral del 2007.....	57
5.3.3 Sensibilidad del modelo climático regional RegCM 3.....	57
5.3.4 Validación del modelo climático regional RegCM 3.....	57
5.3.4.1 Precisión del modelo climático regional RegCM 3.....	59
a. Lluvia observada vs lluvia simulada.....	59
b. Índice zonal observado vs índice zonal simulado.....	59
5.3.4.2 Correlación espacial de vientos y lluvias.....	59
Capítulo 6 Resultados y Discusión.....	61
6.1 Identificación de fechas de ocurrencias de veranillos en el valle del río Mantaro.....	61
6.1.1 Identificación de veranillos con datos de 5 estaciones.....	61
6.1.1.1 Método de índice de anomalías estandarizadas.....	61
6.1.1.2 Método de decil.....	61
6.1.2 Identificación de veranillos con datos de Huayao.....	63
6.1.3 Conclusiones preliminares.....	64
6.2 Identificación de patrones de circulación asociados a veranillos en el valle del río Mantaro.....	65
6.2.1 Climatología de la circulación atmosférica de América del Sur durante el verano austral.....	65
a. Nivel de 850 hPa.....	65
b. Nivel de 500 hPa.....	65
c. Nivel de 200 hPa.....	66
d. Radiación de onda larga (ROL).....	66
e. Presión a nivel del mar (hPa).....	66
6.2.1 Con datos de 5 estaciones.....	69
6.2.1.1 Patrones de anomalías de lluvias de América del Sur asociado un veranillo en el valle del río Mantaro.....	69
a. Según datos de CMAP.....	69
b. Según datos de GPCP.....	70
c. Conclusiones preliminares.....	71

6.2.1.2 Patrones de anomalías de vientos, humedad específica, altura geopotencial, temperatura y presión a nivel del mar asociado a un veranillo en el valle del río Mantaro	72
a. Anomalías de ROL.....	72
• Según CSN	72
• Según CAD	72
• Discusión preliminar.....	74
b. Anomalías de humedad específica.....	74
• Según CSN	74
• Según CAD	77
• Discusión preliminar.....	79
c. Anomalías de vientos.....	80
• Según CSN	80
• Según CAD	83
• Discusión preliminar.....	86
d. Anomalías de altura geopotencial.....	87
• Según CSN	87
• Según CAD	91
• Discusión preliminar.....	94
e. Anomalías de temperatura	94
• Según CSN	94
• Según CAD	97
• Discusión preliminar.....	100
e. Anomalías de presión a nivel del mar	101
• Según CSN	101
• Según CAD	102
• Discusión preliminar.....	103
6.2.2 Con datos de Huayao	104
6.2.2.1 Anomalías de vientos para 1992-2010.....	104
• Discusión preliminar.....	106
6.2.2.2 Anomalías de ROL y vientos para el periodo 1950-2010	107
a. Anomalías de ROL para el periodo 1958-2002.....	107

b. Anomalías de lluvias y vientos para el periodo 1958-2002.....	108
• NCEP-NCAR.....	108
• ERA40	111
• Discusión preliminar.....	115
c. Anomalías de vientos para el periodo 1950-2010.....	116
6.3 Simulación de la circulación atmosférica de América del sur durante las fechas de ocurrencia de veranillos en el valle del río Mantaro en el año 2007	117
6.3.1 Descripción de la circulación atmosférica durante las fechas de ocurrencia de los veranillos en el valle del Mantaro en el año 2007	117
• Discusión preliminar	121
6.3.2 Simulaciones del RegCM 3 durante el verano austral del 2007	122
6.3.2.1 Anomalías de lluvias simuladas.....	122
6.3.2.2 Anomalías de vientos	123
6.3.2.3 Anomalías de altura geopotencial.....	126
6.3.2.4 Anomalías de humedad específica.....	128
6.3.2.5 Conclusión preliminar	130
6.3.3 Sensibilidad del modelo climático regional RegCM 3	131
6.3.3.1 Patrones de vientos y lluvias observadas sobre América del Sur durante enero y febrero del 2007	131
6.3.3.2 Patrón de vientos y lluvias simuladas por el RegCM 3 sobre América del Sur durante enero y febrero del 2007.....	132
6.3.3.3 Conclusiones preliminares	136
6.3.4 Validación del modelo climático regional RegCM 3.....	137
6.3.4.1 Precisión del modelo climático regional RegCM 3	137
a. Lluvia observadas vs lluvia simulada	137
b. Índice zonal observado vs. Índice zonal simulado.....	138
6.3.4.2 Correlación espacial de vientos vs. Lluvias.....	141
a. Vientos (Reanalysis) vs Lluvias (Reanalysis)	141
b. Vientos (Reanalysis) vs Lluvias (GPCP)	142
c. Vientos (RegCM 3) vs Lluvias (RegCM 3)	143
d. Conclusión preliminar	145
Capítulo 7 Conclusiones	147
Capítulo 8 Recomendaciones	149

Bibliografía	150
--------------------	-----

Capítulo 1 Introducción

1.1 Introducción

El valle del río Mantaro concentra el mayor porcentaje de las actividades comerciales y de servicios de la cuenca del río Mantaro, y la agricultura de la zona provee importantes productos (papa, maíz, kiwicha, entre otros) a las principales ciudades de la costa, como la capital del país; por otro lado, entre el 70-75% de la agricultura se desarrolla bajo el sistema de secano, es decir, depende de las lluvias que precipitan en la estación lluviosa (Martínez, 2010).

Estudios recientes sobre los impactos de variables meteorológicas en el rendimiento productivo de algunos productos agrícolas (papa, maíz, quinua, etc.) en las localidades del valle del río Mantaro, muestran que la lluvia es un factor decisivo en el rendimiento de los cultivos; además estos estudios muestran que no es suficiente sólo satisfacer la cantidad mínima de agua requerida durante las fases fenológicas del cultivo (proceso vegetativo y proceso reproductivo), sino también la variación temporal de las lluvias debido a que cada etapa fenológica está caracterizada por un intervalo de días de duración (Giráldez, 2010; Ochoa, 2010; Galindo, 2010). El periodo de la fase fenológica de los cultivos estudiados, abarcan entre los meses de septiembre y abril del siguiente año (año agrícola en el valle del río Mantaro), pero lo más resaltante es que las fases fenológicas de mayor sensibilidad al déficit de agua se ubican entre los meses de enero a marzo (periodo pico de la estación lluviosa); un ejemplo de ello es que el cultivo de maíz amiláceo variedad San Gerónimo, tiene intervalos de 12 días en promedio, excepto la fase de maduración que abarca en promedio 45 días entre los meses de enero y marzo (Ochoa, 2010).

Esto último nos motiva hacernos las siguientes preguntas: ¿Los días consecutivos con ausencia de lluvias son frecuentes?, si lo son, ¿Este déficit de lluvias sólo se presenta en el valle del río Mantaro o se manifiesta en un área de escala regional? y ¿Existe alguna otra zona o región con características similares al del valle del río Mantaro sobre los Andes sudamericanos? La última pregunta tiene respuesta inmediata y se llama el Altiplano boliviano, esta región se ubica entre los (15°S-22°S) a una elevación promedio de 3800 m (aproximadamente 620 hPa) con un ancho de 250km. Además el Altiplano boliviano cuenta

con muchos estudios climáticos a diferentes escalas de tiempo, entre los cuales está la de variabilidad intraestacional (Garreaud, 1999 y Vuille, 1999).

En los estudios realizados por Garreaud et al. (2003), se indica que el mecanismo de las lluvias en el Altiplano boliviano se debe fundamentalmente al transporte de la humedad de la cuenca amazónica hacia la región Altiplánica. Asimismo, Takahashi (2004) muestra una buena correlación entre la intensificación de los vientos del Este y el aumento de las lluvias en el valle del río Mantaro durante la estación lluviosa, lo que se podría entender, siguiendo su teoría, la intensificación de las lluvias se debe a un mayor flujo de aire cálido y húmedo desde la Amazonía hacia el valle. Por otro lado, Takahashi (2004) muestra que la precipitación y la humedad específica tienen una correlación insignificante, lo que indicaría que el mecanismo de lluvias, por mayor ingreso de humedad desde la Amazonía al valle del río Mantaro, no es tan importante como lo es para el Altiplano. Según Trasmonte (comunicación personal), las observaciones a escala de tiempo sinóptico indican que la incursión de aire desde el Este tiene mayor importancia en las lluvias en la sierra central. Esto sugiere que el mecanismo de lluvias, en esta región, debe ser estudiado con mayor detalle y utilizando datos de otras estaciones ubicadas, no solo en el valle, como el caso de la estación meteorológica del Huayao, sino a mayores altitudes. En este trabajo, se pretende estudiar un fenómeno de escala intraestacional que es frecuente en el valle del río Mantaro durante la estación lluviosa (enero-marzo).

1.2 Justificación

El presente estudio tiene por finalidad mostrar que un veranillo es un fenómeno de escala regional, pues permitirá identificar un patrón de circulación atmosférica a escala regional asociado a él. Con este conocimiento en el futuro se podría generar pronósticos de estos eventos con días o meses de anticipación que beneficiaría a gran parte de los productores agrícolas en el valle, que se ven afectados por estos eventos; como con la disminución del rendimiento productivo de los cultivos debido a que estos son básicamente regados a secano. Tener un pronóstico de ocurrencia de un veranillo (con varios días o meses de anticipación) permitiría tomar medidas de prevención de escases de recurso hídrico durante su temporada agrícola (septiembre a marzo). Un ejemplo, la planificación

en la construcción de reservorios de agua y buscar la distribución de agua más eficiente en las zonas con sembríos que permitan disminuir el efecto negativo sobre los cultivos durante uno de estos eventos.

1.3 Objetivos

Objetivo Principal:

Caracterizar los patrones de circulación atmosférica a escala regional asociados a veranillos en el valle del río Mantaro.

Objetivos específicos:

- Identificar los periodos con ausencia de lluvias (veranillos) en el valle del río Mantaro.
- Identificar los patrones de circulación atmosférica a escala regional asociados a los eventos de veranillos.
- Identificar los patrones de circulación atmosférica durante los eventos de veranillos del 2007 usando el modelo regional climático (RegCM 3)

1.4 Hipótesis

La hipótesis del presente estudio es que un veranillo en el valle del río Mantaro es un fenómeno de escala regional originado por la disminución del transporte de humedad de la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos (valle del río Mantaro) como resultado de las variaciones de los patrones de circulación atmosférica a escala regional.

Capítulo 2 Marco teórico

2.1 Circulación atmosférica general

2.1.1 Definición de circulación atmosférica general

La circulación atmosférica se conceptualiza como el flujo promedio de vientos en un periodo suficientemente largo que elimina la variación aleatoria asociada a un sistema climático individual, pero suficientemente corto para conservar la variación estacional y mensual (Holton, 2004). Pero la circulación atmosférica no es producida por la rotación de la Tierra, sólo es modificada por ella (Ahrens, 2000). Esto es generado por un calentamiento desigual en la superficie terrestre por parte del Sol lo que conlleva a un desequilibrio energético en la atmósfera (Hartmann, 1994). Este desequilibrio energético es atenuado por la circulación atmosférica que se encarga de transportar el 60 % de la energía excedente de la zona ecuatorial hacia las latitudes medias y altas para lograr el balance energético sobre la atmósfera de la Tierra (Oliver and Hildreth, 2002; IPCC 2007).

2.1.2 Modelos de circulación atmosférica

En 1735, George Hadley plantea el modelo celular que explica el principio básico de la circulación atmosférica asumiendo que la Tierra no rota. Él se basa en la fuerza de gradiente de presión existente entre la zona ecuatorial y los polos generados por el *calentamiento diferencial*² (Figura 2.1a). Él postula que el aire frío descendente en los polos fluye sobre la superficie terrestre hacia la zona caliente del Ecuador. Este flujo sería contrarrestado por un aumento de aire caliente ascendente en el Ecuador hacia la Troposfera alta y este fluye hacia los polos, pues ello generaría dos celdas en cada hemisferio, posteriormente denominadas celdas de Hadley (Figura 2.1b). Debido a la rotación terrestre se genera la fuerza de Coriolis que actúa perpendicularmente sobre la dirección de los vientos de la parte baja (alta) de la Troposfera y según sea el hemisferio, es anti horario (horario) en el hemisferio sur (hemisferio norte), (Figura 2.1c). Finalmente,

²Calentamiento diferencial es denominado a la diferencia observada entre la cantidad de energía solar incidente en el Ecuador y en los polos debido al eje de inclinación terrestre.

con las observaciones de patrones de vientos globales y trabajos teóricos generaron varias correcciones al modelo de Hadley hasta llegar a un modelo aproximado de tres celdas en cada hemisferio (Figura 2.1d).

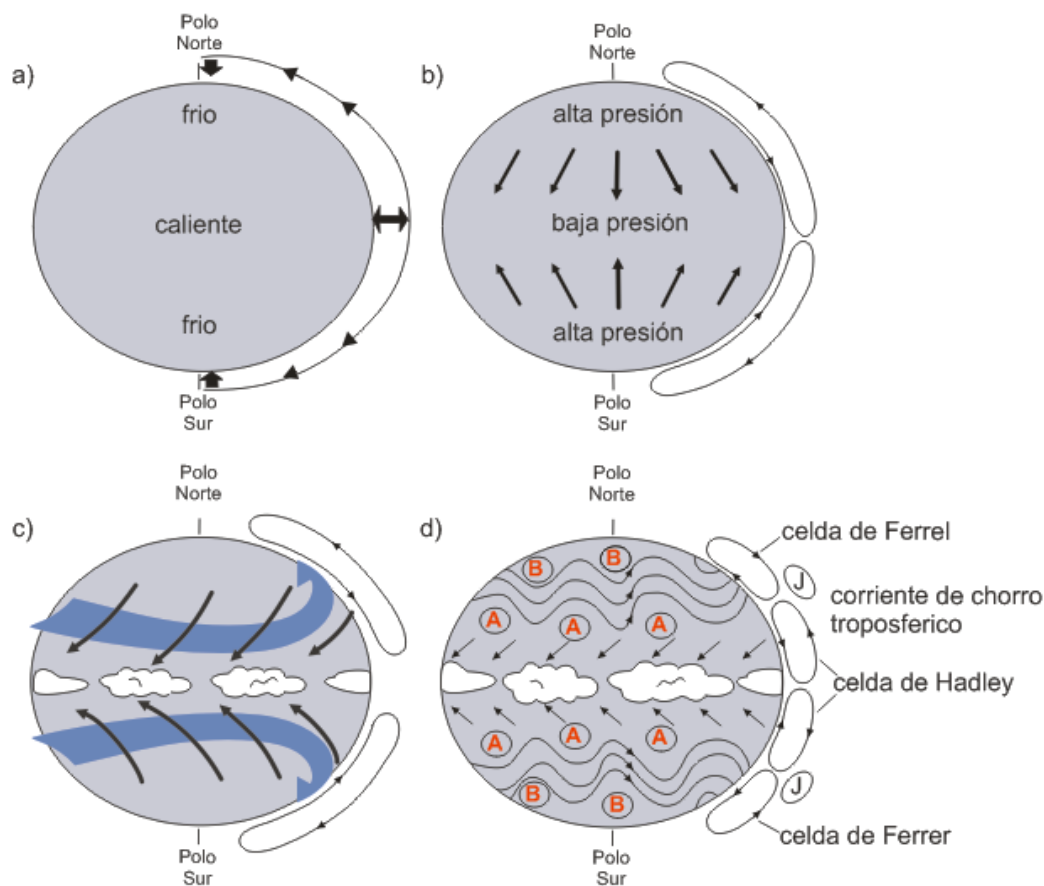


Figura 2.1 Modelos de celda de la circulación atmosférica (Adaptado del Wallace and Hobbs, 2006)

2.1.3 Circulación atmosférica de América del Sur durante el verano austral

a. En los niveles bajos troposféricos

América del Sur está localizada entre los océanos Atlántico Sur y Pacífico Sur, los cuales influyen sobre las condiciones meteorológicas del continente. La característica topográfica más representativa del continente es la cordillera de los Andes, que se ubica en la parte occidental y se extiende desde la parte norte al extremo Sur del continente. La cordillera de los Andes es un factor físico muy importante que permite que el aire húmedo y cálido proveniente del Atlántico se condense mediante convección forzada por efecto

orográfico haciendo que las laderas del borde oriental de los Andes tengan más precipitación que las del borde occidental (IGP 2005b).

Los vientos en los niveles troposféricos bajos durante el verano austral, ingresan por el norte de América del Sur procedente del Atlántico norte, y fluyen hacia el Oeste sobre el continente donde se encuentra con los Andes entre Colombia y Perú, que bloquea su avance. A partir de allí se tornan gradualmente en un flujo del norte y noroeste con dirección hacia Bolivia, Paraguay y norte de Argentina. En esta última región es frecuente que se presente un sistema de viento con altas velocidades conocido como Corriente de Chorro de Bajo Nivel (LLJ, siglas en inglés) (Marengo et al., 2004), el cual se intensifica durante el verano y permite un importante intercambio de energía y humedad desde la cuenca amazónica hasta el sur de Brasil y las planicies argentinas.

La Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) es una banda estrecha donde convergen los vientos Alisios del Noreste y Sureste, a su vez se observa una gran convección de cumulonimbos en los Trópicos, y además representa la banda ascendente de la circulación meridional de Hadley (Waliser and Gautier 1993; Aguado and Burt, 2004).

La Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) es una banda con gran actividad convectiva que se manifiesta con altas lluvias y se ubica a lo largo de la línea diagonal de la región definida entre los puntos (20°-40°S, 50°-20°W). La extensión de esta área convectiva se inicia en el Amazonas hacia el sureste tropical de América del Sur hasta el océano Atlántico extratropical. El ZCAS existe todo el año pero su mayor intensidad se registra en el verano austral. (Kodama, 1992; Figueroa et al., 1995; Barreiro and Chang, 2002; Carvallo et al., 2004).

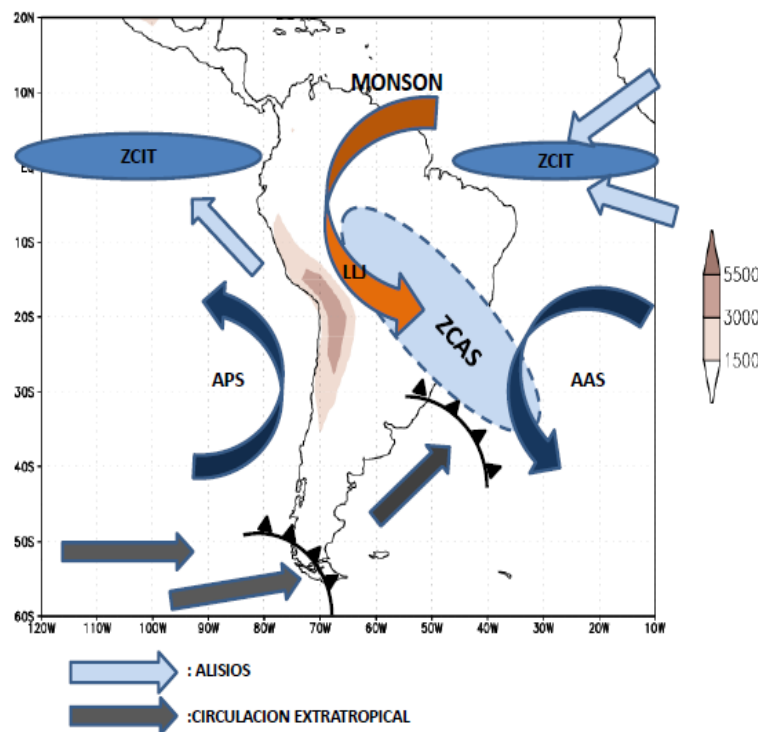


Figura 2.2 Esquema de circulación atmosférica en niveles bajos troposféricos para América del Sur durante el verano (enero, febrero y marzo). La alta del Pacífico Sur (APS), Alta del Atlántico Sur (AAS), Zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La elevación topográfica de los Andes en sombras. (Adaptado de Espinoza, 2009).

b. En los niveles altos troposféricos

La circulación anticiclónica sobre el continente a 200hPa (aproximadamente a 11,8km) en el verano austral está centrada al este de los Andes (conocida como la Alta de Bolivia) identificado por Gutman and Schwerdtfeger (1965) y confirmado por Virji (1982). El mecanismo básico de la formación del Alta de Bolivia es la gran actividad convectiva sobre la cuenca Amazónica, pues la convergencia de vapor de agua en los niveles bajos y la liberación de calor latente en la tropósfera media ayuda a mantener el movimiento vertical y a mantener la región caliente en la alta tropósfera (Satyamurty et al., 1998).

Estudios posteriores mediante el uso de modelos lineales simples con simulaciones numéricas reprodujeron los patrones básicos de la circulación atmosférica en los niveles altos de la Tropósfera y concluyeron que generados por la actividad convectiva sobre la cuenca Amazónica que es una fuente de energía que calienta la troposfera media y a partir

de ahí se libera calor latente en la alta troposfera. Esto último genera el patrón de circulación atmosférica en los niveles altos que es producto de la superposición de ondas Kelvin, Rossby-gravedad y Rossby (Silva Días et al., 1983; Figueroa et al., 1995; Lenters and Cook, 1997), ellos también prueban que la circulación es debido a la actividad convectiva sobre la Amazonía y no la topografía andina que sólo modifica la distribución espacial de los vientos.

La Corriente de chorro (CCH), son vientos de gran intensidad ubicados entre 8km y 12 km de altitud (400hPa y 200 hPa, respectivamente) entre las fronteras de las celdas de Hadley, Ferrel y Polar, en ambos hemisferios. Los vientos en el núcleo central de la corriente de chorro pueden exceder los 100 nudos y ocasionalmente exceden los 200 nudos (Holton, 2004; Ahrens, 2000). Existen dos mecanismos físicos para la formación de la corriente de chorro, la primera es dada por la relación del viento termal, debido al gran gradiente térmico meridional entre el Ecuador y los polos a 200hPa (11.8 km) sobre las latitudes 30° y 50° lo que genera vientos zonales máximos; esto explicaría la formación de la Corriente de chorro tropical (CCHT). El segundo mecanismo es la conservación del momento angular, el cual se da en el transporte de vientos del Ecuador a los polos, lo cual genera un incremento del viento zonal hacia el este para mantener constante el momento angular; esto explicaría la formación de la Corriente de chorro polar (CCHP) (Ahrens, 2000).

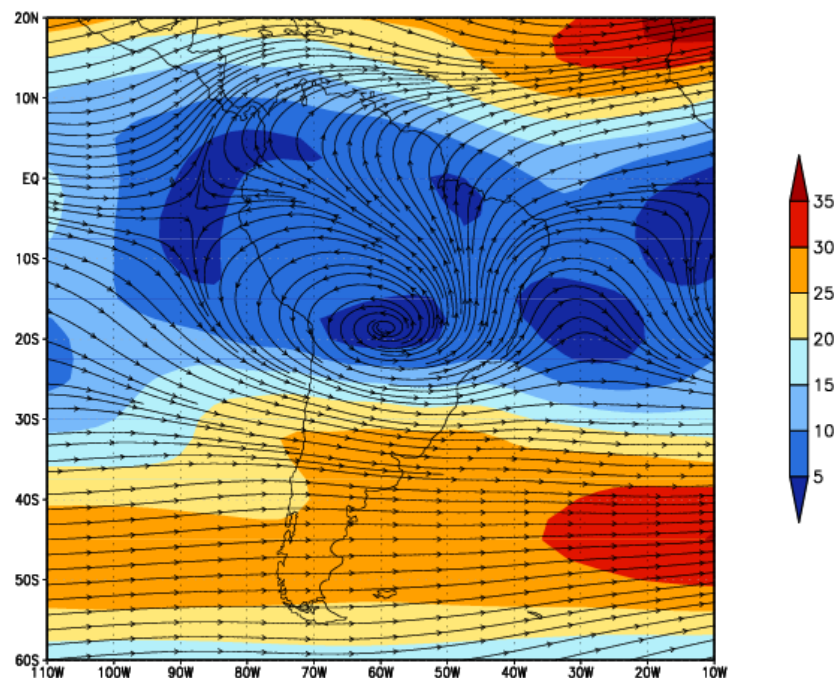


Figura 2.3 Esquema de circulación en los niveles altos de la atmosfera de América del Sur durante el verano (enero, febrero y marzo). La Alta de Bolivia (AB), Corriente de chorro (CCH), Vaguada del NEB³, vientos del Oeste en latitudes medias (VOLM) y Vientos del Este tropicales (VET) (Adaptado de Garreaud, 2007).

2.2 Sequía

En esta sección se plantea las diferentes definiciones de sequía y los tipos de sequías.

2.2.1 Definición de sequía

La definición de sequía no está consensuada debido a la existencia de varias definiciones.

Las sequías son generalmente consideradas como derivados de un déficit de precipitación acumulada, y se puede definir en términos meteorológicos, o en términos de los impactos sobre las personas, la agricultura, el abastecimiento de agua o el medio ambiente (Sene, 2009).

Fenómeno que sobreviene cuando la precipitación ha sido considerablemente inferior a la normalmente registrada, causando con ello graves desequilibrios hidrológicos

³ NEB: Región ubicada al noreste de Brasil.

que suelen afectar negativamente los recursos en las tierras y los sistemas de producción (IPCC, 2007).

Podría ser definido como una disminución significativa circunstancial de los recursos hidrológicos, durante un intervalo de tiempo prolongado sobre un área extensa y que le genera consecuencias socioeconómicas adversas (Andreu et al., 2006).

2.2.2 Tipos de sequías

a. Sequía meteorológica

La sequía meteorológica se define como un periodo anormalmente seco, con un flujo de agua deficiente en un intervalo de tiempo prolongado que provoca serios desequilibrios hidrológicos en la zona afectada (Huschke, 1959).

Según Palmer et al., (1965), una sequía meteorológica es un periodo anormal y prolongado (meses o años) con déficit de lluvias en un región.

Según (Whitmore, 2000), una sequía meteorológica es un periodo sin lluvia o con déficit de lluvias con respecto a su valor promedio.

La sequía meteorológica es una expresión para la deficiencia de precipitaciones sobre lo normal durante un periodo de tiempo. La definición de sequía meteorológica varía en cada región ya que se basan en la climatología de la propia región (Harpal and Graeme, 2004).

La sequía meteorológica se define como una disminución de precipitación, con respecto a un valor promedio regional, durante un intervalo de tiempo específico (Andreu et al., 2006).

b. Sequía hidrológica

La sequía hidrológica es una disminución de la cantidad de agua superficial y subterránea disponible con respecto a un valor regular (promedio), dentro de un sistema de gestión durante un plazo determinado (Andreu et al., 2006).

La sequía hidrológica se refiere a las deficiencias en el suministro de agua superficial y su superficial. Eso es medido como flujo de corriente (Harpal and Graeme, 2004).

c. Sequía agrícola

La sequía agrícola ocurre cuando no hay suficiente humedad en el suelo para satisfacer las necesidades de los cultivos en un momento determinado (Harpal and Graeme, 2004).

La sequía agrícola o escasez de humedad en el suelo, se da cuando el requerimiento hídrico de un cultivo no es satisfecho durante un intervalo de tiempo específico (Andreu et al., 2006).

d. Sequía económica

La sequía socioeconómica se define como los efectos adversos de la sequía (escasez de agua en un intervalo de tiempo prolongado) sobre las personas y actividades económicas (Andreu et al., 2006).

Los economistas observan a la sequía en términos socioeconómicos. De acuerdo con ello, la sequía socioeconómica es cuando la escasez física del agua empieza a afectar la oferta y demanda de bienes (Harpal and Graeme, 2004).

2.2.3 Veranillos

a. Concepto de veranillo

En Satyamurty et al. (1998) se muestra diferentes definiciones de veranillo, los cuales dependen de la ubicación y la estación del año:

- En la región Sur a 15°S, y al Este de los Andes se conoce como veranico (en portugués significa pequeño verano), al incremento de las temperaturas por encima de sus valores estacionales a mediados de la segunda mitad del invierno. Este fenómeno también es conocido en Uruguay, Paraguay y Norte de Argentina.
- En el noreste de Brasil, norte de 18°S, el término veranillo es usado para describir la ocurrencia de un periodo seco de dos o tres semanas consecutivas dentro de la estación lluviosa.

- En la zona tropical de América del Sur se conceptualiza como veranillo al intervalo de tiempo con condiciones secas y calurosas durante la estación lluviosa.

Según Magaña et al., 1999, se conoce como Midsummer Drought (MSD), “canícula” o “veranillo”, es la disminución relativa de la actividad convectiva y de precipitación. El nombre depende de la región o zona de estudio”

Sleiman (2008) define un veranillo (‘veranico’ en portugués) como un intervalo de cinco días secos consecutivos durante la estación lluviosa.

En la literatura también un veranillo es conocido como *dry spell*. Un *dry spell* se define como un periodo corto sin lluvias. En muchas aplicaciones, sin embargo, es común el considerar a los días con lluvias muy ínfimas como días secos y estos también son incluidos en los *dry spells* (Huth et al., 2000).

Un *veranillo* en el valle del río del Mantaro se conceptualiza como un intervalo corto de días con lluvias cero o ínfimas con respecto a su valor medio, este fenómeno se da en el periodo de máximas lluvias en el valle del río Mantaro (enero-marzo). Si este fenómeno es persistente en el tiempo (duración prolongada), este podría ser la antesala de un evento más extremo conocido como sequía meteorológica.

b. Definición de veranillo

Para el valle del río Mantaro, definiremos un veranillo mediante el método de los deciles, este fenómeno se presenta cuando el 60% de las estaciones meteorológicas ubicadas en el valle registren de 7 a 15 días consecutivos, lluvias diarias menores a 0,3 m/día. Y su intensidad se clasifica en tres tipos de acuerdo al intervalo de días de duración (Tabla 1).

Tabla1. Propuesta de clasificación de la intensidad de los veranillos.

Duración	Evento asociado
7 a 10 días	Veranillo moderado
10 a 15 días	Veranillo intenso
15 ó más	Sequía meteorológica

2.3 Compuestos

2.3.1 Definición de Compuestos

El uso del compuesto es debido a que nos da una representación coherentemente de las características predominantes de un fenómeno meteorológico (Satyamurty et al., 2007).

En la literatura existen diversos criterios para definir un compuesto, los cuales pueden ser calculados en base a datos observados de las variables meteorológicas para estudiar el fenómeno en cuestión (Satyamurty et al., 2007; Peña and and Douglas, 2002) o en función de un índice, estos índices son producto de variaciones de la intensidad o en escala temporal de las variables meteorológicas requeridas para la descripción del fenómeno en estudio, o por lo contrario son variables meteorológicas que tienen una correlación significativa y por ello pueden suplir la escasez de datos observados para la descripción del fenómeno en estudio (Garreaud, 1999; Magaña et al., 1999; Douglas et al., 2008).

2.3.2 Tipos de compuestos

En el presente trabajo se definieron los siguientes compuestos:

a. Compuesto Seco (CS)

Se calcula como el promedio simple de la variable estudiada en los días de ocurrencia de los veranillos. Este compuesto es equivalente al compuesto de un veranillo.

b. Compuesto Normal (CN)

Se calcula como el promedio simple de la variable estudiada para los días (más de 5 días) de no ocurrencia de un veranillo o lluvia intensa, este compuesto nos permite observar los patrones de circulación atmosférica asociadas a los días en condiciones normales.

c. Compuesto Seco menos Normal (CSN)

Este compuesto lo definimos como la diferencia entre el compuesto seco y el compuesto normal, este compuesto nos permite observar las anomalías existentes entre los patrones de circulación asociados a los días secos (veranillos) y a los días en condiciones normales.

d. Compuestos de Anomalías Diarias (CAD)

Se calcula análogamente al compuesto de los veranillos la única diferencia radica en que se considera como elemento temporal a la anomalía climatológica diaria. Esto último nos permite verificar los resultados obtenidos por el método de CSN.

2.4 Modelos climáticos

2.4.1 Concepto de modelo climático

Son representaciones numéricas del sistema climático sobre la base de las propiedades físicas, químicas y biológicas de sus componentes, sus interacciones y procesos de retroacción, y que tiene en cuenta todas o algunas de sus propiedades conocidas. El sistema climático puede representarse con modelos de distinta complejidad (de manera que en cada componente o combinación de componentes se puede identificar una jerarquía de modelos, que difieren entre sí en aspectos como el número de dimensiones espaciales; el grado de detalle con que se representan los procesos físicos, químicos o biológicos, o el grado de utilización de parametrizaciones empíricas). Los modelos acoplados de circulación general atmósfera-océano-hielo (MCGAO) permiten hacer una representación integral del sistema climático. Hay una evolución hacia modelos más complejos, con participación activa de la química y la biología. Los modelos climáticos se utilizan como método de investigación para estudiar y simular el clima, pero también con

fines prácticos, entre ellos las predicciones climáticas mensuales, estacionales e interanuales (IGP, 2005b).

2.4.2 Parametrizaciones o esquemas físicos

En la modelización del clima, la parametrización es una técnica empleada para representar aquellos procesos que no son posibles resolver en la resolución del modelo (procesos a escala de subgrilla) mediante las relaciones entre el efecto de dichos procesos promediado en una área y el flujo a mayor escala (IPCC, 1997).

La parametrización consiste en reformular a gran escala los efectos de pequeña escala considerando una función empírica apropiada que relacionan en cada punto de grilla las variables primitivas, y alguna constante adicional, con los procesos de pequeña escala que se quieren parametrizar (Sordo, 2006).

2.4.3 Modelo climático regional RegCM 3

a. Descripción del modelo climático regional RegCM 3

La primera generación del Regional Climate Model (RegCM) fue desarrollada en las décadas de los 80 por NCAR⁴-PSU⁵, a partir del modelo atmosférico MM4⁶ (Anthes et al., 1987). La componente dinámica del RegCM es semejante al del MM4, ósea es un modelo compresible, en balance hidrostático, en coordenada vertical sigma y de área limitada en diferencias finitas. Las principales modificaciones implementadas al MM4 para su utilización en modo climático son descritos en (Giorgi et al., 1993a-b). Para la integración en el tiempo el RegCM utiliza el esquema del “split-explicit” y la presencia de grandes gradientes topográficos incluyen un esquema para reducir la difusión horizontal (Giorgi et al., 1993a, b).

La malla horizontal o grilla del modelo (entrada y salida) es del tipo Arakawa-B, donde los escalares se ubican en el centro de la grilla (X), mientras que los vectores se ubican en

⁴ National Center for Atmospheric Research

⁵ Pennsylvania State University

⁶ Modelo de Mesoescala versión 4

las esquinas de las grillas (puntos) (Figura 2.4 b). En la vertical se usa las coordenadas sigma para la discretización (Figura 2.4 a).

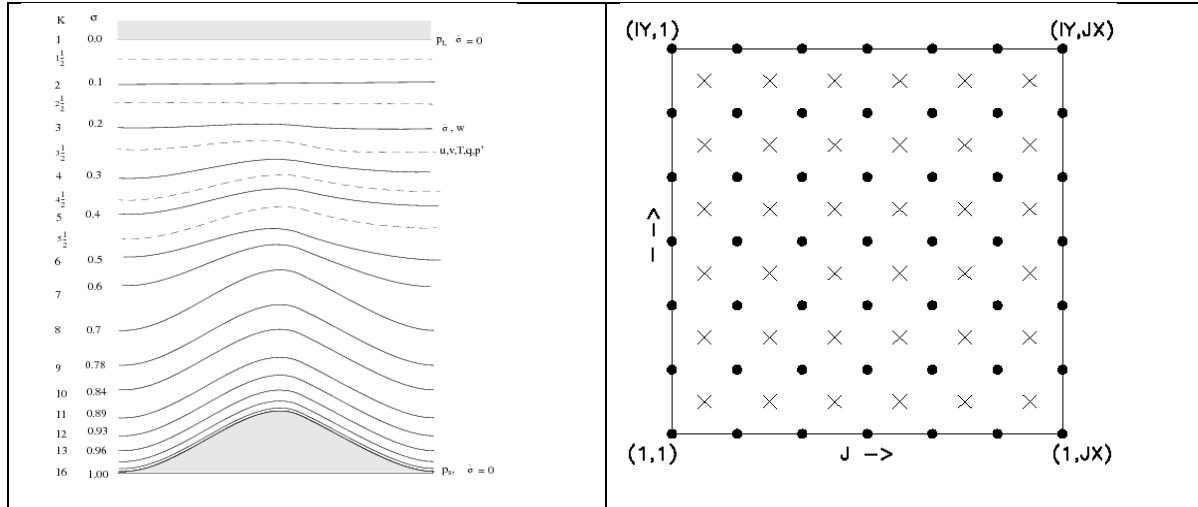


Figura2.4 En el panel derecho se representa el mallado horizontal del dominio anidado que básicamente es del tipo Arakawa-B y a la izquierda se observa el esquema de los niveles de presión en coordenada vertical sigma. (Adaptado de Elguindi et al., 2006).

b. Dinámica del modelo climático regional RegCM 3

La ecuaciones dinámicas y la discretización numérica del modelo son descritas en Grell et al., (1994).

- **Ecuación de momentum horizontal**

$$\frac{\partial p^* u}{\partial \tau} = m^2 \left(\frac{\partial p^* u u}{\partial x} + \frac{\partial p^* v u}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* u \sigma}{\partial \sigma} - m p^* \left[\frac{R T_v}{(p^* + \frac{p_t}{\sigma})} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \right] + f p^* v + F_H u + F_V u \dots (1)$$

$$\frac{\partial p^* v}{\partial \tau} = m^2 \left(\frac{\partial p^* u v}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* v \sigma}{\partial \sigma} - m p^* \left[\frac{R T_v}{(p^* + \frac{p_t}{\sigma})} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \right] + f p^* u + F_H v + F_V v \dots (2)$$

Donde u y v son las componentes Este y Norte del viento, T_v es la temperatura virtual, Φ es la altura geopotencial, f es el parámetro de Coriolis, R es la constante universal del gas seco, m es el factor de escala de acuerdo al mapa de proyección: Estereográfico polar,

Lambert o Mercator. $\sigma = \frac{d\sigma}{dt}$, y F_{HV} y F_{VH} representa el efecto de la difusión vertical y horizontal, y $p^* = p_s - p_t$.

- **Ecuación de continuidad y sigma ($\dot{\sigma}$)**

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u}{\partial x} + \frac{\partial p^* v}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \dots (3)$$

La integración vertical de la ecuación (19) es usado en el cálculo de la variación temporal de la presión superficial en el modelo.

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial p^* u}{\partial x} + \frac{\partial p^* v}{\partial y} \right) dm \dots (4)$$

Después calcular la tendencia de la presión superficial $\frac{\partial p^*}{\partial t}$, la velocidad vertical en coordenadas sigma ($\dot{\sigma}$) es calculada en cada nivel en el modelo desde la integración vertical de la ecuación (4).

$$\dot{\sigma} = -\frac{1}{p^*} \int_0^\sigma \left[\frac{\partial p^*}{\partial t} + m^2 \left(\frac{\partial p^* u}{\partial x} + \frac{\partial p^* v}{\partial y} \right) \right] d\sigma' \dots (5)$$

Donde: σ' es una variable muda de integración y $\dot{\sigma}(\sigma = 0) = 0$

- **Ecuación termodinámica y ecuación omega (ω)**

La ecuación termodinámica es:

$$\frac{\partial p^* T}{\partial a} = em^2 \left(\frac{\partial p^* u T}{\partial T} + \frac{\partial p^* v T}{\partial T} \right) - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{RT_v \omega}{C_{pm}(\sigma m \frac{p_t}{p_{ast}})} + \frac{p^* Q}{C_{pm}} + fp^* u + F_H T + F_V T \dots (6)$$

Donde C_{pm} es el calor específico del aire húmedo a presión constante, Q es el calor adiabático, $F_H T$ representa el efecto de la difusión horizontal, $F_V T$ representa el efecto de la mezcla vertical y convección seca ajuste, y ω es:

$$\omega = p^* \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp^*}{dt} \dots (7)$$

Dónde:

$$\frac{dp^*}{d\sigma} = \frac{\partial p^*}{\partial \sigma} + m \left(u \frac{\partial p^*}{\partial m} + v \frac{\partial p^*}{\partial v} \right) \dots (8)$$

La expresión para $C_{pm} = C_p (1 + 0.8q_v)$,

Dónde: C_p es el calor específico a presión constante del aire seco y q_v es el radio de mezcla de vapor de agua.

- **Ecuación hidrostática**

La ecuación hidrostática es usada en el cálculo de la altura geopotencial a partir de la temperatura virtual T_v .

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln \left(\sigma + \frac{p_t}{p^*} \right)} = nRT_v \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1} \dots (9)$$

Dónde: $T_v = T (1 + 0.608 * q_v)$, q_v , q_c y q_r son el vapor de agua, nube de agua o hielo, y agua de lluvia o nieve, razón de mezcla.

c. Física del modelo climático regional RegCM 3

Los procesos de interacción suelo-vegetación y atmósfera en RegCM son representadas en el esquema de BATS⁷ (Dickinson et al., 1993). Este esquema considera a la vegetación, y la interacción con el suelo del flujo turbulento del momento, energía y

⁷Biosphere Atmosphere Transfer Scheme

vapor de agua entre la superficie y la atmósfera. Actualmente el BATS posee una capa de vegetación, una de nieve, uno en el suelo con 10 cm de espesor y una para las profundidades de las raíces (extensión longitudinal) de 1 a 2 m y una tercera capa a 3 m de profundidad. Cada punto de grilla del modelo posee un tipo de suelo y de vegetación, la vegetación es dada en archivos globales. Los transportes turbulentos de calor, momento en la CLP⁸ resultan del producto de los gradientes verticales de estas variables y los coeficientes de difusión vertical turbulenta.

El esquema de transferencia radiactiva del RegCM es el mismo del CCM3⁹ (Kielh et al., 1996). Este esquema calcula separadamente los cambios de calor y de flujos en la superficie para radiación solar e infrarrojo en condiciones de cielo abierto o nublado. Las contribuciones de los gases CO₂, H₂O, O₃ y nubes están incluidas en los cálculos de transferencia radiactiva en la banda del infrarrojo. Los efectos del CO₂, H₂O, O₃ y O₂ son considerados en la de radiación solar. Esta parametrización incluye los efectos de los gases invernaderos (NO₂, CH₄, CFCs¹⁰), aerosoles atmosféricos y hielo en nubes.

Para el estudio de procesos húmedos, el modelo considera dos esquemas diferentes: uno para la convección en nubes profundas y otro para la precipitación que es resuelto a gran escala. El esquema de escala de grilla apenas resuelve una ecuación de pronóstico de agua de nube (Pal et al. 2000), que permite la formación de agua de nube, advección y mezcla turbulenta, reevaporación en condiciones subsaturadas y la conversión en precipitación se da cuando excede el umbral de auto conversión. Los esquemas de nubes profundas que fueron utilizados en el presente trabajo son: Grell (1993), KUO (1974) y Emanuel (1991).

d. Esquemas de convección

- **Parametrización de Grell**

El esquema de Grell (Grell, 1993), es una versión simplificada de la parametrización de AS74¹¹, considera una nube dominante con dos circulaciones estacionarias sobre ella, una corriente ascendente y otra descendente, que sólo se mezclan con el medio ambiente en el

⁸Capa Límite Planetaria

⁹Community Climate Model 3

¹⁰Clorofluorocarbonos

¹¹Arakawa and Schubert, 1974

tope o la base de la nube. El modelo de nubes asume que el flujo de masa es constante con la altura y ningún ingreso o salida ocurre a lo largo de los bordes de la nube. Los niveles de origen de las corrientes ascendentes y descendentes son aquellas donde ocurre la máxima y mínima energía estática húmeda, respectivamente.

El esquema de Grell es activado cuando una parcela es levantada hasta que alcanza la humedad adiabática y la condensación en la corriente ascendente resulta del levantamiento de una parcela saturada. El flujo de masa de la corriente descendente es proporcional a la ascendente a través de un parámetro “b”, que representa la cantidad de condensado que se evapora en la corriente ascendente. El calentamiento y humedecimiento del ambiente en el esquema de Grell son determinados por el flujo de masa y el desembarco en el tope y base de la nube. Por otra parte, el esquema considera el efecto de enfriamiento de la corriente húmeda.

Debido a la naturaleza simple de este esquema, varios tipos de cierres pueden ser adaptados. El RegCM3 por defecto implementa la condición de cuasi-equilibrio de AS74.

- **Parametrización de Kuo**

En este esquema la precipitación se inicia cuando la humedad convergente en la columna excede el valor umbral y un sondeo vertical es convectivamente inestable. Una parte de la humedad convergente humedece la columna y el resto es convertido en precipitación. Este último es función del valor promedio de la humedad relativa. El calor latente producido por la condensación es distribuido entre el tope y la base de la nube siguiendo un perfil vertical específico que resulta máxima en la mitad de la columna.

- **Parametrización de Emanuel**

Este esquema asume que la humedad en la nube es altamente episódica y no homogénea y considera flujos convectivos basados en un modelo idealizado de corrientes ascendentes y descendentes en la escala de subnubes. La convección es iniciada cuando el nivel de

empuje neutro es mayor que el nivel de la base de la nube. Entre esos dos niveles, el aire es levantado y una fracción de la humedad condensada es convertida en precipitación y la fracción restante es convertida en nube. La nube se mezcla con el aire del medio ambiente siguiendo un espectro de humedad uniforme que asciende y desciende para sus respectivos niveles de empuje neutro. Las tasas de humedad (ascendentes y descendentes) dependen de los gradientes verticales de empuje en la nube. La fracción de flujo de masa total en la base de la nube que se mezcla con el medio ambiente en cada nivel es proporcional a la tasa de cambio de empuje no diluido con la altura. Un flujo de masa en la corriente ascendente en la base de la nube es suelto para valores de cuasi-equilibrio de la capa de la subnubes.

- **Parametrización de precipitación de gran escala**

El esquema de precipitación a gran escala usado por el RegCM3 es descrito en Pal et al., (2000) y es referido a SUBEX¹². Este esquema considera la subgrilla variabilidad en nubes por vinculación al promedio celda de grilla humedad relativa de la fracción de nube y nube de agua siguiendo el trabajo de Sundqvist et al., (1989). SUBEX también incluye la evaporación y procesos de acreción para precipitación estable.

2.4.4 Esquema de simulación del RegCM 3

La Tabla 2 se describe el diseño de las simulaciones realizadas para el estudio de la circulación atmosférica durante los veranillos ocurridos en el año 2007 en el valle del río Mantaro.

¹²*Subgrid Explicit Moisture Scheme*

Tabla 2. Descripción de las parametrizaciones físicas usadas en el RegCM3 para las simulaciones numéricas.

Experimento	Dominio	Resolución horizontal	Esquemas convéctivos	Cierre	Resolución del terreno
GAS	Grande	50 Km	Grell	Arakawa-Schubert	10'
GFC	Grande	50 Km	Grell	Fritsch-Chappell	10'
KUO	Grande	50 Km	Kuo	-	10'
EMA	Grande	50 Km	Emanuel	-	10'
P_GAS	Pequeño	20Km	Grell	Arakawa-Schubert	10'
P_GFC	Pequeño	20Km	Grell	Fritsch-Chappell	10'
P_KUO	Pequeño	20Km	Kuo	-	10'
P_EMA	Pequeño	20Km	Emanuel	-	10'

Se usan dos dominios, cuyas topografías son mostradas en la Figura 2.5 (a, b). El primer dominio lo llamaremos Dominio grande, que abarca América del Sur (86.529°W-33.0266°W; 35.99°S-14.73°N) en una grilla horizontal de 50kmx50km (118x118 puntos de grilla). El segundo dominio lo denominaremos Dominio pequeño, que abarca la cuenca del río Mantaro (77.4784°W-73.3407°W; 13.93°S-9.88°S) que está contenida en una grilla horizontal de resolución de 20kmx20km (24x24 puntos de grilla).

La topografía y el tipo de uso de suelo son del BATS¹³, con 10' de resolución horizontal (Giorgi et al., 1993a-b). Para la parte oceánica, los datos de TSM¹⁴ son interpolados a partir de la media mensual del OISST¹⁵ con una grilla horizontal de resolución espacial de 1°x1° (Reynolds and Smith, 1995). En la vertical, el modelo considera 18 niveles sigma (1000 a 80 hPa) con alta resolución para la capa límite. Para estas simulaciones, el flujo superficial sobre el océano es calculado mediante el *esquema de Zeng*. El periodo de simulación se extiende desde las 00UTC del 01 de septiembre del 2006 and 01abril del 2007 (periodo de lluvias del valle), y durante las integraciones del modelo la actualización de las condiciones laterales es realizada cada 6 horas.

¹³ Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme

¹⁴ Temperatura superficial del mar

¹⁵ Optimum Interpolation Sea Surface Temperature

Para las condiciones iniciales y de frontera son usados los datos del Reanalysis del NCEP-NCAR. El primer mes (septiembre) de simulación es considerado como el *spín-up* por lo que es excluido en el análisis.

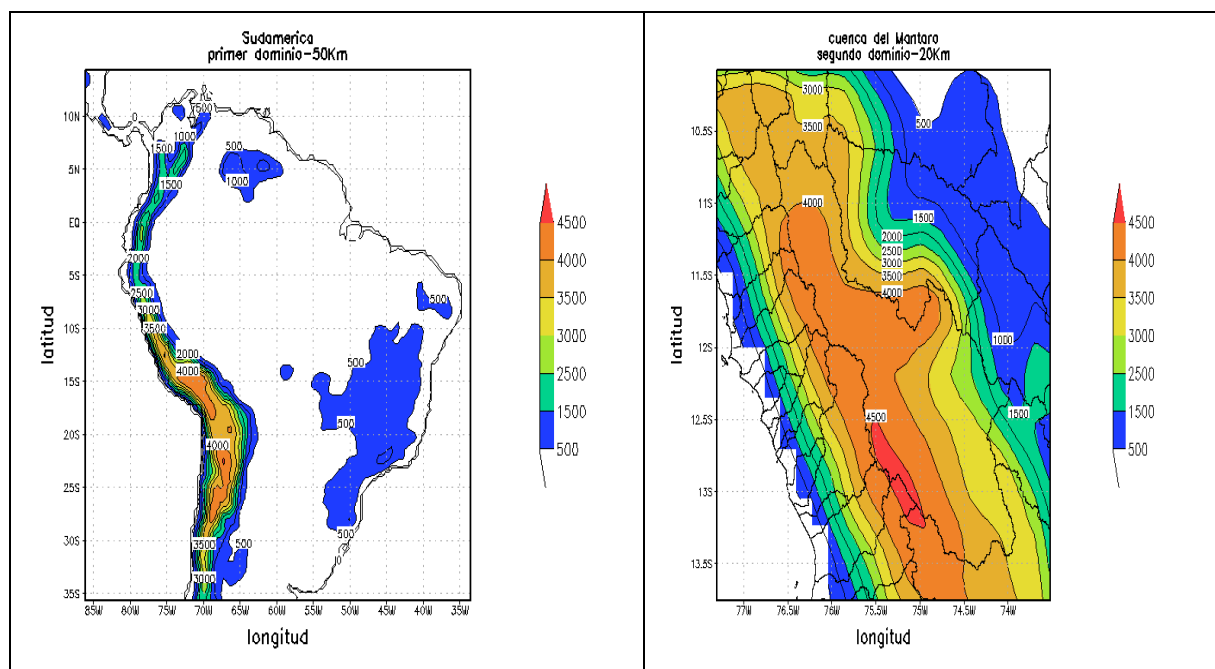


Figura2.5 Topografía del Primer dominio (a) y el Segundo dominio (b). Elevaciones topográficas son mostradas en contornos sombreados en metros.

En las regiones de frontera, se aplica una relajación entre los pronósticos del RegCM y los campos de frontera (análisis de observaciones o pronósticos de datos globales). Normalmente las simulaciones con el RegCM utiliza una relajación tipo exponencial, la que posibilita una transición más suave entre los pronósticos del modelo y los campos de frontera, resultando un impacto positivo en las simulaciones (Giorgi et al., 1993b).

Capítulo 3 Zona de estudio

Descripción del valle del río Mantaro

El valle del río Mantaro (Figura 3.1), formado por el río del mismo nombre se encuentra ubicado entre los paralelos 11°40' y 12°10' sur y los meridianos 75°10' y 75°15' oeste de la sierra central del Perú. Tiene una longitud de 70 km desde los alrededores de la ciudad de Jauja (al norte) hasta las localidades de Pucará y Huacrapuquio al extremo sur, su ancho es variable con rangos de 2 y 8 km, presenta altitudes entre los 3100 y 3400 msnm, aproximadamente, y tiene una superficie total aproximada de 70 000 ha (Transmonte, 2010).

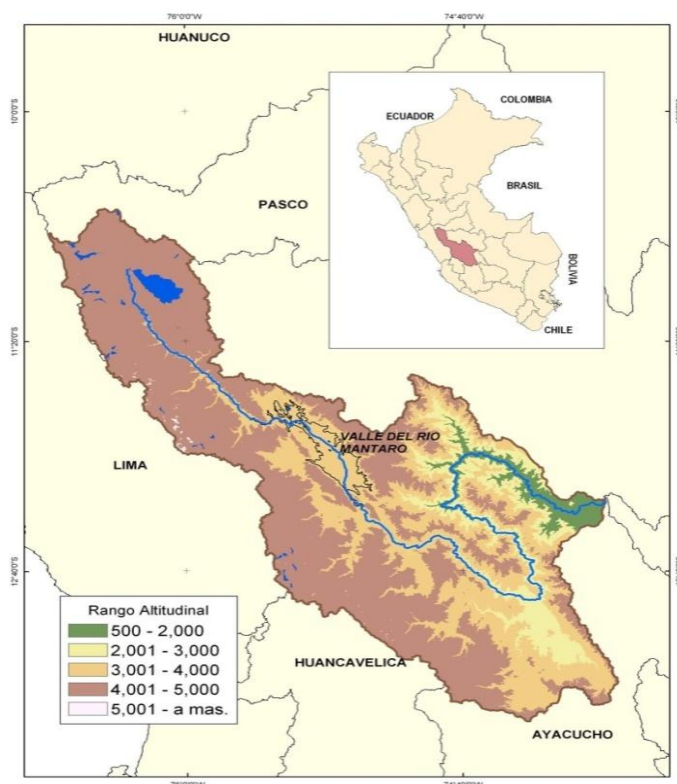


Figura 3.1 Ubicación del valle del río Mantaro (IGP, 2005a).

En Zubieta (2010) se describe la distribución espacial del uso de los suelos en el valle del río Mantaro, se caracteriza por el predominio de uso para la actividad agrícola ya que usa el 77,85% del área total del tipo de suelo. Dicha actividad se divide como actividad

agrícola intensiva (siembra de cultivos en todo el año) con el 45,54% y para la agricultura no intensiva (siembra de cultivos por campañas o tipo seco) con el 32,31%. La actividad pastoril consume el 7,12 % del total y el porcentaje restante se distribuyen para los centros poblados (6,30%), bosques (1,83%), etc.

El promedio de lluvias en el valle del río Mantaro es alrededor de 700 mm por año (Figura 3.2). La lluvia sobre el valle tiene un ciclo anual bien marcado, donde más del 49 % de las lluvias se concentran en los meses de enero, febrero y marzo (periodo pico de lluvias) debido a la máxima actividad convectiva y de nubosidad. La humedad en el valle es debido a un mayor ingreso de humedad proveniente de la Amazonia debido al aumento de la intensidad de los vientos del Este (IGP, 2005a). La distribución espacial de lluvias en el valle se caracteriza por la mayor concentración de lluvias en la parte central (Huayao) y en el norte del valle mientras que la zona sur del valle es más seca (Silva et al., 2010).

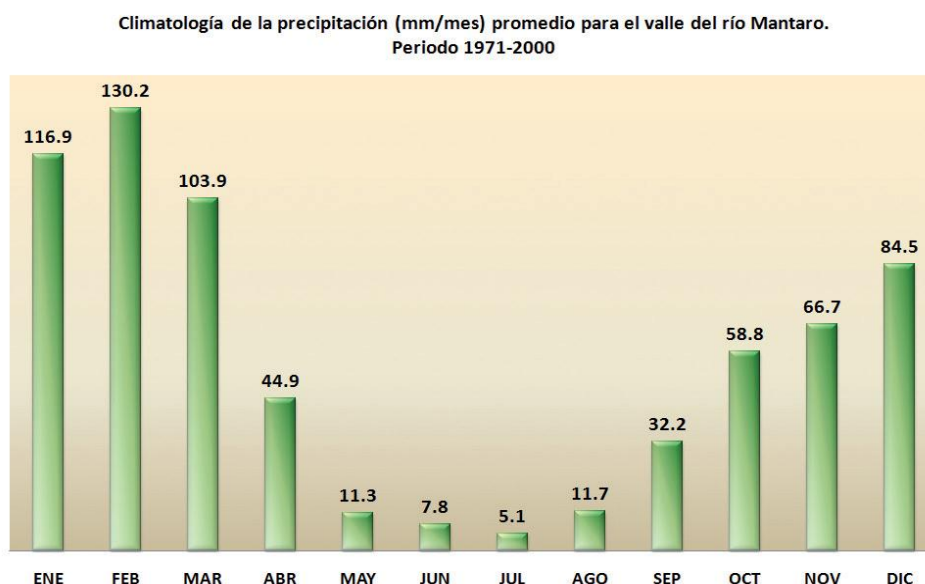


Figura 3.2 Climatología de las lluvias mensuales para el valle del río Mantaro (Silva et al., 2010).

En la Figura 3.3 se observa que la temperatura máxima en el valle durante los meses del verano austral (enero a marzo) tienen un valor mínimo promedio alrededor de 18.4 °C debido a la presencia de máxima actividad convectiva y de nubosidad que forman una barrera natural contra el ingreso de mayor radiación solar y por ende la presencia de mayor

temperatura. Los picos máximos se observan en los meses de noviembre con un aproximado de 20,8 °C (primer pico) y en mayo que es alrededor de 20.3 °C (segundo pico) debido a menor cobertura nubosa, mayor ingreso de radiación solar y mayor calentamiento solar. La temperatura mínima en el valle está fuertemente asociado a los cambios de estación, los valores mínimos se registran en la estación de invierno (valor de 0.5°C en julio debido a la escasas de nubosidad), y presenta valores máximos en verano alrededor de 7°C debido a la mayor presencia de nubosidad (Transmonte et al., 2010).

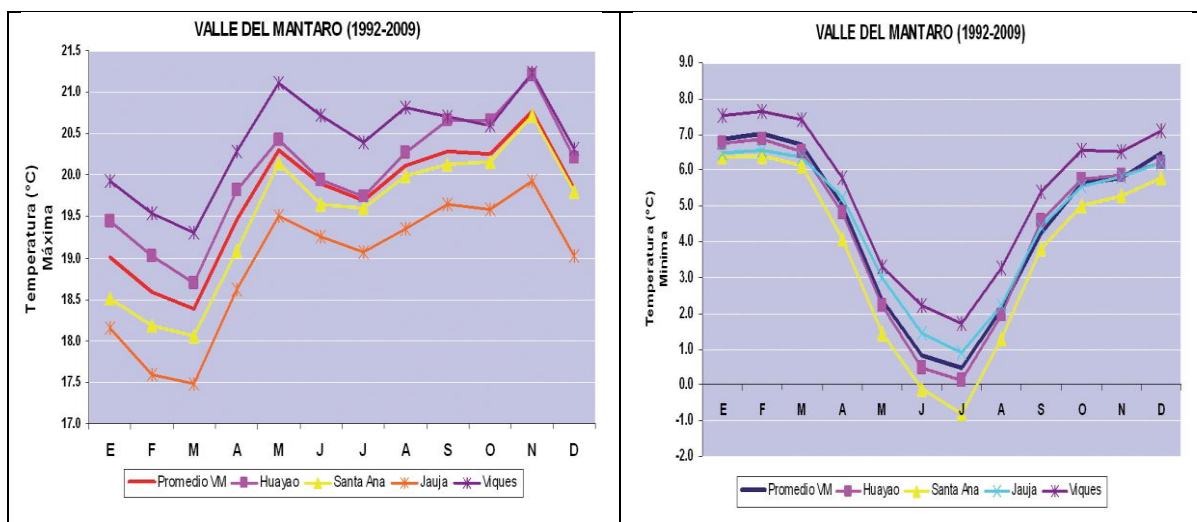


Figura 3.3 Variabilidad mensual de la temperatura máxima (derecha) y temperatura mínima (izquierda) en el valle del río Mantaro para el periodo 1992-2009. (Trasmonte et al., 2010)

Capítulo 4 Base de datos

En este capítulo se describe los datos usados para la presente investigación:

4.1 datos de lluvias

Los datos de lluvias acumuladas diarias son obtenidos de cinco estaciones meteorológicas ubicadas en el valle del río Mantaro (Figura 4.1) para los años que se indican en la Tabla 3. Se ha usado la serie de datos de lluvias acumuladas diarias de las estaciones de Jauja, Ingenio y Viques (pertenecientes a SENAMHI). No se cuentan con datos de lluvias para el año 2003 y 2005 en la estación de Jauja.

Tabla3. Ubicación de las estaciones meteorológicas en el valle del Mantaro, Fuente: IGP (Huayao)-SENAMHI (otras estaciones).

Estación	Longitud(°)	Latitud(°)	Altura(msnm)	Datos(años)
Huayao	75,32 W	-12,04 S	3 308	1950-2010
Jauja	75,47 W	-11,78 S	3 322	1992-2010
Ingenio	75.26 W	-11,88 S	3 450	1992-2010
Viques	75.23 W	-12,16 S	3 186	1992-2010
Santa Ana	75,22 W	-12.0 S	3 295	1992-2010

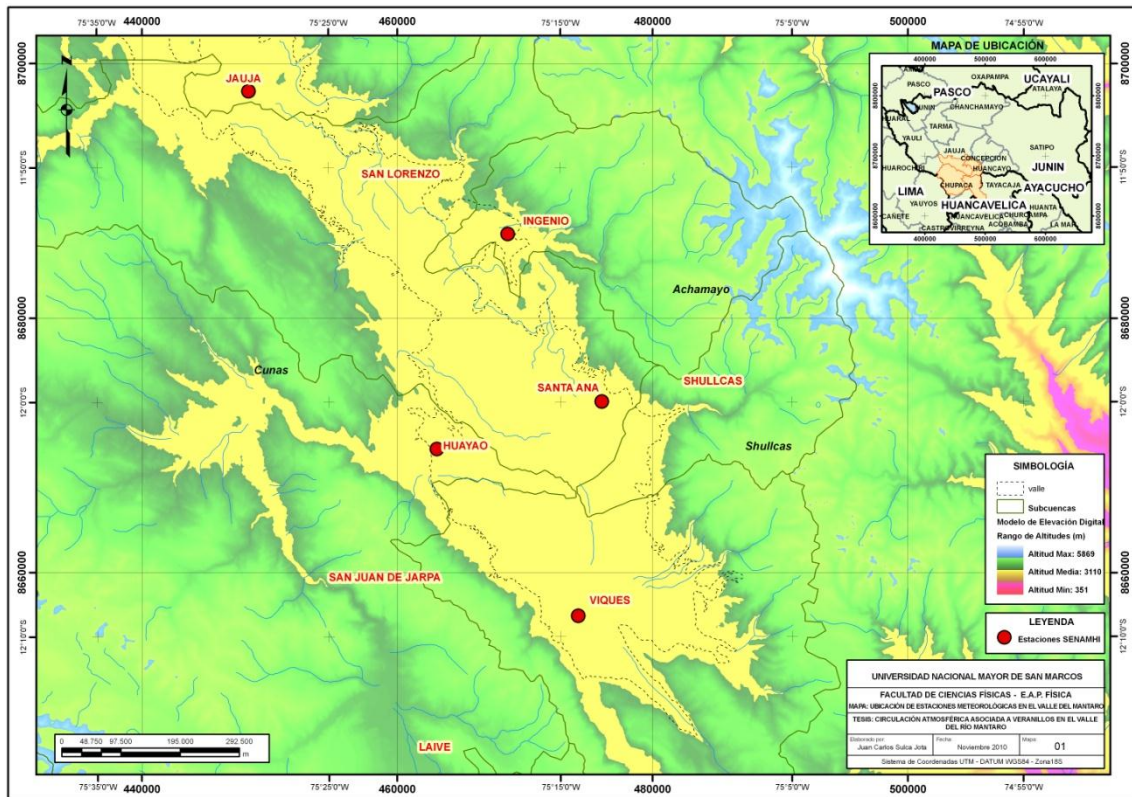


Figura 4.1 Ubicación de las estaciones meteorológicas ubicadas en el valle del río Mantaro (puntos rojos). (Elaboración propia).

4.2 datos de radiación de onda larga (ROL)

Los datos interpolados de radiación de onda larga saliente (OLR) pertenecientes del NCAR / NOAA (Gruber and Krueger, 1996) también se utilizan para el periodo 1951-2010 como un indicador de convección profunda (por ejemplo: Lau and Chan, 1986; Liebmann et al., 1999; Jones et al., 2004). El análisis de este conjunto de datos adicionales permite comprobar la robustez de nuestros resultados con datos in situ y Reanalysis. Estos datos son descargados de <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html/>.

4.3 CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP)

Para el estudio del patrón de lluvia sobre América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro, se han usado los datos del CMAP16 que están en pentadas (acumulado de cinco días consecutivos) cuya fecha de registro de cada pentada está dada por la fecha del día central de la pentada. Estos datos son producto de la combinación de datos observados en estaciones meteorológicas con datos estimados por satélites, modelos, etc. Estos datos de lluvias (pentadas) tienen una resolución espacial de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ de longitud-latitud que son descritas por Xie and Arkin, (1997). Estos datos son descargados en http://jisao.washington.edu/data/cmap_precip/pentad/. El periodo de datos es desde el 01enero de 1979 hasta 31 de marzo del 2008.

4.4 The Global Precipitation Climatology Project (GPCP)

Para el estudio del patrón de lluvia sobre América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro, se ha usado los datos del GPCP que están en una unidad temporal denominada pentada (acumulado de cinco días consecutivos) cuya fecha de registro de cada pentada está dada por la fecha del día central de la pentada. Estos datos son producto de la combinación de datos observados en estaciones meteorológicas con datos estimados por satélites, modelos, etc. Estos datos de lluvias (pentadas) tienen una resolución espacial de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ de longitud-latitud que son descritas en (Xie et al., 2003). Estos datos se pueden descargar en la dirección: <http://lwf.ncdc.noaa.gov/oa/wmo/wdcamet-ncdc.html>. El periodo de datos es desde el 01enero de 1979 hasta 31 de marzo del 2008.

Para estudiar el patrón espacial de lluvias durante los veranillos ocurridos en el verano austral del 2007 se usaron los datos de lluvias diarias del GPCP, los cuales cuentan con una resolución de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ latitud - longitud y están descritas en Huffman et al., (2001). Estos datos parten del 01enero del 1996 hasta la fecha presente, los cuales son descargados gratuitamente de la siguiente dirección: <http://jisao.washington.edu/data/gpcp/daily/>.

4.5 Reanalysis

¹⁶CPC Merged Analysis of Precipitation

4.5.1 NCEP-NCAR

Para la caracterización de los patrones de circulación atmosférica a escala regional asociada a los veranillos en el valle del río Mantaro usaremos los campos de datos meteorológicos (viento zonal, viento meridional, humedad específica, altura geopotencial, temperatura, presión a nivel del mar, PRATE¹⁷, etc.) del Reanalysis pertenecientes al NCEP¹⁸ –NCAR¹⁹ descritos en (Kalnay et al., 1996). Los campos de datos originales son dados a cada 06 hrs (00UTC, 06UTC, 12UTC y 18UTC) con una resolución de 2.5°x2.5° longitud-latitud para diferentes niveles de presión que van desde 1000 a 100 hPa (300hPa para la humedad específica). En el presente investigación usamos los datos correspondientes a las 00UTC (7 pm. hora local, representativo de las horas de la tarde y noche, pues es cuando ocurre la mayor cantidad de lluvias en el valle del río Mantaro).

4.5.2 ERA-40

Para la caracterización de la circulación atmosférica en la región (América del Sur) y su variabilidad intraestacional es basada en datos diarios del 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) Reanalysis (ERA-40, Uppala et al., 2005). Los campos de datos originales del ERA-40 son dados a cada 06 hrs (00UTC, 06UTC, 12UTC y 18UTC) con una resolución de 2.5°x2.5° longitud-latitud para diferentes niveles de presión que van desde 1000 a 1hPa (http://data-portal.ecmwf.int/data/d/era40_daily/). En el presente investigación usamos los datos correspondientes a las 00UTC (7 pm. hora local), representativo de las horas de la tarde y noche, pues es cuando ocurre la mayor cantidad de lluvias en el valle del río Mantaro.

Capítulo 5 Metodología

En este capítulo se realiza una descripción detallada del procedimiento realizado para el presente trabajo de investigación.

5.1 Identificación de fechas de ocurrencias de veranillos en el valle del río Mantaro

Para la identificación de los veranillos en el valle del río Mantaro se utilizaron 2 metodologías: el método del Índice de anomalías estandarizadas (IAE) y el método del decil.

5.1.1 Método de índice de anomalías estandarizadas (MIAE)

En primer lugar, se calculó *las pentadas de lluvias* (acumulado en 5 días consecutivos). Las pentadas inician a partir del 1° de enero al 31 de marzo (18 pentadas) correspondiente al periodo pico de lluvias en el valle del río Mantaro. Se considera a la 12^{va} pentada como un acumulado de 6 días consecutivos durante un año bisiesto debido a la presencia del día 29 de febrero¹⁷. Se define una pentada de lluvia del valle al valor promedio de las pentadas correspondientes a cada estación meteorológica ubicada en el valle.

En segundo lugar, se calculó la climatología de las pentadas, el valor climatológico de una pentada *i*-ésima es el valor promedio (media) de todas las pentadas en la posición *i*-ésima para el periodo 1971-2000. No todas las estaciones cuenta con la data de lluvias diarias completas en la década de los 80's (Jauja, Ingenio, Viques), además la estación de Santa Ana sólo tiene datos de lluvias para el periodo 1992 al 2010.

En tercer lugar, se calculó el índice de anomalías estandarizadas de lluvias (IAE) para el periodo 1992-2010. Para el cálculo del valor del IAE de la pentada *i*-ésima, se utilizó la siguiente ecuación:

¹⁷Todd Mitchell, comunicación personal

$$IAE = \frac{P_i - P_m}{\delta_i} \dots (10)$$

Dónde:

P_i : valor de lluvia de la pentada i-ésima (mm/5 días)

P_m : valor medio de la pentada i-ésima (durante el periodo de observaciones)

δ_i : Desviación estándar de la pentada i-ésima

Por último, los veranillos identificados y clasificados con este método son enlistados en la Tabla 4.

Tabla 4. Valores del Índice de Anomalía Estandarizada (Adaptado del McKee et al., 1993).

Valores del IAE	Evento asociado
+2	Extremadamente lluvioso
1.5 a 1.99	Muy lluvioso
1.0 a 1.49	Moderadamente lluvioso
-0.99 a 0.99	Cerca de lo normal
-1.0 a -1.49	Moderadamente seco
-1.5 a -1.99	Severamente seco
-2.0 y menos	Extremadamente seco

5.1.2 Método de decil

En primer lugar, se calculó los deciles¹⁸ de las lluvias diarias para cada una de las 5 estaciones meteorológicas ubicadas en el valle para la estación pico de lluvias (enero, febrero y marzo) para el periodo 1992-2010.

En segundo lugar, se definió como un veranillo en el valle del río Mantaro con 5 estaciones meteorológicas cuando el 60% de estas registren lluvias menores a 0,3 mm/día

¹⁸ Un decil es el valor numérico máximo en cada uno de los 10 intervalos iguales que dividen a una serie de datos ordenada en forma creciente (*Gibbs and Maher, 1967*).

(decil 3) por un intervalo mínimo de 7 días consecutivos. Los veranillos identificados son enlistados y clasificados en la Tabla 7.

En tercer lugar, se realizó una extensión en la identificación de veranillos en el valle del río Mantaro con los datos de lluvias de la estación de Huayao para el periodo 1950-2010. En este ítem, se define un veranillo con datos de Huayao cuando se observe un intervalo mínimo de 7 días consecutivos con lluvias muy ínfimas o cero (menos de 1 mm/día). Los veranillos identificados son enlistados y clasificados en la Tabla 9.

5.2 Identificación de patrones de circulación asociados a veranillos en el valle del río Mantaro

5.2.1 Patrones de anomalías de lluvias de América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro

El patrón de anomalías de lluvias se calculó mediante el criterio de compuestos, este se calcula como la diferencia del campo de lluvias promedio durante las fechas de ocurrencia de los veranillos menos el campo de lluvias climatológica estacional (campo de lluvias promedio durante los meses de enero a marzo para el periodo 1979-2009). El campo de lluvia durante un veranillo corresponde a una o más pentadas consecutivas que estén contenidas en las fechas de ocurrencia de un veranillo (Aldo Montesinos, comunicación personal). Los datos de lluvias utilizados en esta sección son del CMAP y GPCP. Al compuesto de anomalías se le aplica la prueba-t al 95% de nivel de confianza.

5.2.2 Patrones de anomalías de vientos, humedad específica, altura geopotencial, temperatura y presión a nivel del mar

En primer lugar, se calculó la climatología mensual de cada una de las variables meteorológicas (vientos, humedad específica, altura geopotencial, temperatura, radiación de onda larga presión a nivel del mar, lluvia del NCEP-NCAR y lluvia de ERA40) para un periodo de 30 años consecutivos (1971-2000). Luego, se calculó el valor climatológico mensual de un *mes X* que es obtenido como el valor promedio de todos los *meses X* contenidos en el periodo climatológico.

En segundo lugar, se calculó la climatología diaria de cada una de las variables meteorológicas, previamente a ello se calcula la climatología mensual descrita en el ítem anterior. Luego, a este resultado (climatología mensual) se le aplica el método de interpolación llamado Spline cubic (Middleton, 2000; Emery y Thomson, 2003). El valor climatológico del día 29 de febrero (año bisiesto) es equivalente al del día 28 debido a que son de poca cantidad con respecto a los demás días.

En tercer lugar, Para la identificación de los patrones de circulación atmosférica se utilizó los métodos de CSN y CAD que fueron descritos en el ítem 2.3.2. La confiabilidad estadística de los patrones de anomalías identificados será mediante la aplicación de la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza (Wilks, 2006). Particularmente para los vientos (anomalías de vientos) será considerado como un vector de viento significativo estadísticamente si una de sus componentes (viento zonal y meridional) pase la prueba-t (Ken Takahashi, comunicación personal).

En cuarto lugar, se estudió la robustez de los patrones de anomalías obtenidos (vientos, ROL, lluvias) mediante la comparación de los datos de los Reanalysis del NCEP-NCAR y ERA40 para el periodo común 1958-2002.

Por último, se calculó el patrón de anomalías de vientos a 200 hPa con datos del Reanalysis del NCEP-NCAR para el periodo 1950-2010.

5.3 Simulación de la circulación atmosférica durante los veranillos en el valle del río Mantaro en el año 2007

5.3.1 Descripción de la circulación atmosférica durante las fechas de ocurrencia de los veranillos en el valle del río Mantaro en el año 2007

En esta sección se realizó una descripción de la circulación atmosférica durante los días de ocurrencia de los veranillos del año 2007. Para ello se calculó el promedio y las anomalías (valor instantáneo menos el valor promedio comprendido entre enero y marzo del 2007) de vientos, altura geopotencial, temperatura y humedad específica a 850 hPa, 500 hPa y 200 hPa (menos humedad específica) del Reanalysis del NCEP-NCAR.

5.3.2 Simulaciones del RegCM 3 durante el verano austral del 2007

En esta sección se realizó una descripción de la circulación atmosférica durante los días de ocurrencia de los veranillos del año 2007 con los datos simulados del RegCM 3. Para ello se calculó las anomalías (valor instantáneo menos el valor promedio comprendido entre enero y marzo del 2007) de vientos, altura geopotencial, temperatura y humedad específica a 850 hPa, 500 hPa y 200 hPa (menos humedad específica) del Reanalysis del NCEP-NCAR.

5.3.3 Sensibilidad del modelo climático regional RegCM 3

En esta sección se estudió la sensibilidad de los 4 esquemas de convección del RegCM 3 (GAS, GFC, KUO y EMA), esto se realizó mediante la comparación de los patrones de vientos y lluvias observados con los simulados por el RegCM 3 para los meses de enero y febrero del 2007. En primer lugar, se compara los patrones de vientos y lluvias promedio, comprendido entre los meses de enero y febrero del 2007, a nivel de superficie, 850 hPa, 500 hPa y 200hPa. En segundo lugar, se comparó los patrones de anomalías observadas y simuladas por el RegCM 3; las variables estudiadas fueron los lluvias, vientos, altura geopotencial, temperatura y humedad específica.

5.3.4 Validación del modelo climático regional RegCM 3

En esta sección se realizó un estudio de validación del modelo climático regional RegCM 3, esto se realizó mediante un estudio de precisión del RegCM 3 en simular la intensidad, variabilidad espacial y variabilidad temporal en diferentes niveles de presión para diferentes variables meteorológicas (vientos y lluvias) entre los meses de enero a marzo del 2007. Para estos pasos se utilizó los siguientes estadígrafos estadísticos (RMES¹⁹, BIAS²⁰ y CORR²¹); estos son definidos a continuación:

¹⁹ Error cuadrático medio

²⁰ Sesgo

²¹ Correlación de Pearson

- El error cuadrático medio (RMSE)

Es un estadígrafo nos permite observar la precisión del modelo mediante la comparación de una variable simulada con su respectivo dato observado (Pielke, 2001). Este se cuantifica con la siguiente ecuación:

$$RMES = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_{i-sim} - X_{i-obs})^2}{N}} \dots (11)$$

Dónde:

X_{i-sim} : El valor numérico de una variable simulada X para un instante de tiempo.

X_{i-obs} : El valor numérico de una variable observada X para un instante de tiempo.

N: Cantidad total de pares de datos

- El sesgo (BIAS)

Es un estadígrafo que nos permite cuantificar la subestimación o sobrestimación de un datos simulado son su respectivo dato observado (Stauffer and Seaman, 1990). Este se cuantifica mediante la siguiente ecuación:

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (X_{i-sim} - X_{i-obs})}{N} \dots (12)$$

Dónde:

X_{i-sim} : El valor numérico de una variable simulada X para un instante de tiempo.

X_{i-obs} : El valor numérico de una variable observada X para un instante de tiempo.

N: Cantidad total de pares de datos

- Correlación de Pearson (CORR)

Es un estadígrafo estadístico que cuantifica con un número adimensional menor o igual a 1 la relación lineal existente entre dos variables (Gutiérrez et al., 2004). Este se cuantifica mediante la siguiente ecuación:

$$r = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma_x} \right) \left(\frac{y_i - \bar{y}}{\sigma_y} \right) \dots (13)$$

Dónde:

$x_i - \bar{x}$: Anomalías del datos “x” en la posición i-ésima.

$y_i - \bar{y}$: Anomalías del datos “y” en la posición i-ésima.

σ_x : Varianza de la variable “x”.

σ_y : Varianza de la variable “y”.

N : Cantidad total de pares de datos

5.3.4.1 Precisión del modelo climático regional RegCM 3

a. Lluvia observada vs lluvia simulada

En esta sección se estudia la precisión del modelo climático regional RegCM 3 (GAS, GFC, KUO y EMA) en simular la variabilidad temporal de las lluvias sobre el valle del río Mantaro. Para cuantificar la precisión se aplicó los estadígrafos estadísticos a los datos de lluvias observadas (Huayao) y simuladas en el punto (75°W, 12°S) del **Dominio Grande** (50kmx50km) para los meses de enero a marzo del 2007.

b. Índice zonal observado vs índice zonal simulado

En esta sección se estudia la precisión del modelo climático regional RegCM 3 (GAS, GFC, KUO y EMA) para simular la variabilidad temporal de los vientos a 500 hPa y 200hPa durante los meses de enero a marzo del 2007. Para este estudio se definió un índice que denominaremos **Índice zonal**²², este índice se aplica sobre el área (72.5°W-77.5°W, 10°S-15°S).

5.3.4.2 Correlación espacial de vientos y lluvias

²² El Índice zonal se calcula como la diferencia de la anomalía estacional menos el valor de la media móvil (promedio variable de 5 días consecutivos; donde, el instante de tiempo analizado se ubica en el tercer día).

En esta sección se estudia la conservación de las correlaciones espaciales existentes entre diferentes variables meteorológicas simuladas. Para este estudio se utilizarán los Índices de lluvia y zonal, este último a 500 hPa y 200 hPa. Los datos usados son los vientos y razón de lluvias (PRATE) del Reanalysis del NCEP-NCAR; además, los simulados por el RegCM 3(vientos y lluvias del Dominio grande). En estos cálculos al índice de lluvias del Reanalysis (PRATE) se le cambio de unidades ($\text{kg/m}^2/\text{s}$ a mm/día) mediante un factor multiplicativo de 86,4.

Capítulo 6 Resultados y Discusión

6.1 Identificación de fechas de ocurrencias de veranillos en el valle del río Mantaro

6.1.1 Identificación de veranillos con datos de 5 estaciones ubicadas en el valle del río Mantaro

6.1.1.1 Método de índice de anomalías estandarizadas (MIAE)

En la Tabla 5 se muestran los 15 veranillos identificados en el periodo 1992-2010 sin considerar los años 2003 y 2004, debido a que en esos años sólo se cuentan con datos de lluvias acumuladas en las estaciones del Huayao y Santa Ana. Se observa que la frecuencia promedio de ocurrencia de veranillos en el valle es de 0,83 casos por año (quince eventos en dieciséis años). La duración promedio de un veranillo es de 10,6 días. Se observa además que el 60 por ciento de los veranillos identificados se caracterizan por pertenecer al grupo de dos veranillos por año (1993, 2002, 2005, 2007 y 2008), y el 40 por ciento restante, al grupo de un evento por año. Finalmente, se observa que este método registra el veranillo más intenso con tres pentadas consecutivas en los años 1993 y 2002.

Tabla 5. Veranillos identificados en el valle mediante el método del IAE (Sulca, 2010a).

Evento	Fecha de inicio del evento	N.º de pentadas	Duración (días)
1	26-01-1992	6-7	10
2	22-03-1992	17-18	10
3	15-02-1993	10-11	10
4	07-03-1993	14-15-16	15
5	11-01-2000	3-4	10
6	01-01-2002	1-2-3	15
7	20-02-2002	11-12	10
8	16-01-2005	4-5	10
9	25-02-2005	12-13	10
10	15-02-2006	10-11	10
11	26-01-2007	6-7	10
12	15-02-2007	10-11	10
13	31-01-2008	7-8	10
14	17-03-2008	16-17	10
15	21-01-2009	5-6	10

6.1.1.2 Método de decil

Los valores de los deciles de lluvias acumuladas diarias para cada una de las cinco estaciones ubicadas en el valle del río Mantaro (Tabla6), se observa que el 30% de los datos de lluvias en las 5 estaciones registran valores menores a 0,3 mm/día y también se observa que los valores de lluvias acumuladas (decil 8) muestran una gran variabilidad intensas con más de 5,41 mm/día. Finalmente se observa que la máxima lluvia registrada en el valle para este periodo lo registró la estación de Viques con 46,8 mm/día.

Tabla 6. Deciles de lluvias diarias de las cinco estaciones meteorológicas ubicadas en el valle para los meses de enero-marzo para el periodo 1992-2010.

Decil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Huayao	0	0	0,3	0,8	1,4	2,5	3,8	6,1	10,41	39,4
Jauja	0	0	0,3	1	1,75	2,8	4,2	6,27	9,21	34,6
Ingenio	0	0	0	0,6	1,5	2,3	3,6	5,41	8,4	36,3
Viques	0	0	0	0	0	2,3	4,5	7,81	13,03	46,8
Santa Ana	0	0	0	0,7	1,6	2,6	4,2	6,4	9,62	35,5

Con este método se han identificado 14 veranillos (Tabla7), se observa que la frecuencia promedio de ocurrencia es de 0,77 casos por año (trece eventos en dieciséis años). La duración promedio de un veranillo es de 9,2 días. Asimismo, se distingue un porcentaje casi semejante entre la cantidad de veranillos moderados e intensos. Además, el 29% de los eventos identificados se encuentran en el grupo de dos por año (1992, 1993, 1998, 2002, 2007), y el 71% restante pertenecen al grupo de un veranillo por año. Finalmente, observamos que el evento más intenso fue de 15 días consecutivos en el año 2008.

Tabla 7. Veranillos identificados en el valle mediante el método de los deciles (Sulca et al. 2010b).

Evento	Fecha de inicio del evento	Duración (días)	Clasificación
1	15-01-1992	7	Moderado
2	21-03-1992	11	Intenso
3	03-01-1993	10	Intenso
4	13-02-1993	11	Intenso
5	22-03-1997	7	Moderado
6	12-02-1998	9	Moderado
7	22-03-1998	7	Moderado
8	01-01-2002	10	Intenso
9	21-03-2002	9	Moderado
10	16-01-2005	10	Intenso

11	16-02-2006	8	Moderado
12	29-01-2007	7	Moderado
13	16-02-2007	9	Moderado
14	16-03-2008	15	Intenso

6.1.2 Identificación de veranillos con datos de la estación de Huayao

En base a los valores de los deciles de lluvias de Huayao (Tabla8) se observa que el 40% de los datos son menores a 1mm/día, además se observa que las lluvias más consistentes con la estación pico de lluvias son a partir de 7,1 mm/día (decil 8). Por último, el evento de lluvia más intensa registrada en Huayao en el periodo 1950-2010 fue de 46,2 mm/día.

Tabla 8 Deciles de lluvias diarias de la estación de Huayao (IGP) para los meses de enero-marzo para el periodo 1950-2010

Decil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Huayao	0	0	0,3	1	1,8	2,8	4,6	7,1	11,25	46,2

La Tabla 9 muestra los 36 veranillos registrados con los datos de Huayao para los meses de enero a marzo en el periodo 1950-2010. Se observa que la frecuencia promedio de ocurrencia es de 0,6 casos por año (36 veranillos en 61 años) La duración promedio de un veranillo es de 8,5 días. Así también se identifica que el 94,4% de los eventos están en el grupo de los moderados mientras que el 5,6% restante están en el grupo de los eventos intensos. Además, se observa que los veranillos predominan en el mes de marzo ya que registra el 50% (19 eventos) mientras que los meses de enero y febrero presentan 9 y 10 veranillos, respectivamente. Por último, los eventos más intensos fueron con más de 14 días consecutivos en los años 1954, 1963 y 2008, mientras que en el año 1966 se registraron la mayor cantidad de veranillos (4 veranillos moderados).

Tabla 9 Fechas de ocurrencias de veranillos identificados con datos de Huayao en el periodo 1950-2010.

Evento	Fecha de inicio del evento	Duración (días)	Clasificación
1	14/02/1954	15	Intenso
2	24/03/1954	8	Moderado
3	22/03/1956	7	Moderado
4	22/03/1959	8	Moderado
5	01/03/1960	8	Moderado
6	13/03/1960	8	Moderado

7	06/02/1962	8	Moderado
8	23/03/1963	11	Moderado
9	15/01/1965	7	Moderado
10	11/01/1966	10	Moderado
11	21/02/1966	7	Moderado
12	08/03/1966	9	Moderado
13	22/03/1966	10	Moderado
14	03/01/1969	9	Moderado
15	21/02/1969	7	Moderado
16	09/03/1969	9	Moderado
17	26/02/1970	8	Moderado
18	18/03/1970	9	Moderado
19	22/03/1974	10	Moderado
20	25/03/1975	7	Moderado
21	24/01/1977	7	Moderado
22	25/03/1981	7	Moderado
23	04/03/1982	7	Moderado
24	02/02/1983	7	Moderado
25	24/03/1987	10	Moderado
26	07/01/1991	10	Moderado
27	19/02/1991	7	Moderado
28	04/03/1998	7	Moderado
29	22/03/1998	7	Moderado
30	01/01/2002	9	Moderado
31	23/01/2005	7	Moderado
32	24/02/2005	7	Moderado
33	18/02/2006	8	Moderado
34	26/01/2007	10	Moderado
35	15/02/2007	9	Moderado
36	15/03/2008	15	Intenso

6.1.3 Conclusiones preliminares

Se identificó 14 veranillos en el valle del río Mantaro con el método de los deciles, este resultado es más preciso con respecto a el MIAE, debido a que representa mejor la variabilidad espacial de las lluvias en el valle del río Mantaro, esto es debido a que el IAE depende fuertemente del valor climatológico de la lluvia (pentada). Pero, en este estudio la serie de datos no está completa (2003 y 2004) lo que causa un incremento de la incertidumbre del IAE. Por último, se identificaron 36 veranillos en el valle del río Mantaro con datos de lluvias de la estación de Huayao para el periodo 1950-2010 por el método del

decil, la diferencia de esta última lista (Tabla 9) es más representativa para el estudio debido a que permite analizar mejor la variabilidad temporal de las lluvias con respecto al periodo 1992-2010 (Tabla 7). En este último periodo contiene años Niños, y estos posiblemente influyan fuertemente en los patrones de circulación atmosférica asociados a los veranillos.

6.2 Identificación de patrones de circulación asociados a veranillos en el valle del río Mantaro

6.2.1 Climatología de la circulación atmosférica de América del Sur durante el verano austral

a. Nivel de 850 hPa

En la Figura 6.1a, se observa que los vientos ingresan por el norte de América del Sur provenientes del Atlántico norte, y fluyen hacia el Oeste, sobre el continente donde se encuentran con los Andes, entre Colombia y Perú, lo cual bloquea su avance. A partir de allí, se torna en un flujo del norte y noreste con dirección a Bolivia, Paraguay y el norte de Argentina. En esta última región es frecuente la presencia de un sistema de vientos muy intensos conocido como Corriente de Chorro a Bajo Nivel (LLJ), el cual se intensifica durante el verano y permite un importante intercambio de energía y humedad (colores rojizos) desde la cuenca amazónica hasta el sur de Brasil y las planicies argentinas (IGP, 2005a).

b. Nivel de 500 hPa

A este nivel (Figura 6.1b), se observa la presencia de dos circulaciones anticiclónicas, ubicados uno sobre el océano Pacífico, y el otro sobre el océano Atlántico, centrados aproximadamente en los puntos 16° S, 80° W y 23° S, 22° W, respectivamente; que generan una área bastante extensa de divergencia sobre Bolivia, asociada con la formación de la Alta de Bolivia en niveles más altos, la cual favorece el desarrollo generalizado de lluvias en gran parte del centro del continente sudamericano (IGP 2005a). La zona de mayor convección y, por consiguiente, de más lluvias se observan sobre Brasil (color crema), sobre la Amazonía peruana y boliviana, y en el sur de Colombia. En el Perú, el incremento y concentración de humedad se verifica en gran parte del territorio y en la sierra central.

c. Nivel de 200 hPa

En los niveles altos de la troposfera (Figura 6.1c), sobre América del Sur, predomina una circulación anticiclónica, conocida como la Alta de Bolivia (AB), cuyo centro se ubica en promedio en las coordenadas (18° S, 58° W). Se atribuye a este sistema la función de hacer converger, sobre el Perú y otros países de América del Sur, la inestabilidad y la humedad necesarias para la generación de lluvias, en particular sobre las zonas andinas. En este nivel también se puede mencionar a la corriente de chorro subtropical, que define la transición de la zona tropical y subtropical ubicada en el Atlántico. En el sector central del Perú, los vientos predominan en la dirección Este/Oeste, es decir, son flujos de aire húmedos y cálidos (celeste claro) provenientes de la Amazonía (IGP, 2005a).

d. Radiación de onda larga (ROL)

Satyamurty and Nobre (1998) remarca que el ROL es un buen índice de actividad convectiva sobre el continente, la cual es muy útil durante los meses de verano austral donde predomina la actividad convectiva. Las regiones que registren valores de ROL menor a 230 W/m^2 (Figura 6.1.d) se consideran regiones con mayor probabilidad de precipitaciones y actividad convectiva mientras que para las condiciones secas (mínima actividad convectiva y mayor estabilidad) sobre una región se debe registrar valores mayores a 230 W/m^2 que se debería a un mayor flujo de radiación onda larga producto de una menor cantidad de nubes.

e. Presión a nivel del mar (hPa)

A nivel de superficie de mar (Figura 6.1e), se observa sobre América del Sur una región extensa con valores de presión menores a 1010 hPa (sombras celestes) en los meses del verano austral, las cuales representan zonas con mayor actividad convectiva sobre el continente. Estas regiones de baja presión se distribuyen sobre la Cuenca amazónica y a lo largo de la línea ecuatorial (ZCIT). También se observa dos centros de alta presión (más de 1020 hPa) ubicados sobre el Pacífico Sur y Atlántico Sur que son conocidos como Alta del Pacífico Sur (APS) y Alta del Atlántico Sur (AAS), respectivamente. La APS se ubica en el punto (98°W, 34°S) y la AAS se ubica en el punto (8°W, 30°S).

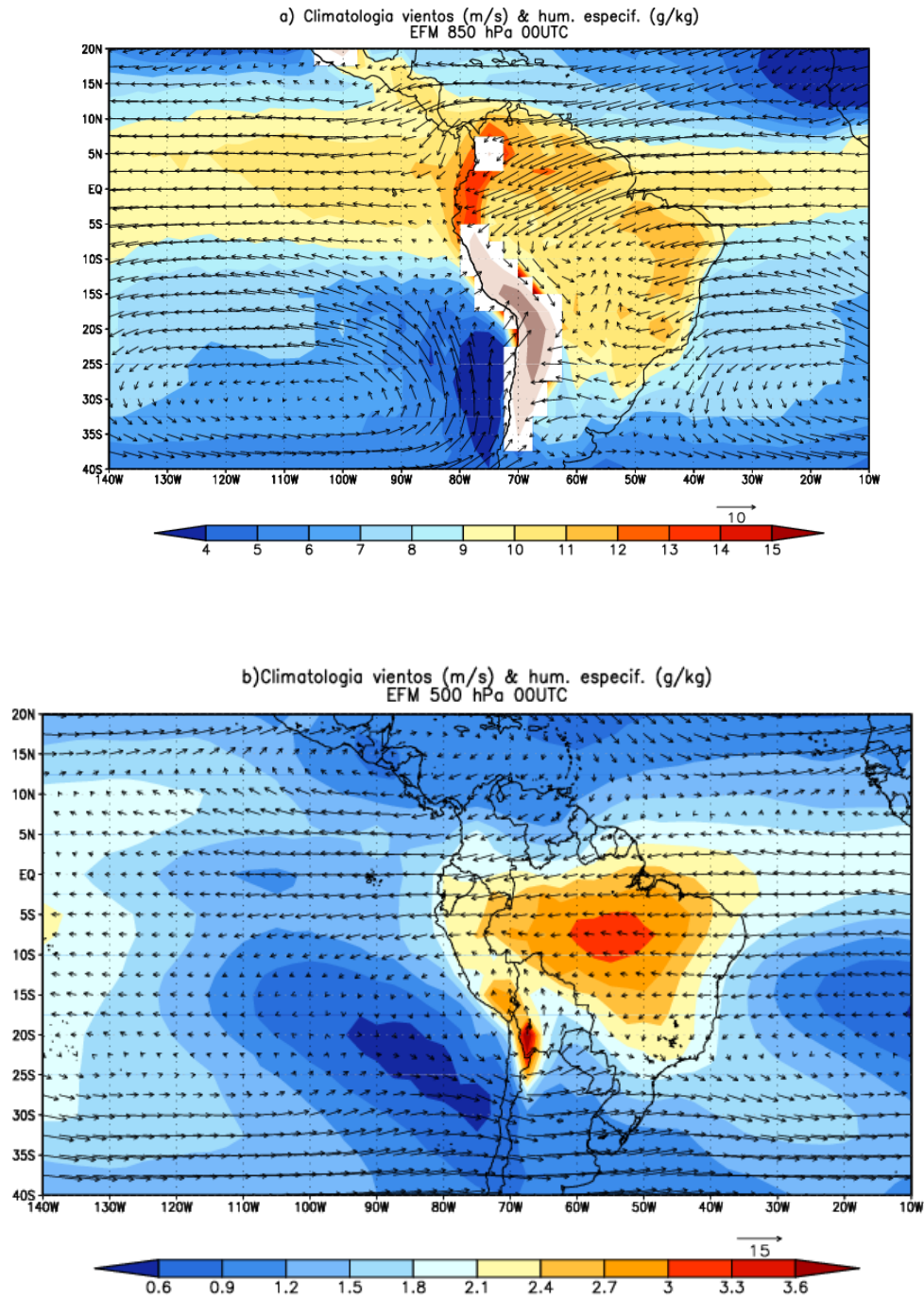


Figura 6.1 Climatología de vientos (m/s), humedad específica (g/Kg), ROL (W/m²) y presión a nivel del mar (hPa) en el verano (EFM) en: a) 850hPa, b) 500hPa, c) 200hPa, d) tropósfera alta, e) y f) a nivel de superficie. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR

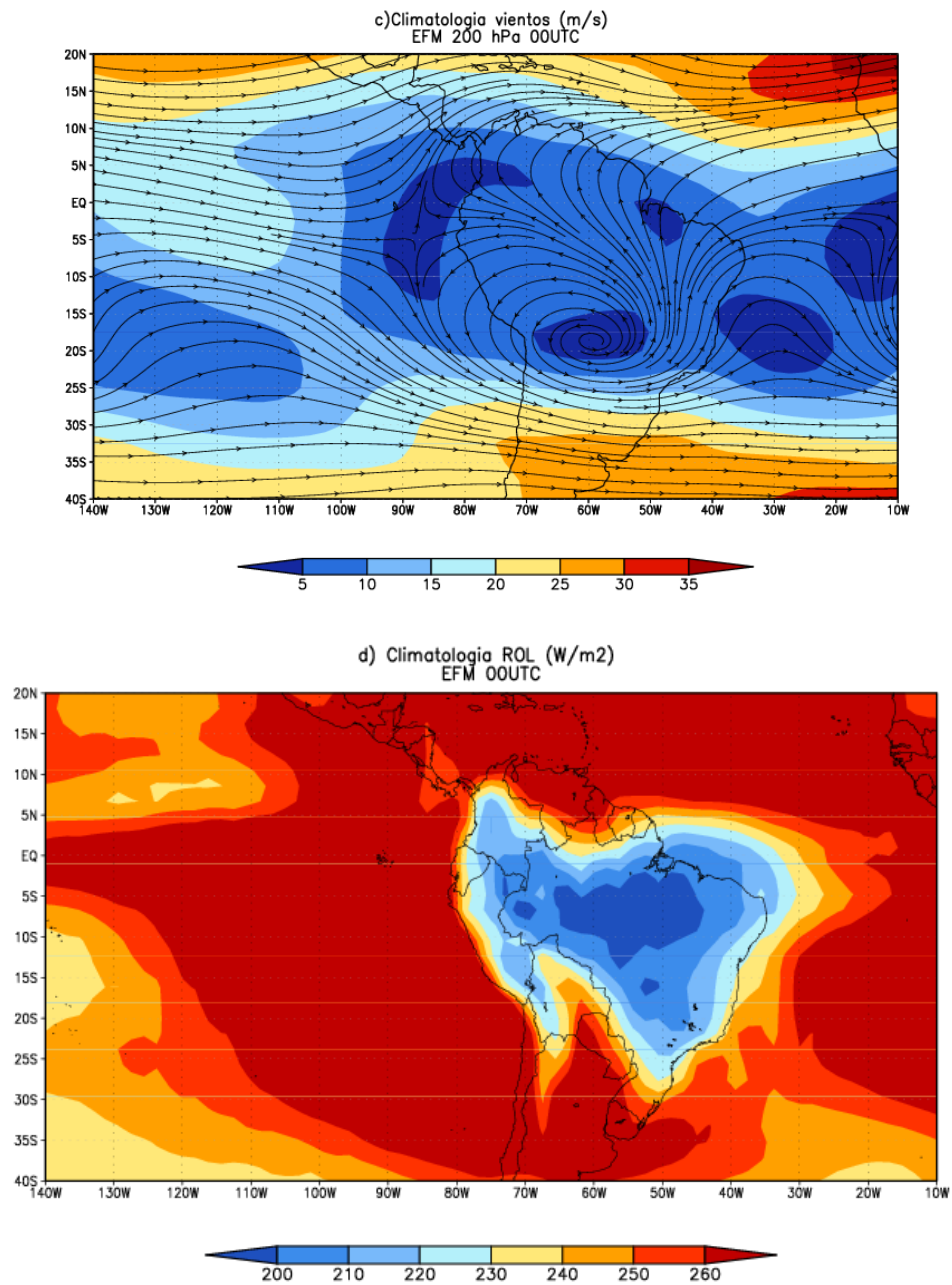


Figura 6.1 (Continuación)

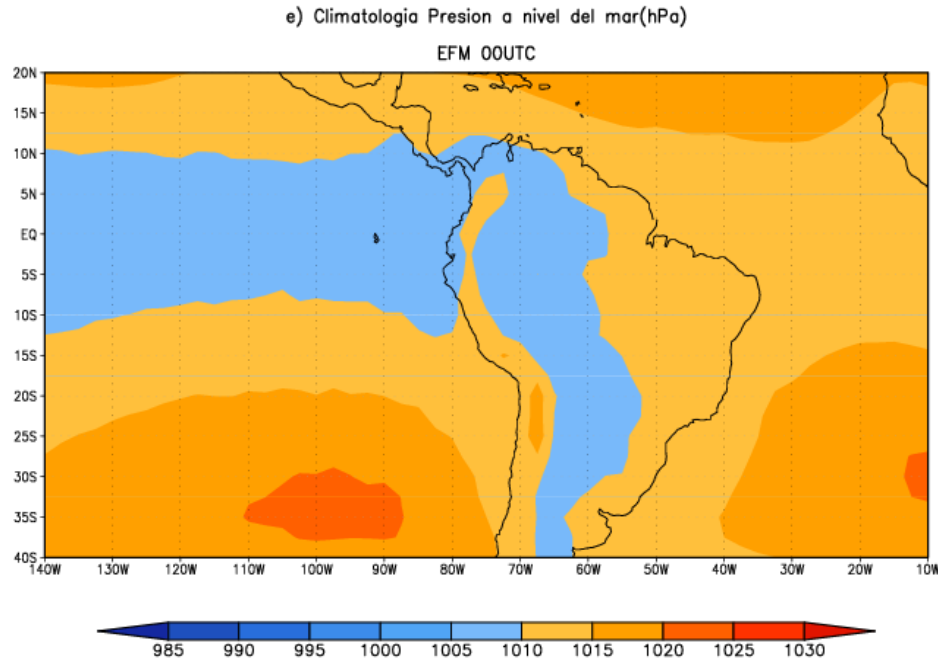


Figura 6.1 (Continuación)

6.2.1 Con datos de 5 estaciones

6.2.1.1 Patrones de anomalías de lluvias de América del Sur asociado a un veranillo en el valle del río Mantaro

a. Según datos de CMAP

En el patrón de anomalías de lluvias (Figura 6.3) se observa el predominio de anomalías negativas (sombras azules) sobre los Andes centrales peruanos verificando las condiciones secas asociadas a un veranillo. Estas anomalías también son observadas sobre la parte norte del continente (Ecuador, Colombia y Venezuela) y al sur (Bolivia, norte de Chile y Norte de Argentina). Al contrario, al noreste del continente se observan anomalías positivas (sombras rojas) centradas aproximadamente en el punto (50°W, 7°S) debido a una disminución de los vientos del Este que generaría una mayor concentración de convección sobre esta región. Este patrón de anomalías es causada por un transporte de la humedad de la Amazonia hacia al este de Brasil y con ello un menor transporte de ella hacia los Andes centrales peruanos.

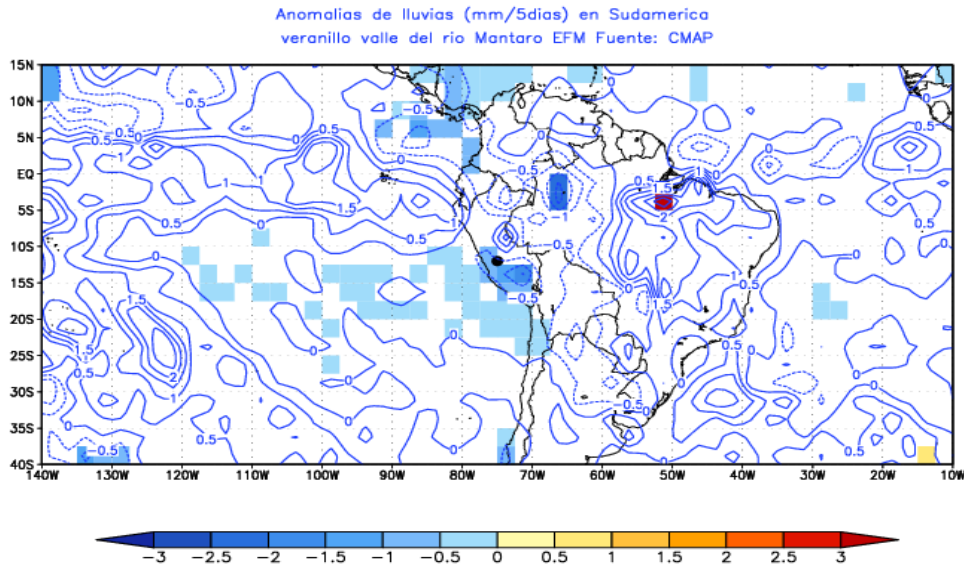


Figura 6.2 Patrón de anomalías de lluvias (mm/5días) de América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es remarcada con un punto negro. Fuente: CMAP

b. Según datos de GPCP

El patrón de anomalías de lluvias (Figura 6.4) es semejante al observado en el ítem anterior (Figura 6.3). La diferencia entre estos patrones es una mayor intensidad de las anomalías de lluvias mostradas por los datos del GPCP que evidencian una sobreestimación de las lluvias por parte del GPCP (Yin et al., 2004), las causas de este patrón de anomalías de lluvias sobre América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro fueron descritos en el ítem anterior.

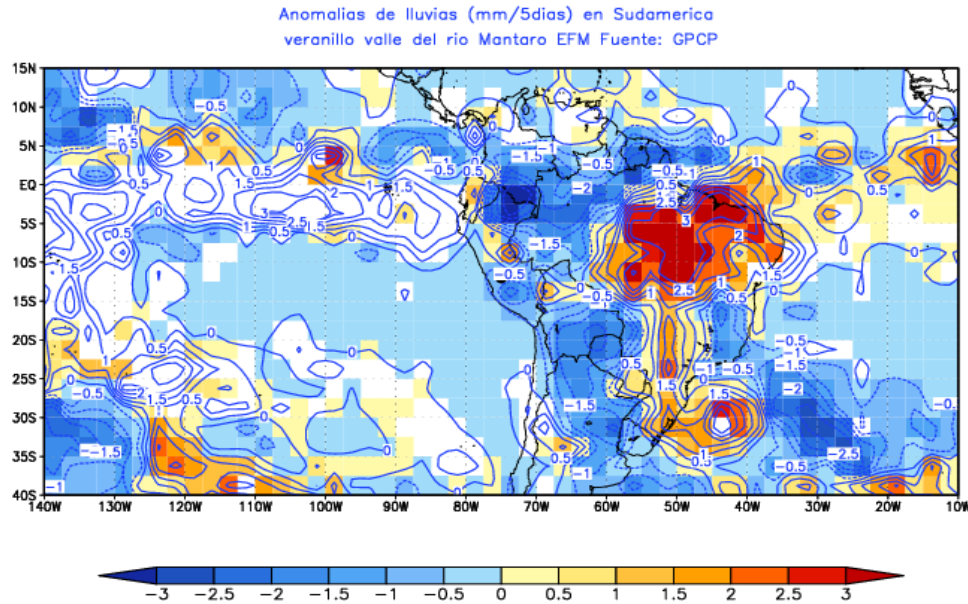


Figura 6.3 Patrón de anomalías de lluvias (mm/5días) de América del Sur durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es remarcada con un punto. Fuente: GPCP.

c. Conclusiones preliminares

Los patrones de anomalías de lluvias de América del Sur durante un veranillo en el valle según los datos del CMAP y GPCP muestran el predominio de anomalías negativas (sombras azules) sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto verifica la hipótesis de déficit de lluvias durante estos eventos. Además, estas también son observadas sobre la parte norte del continente sudamericano (Colombia, Venezuela, Guayanas), estas anomalías son reafirmadas con las zonas de anomalías positivas de ROL. Estas anomalías muestran que un veranillo en el valle es un fenómeno de escala regional. Al contrario, las anomalías positivas de lluvias durante un veranillo se concentran sobre la parte noreste de Brasil (sombras rojas) debido a una mayor concentración de la actividad convectiva.

6.2.1.2 Patrones de anomalías de vientos, humedad específica, altura geopotencial, temperatura y presión a nivel del mar asociado a un veranillo en el valle del río Mantaro

a. Anomalías de ROL

- Según CSN

En el patrón de anomalías estandarizadas de ROL (Figura 6.2a) se observa anomalías positivas (sombras rojas) sobre los Andes centrales (más de 0.4 de desviación estándar) mostrando el predominio de condiciones secas (menor actividad convectiva) sobre el valle durante un veranillo. Estas condiciones secas también son observadas sobre la parte norte del continente (Ecuador, Colombia, Venezuela, etc.). Por otra parte, las anomalías negativas (sombras azules) se ubican sobre la parte noreste de Brasil evidenciando el predominio de la actividad convectiva.

- Según CAD

En el patrón de anomalías estandarizadas de ROL (Figura 6.2b) se observa anomalías positivas (sombras naranjas) sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) verificando las condiciones de déficit de humedad en el valle. Además estas anomalías también son observadas sobre la parte norte de América del Sur (Ecuador, Colombia, Venezuela, etc.). Por lo contrario, las anomalías negativas (sombras azules) se observan sobre la parte central y sureste del continente (Bolivia y la parte suroeste de Brasil, respectivamente) evidenciando una mayor actividad convectiva en esta parte durante un veranillo en el valle.

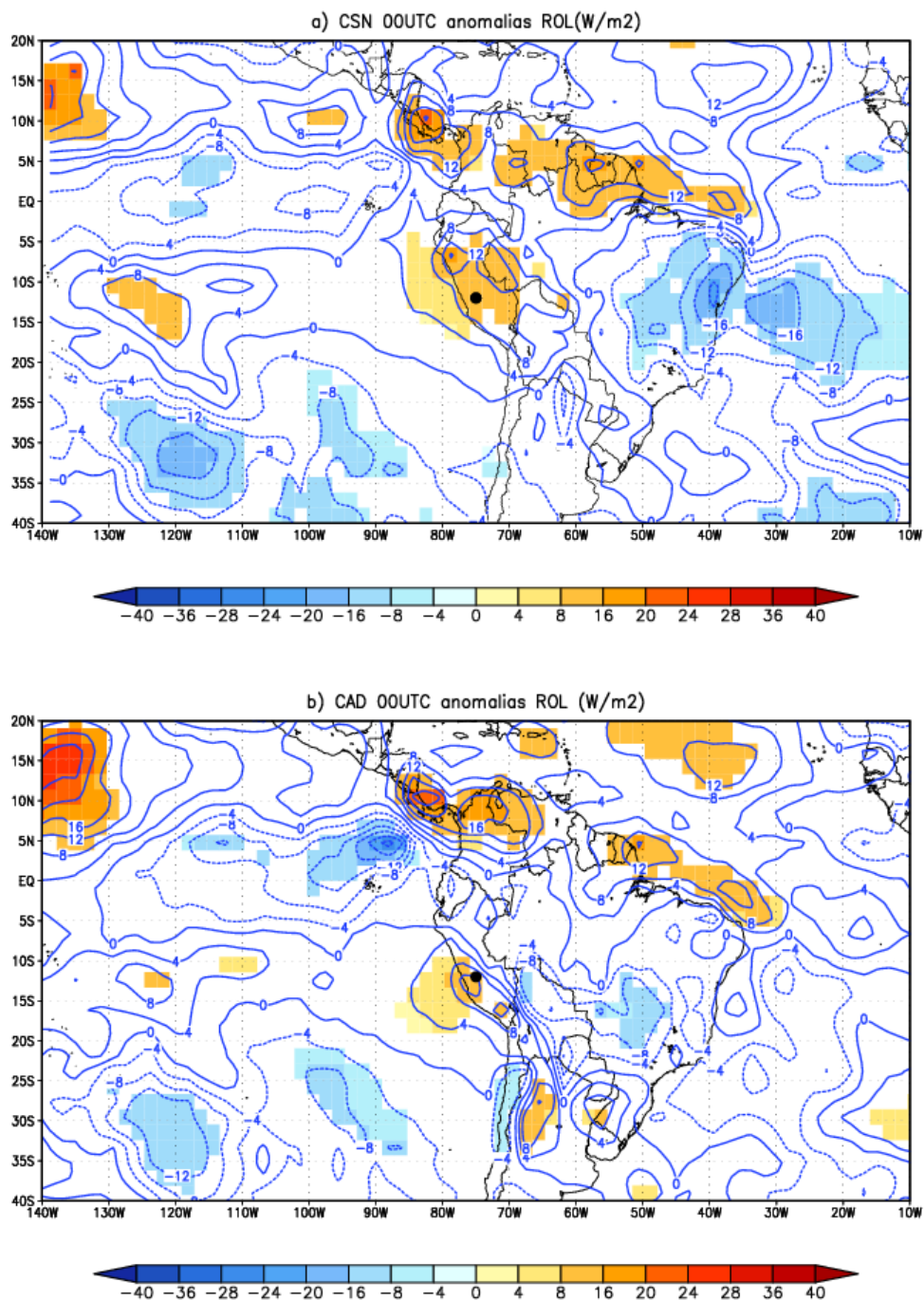


Figura 6.4 Anomalías de ROL (W/m^2) mediante los métodos: a) CSN y b) CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle está marcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR

- Discusión preliminar

Ambos metodos (CSN y CAD) muestran patrones de anomalías parecidos, pues registran anomalías positivas sobre los Andes centrales peruanos (valle del río Mantaro) hasta el sur del Perú (Tacna), esto evidencia el predominio de condiciones secas durante un veranillo en el valle debido a una menor actividad convectiva en el valle, un menor transporte de humedad de la Amazoníahacia el valle o un mayor ingreso de vientos del Oeste (secos y fríos) hacia el valle. Estas anomalías también son observadas al norte de América del Sur (Colombia, Venezuela, Guyanas, etc.) debido a un posible debilitamiento de los vientos del Este (menor transporte de humedad) provenientes del Atlántico ecuatorial durante uno de estos eventos. Por otro lado, las anomalías negativas se localizan al este de Brasil mostrando que la actividad convectiva debido a un mayor transporte de humedad a dicha región. Estos resultados muestran que un veranillo es un fenómeno meteorológico de escala regional y no un fenómeno local debido a que se observa condiciones secas sobre gran parte del continente sudamericano.

b. Anomalías de humedad específica

- Según CSN

A 850 hPa (Figura 6.5a) se observa el predominio de anomalías positivas (sombras rojas) con más de 0,5 g/kg sobre la parte central de Brasil, esta región está centrada aproximadamente en el punto (55°W, 13°S). Mientras que, al norte del continente (Colombia, Venezuela, Guayanas) y el Atlántico ecuatorial se observa anomalías negativas ínfimas (sombras azules). Este patrón de anomalías es posiblemente causado por un transporte de la humedad desde la parte central de la Amazonía hacia la parte sureste de Brasil y con ello menor transporte de humedad hacia los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto es posiblemente causado por una disminución de los vientos del Este durante estos eventos. Por otro lado, las anomalías negativas (sombras azules) también son observadas al sur del continente (Argentina, Paraguay, Uruguay y sur de Bolivia), pero estas probablemente son causadas por un mayor ingreso de vientos de latitudes medias (advección de aire seco y frío) al continente.

A 700 hPa (Figura 6.5b) se observa un patrón semejante al observado a 850hPa, con anomalías positivas (sombras rojas) entre el este de Brasil y el Atlántico Sur (más de 0.3 g/Kg) centrada aproximadamente entre los puntos (50°W, 10°S) y (35°W, 10°S). Al contrario, las anomalías negativas (sombras azules) predominan sobre las costas del Pacífico Sur (Ecuador, Perú y Chile), la parte centro y norte del Perú; estas posiblemente son causadas por un menor ingreso de humedad de la Amazonia y un mayor ingreso de vientos del Pacífico (advección de aire seco y frío) a dicha región. Este patrón ratifica el transporte de humedad desde la Amazonía hacia la parte sureste de Brasil, esto causa un menor transporte de humedad hacia los Andes centrales peruanos (zona de estudio). Por último, al sur del continente (Chile, Argentina y Uruguay) se observa anomalías negativas (sombras azules) posiblemente originadas por un mayor ingreso de aire subtropical (seco y frío) al continente.

A 500 hPa (Figura 6.5c) se observa anomalías negativas (sombras azules) sobre todo el Perú., estas anomalías nos indican un déficit de humedad. Además, estas también son observadas al norte de América del Sur (Ecuador, Colombia y Venezuela) sugiriendo que estas condiciones secas son producto de las variaciones de la circulación regional.. Por otro lado, las anomalías positivas (sombras rojas) se ubican al este de Brasil posiblemente causado por una mayor actividad convectiva sobre dicha región; este patrón de anomalías es consistente con lo observado en los niveles más bajos.

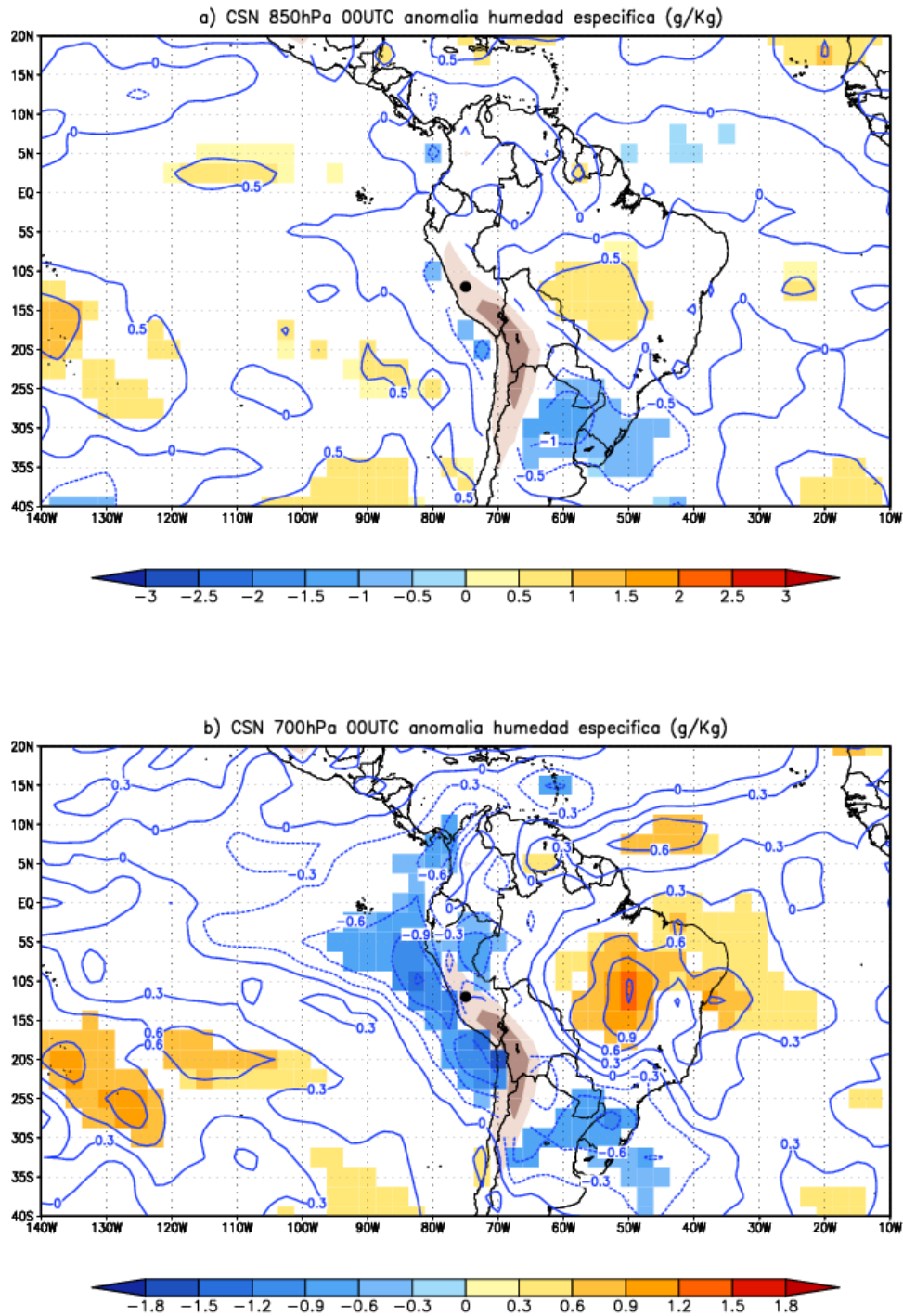


Figura 6.5 Anomalías de humedad específica (g/kg) mediante el CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es remarcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

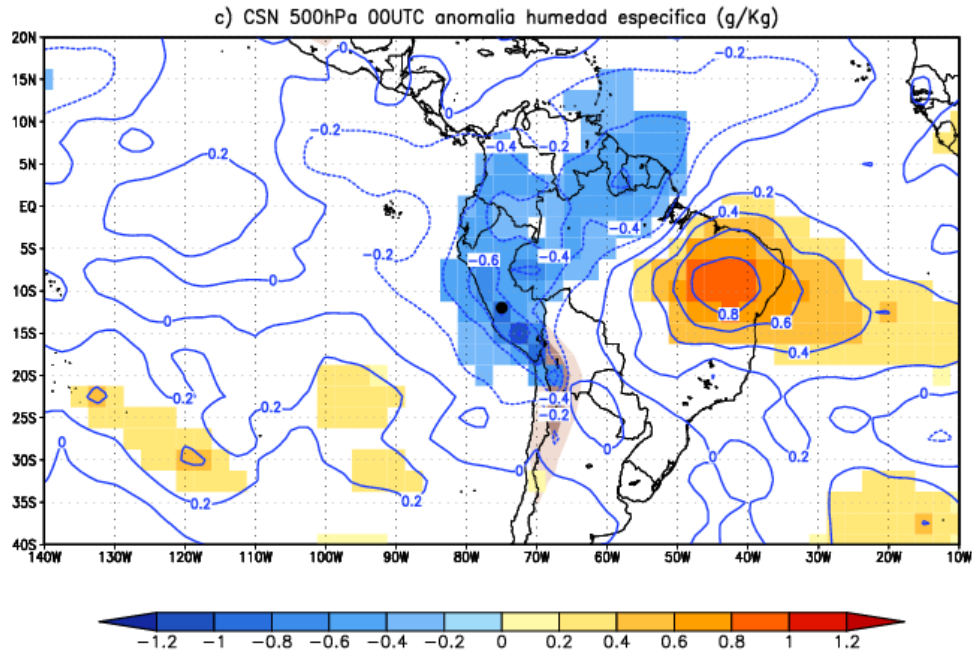


Figura 6.5 (Continuación)

- Según CAD

A 850hPa (Figura 6.6a) se observa un patrón robusto de anomalías positivas (sombras rojas) extendido sobre la ladera este de los Andes en dirección al este de Brasil (más de 0,5 g/kg), esta región está centrada aproximadamente en el punto (60°W, 12°S). Esto evidencia una disminución del transporte de la humedad desde la Amazónica hacia los Andes centrales peruanos (zona de estudio). Al contrario, al sur del continente (Argentina) se observa anomalías negativas de humedad (sombras azules); estos posiblemente estén asociados a un mayor ingreso de vientos de latitudes medias (secos y fríos) al continente.

A 700hPa se observa un patrón semejante al de 850 hPa (Figura 6.6b), una región robusta de anomalías positivas (sombras rojas) ubicada al lado este de los Andes (más de 0,6 g/kg). Al contrario, ligeras anomalías negativas (sombras azules) al norte del continente posiblemente causado por una disminución de los vientos del Este; pero también, se observa estas anomalías negativas al sur del continente sudamericano posiblemente causado por un mayor ingreso de vientos de latitudes medias (secos y fríos) al continente.

A 500 hPa (Figura 6.6c) se observa un patrón robusto de anomalías negativas (sombras azules) sobretodo los Andes centrales (Perú-Chile) posiblemente originado por una

disminución del transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos. Al contrario, las anomalías positivas se concentran sobre la parte central y este de Brasil (sombras rojas) con más de 0,4 g/kg. Este patrón de anomalías de humedad es consistente a lo observado en niveles más bajos.

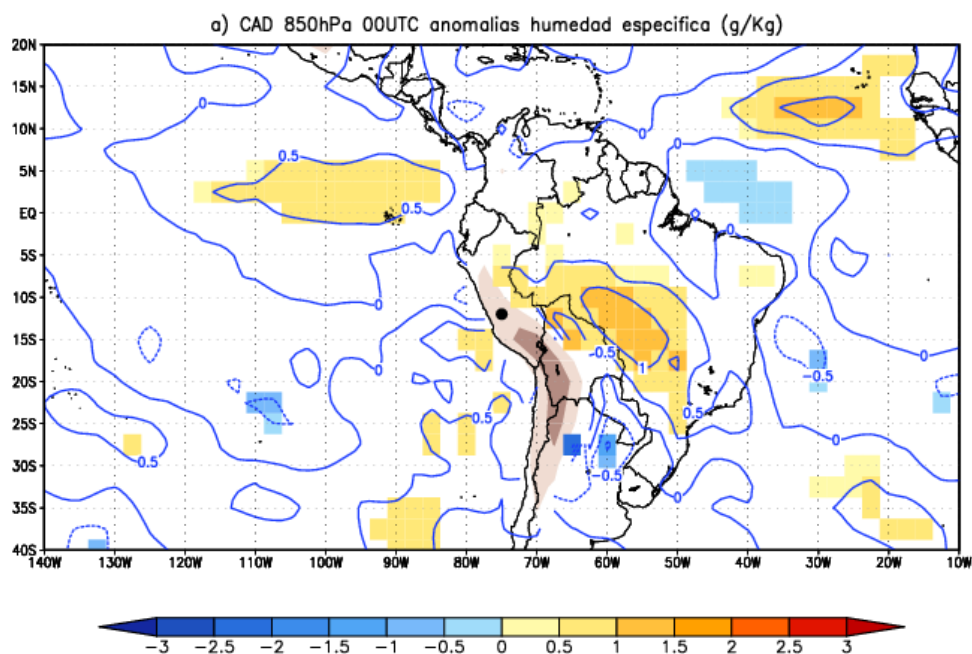


Figura 6.6 Anomalías de humedad específica (g/kg) por el método de CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es remarcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

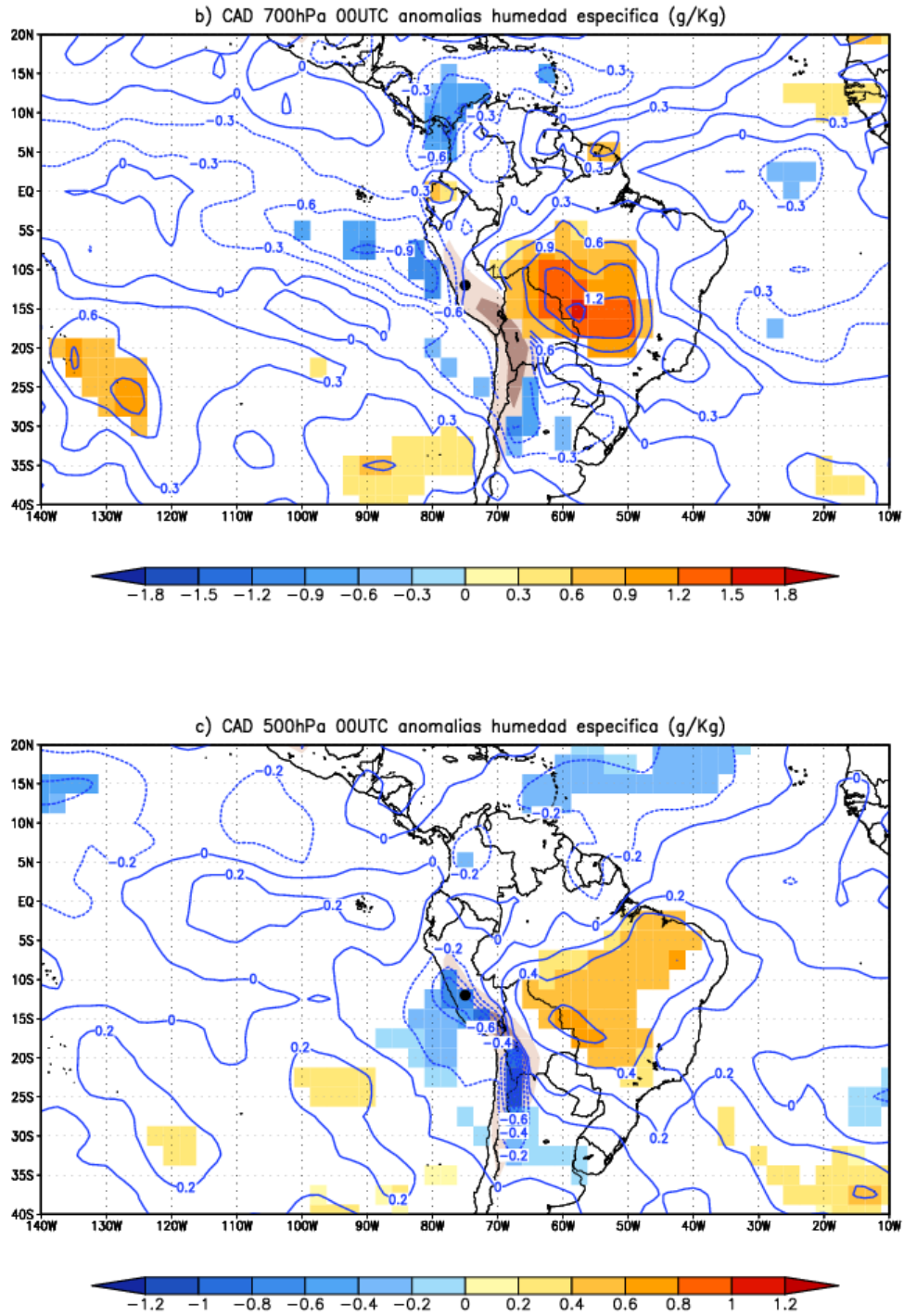


Figura 6.6 (Continuación)

- Discusión preliminar

Ambos métodos (CSN y CAD) muestran en los niveles bajos una saturación de humedad al lado este de los Andes centrales peruanos durante los veranillos, esto está muy

probablemente asociado a una disminución del transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes (IGP, 2005). En los niveles medios (~ 5.5 km) se observa un predominio de anomalías negativas sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto sugiere un déficit de humedad durante estos eventos.

c. Anomalías de vientos

- Según CSN

A 850hPa (Figura 6.7a) se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Pacífico y Atlántico ecuatorial, pero anomalías del Noreste sobre la parte central del continente sudamericano; además está acompañada de una anomalía ciclónica de vientos centrada en el punto (50°W , 18°S). Estas anomalías muestran la disminución de los vientos del Este, esto implica una disminución del transporte de la humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos (zona de estudio) durante estos eventos. Al sur de América del Sur (Argentina, Paraguay y Uruguay) se observa anomalías de vientos del Sur posiblemente causado por un mayor ingreso de vientos de latitudes medias (aire seco y frío) al continente.

A 700hPa (Figura 6.7b) se observa un patrón de anomalías semejante al observado a 850hPa, con un predominio de anomalías de vientos del Oeste a lo largo de la línea ecuatorial entre las latitudes (10°S , 10°N) debido a una disminución generalizada de los vientos del Este, esta disminución de los vientos del Este generarían las condiciones secas observadas sobre estas regiones y en los Andes centrales peruanos (zona de estudio) durante un veranillo en el valle. Por último, al sur del continente (Chile, Argentina y Uruguay) se observa anomalías de vientos del Sur, no significativas, que sería causado por un mayor ingreso de masas de aire de latitudes medias (aire seco y frío) al continente.

A 500 hPa (Figura 6.7c) se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) debido a una intensificación de los vientos del Oeste (secos y fríos) y a una disminución de los del Este (cálidos y húmedos) en los niveles más bajos durante estos eventos; este predominio podría ser causado por el centro de alta presión centrada en el punto (83°W , 25°S). Mientras que, al norte del continente son causadas por la disminución de los vientos del Este. Por último, este patrón

observado durante un veranillo en el valle verifica el mecanismo de transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales (Garreaud et al. 2003).

A 200hPa (Figura 6.7.d) se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Perú, significativos estadísticamente, esto evidencia la disminución de los vientos del Este (Alta de Bolivia) sobre los Andes centrales peruanos, Bolivia y el norte de Chile. Por último, se observa vientos anómalos del Sur al noreste de Brasil; esto causaría una intensificación de la vaguada lo que generaría condiciones más secas sobre esta región.

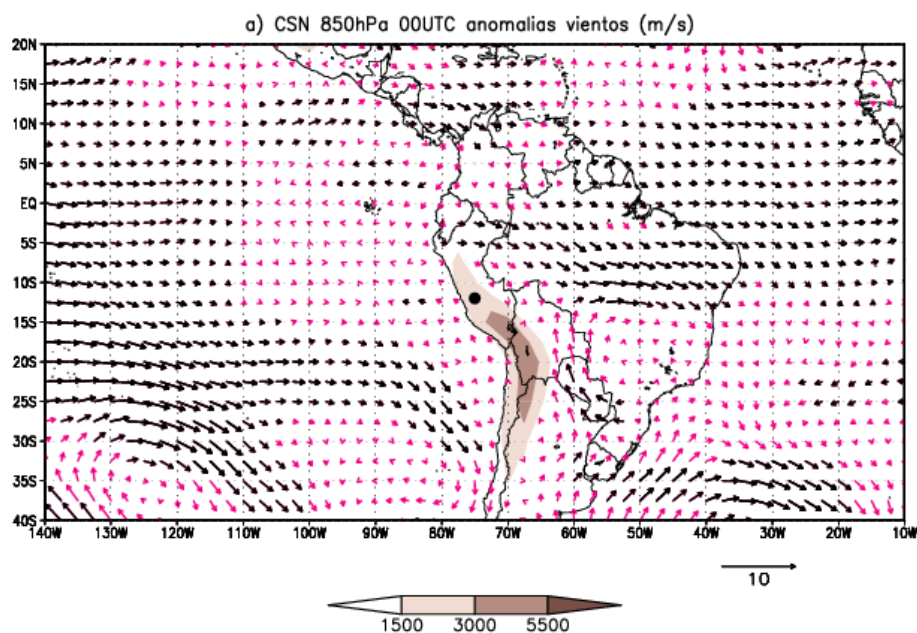


Figura 6.7 Anomalías de vientos mediante (m/s) CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95 % de nivel de confianza son remarcadas (vectores negros). La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR

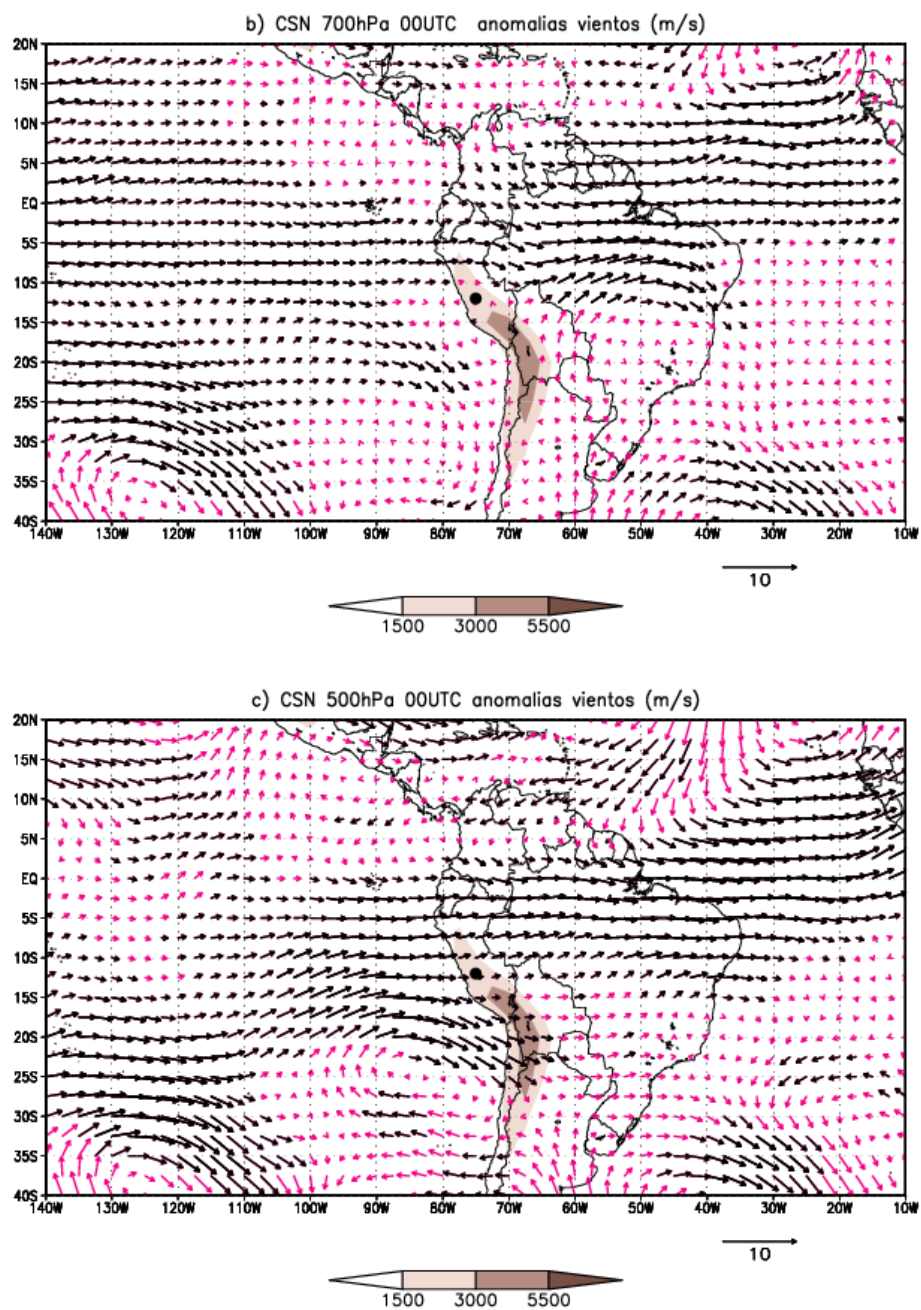


Figura 6.7 (Continuación)

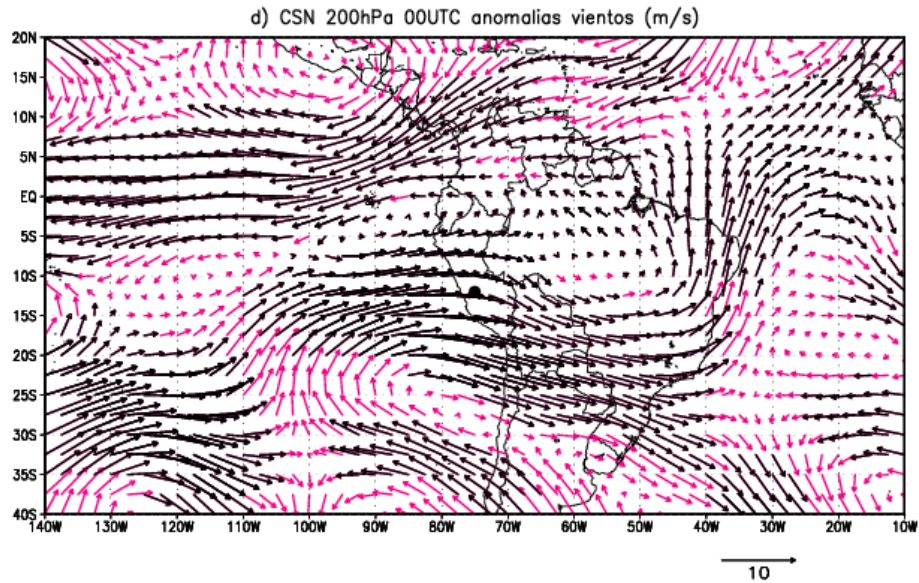


Figura 6.7 (Continuación)

- Según CAD

A 850hPa (Figura 6.8a), se observa anomalías de vientos del Oeste a lo largo de la línea ecuatorial entre las latitudes (5°N, 5°S), mientras que la parte central se caracteriza por presentar anomalías de vientos del Noroeste. Estas últimas son posiblemente originadas por una disminución los vientos del Este, estas anomalías muestran una disminución del transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos (zona de estudio). También, se observa una intensificación de los Alisios en las costas peruanas y chilenas. Por último, al sur del continente (Argentina) se observa anomalías de vientos del Sureste posiblemente causado por un mayor ingreso de masas de aire de latitudes medias (seco y frío) al continente.

A 700hPa se observa un patrón semejante al de 850 hPa (Figura 6.8b), el predominio de anomalías de vientos Noroeste en la parte central y sureste de Brasil causando un transporte de humedad hacia la parte sureste de Brasil, esto generaría una disminución del transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos (zona de estudio). Por último, se observa un predominio de anomalías de vientos del Sural sur del continente que

podría estar asociado a un mayor ingreso de masas de aire de latitudes medias (seco y frío) al continente.

A 500 hPa (Figura 6.8c) se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), estas anomalías son debidas a un mayor ingreso de vientos del Oeste (secos y fríos) y una disminución del viento del Este en los niveles más bajos. Este incremento de vientos del Oeste sobre el valle podría estar originado por la anomalía ciclónica de vientos centrada en el punto (22° S, 83° W). Por último, estas observaciones refuerzan el mecanismo de transporte de humedad (Garreaud et al. 2003).

A 200hPa (Figura 6.8d) se observa anomalías de vientos del Noroeste, no significativos estadísticamente, sobre los Andes centrales peruanos, este patrón muestra la disminución de los vientos del Este (Alta de Bolivia) durante estos eventos. Esto posiblemente es causado por la anomalía ciclónica de vientos centrada en el punto (20° S, 90° W) que refuerza el ingreso de vientos del Oeste sobre Perú. Por último, se observa anomalías de vientos del Sur al noreste de Brasil; esto se manifiesta con la intensificación de la vaguada característica de esa región lo cual causaría condiciones más secas.

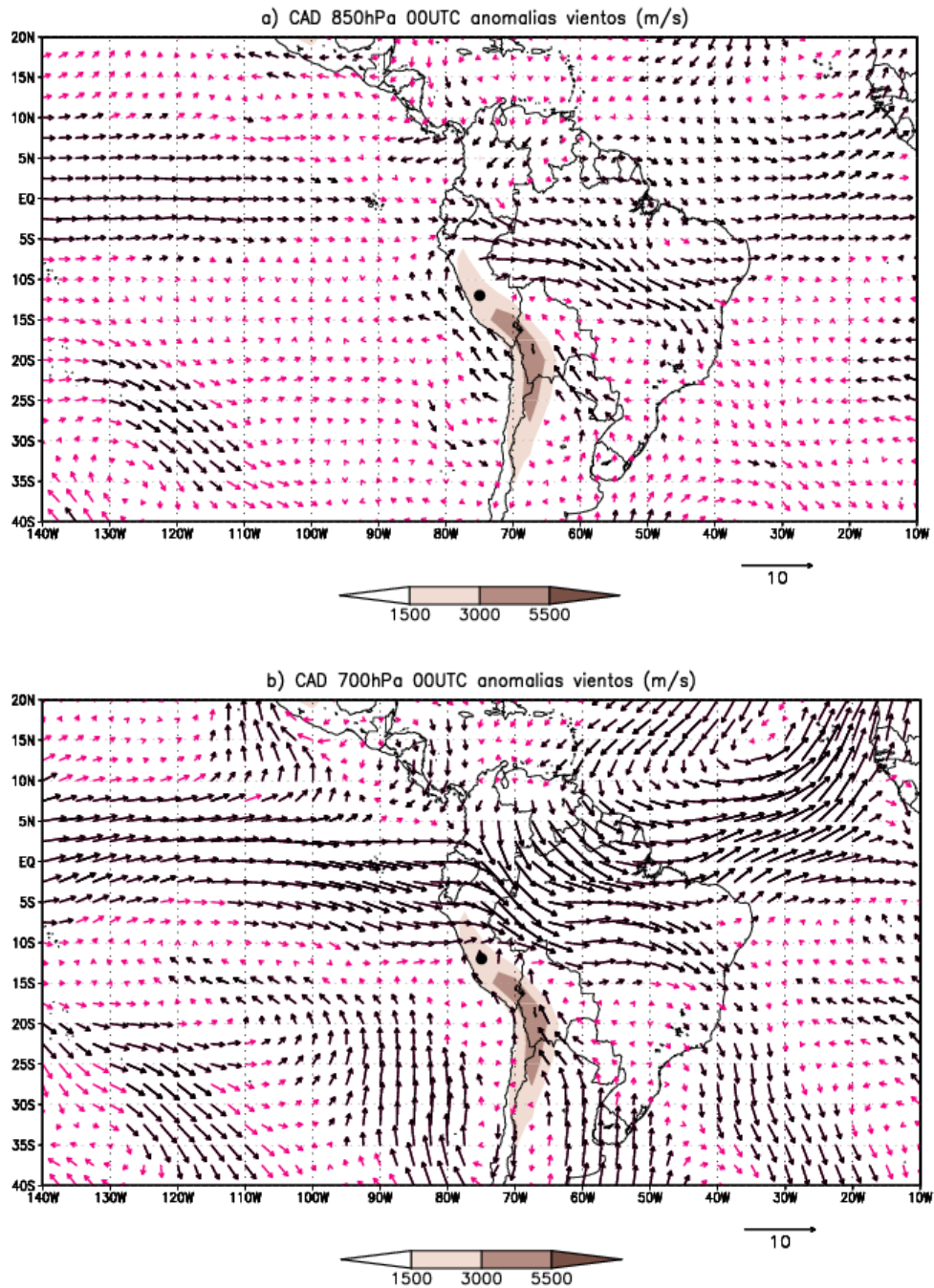


Figura 6.8 Anomalías de vientos (m/s) por el método de CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 para diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa , c) 500hPa y b) 200hPa. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas (en negritas). La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

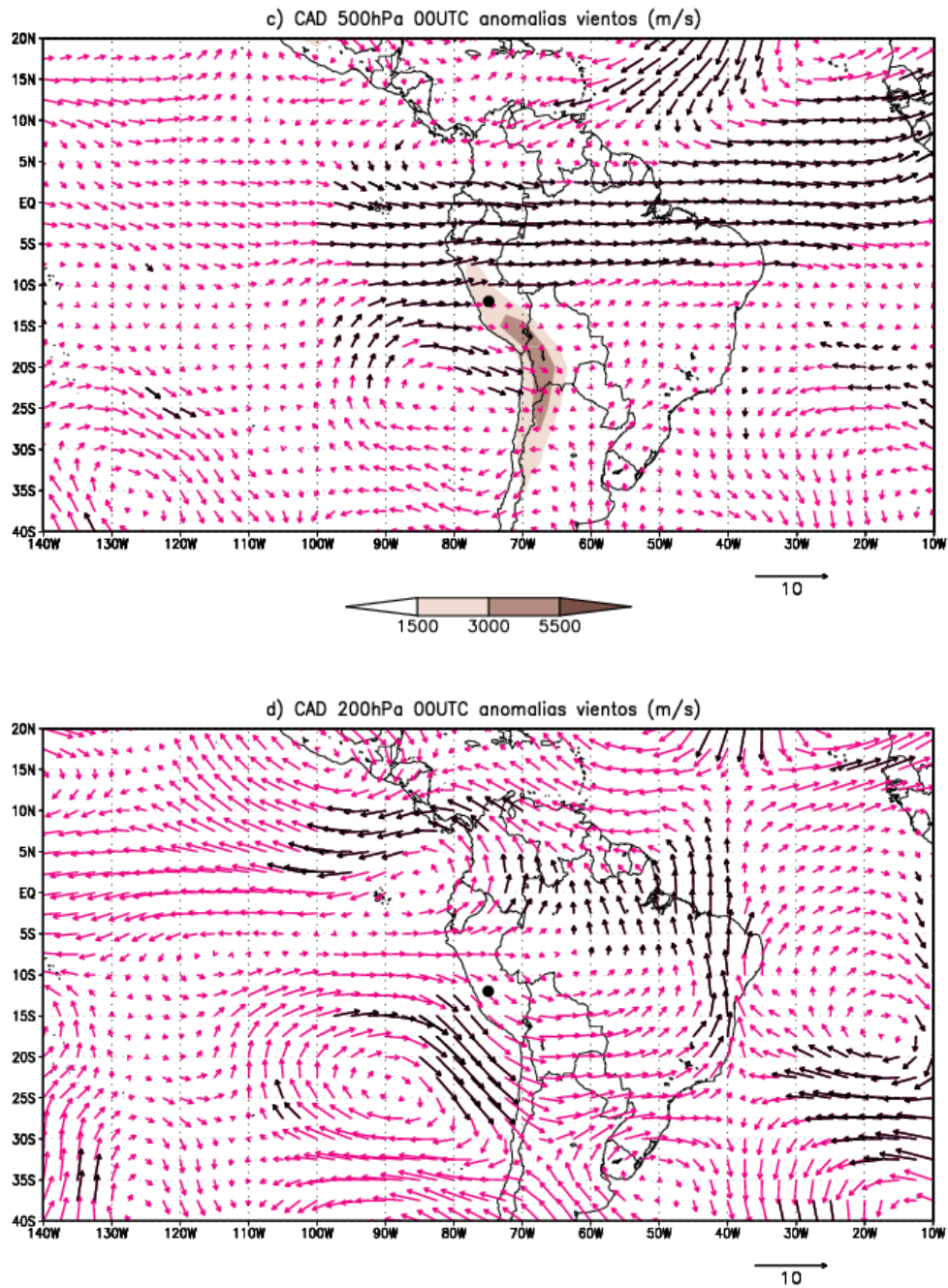


Figura 6.8 (Continuación)

- Discusión preliminar

Ambos métodos CSN y CAD muestran patrones de anomalías de vientos semejantes en todos los niveles Troposféricos.

En los niveles bajos (~1.5km) se observan el predominio de anomalías de vientos del Noroeste sobre la parte central del continente, esto evidencia la disminución del transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos. Además, al sur del continente se observa anomalías de vientos del Sur posiblemente asociado a un mayor ingreso de masas de aire de latitudes medias (seco y frío) durante estos eventos.

Por otro lado, sobre el Pacífico ecuatorial se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste; este patrón es semejante al observado durante un evento el Niño (Takahashi, 2004 y Douglas et al., 2008). Esto último sugiere dos posibilidades, la primera es una influencia de este fenómeno en la generación de veranillos; y la segunda es que solo sea un ruido en el patrón debido a pocos eventos identificados.

En niveles medios de la Troposfera (~5.5km) se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto verifica las condiciones secas predominantes durante estos eventos, estos son causados por un mayor ingreso de vientos del Oeste y a una disminución de los vientos del Este en los niveles más bajos (Garreaud et al., 2003).

Por último, a 200hPa (~12km) sobre el Perú se observa el predominio anomalías de vientos del Oeste, esto es producto de una disminución de los vientos del Este (Alta de Bolivia), estas son posiblemente asociadas a la anomalía ciclónica de vientos centrada en el punto (90°W, 24°S) que causaría un mayor ingreso de vientos del Oeste; además, al noreste de Brasil se observan anomalías de vientos del Sur, esto evidencia una intensificación de la vaguada característica en dicha región.

d. Anomalías de altura geopotencial

- Según CSN

A 850 hPa (Figura 6.9a), se observa un predominio de anomalías positivas de geopotencial (sombras rojas) con más de 4 m/día a lo largo de línea ecuatorial entre las latitudes (5°S, 5°N), estas posiblemente son causadas por un incremento de temperatura del aire debido a una mayor actividad convectiva durante este eventos, esto podría estar

asociado al paso de una onda Kelvin. Estas anomalías también son observadas sobre las costas del Pacífico Sur (Ecuador-Perú-Chile), estas anomalías probablemente sean componentes parte de las anomalías observadas en el Pacífico ecuatorial. Además, estas anomalías también son observadas sobre Argentina que posiblemente estén asociadas a una actividad convectiva o posiblemente sea un ruido en el patrón identificado. Por último, se observa anomalías negativas (sombras azules) al sureste de Brasil centrada en el punto (90°W , 32°S) lo que estaría asociado a condiciones secas.

A 700 hPa (Figura 6.9b) se observa un patrón de anomalías semejante al observado a 850hPa. Pero, se observa un predominio de anomalías positivas sobre todo el continente; menos al sureste de Brasil donde predomina las anomalías negativas debido a que el núcleo de alta presión ubicada sobre el Atlántico Sur.

A 500 hPa (Figura 6.9c) se observada anomalías positivas de altura geopotencial (sombras rojas) con más de 5 m/día a lo largo de la línea ecuatorial entre las latitudes (15°N , 15°S), esto es semejante a lo observado en niveles más bajos. Al contrario, se observa las anomalías negativas (sombras azules) con valores menores a -15 m/día, significativas, sobre el Pacífico Sur (frente a la costa sur del Perú y norte de Chile) centrada en el punto (85°W , 25°S), estas anomalías son las causantes del anomalía ciclónica de vientos en este nivel.

A 200 hPa (Figura 6.9d), se observa anomalías positivas de altura geopotencial sobre los Andes centrales peruanos. Al contrario, se observa anomalías negativas (sombras azules) sobre Chile y Argentina entre los puntos (85°W , 25°S) y (45°W , 40°S); estas se generarían por un gran ingreso de un sistema de alta presión (ingreso de masas de aire extra tropical). Por último, sobre el Pacífico ecuatorial se observa anomalías positivas de altura geopotencial (más de 30 m/día); estas anomalías posiblemente son causados por el paso de una onda Kelvin (Kiladis et al., 2009).

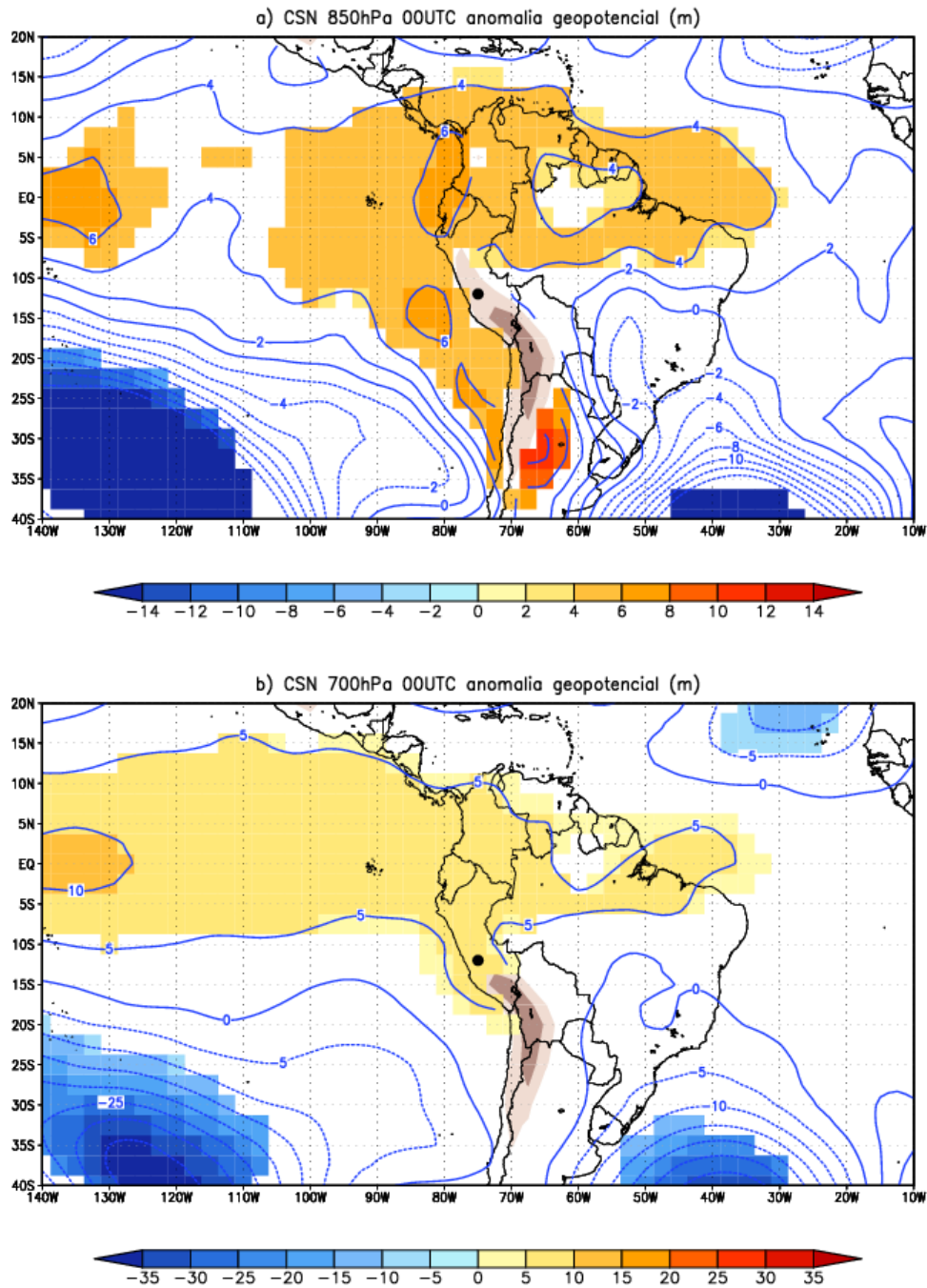


Figura 6.9 Anomalías de altura geopotencial (m) mediante el método de CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR

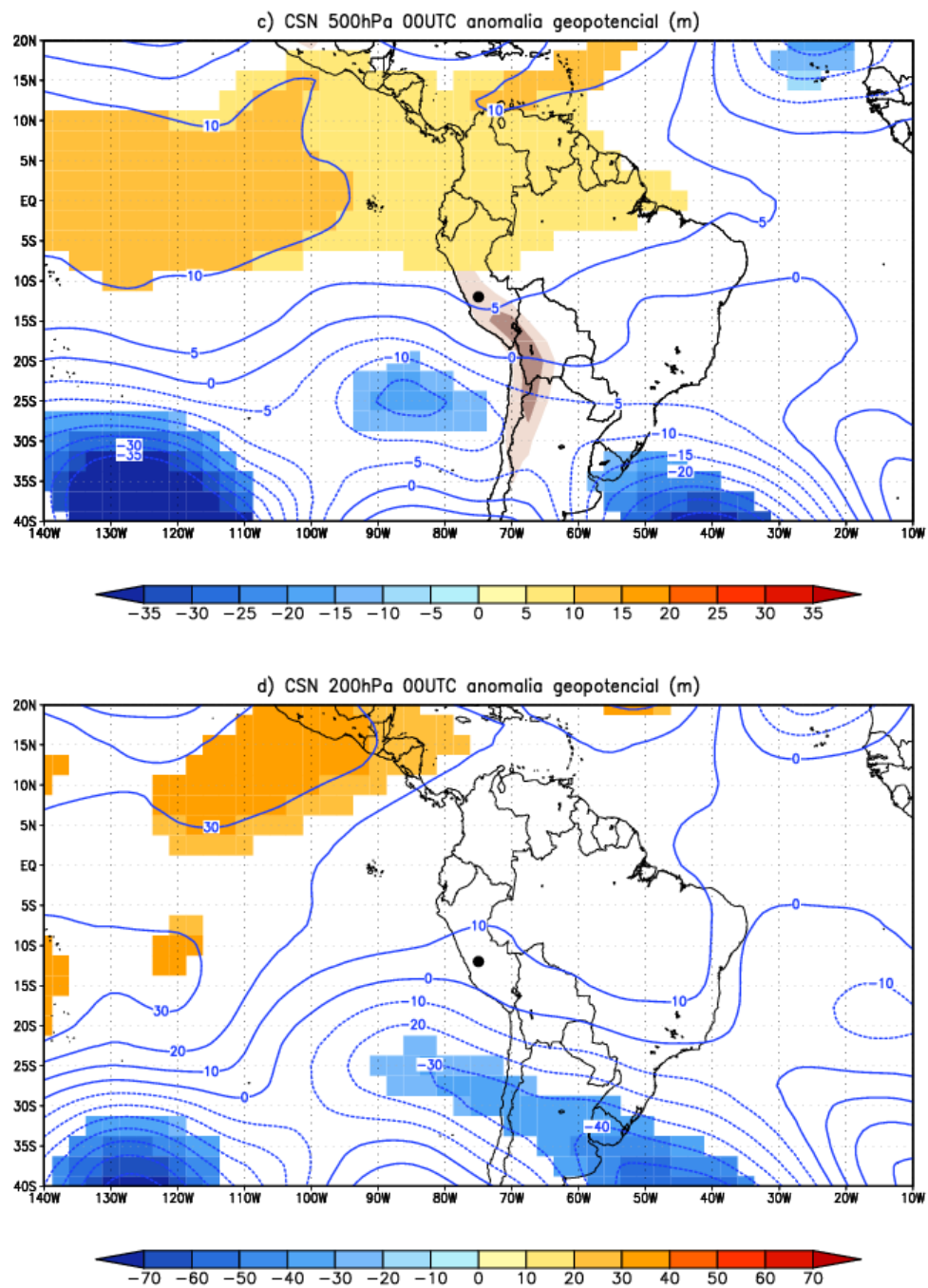


Figura 6.9 (Continuación)

- Según CAD

A 850 hPa (Figura 6.10a) se observa un patrón robusto de anomalías positivas de altura geopotencial (sombras naranjas) con más de 4 m/día a lo largo de la línea ecuatorial entre las latitudes (10°S, 10°N), estas son causadas por un calentamiento generalizado en esta región; este calentamiento podría ser causado por el paso de una onda Kelvin. Además, estas anomalías son observadas sobre las costas del Pacífico Sur (Perú- Chile); estas muy probablemente son parte de la reflexión de la Onda kelvin al interactuar con el continente o sólo es un posible ruido en el patrón. Por último, sobre Argentina se observa anomalías positiva debido a un posible incremento de la actividad convectiva o sólo es un ruido el patrón identificado.

A 700 hPa (Figura 6.10b), se observa un patrón semejante al observado a 850 hPa. Con el predominio de anomalías positivas (sombras rojas) con más de 5m/día a lo largo de la línea ecuatorial entre las latitudes (10°N, 10°S), estas anomalías son debidas a un calentamiento generalizado por el paso de una onda Kelvin. Al contrario, al sureste de Brasil se observa ligeras anomalías negativas (sombras negativas) con un núcleo ubicada sobre el Atlántico Sur.

A 500 hPa (Figura 6.10) se observa el predominio de anomalías positivas (sombras rojas) con más de 10 m/día a lo largo de la línea ecuatorial entre las latitudes (10°N, 10°S), estas anomalías son causadas por un calentamiento generalizado; este calentamiento son posiblemente causados por el paso de una onda kelvin, esto es semejante a lo observado en los niveles más bajos. Al contrario, sobre las costas del Pacífico Sur (Perú-Chile) se observa una región con anomalías negativas (sombras azules), no significativas estadísticamente, centrada aproximadamente en el punto (80°W, 25°S); estas anomalías podrían generar anomalías ciclónicas de vientos.

A 200 hPa (Figura 6.10d), se observa el predominio de anomalías positivas sobre el continente. Al contrario, las anomalías negativas (sombras azules) se ubican entre los puntos (90°W, 22°S) y (45°W, 50°S), este región de alta presión podría generar vientos anómalos del Oeste sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio). Por último, se observa anomalías positivas, no significativos estadísticamente, sobre el Pacífico ecuatorial

que podría estar asociado al paso de una onda Kelvin (Kiladis et al., 2009) u otros fenómenos de gran escala.

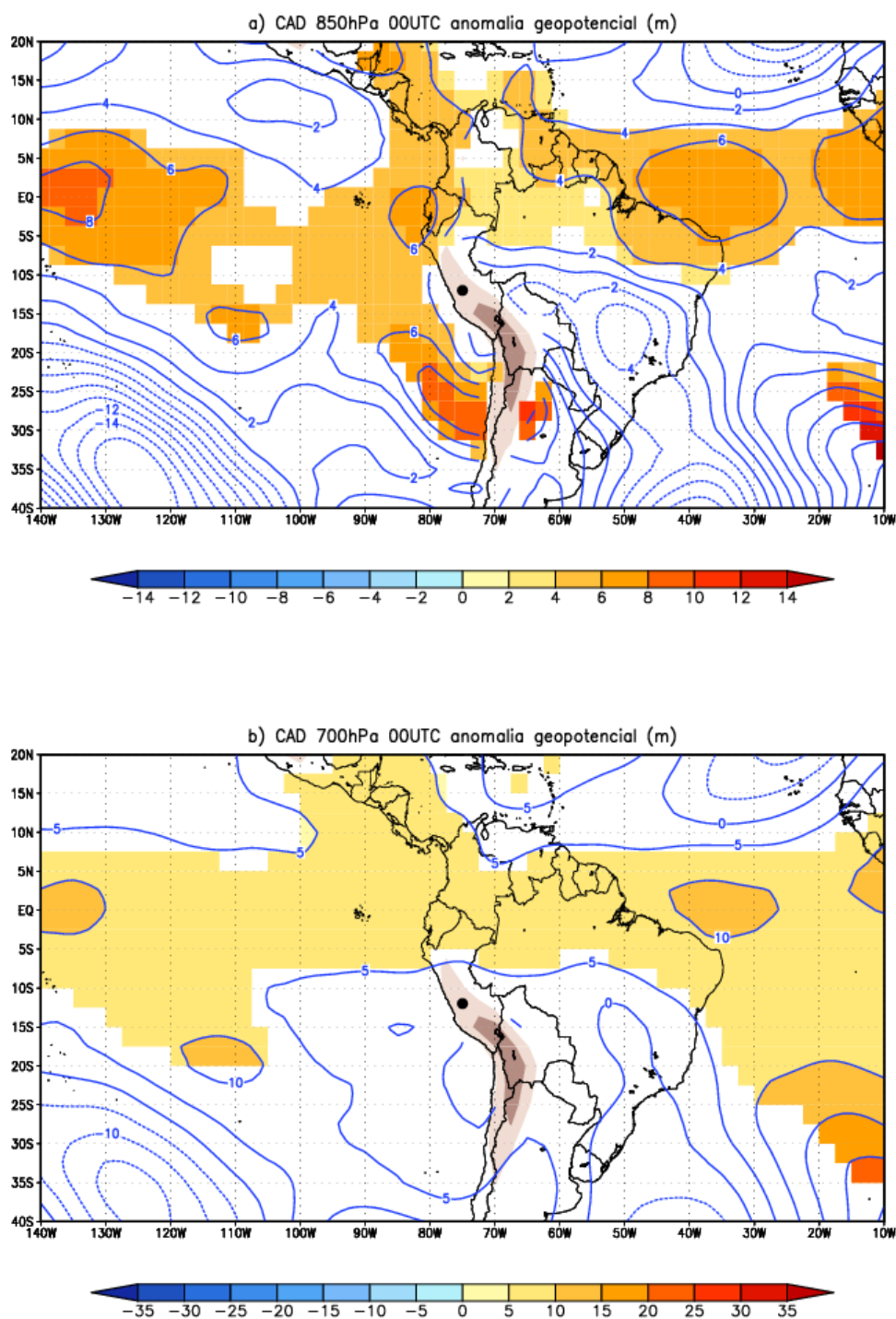


Figura 6.10 Anomalías de geopotencial (m) mediante el método de CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza

son sombreadas. Ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

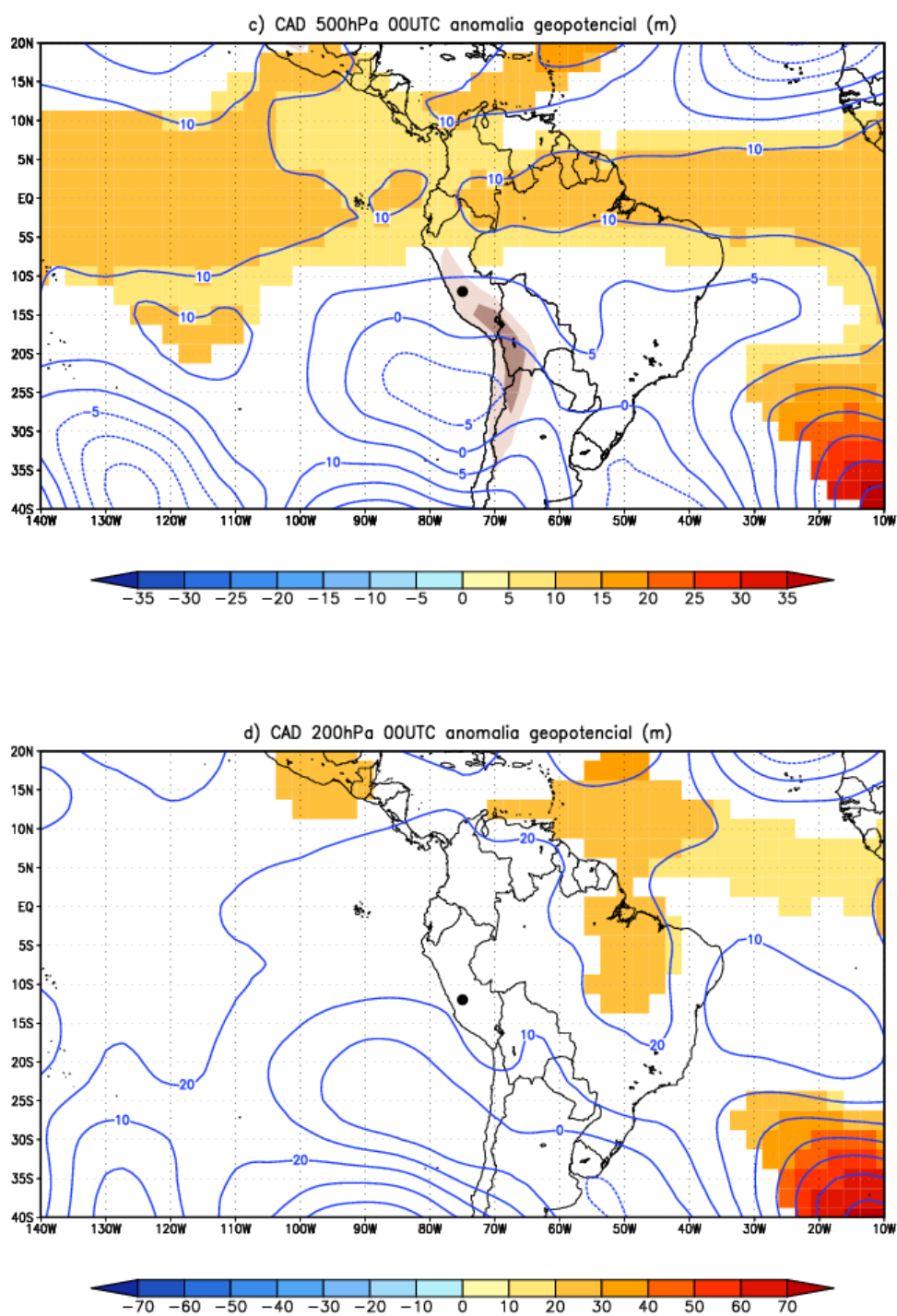


Figura 6.10 (Continuación)

- Discusión preliminar

Ambos métodos (CSN y CAD) muestran patrones de anomalías de altura geopotencial parecidos.

A 850 hPa (~1.5km) se observan el predominio de anomalías positivas a lo largo de la línea ecuatorial entre las latitudes (10°N, 10°S). Estas anomalías sobre el Pacífico ecuatorial son causadas por un calentamiento en dicha región, pero estas anomalías podrían estar asociadas al paso de una onda Kelvin. Al contrario, las anomalías negativas que se ubican al sureste de Brasil; estas son causados por un incremento de presión que aumenta las condiciones secas (menos humedad). En los niveles medios, se observa el predominio de anomalías positivas sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio). Pero, sobre el Pacífico Sur se observa una región con anomalías negativas (sombras azules) que generaría una anomalía ciclónica de vientos.

e. Anomalías de temperatura

- Según CSN

A 850hPa (Figura 6.11a) se observa anomalías positivas (sombras rojas) con más de 0,2°C a lo largo de la línea ecuatorial entre las latitudes (10°N, 10°S), este calentamiento es más intenso sobre el Pacífico ecuatorial que en el Atlántico ecuatorial. Estas anomalías también son observadas sobre el continente desde la parte central al norte, posiblemente, son causadas por un mayor calentamiento por parte de la radiación solar debido al predominio de escasez de nubosidad durante estos eventos. Al contrario, al este de Brasil se observa el predominio de anomalías negativas (sombras azules), muy probablemente, debido a una mayor actividad convectiva y de nubes durante estos eventos. Por último, estas anomalías negativas son también observadas al sur del continente (Argentina, Uruguay y sureste de Bolivia), posiblemente, son originadas por un mayor ingreso de masas de aire extra tropical (seco y frío) al continente.

A 700hPa (Figura 6.11b) se observa un patrón de anomalías semejante al observado a 850hPa. Pero, se observa anomalías positivas (sombras naranjas) con más de 0,2 °C sobre el

Pacífico Ecuatorial y la parte norte de Perú. Al contrario, las anomalías negativas son ligeras sobre la parte central y este de Brasil, posiblemente, se debe a un aumento de la nubosidad en dicha región. Además, estas anomalías también son observadas frente a las costas Perú-Chile, probablemente, causado por un ingreso de aire desde la alta Tropósfera. Por último, estas anomalías también son observadas al sur debido a un mayor ingreso de masas de aire extra tropical (aire seco y frío) al continente.

A 500hPa (Figura 6.11c) se observa el predominio de anomalías positivas (sombras rojas) sobre el Pacífico ecuatorial, probablemente, ocasionado por el paso de una onda Kelvin. También, estas anomalías son observadas sobre la parte central (zona de estudio) y norte del continente sudamericano; pero estas anomalías, probablemente, son causadas por calentamiento neto por parte de la radiación solar ya que es reforzada por las condiciones secas imperantes durante estos eventos (IGP, 2005a). Por último, al sur del continente se observa el predominio de anomalías negativas (sombras azules); estas se extienden entre los puntos (78°W, 27°S) y (58°W, 32°S), esto refuerza las observaciones descritas en los niveles troposféricos más bajos.

A 200hPa (Figura 6.11d) se observa el predominio de anomalías positivas (sombras rojas) sobre el Perú y el continente sudamericano, esto refuerza las observaciones en los niveles troposféricos bajos. Al contrario, al sur del continente (Argentina) se observa anomalías negativas (sombras azules); estas son probablemente originadas por un mayor ingreso de masas de aire de latitudes medias (aire seco y frío) al continente.

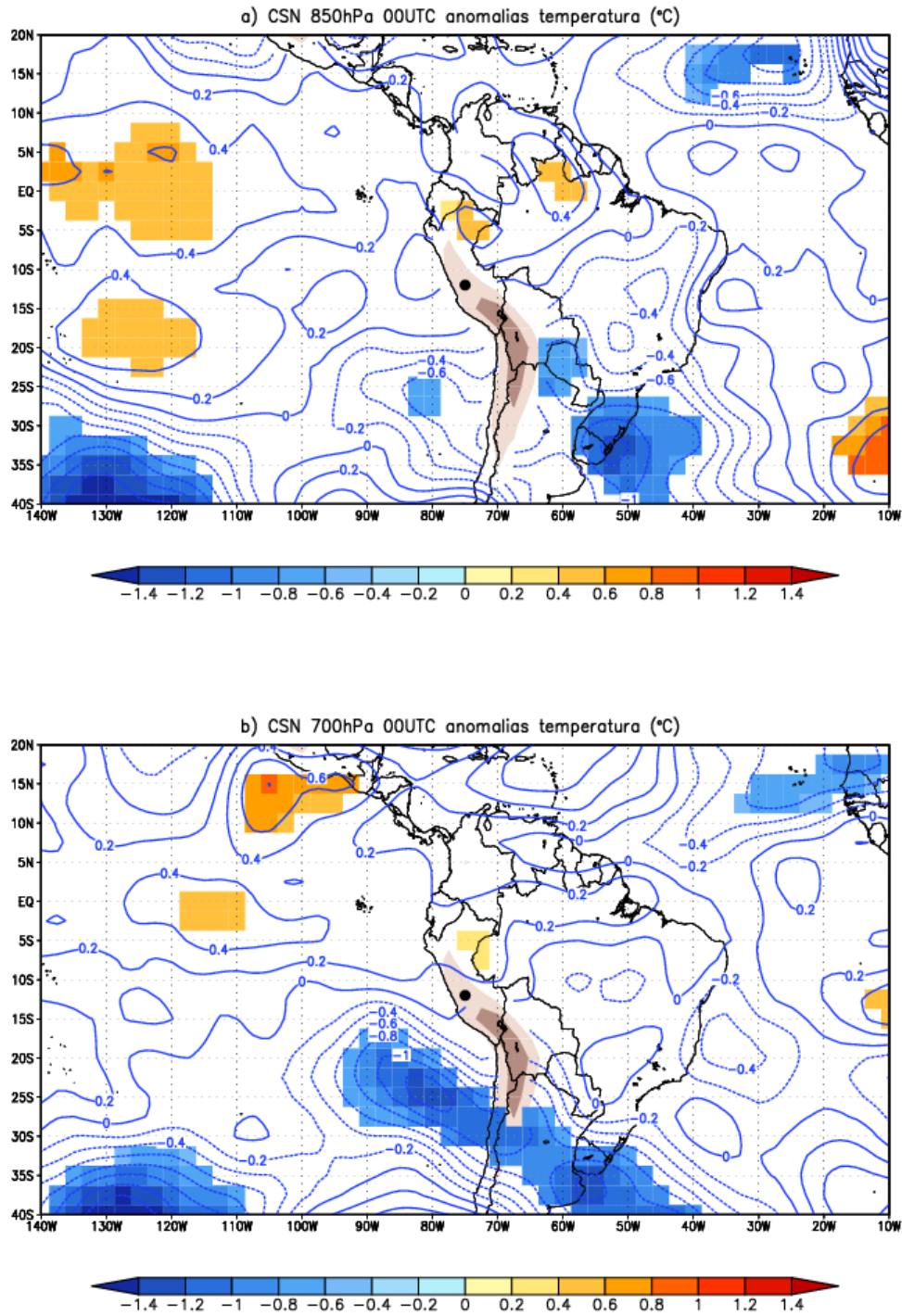


Figura 6.11 Anomalías de temperatura (°C) mediante el método CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 para diferentes niveles de presión a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es marcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

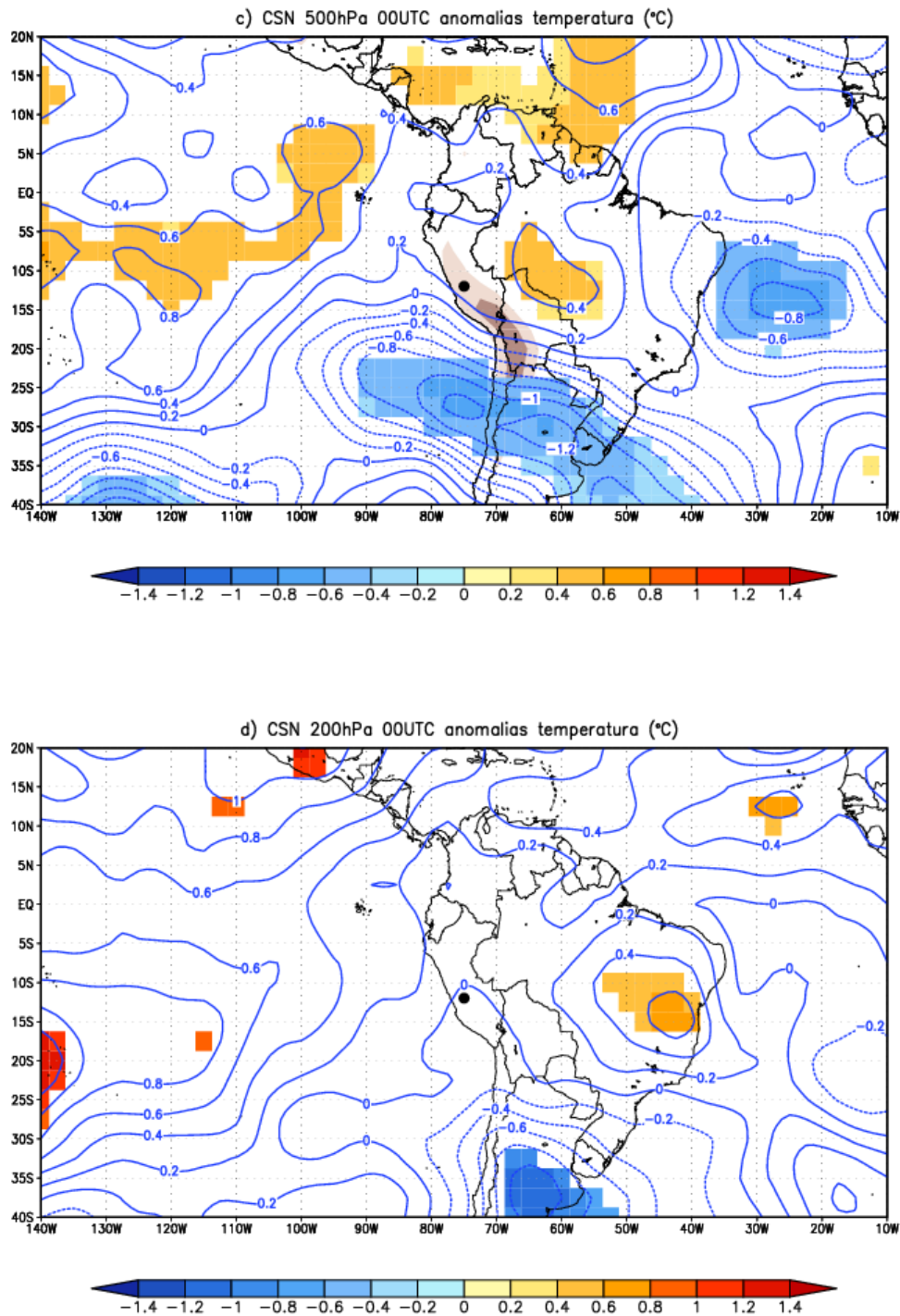


Figura 6.11 (Continuación)

- Según CAD

A 850hPa (Figura 6.12a) se observa el predominio de anomalías positivas (sombras rojas) con más de $0,4^{\circ}\text{C}$ a lo largo de la línea ecuatorial comprendida entre las latitudes

(10°N, 10°S), este calentamiento son posiblemente causadas por el paso de una onda Kelvin. Además, estas anomalías son observadas sobre la parte central y norte del continente sudamericano, estas últimas son probablemente originadas por un calentamiento neto causado la radiación solar; esta es reforzada por la condición de escasez de humedad durante estos eventos. Al contrario, al sur del continente se observa anomalías negativas (sombras azules), probablemente, son originadas por un mayor ingreso de masas de aire extra tropical (aire seco y frío) al continente.

A 700hPa (Figura 6.12b) se observa un patrón de anomalías parecidos al de 850hPa.

A 500hPa (Figura 6.12c) se observa el predominio de anomalías positivas (sombras rojas) sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), este calentamiento neto es probablemente causado por la radiación solar; esta es reforzada por la escases de humedad (IGP, 2005a). Al contrario, las anomalías negativas se observan frente a la costa norte de Chile sobre el Pacífico Sur (sombras azules), esta anomalía muestra un centro de alta presión que generaría anomalías ciclónicas de vientos en este nivel. También, estas anomalías son observadas al sur del continente (Argentina) debido probablemente a un mayor ingreso de masas de aire de latitudes medias (aire seco y frío); esto refuerza lo observado en los niveles troposféricos más bajos.

A 200hPa (Figura 6.12d) se observa el predominio de anomalías positivas sobre los Andes centrales peruanos y gran parte de América del Sur, este calentamiento generalizado podría estar asociado a las condiciones secas; esto debido a la escasez de humedad durante estos eventos que favorecen un mayor calentamiento por parte de la radiación solar. Por contrario, al sur del continente se observa anomalías negativas debidas, probablemente, a un mayor ingreso de aire extra tropical (aire seco y frío) al continente.

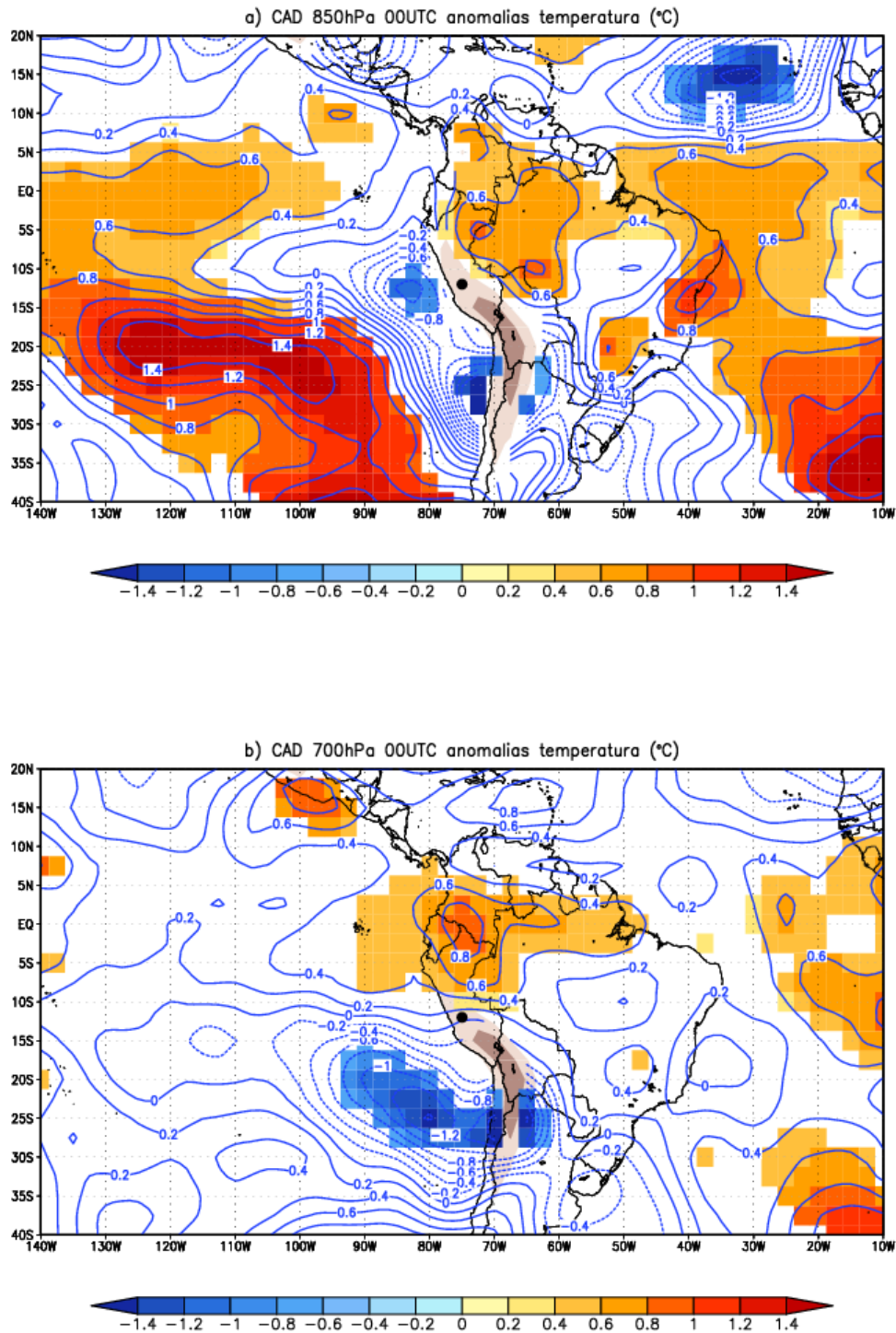


Figura 6.12 Anomalías de temperatura (°C) mediante el método CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 para diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es marcada por un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Ambos métodos (CSN y CAD) muestran el predominio de anomalías positivas a lo largo del Pacífico ecuatorial en todos los niveles verticales. Estas anomalías no son producidas por el paso de una Kelvin debido a que en los niveles medios y altos debería predominar anomalías negativas (Kiladis et al., 2009).

En los niveles bajos, ambos métodos difieren sobre la parte continental. Esto es debido a que el método CSN muestra anomalías negativas mientras que el CAD muestra anomalías positivas, pero este último es el más concordante con las condiciones de veranillos. En los niveles medios troposféricos, ambos métodos son concordantes, ya que muestran un patrón robusto de anomalías positivas sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) probablemente debido a mayor calentamiento por la radiación solar que es reforzada por la escasez de humedad durante estos eventos. Por último, al sur del continente se observa el predominio de anomalías negativas, probablemente, debido a un mayor ingreso de masas de aire de latitudes medias (seco y frío) hacia el continente durante estos eventos.

e. Anomalías de presión a nivel del mar

- Según CSN

En la Figura 6.13 se observa el predominio de anomalías positivas (sombras rojas) más de 0,3 hPa a lo largo de los Andes centrales (Perú, Chile, Argentina, Ecuador, Colombia), esto está probablemente asociado a un aumento de la presión debido a las condiciones secas predominantes durante un veranillo en la zona de estudio. Estas anomalías positivas son más intensas entre Argentina-Chile (más de 0,6 hPa) debido muy probablemente a un mayor ingreso de masas de aire extratropical (seco y frío) al continente. Al contrario, al sureste de Brasil se observa anomalías negativas ínfimas (sombras azules) centradas aproximadamente en el punto (50°W, 17°S), estas serían parte de un centro de alta presión ubicada sobre el Atlántico Sur en el punto (35°W, 40°S).

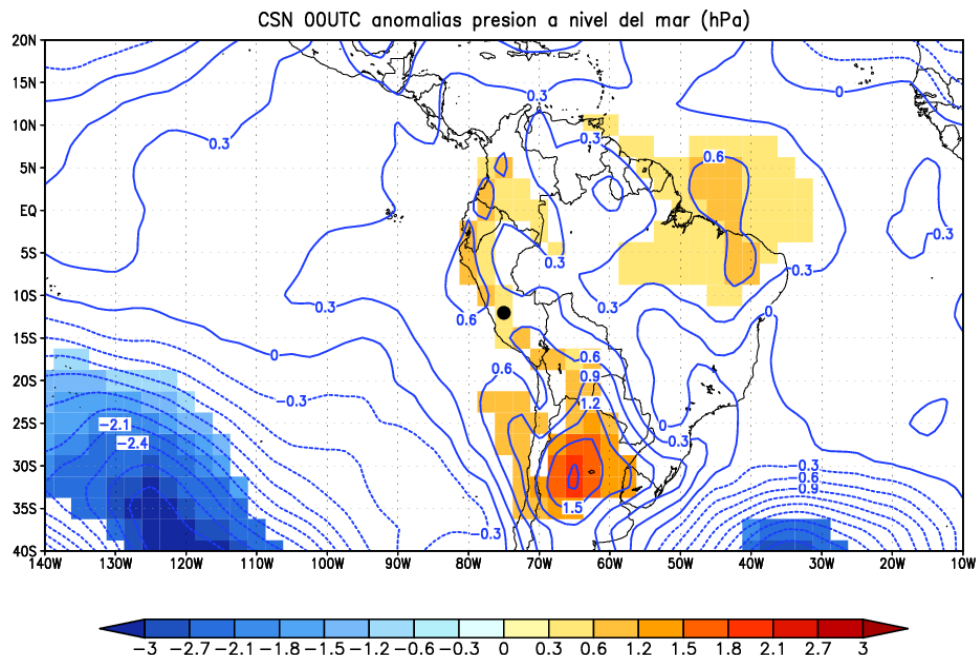


Figura 6.13 Anomalías de presión a nivel del mar (hPa) mediante el método CSN durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95 % de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

- Según CAD

En la Figura 6.14 se observa anomalías positivas (sombras rojas) sobre los Andes centrales peruanos (más de 0,3 hPa), esto sería provocado por las condiciones secas predominantes durante un veranillo en la zona de estudio. Estas anomalías son más intensas sobre Chile y Argentina con más de 0,6 hPa, estas posiblemente son causadas por un mayor ingreso de vientos de latitudes medias (secos y fríos) al. Al contrario, sobre la parte central y sureste de Brasil predomina las anomalías negativas (sombras azules) que se extienden entre los puntos (62°W, 13°S) y (50°W, 17°S), estas probablemente son causadas por una mayor actividad convectiva en esta región durante estos eventos.

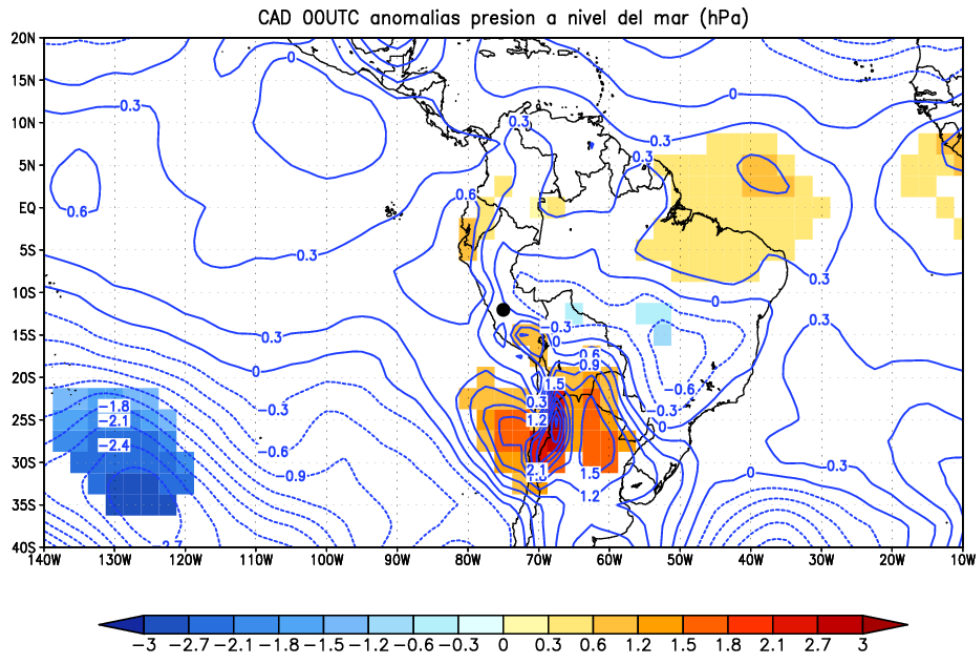


Figura 6.14 Anomalías estandarizadas de presión a nivel del mar (hPa) mediante el método CAD durante los veranillos en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías de temperatura que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

- Discusión preliminar

En este nivel ambos métodos CSN y CAD muestran resultados contrarios, pero el patrón más realista es el CAD ya que muestra anomalías negativas (sombras azules) lo que verifica las condiciones secas sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) durante un veranillo en el valle. Estas anomalías también se observa sobre Chile-Argentina debido a un mayor ingreso de vientos de latitudes medias que advectan aire seco y frío, este ingreso genera las condiciones secas entre estas regiones. Por otro lado, al sureste de Brasil se observa anomalías positivas (sombras rojas) verificando que la actividad convectiva se concentra sobre la parte central de Brasil debido a la disminución de los vientos del Este.

6.2.2 Con datos de la estación de Huayao

6.2.2.1 Anomalías de vientos para 1992-2010

A 850hPa (Figura 6.15a), se observa vientos anómalos del Noroeste y del Oeste sobre la parte central de América del Sur debido a la disminución de los vientos del Este lo que genera una concentración de la humedad hacia al lado este de los Andes, esto implica un menor transporte de la humedad de la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos, corroborando el mecanismo de transporte de humedad (Garreaud et al., 2003). Además se observa un centro de vientos anómalos ciclónicos sobre el Atlántico Sur centrado en el punto (31°W, 34°S) lo que genera un mayor transporte de vientos de latitudes medias (secos y fríos) sobre Uruguay. Finalmente se observa vientos anómalos del Sureste sobre las costas del Pacífico Sur (Perú-Chile) evidenciando una intensificación de los vientos Alisios.

A 700hPa (Figura 6.15b) se observa vientos anómalos del Oeste sobre el Pacífico ecuatorial evidenciando una influencia del Niño, estas anomalías también son observadas sobre el Atlántico ecuatorial que evidencian la disminución de los vientos del Este. Sobre la parte central del continente se observa el predominio de vientos anómalos del Noroeste que transportan la humedad de la Amazonía hacia el este de Brasil lo que genera condiciones secas en los Andes centrales peruanos.

A 500hPa (Figura 6.15c), se observa vientos anómalos del Noroeste al lado este de los Andes centrales lo que evidencia a una disminución de humedad sobre los Andes, también se observan el ingreso de vientos anómalos del Oeste (aire seco y frío) sobre los Andes acompañados de anomalías negativas de humedad (sobras azules) verificando las condiciones secas sobre los Andes centrales (valle del río Mantaro y zonas aledañas). Todo lo anterior ratifica el mecanismo de transporte de humedad (Garreaud et al. 2003).

A 200hPa (Figura 6.15d) se observa vientos anómalos del Oeste sobre Perú, Bolivia y Chile que se extienden longitudinalmente alrededor de la latitud 21°S, lo que muestra la predominancia de los vientos del Oeste sobre los del Este en este nivel debido a la intensificación de la corriente de chorro extra tropical debido a un desplazamiento más al Norte durante un veranillo en el valle del río Mantaro. Finalmente se observa vientos anómalos del Sur sobre la región noroeste de Brasil que causaría un reforzamiento de la

vaguada característica de región Noroeste de Brasil por lo que se acentuaría las condiciones secas sobre dicha región.

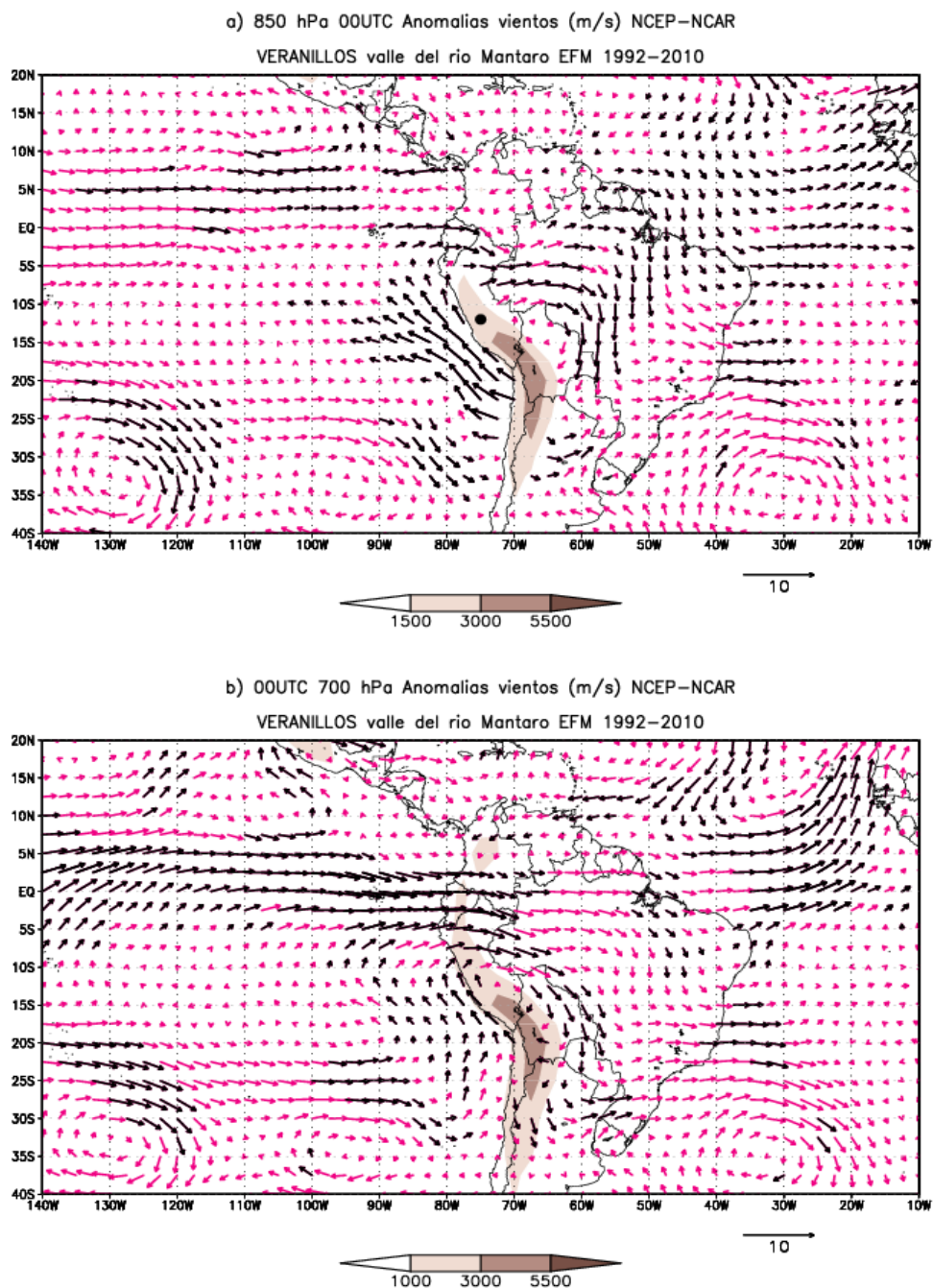


Figura 6.15 Anomalías de vientos (m/s) mediante CAD durante un veranillo en el valle del río Mantaro registrado con datos de Huayao a las 00UTC para el periodo 1992-2010 para diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas (vector negro). La ubicación del valle es marcada por un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

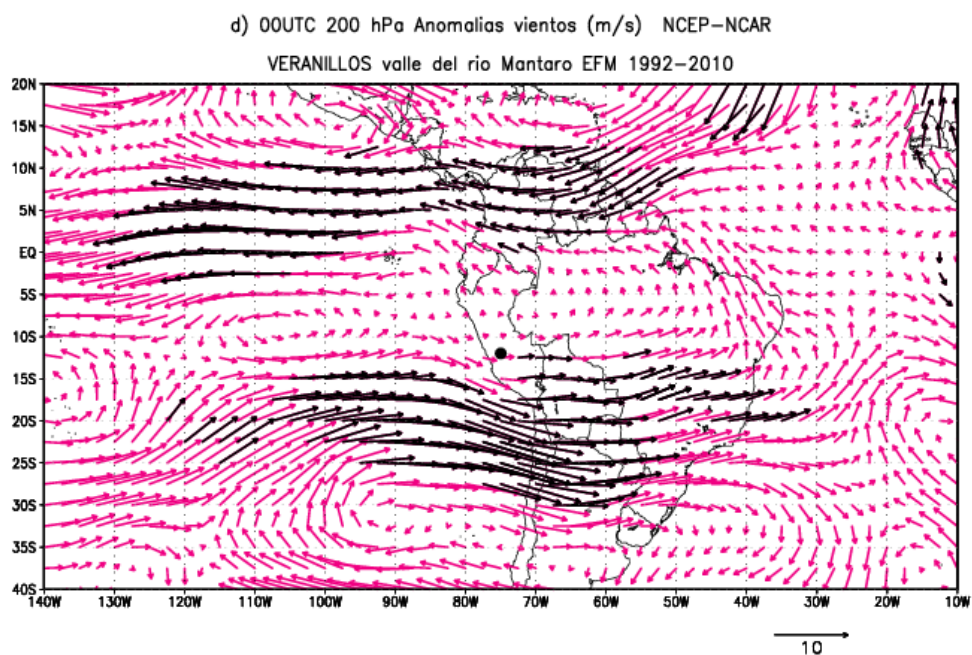
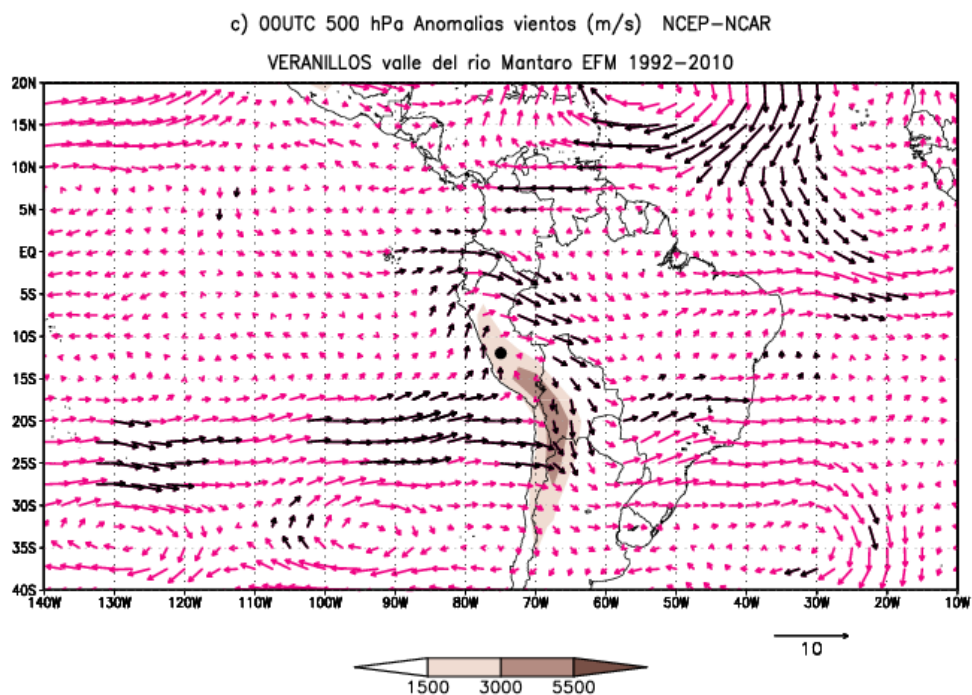


Figura 6.15 (Continuación)

- Discusión preliminar

Al comparar los patrones de anomalías de vientos asociados a los veranillos en el valle del río Mantaro obtenidos con datos de la estación de Huayao con los identificados con las

5 estaciones meteorológicas para el periodo 1992-2009. Se observa que los patrones de anomalías de vientos obtenidos con los datos de Huayao capturan las características predominantes de los patrones de anomalías de vientos obtenidos con las 5 estaciones. Este resultado sugiere, muy probablemente, que la estación de Huayao es representativa del valle del río Mantaro para la identificación de los veranillos.

6.2.2.2 Anomalías de ROL y vientos para el periodo 1950-2010

a. Anomalías de ROL para el periodo 1958-2002

En la Figura 6.16 se observa un patrón robusto de anomalías positivas de ROL (sombras rojas) de más de 4 W/m^2 sobre los Andes centrales peruanos, estas sugieren una disminución de nubes altas y convección profunda sobre el valle del río Mantaro. Además, estas anomalías son observadas en gran parte del continente, esto sugiere que probablemente, este déficit de convección.

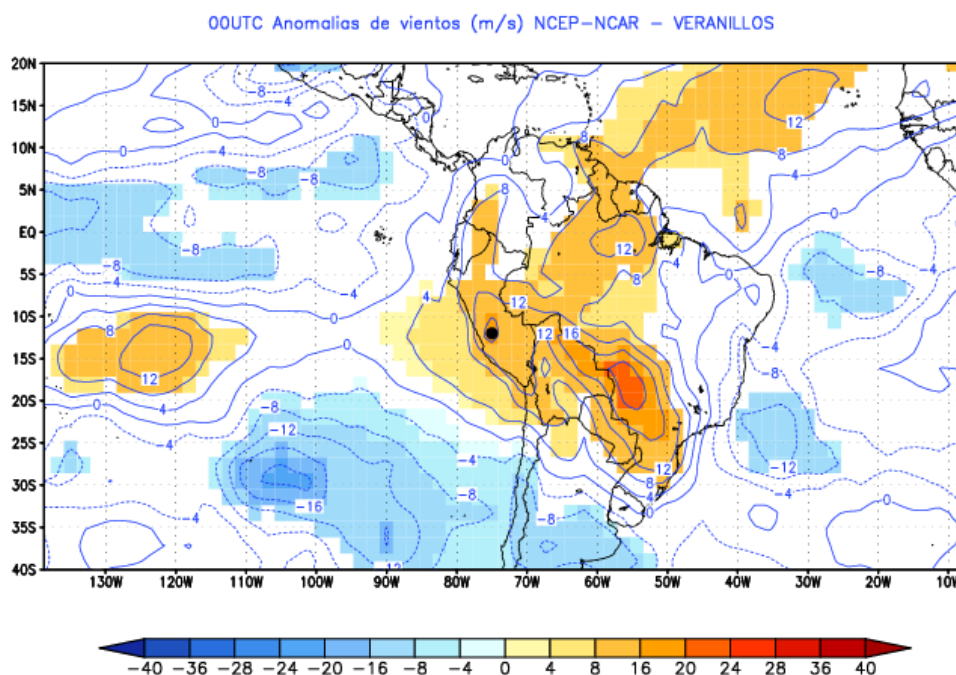


Figura 6.16 Anomalías de ROL (W/m^2) durante un veranillo en el valle del Mantaro registrado con datos de Huayao a las 00UTC para el periodo 1958-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

b. Anomalías de lluvias y vientos para el periodo 1958-2002

- NCEP-NCAR

En el (Figura 6.17 se observa el patrón robusto de anomalías negativas de lluvias (sombras azules) sobre la parte central y sur del Perú (incluyendo a la zona de estudio). Estas anomalías muestran un déficit de lluvias sobre el valle del río Mantaro durante la ocurrencia de un veranillo. Estas anomalías también son observadas al Sur del Perú, sobre el Pacifico Sur, Bolivia y al oeste de Brasil. Mientras que, las anomalías positivas se observan al este de Brasil (sombras rojas) lo que evidenciaría una concentración de las lluvias en esta región durante un veranillo. Estos resultados sugieren que el Reanalysis del NCEP-NCAR simula adecuadamente la dinámica de la circulación atmosférica de América del Sur durante estos eventos.

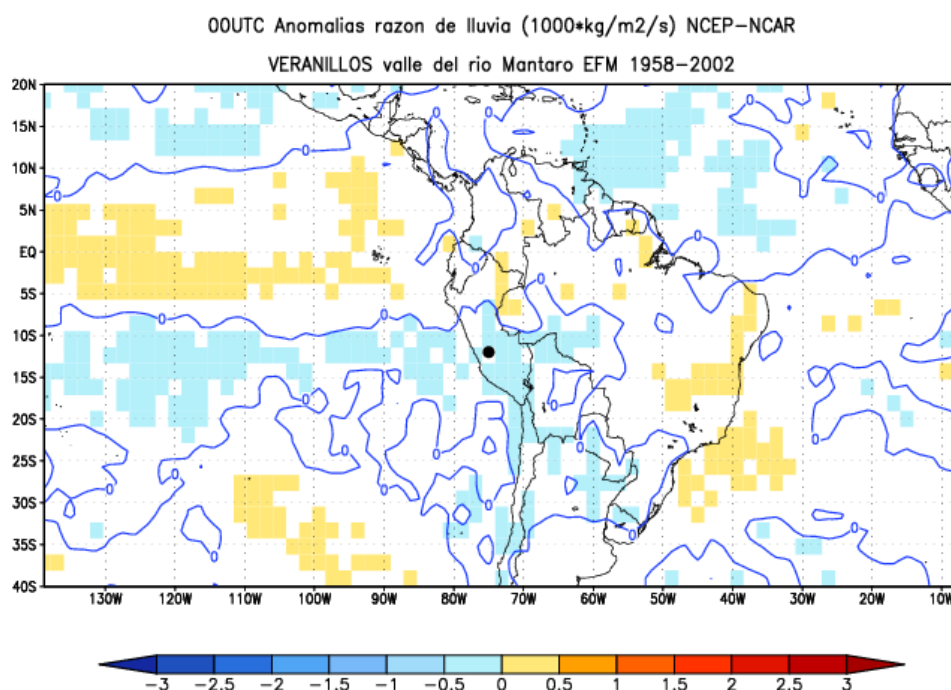


Figura 6.17 Anomalías de lluvias (mm/día) a las 00UTC durante un veranillo en el valle del Mantaro registrado con datos de Huayao para el periodo 1958-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

A 850 hPa (Figura 6.18a) no se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Pacífico ecuatorial, este resultado permite descartar la influencia de fenómenos asociados a la dinámica ecuatorial en la generación de veranillos en los Andes centrales peruanos. Las anomalías de vientos del Oeste son predominantes sobre el Atlántico ecuatorial evidenciando la disminución de los vientos del Este. Además, al norte del continente se observa una anomalía ciclónica de vientos centrada aproximadamente en el punto (64°W, 5°S). Esta anomalía genera una advección de vientos del Este hacia los Andes centrales peruanos, estas anomalías contradicen las condiciones secas predominantes en la zona de estudio ya que estas más bien generarían condiciones lluviosas. Por último, no se observa un centro de convergencia de vientos (zona de actividad convectiva) lo que evidenciaría una disminución generalizada de la actividad convectiva sobre el continente durante estos eventos.

A 700 hPa (Figura 6.18b) se observa un patrón semejante al observado a 850hPa. Con predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre la parte este de Brasil. Por otro lado, sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) se observan anomalías de vientos del Este lo cual ratifica lo observado en niveles más bajos; estas anomalías generarían actividad convectiva sobre los Andes centrales peruanos contradiciendo las condiciones secas durante estos eventos.

A 500 hPa (Figura 6.18c) se caracteriza por el predominio de anomalías de vientos del Este sobre los Andes centrales peruanos, estas anomalías contradicen las condiciones secas debido a que lo que indicaría un mayor ingreso de aire cálido y húmedo desde la Amazonía hacia Andes centrales peruanos.

A 200 hPa (Figura 6.18d) se observa el predominio de tres características; la primera, es el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Perú. El segundo, es una región de convergencia de vientos entre los puntos (70°W, 10°S) y (55°W, 20°S) que podría estar asociado a una subsidencia de aire seco a los niveles medios y bajos, esto genera un aumento de presión favoreciendo las condiciones secas sobre los Andes centrales peruanos. La tercera región es una anomalía anticiclónica de vientos sobre extremo este de Brasil (Bahía y Pernambuco) que sugiere una mayor actividad convectiva en dicha región y una

mayor intensidad de las condiciones secas sobre la parte norte del continente debido a un mayor ingreso de los vientos del Atlántico Norte (aires secos y fríos).

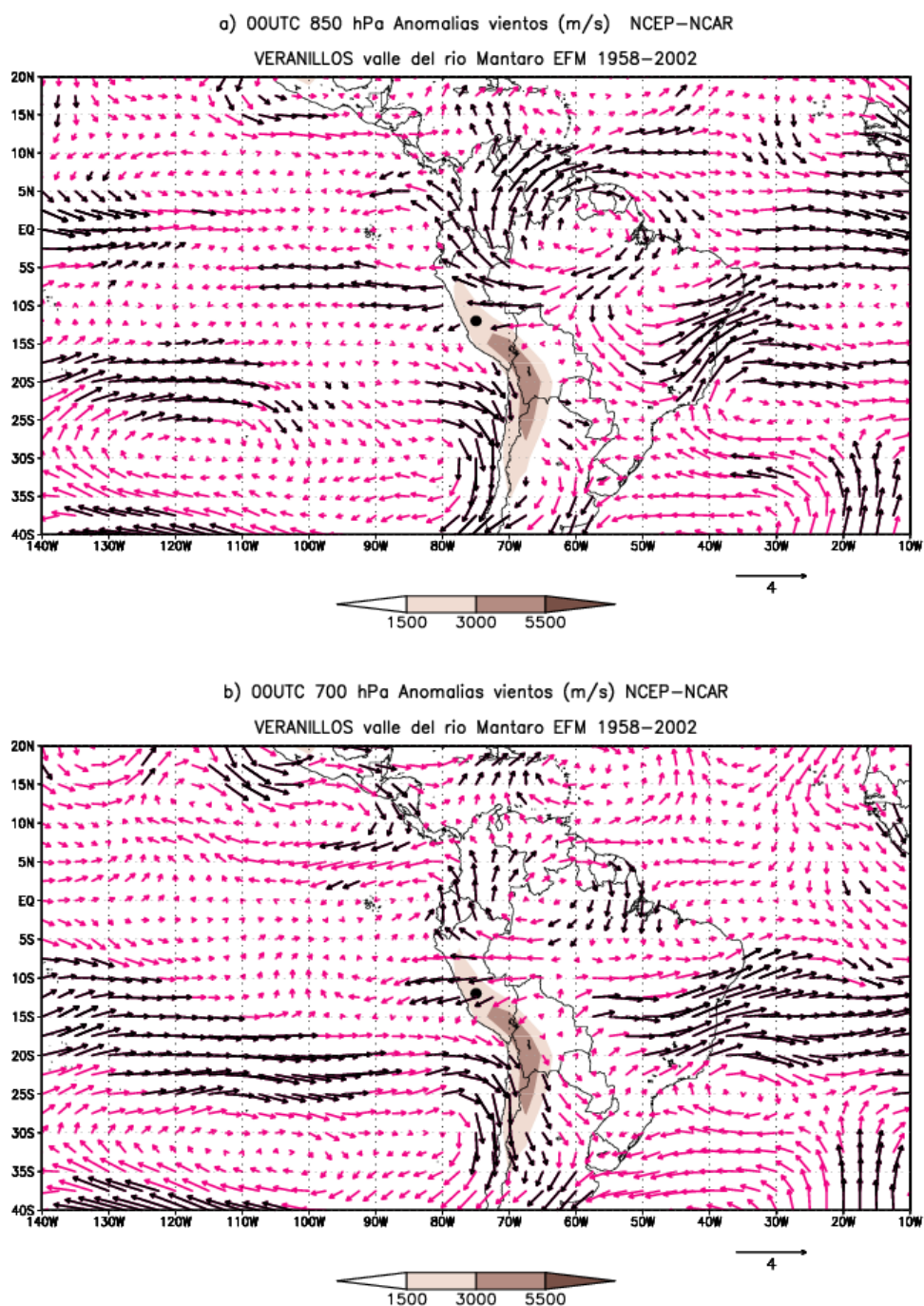


Figura 6.18 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo registrado con datos de Huayao a las 00UTC para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas. La ubicación del valle es marcada por un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

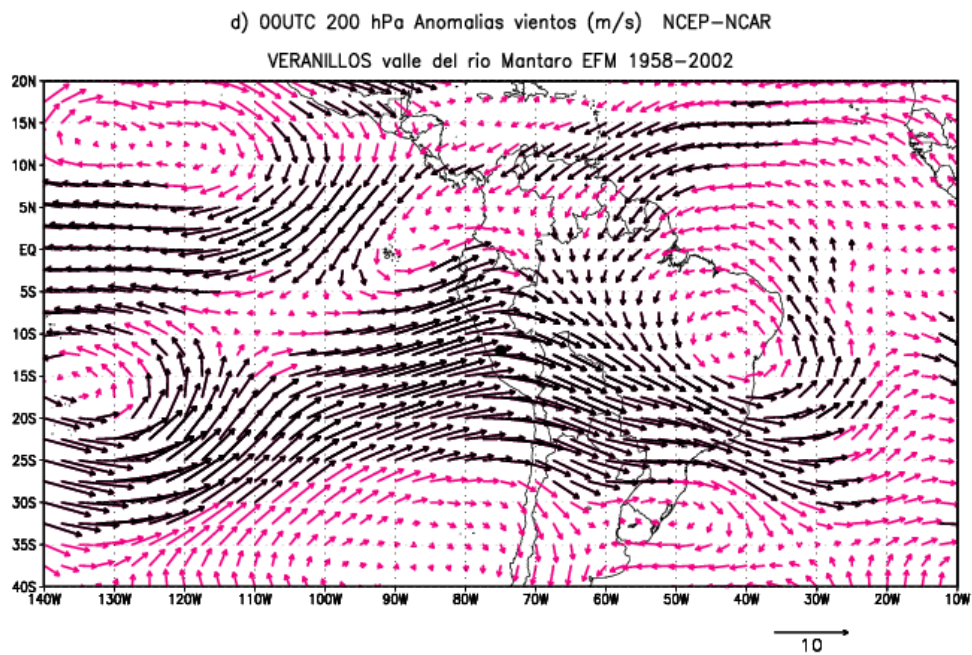
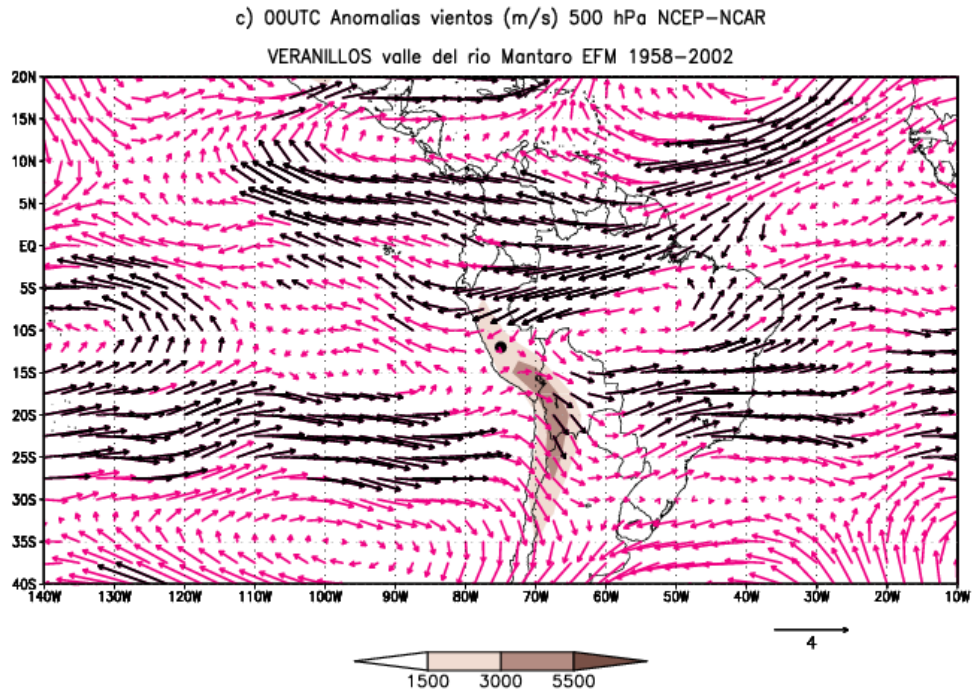


Figura 6.18 (Continuación)

- ERA40

En el patrón de anomalías de lluvia (Figura 6.19) se observa el predominio de anomalías negativas sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto muestra

un déficit de lluvias durante un veranillo en el valle; además estas anomalías tienen una mayor extensión de área ya que se extienden sobre el Pacífico Sur, Bolivia y este de Brasil. Por otro lado, se observa ínfimas anomalías positivas (sombros rojas) al este de Brasil y Atlántico Sur; esto evidencia el déficit de lluvias en el continente durante un veranillo en la zona de estudio. Este resultado muestra que el Reanalysis del ERA-40 simula adecuadamente la dinámica de la circulación atmosférica durante estos eventos de veranillo.

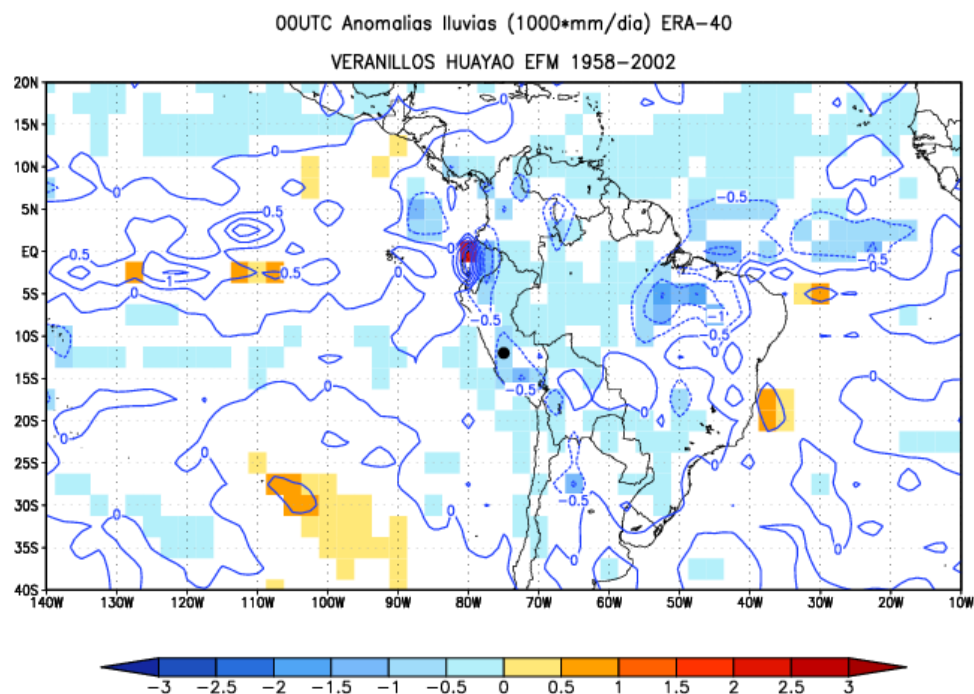


Figura 6.19 Anomalías de lluvias (mm/día) a las 00UTC durante un veranillo en el valle del Mantaro registrado con datos de Huayao a las 00UTC para el periodo 1958-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95 % de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis ERA-40.

A 850 hPa (Figura 6.20a) no se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Pacífico ecuatorial, esto muestra que los fenómenos ocurrientes en esta región no generan los veranillos en los Andes centrales peruanos. Además, se observa el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Atlántico ecuatorial y la parte norte del continente sudamericano; esto muestra una disminución de los vientos del Este, estas disminución es generalizada debido a que estas también son observadas sobre la ladera este

de los Andes, no significativos estadísticamente, estas estarían asociadas a una disminución del transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos. Además, al sur del continente se observa anomalías de vientos del Sur; estos son muy probablemente asociados a un mayor ingreso de masas de aire de altitudes medias (aire seco y frío) al continente. Por último, no se observa una zona de convergencia de vientos en este nivel lo que estaría asociado a una disminución de la actividad convectiva sobre el continente sudamericano.

A 700 hPa (Figura 6.20b), se observa un patrón semejante al observado a 850 hPa.

A 500 hPa (Figura 6.20c) se observa anomalías de vientos del Noreste ínfimas, pero no significativas, sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio); esto muestra un ligero predominio de los vientos del Oeste. Por otro lado, se observa un patrón robusto de anomalías de vientos del Oeste sobre los Andes chilenos.

A 200 hPa (Figura 6.20d) se observa el predominio de 2 características; la primera, es el predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Perú. El segundo, es una región de confluencia de vientos entre los puntos (70°W, 10°S) y (55°W, 20°S) que podría estar asociado a una subsidencia de aire seco a los niveles medios y bajos, esto genera un aumento de presión favoreciendo las condiciones secas sobre los Andes centrales peruanos. Estas características están asociadas muy probablemente a la disminución de la actividad convectiva sobre la superficie que causa una disminución de todas las componentes del patrón de vientos en este nivel (Alta de Bolivia y Vaguada del noreste de Brasil).

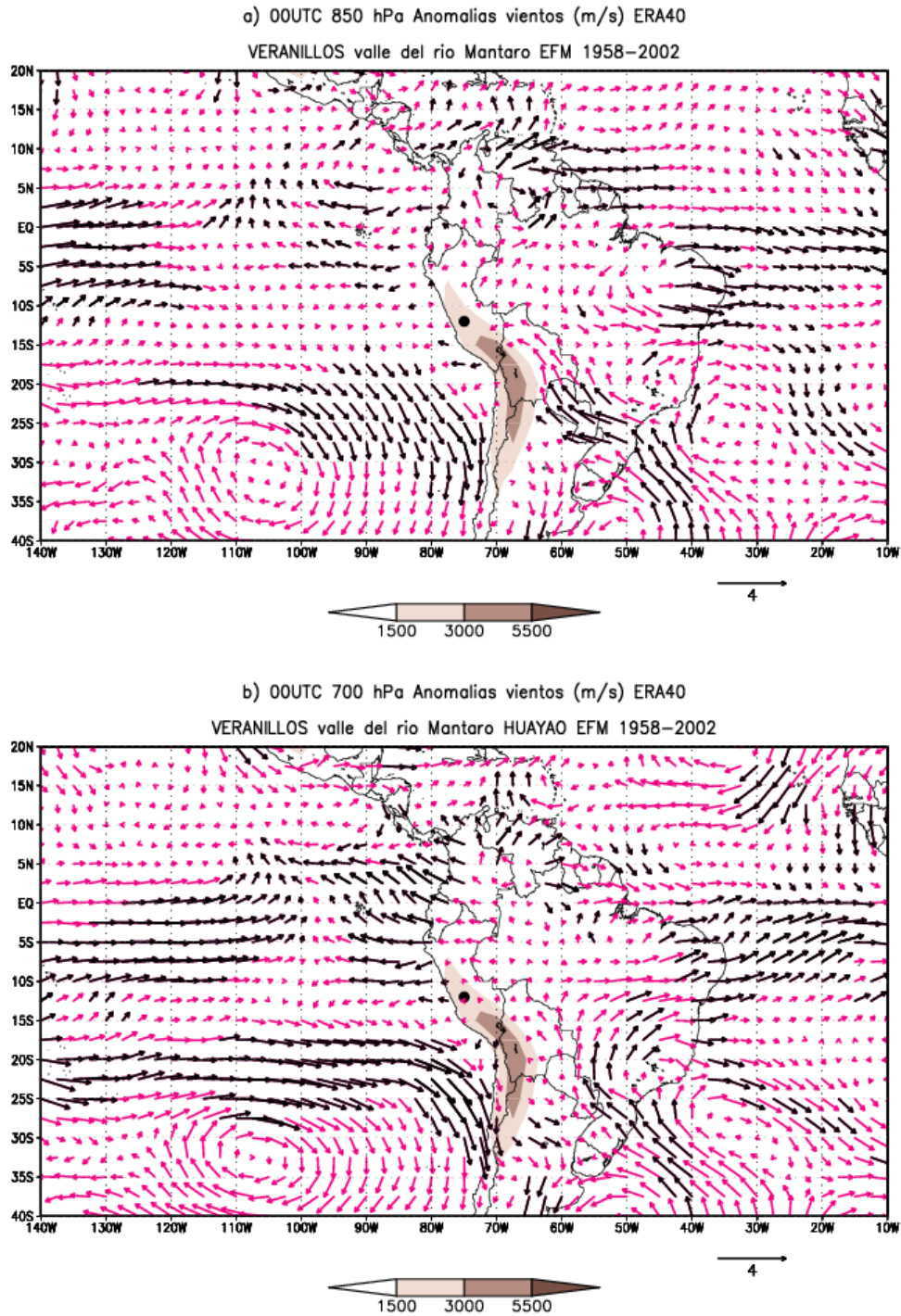


Figura 6.20 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: a) 850hPa, b) 700hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. Las anomalías que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95%de nivel de confianza son remarcadas. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un punto negro. Fuente: Reanalysis ERA-40.

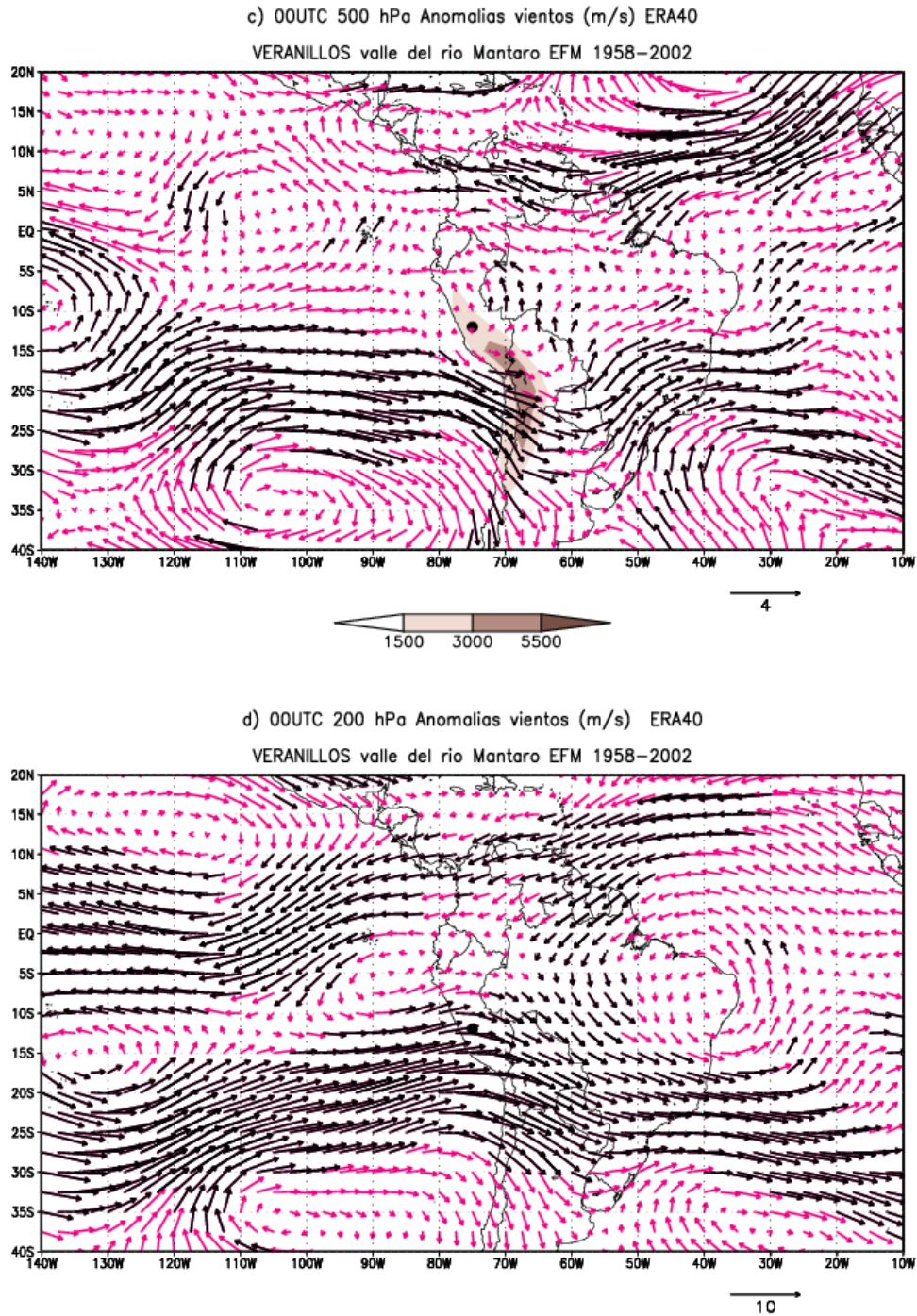


Figura 6.20 (Continuación)

- Discusión preliminar

Ambos modelos presentan diferentes resultados en los niveles bajos y medios de la Tropósfera; en los niveles bajos, el modelo NCAR-NCEP muestra anomalías del Este sobre

los Andes, mientras que el ERA40 muestra anomalías de vientos del Sureste al lado este de los Andes centrales; estos últimos (no significativos estadísticamente) muestran una disminución generalizada de los vientos del Este sobre el continente. Pero, ambos concuerdan en la no existencia de una región de convergencia de vientos; esto evidencia una disminución generalizada de la actividad convectiva sobre el continente sudamericano durante las fechas de ocurrencia de un veranillo en el valle del río Mantaro.

Sólo a 200 hPa es posible encontrar un patrón robusto semejante en ambos modelos, esta se caracteriza por presentar un predominio de anomalías de vientos del Oeste sobre el Perú y anomalías anticiclónicas de vientos al noreste de Brasil. Estas anomalías son causadas por una disminución de todo el sistema en este nivel causado por la disminución de la actividad convectiva observada en los niveles más bajos.

c. Anomalías de vientos para el periodo 1950-2010

Finalmente, se calculó el patrón de anomalías de vientos a 200 hPa para el periodo 1950-2010 con los datos del Reanalysis del NCEP-NCAR, donde se observa un patrón robusto de vientos anómalos del Oeste sobre los Andes centrales peruanos durante un veranillo en el valle del río Mantaro (Figura 6.21). La descripción de esta Figura se encuentra en el ítem anterior.

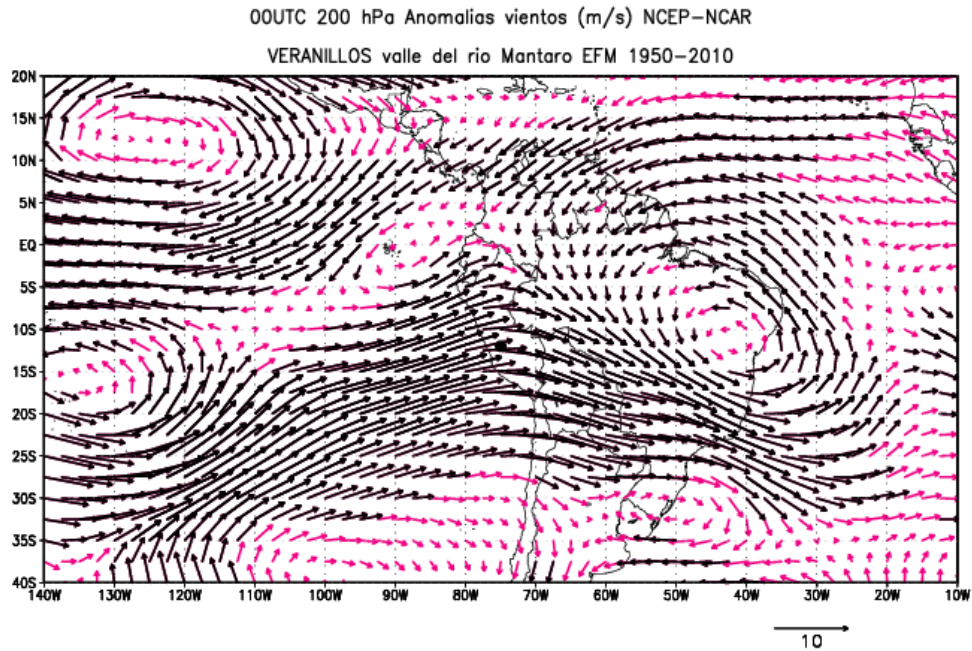


Figura 6.21 Anomalías de vientos (m/s) a 200 hPa durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1950-2010. Los vectores que pasan la prueba-t Student al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita. La ubicación del valle del río Mantaro es remarcada con un punto negro. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

6.3 Simulación de la circulación atmosférica de América del sur durante las fechas de ocurrencia de veranillos en el valle del río Mantaro en el año 2007

6.3.1 Descripción de la circulación atmosférica durante las fechas de ocurrencia de los veranillos en el valle del Mantaro en el año 2007

En el patrón de lluvias (Figura 6.22a) se observa que las lluvias se concentran al este Brasil con más de 14 mm/día (sombras rojas), estas se extienden desde el lado este de los Andes hasta el Atlántico Sur lo que evidencia un predominio de actividad convectiva sobre la parte este de Brasil durante la ocurrencia de los veranillos en el valle. Por otro lado, se observa lluvias ínfimas (menores a 2mm/día) sobre la parte norte de América del Sur (Colombia, Venezuela, etc.), la parte sur (Chile, Argentina, etc.) y sobre los Andes centrales peruanos (sombras azules); esto patrón verifica las condiciones de déficit de lluvias es generalizada en América del Sur durante un veranillo en el valle del Mantaro.

En el patrón de anomalías de lluvias (Figura 6.22b) se observa un patrón semejante al patrón de lluvias (Figura 6.22a), la descripción es análogo al ítem anterior.

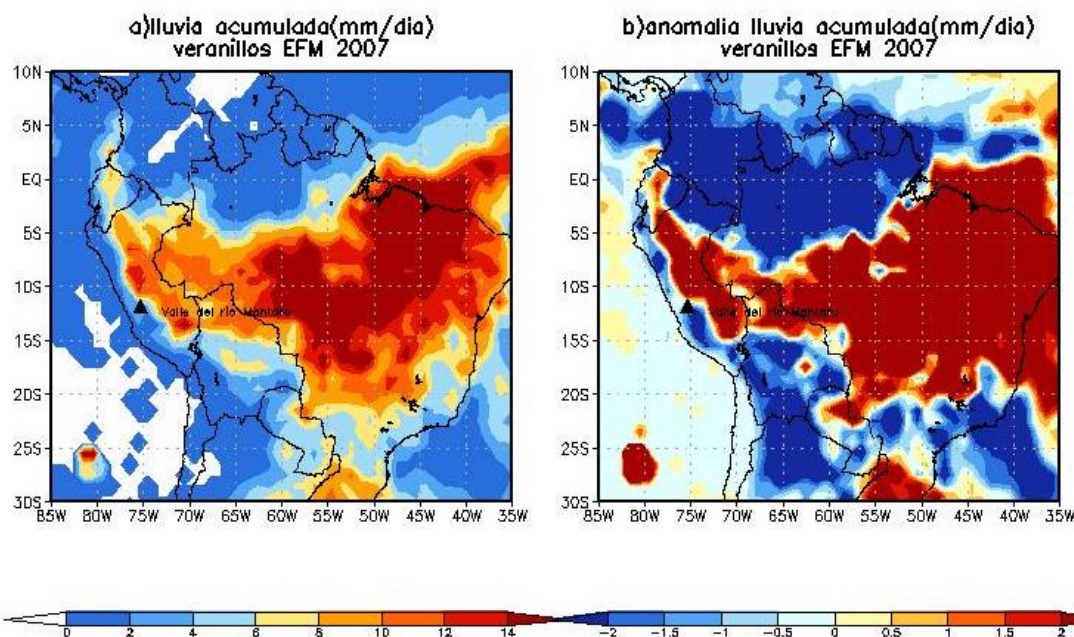


Figura 6.22 A la derecha: a) patrón de lluvias acumuladas (mm/día) y a la izquierda: b) patrón de anomalías de lluvias (mm/día) durante los veranillos registrados en el valle del río Mantaro los meses del verano del año 2007. La ubicación del valle del río Mantaro es indicado con un triángulo negro. Fuente: datos de lluvias del GPCP.

A 850hPa (Figura 6.23) se observa el predominio de anomalías positivas de humedad (Figura 6.18f) sobre la parte sureste de Brasil entre los puntos (55°W, 20°S) y (43°W, 28°S) con más de 11g/kg (Figura 6.23c). Este región con superávit de humedad es causado por la presencia de actividad convectiva intensa que se verifica con la observación de un centro de baja presión (menos de 1510 m) centrada aproximadamente en el punto (55°W, 25°S) debido a la convergencia de vientos del Este y Sur en esta zona (Figura 6.23a), esto descripción es corroborado por la presencia de vientos anómalos del Norte y Noreste (Figura 6.18d) en dirección a esta región. Finalmente, la zonas más secas (menos de 8 g/kg) están localizadas sobre las costas del Pacífico Sur (Figura 6.23f) debido un mayor ingreso de vientos del Sur (vientos anómalos del Norte) que advectan aire más seco y más frío; y al predominio de vientos Noreste (vientos anómalos del Norte) que transportan aires cálido y húmedo hacia la parte noreste de Brasil.

850hPa veranillos EFM 2007 – valle del rio Mantaro

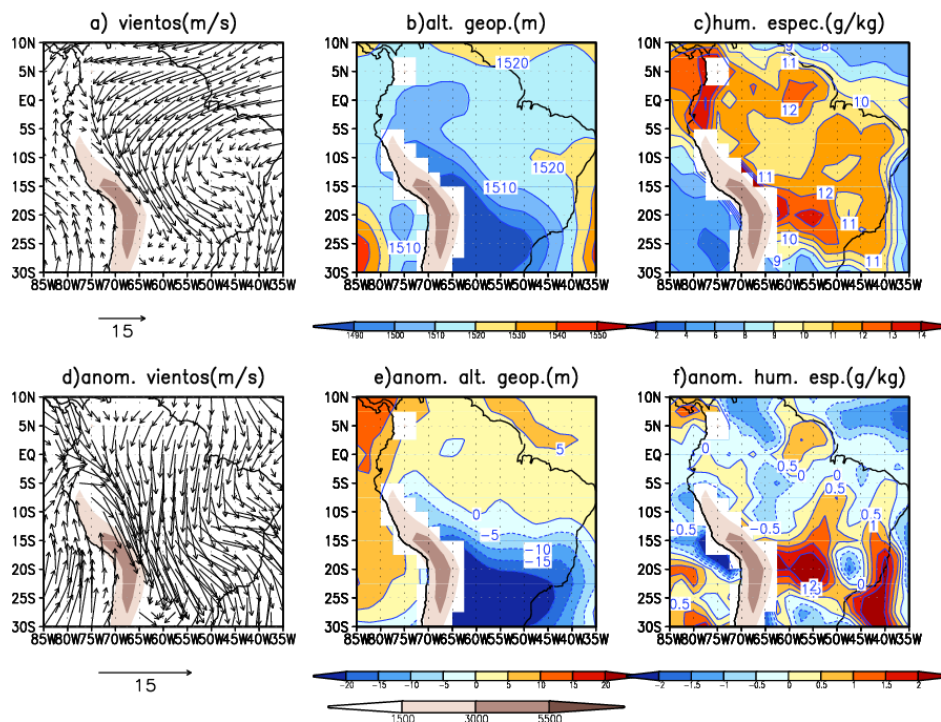


Figura 6.23 Patrones de a) Vientos (m/s), b) humedad específica (g/kg), c) altura geopotencial (m), d) anomalías de vientos (m/s), e) anomalías de geopotencial (m), f) anomalías de humedad específica (g/kg) a 850hPa durante los veranillos en el valle del Mantaro para el año 2007. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

A 500hPa (Figura 6.24) se observa el predominio de vientos del Oeste sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) y la parte central de América del Sur (Figura 6.24a) lo que causa los vientos anómalos del Este (Figura 6.24d). Estos anomalías del Oeste causan evidencian una disminución del transporte de humedad de la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos y ello favorece el ingreso de vientos secos y fríos de lado oeste de los Andes (Figura 6.24c), esto último es corroborado por la presencia de anomalías negativas de humedad sobre los Andes y la parte norte de América del Sur (Figura 6.24f). También se observa vientos del Oeste sobre la parte Sur de los Andes (Chile) causado por un centro ciclónico de vientos anómalos ubicado a más de 30°S (Figura 6.24d) producto de la presencia de un centro de baja presión (Figura 6.24e).

500hPa veranillos EFM 2007 – valle del rio Mantaro

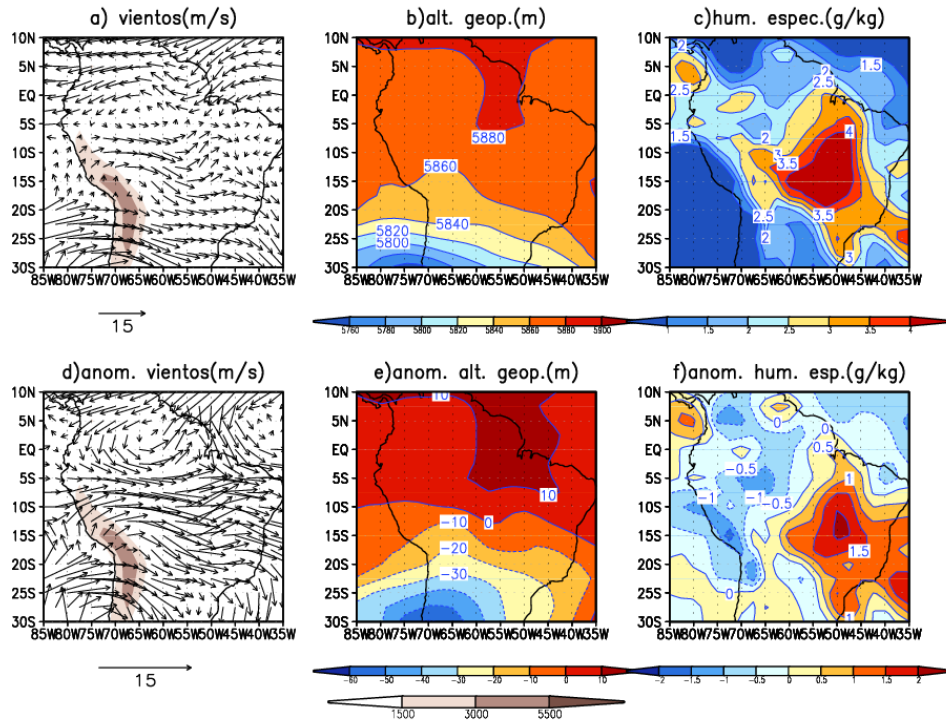


Figura 6.24 Semejante a la Figura 6.23, pero para 500 hPa.

A 200hPa (Figura 6.25), se observa un patrón de humedad semejante a lo observado en los niveles más bajos de la Troposfera, ya que sobre los Andes se observa un déficit de humedad (Figura 6.25c), ello es corroborado con la presencia de anomalías negativas de humedad sobre dicha región (Figura 6.25f). La Alta de Bolivia es desplazada hacia el Este en el punto (57°W , 16°S) y su centro tiene una altura geopotencial mayor a 12480 m (Figura 6.25b). Se observa una intensificación de la vaguada localizada sobre la parte noreste de Brasil debido a la presencia de vientos anómalos del Sur y al sur de América del Sur predomina los vientos del Noroeste (más de 20 m/s) debido a una intensificación de la corriente de chorro extra tropical que genera vientos anómalos ciclónicos con centro ubicado más al sur de (75°W , 30°S). En la Figura 6.25d, se observa una anomalía anticiclónica centrada en el punto (58°W , 14°S) lo que representa una disminución espacial de la intensidad de la Alta de Bolivia.

200hPa veranillos EFM 2007 – valle del río Mantaro

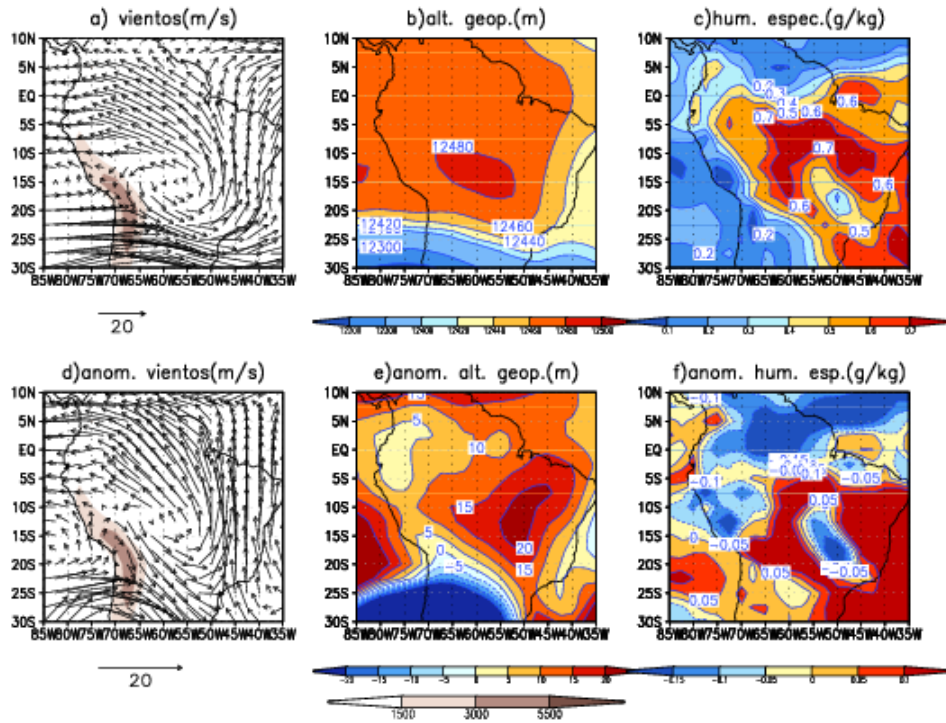


Figura 6.25 Semejante a la Figura 6.23, pero para 200 hPa.

- **Discusión preliminar**

Durante los veranillos del 2007 en el valle del río Mantaro se observa el predominio de un sistema de alta presión (anomalías negativas de altura geopotencial) proveniente del sur dirigido hacia la parte continental de América del Sur que genera una gran perturbación en la circulación atmosférica del continente debido a que causo el ingreso de vientos del Oeste sobre los Andes en los niveles medios troposféricos lo que generó condiciones secas en dicha región (valle del río Mantaro). Este sistema de alta presión también se manifestó en la alta troposfera ya que causo una disminución espacial de la intensidad del Alta de Bolivia producto de una intensificación del CCHT.

6.3.2 Simulaciones del RegCM 3 durante el verano austral del 2007

6.3.2.1 Anomalías de lluvias simuladas

En el patrón de anomalías de lluvias simuladas (Figura 6.26) se observa que los 4 esquemas del RegCM 3 sobreestiman las lluvias observadas en varias regiones de América del Sur (Figura 6.22a). Al este de Brasil todos los esquemas simulan anomalías positivas (sombras rojas), pero no todos ellos simulan las anomalías negativas (sombras azules) observadas al norte del continente (GAS y KUO). Por último, sobre los Andes centrales peruanos se observa que los esquemas GAS, GFC y KUO registran anomalías positivas (sombras rojas) mientras que el esquema EMA registra anomalías negativas (sombras azules); esto evidencia que el esquema EMA simula más adecuadamente la variabilidad temporal de las lluvia sobre la zona pero ello no es así con respecto a la variabilidad espacial (Figura 6.26d).

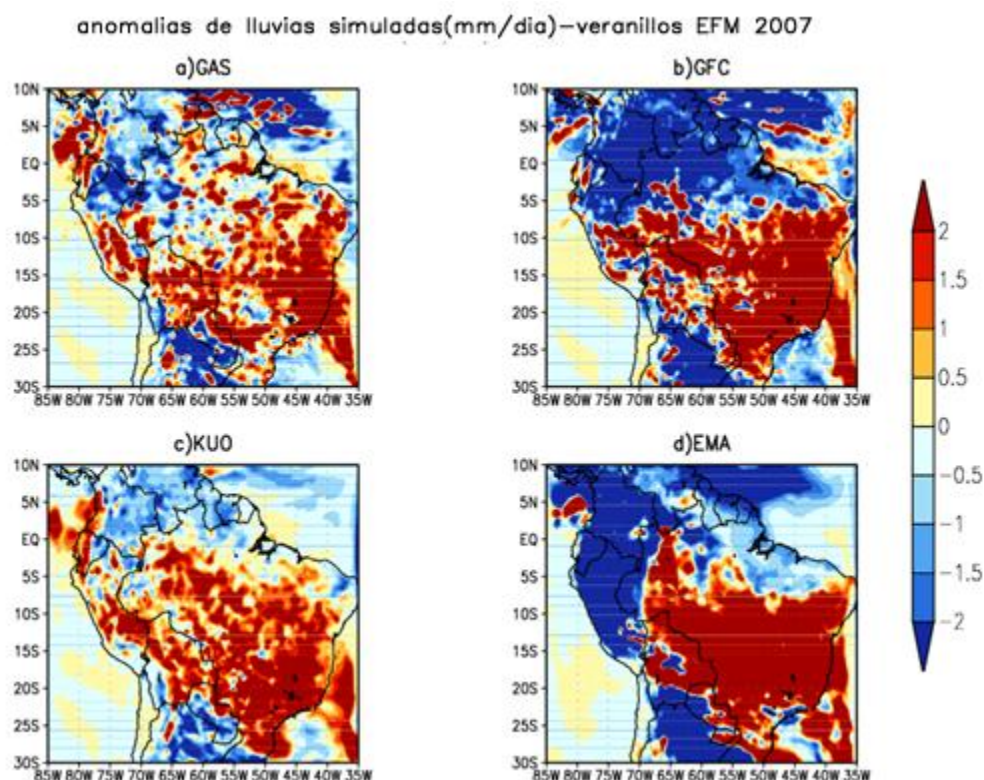


Figura 6.26 Anomalías de lluvias simuladas (mm/día) por el RegCM 3 durante los veranillos ocurridos en el año 2007 en el valle del río Mantaro. Para los esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

6.3.2.2 Anomalías de vientos

A 850hPa (Figura 6.27) se observa que ninguno de los 4 esquemas de convección del RegCM simula el patrón espacial de los vientos anómalos en este nivel, pues el esquema de EMA simula mejor los vientos anómalos del Noroeste ubicados en la ladera este de los Andes (más intenso que los otros 3 esquemas de convección) pero sobre la parte central del continente simula vientos anómalos del Oeste que no son registrados en los datos observados (vientos anómalos del Norte).

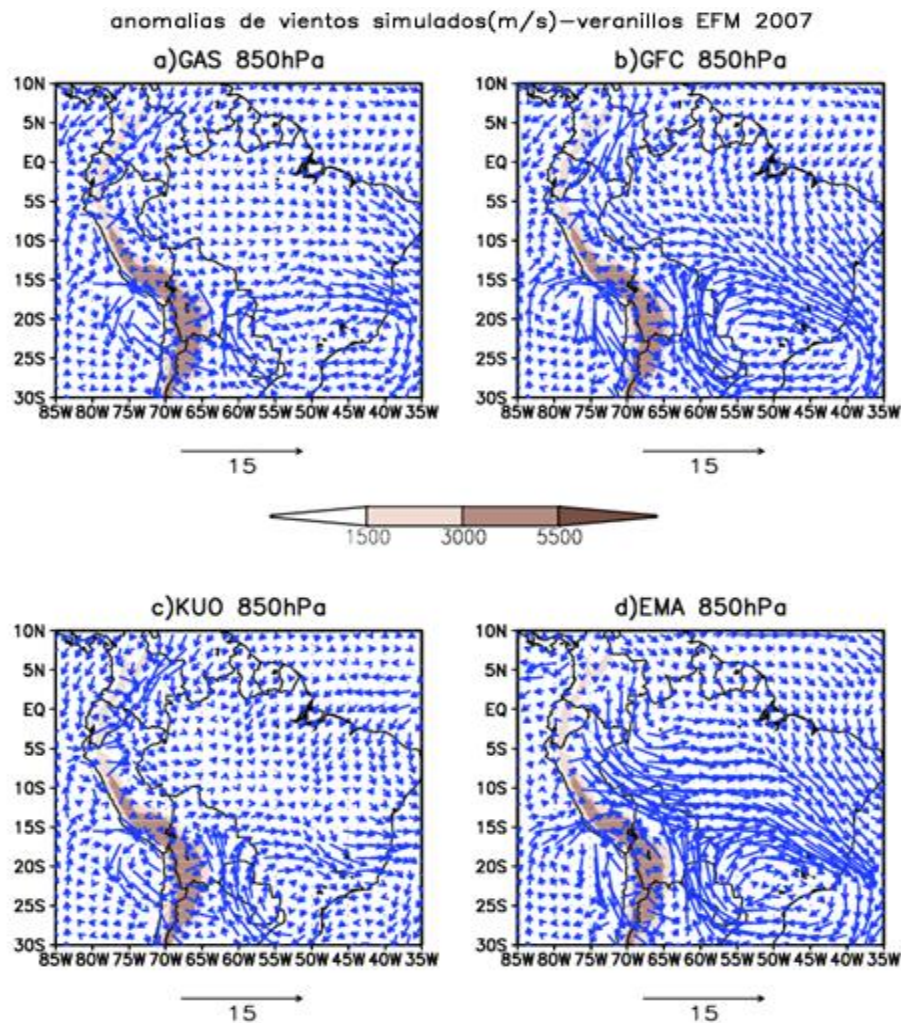


Figura 6.27. Anomalías de vientos simulados (m/s) a 850 hPa durante los veranillos del año 2007 en el valle del río Mantaro. Los esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

A 500hPa (Figura 6.28) se observa que los 4 esquemas de convección del RegCM 3 simulan adecuadamente el patrón de anomalías de vientos, pero subestiman la intensidad

de los vientos anómalos. Los 4 esquemas de convección simulan vientos anómalos del Oeste sobre los Andes peruanos, mientras que en la parte sureste de América del Sur simulan vientos anómalos del Suroeste mientras que en los observados son del Noreste. También se observa vientos anómalos ciclónicos centrados aproximadamente en el punto (71°W, 28°S) que se manifiesta con viento anómalos del Noroeste sobre la costa norte de Chile. Finalmente los 4 esquemas de convección simulan vientos anómalos del Este centrados en el punto (40°W, 28°S) mientras se registra vientos anómalos del Norte en los datos observados.

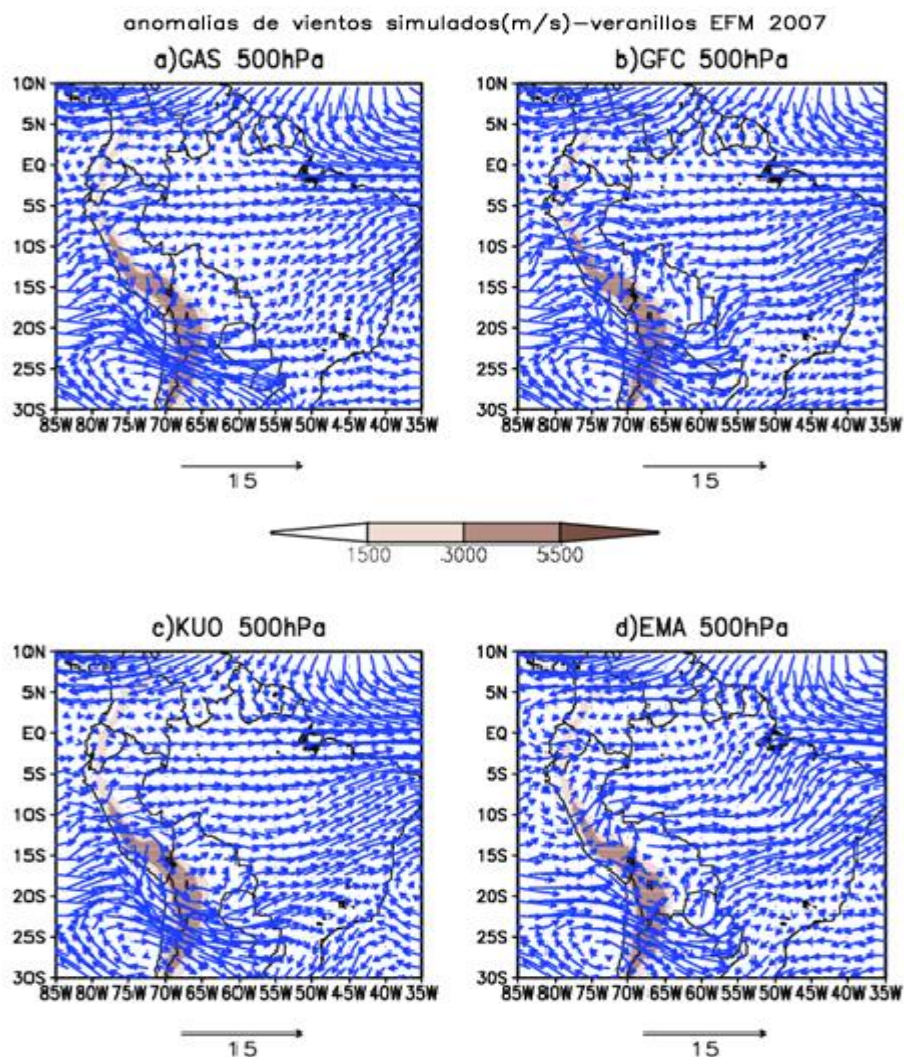


Figura 6.28 Semejante a la Figura 6.27, pero para 500 hPa.

A 200hPa (Figura 6.29) se observa que los 4 esquemas de convección del RegCM 3 simulan los vientos anómalos del Noreste centrados en el punto (80°W, 2°N) mientras que

los datos observados registran vientos anómalos Oeste, pero sobre el centro del continente los 4 esquemas no simulan adecuadamente la anomalía anticiclónica de vientos con centro en el punto (57°W, 14°S) ya que sólo el esquema EMA lo simula mejor que los demás esquemas de convección.

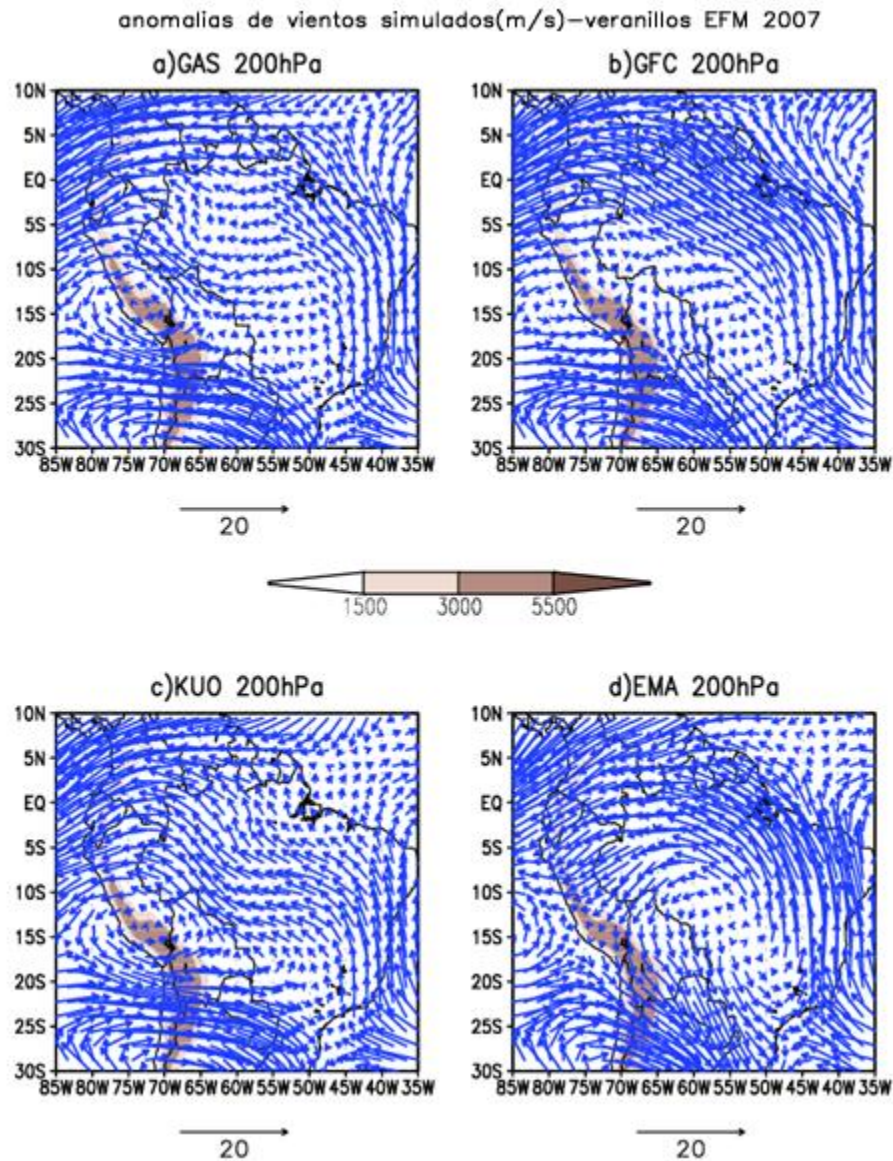


Figura 6.29 Semejante a la Figura 6.27, pero para 200 hPa.

6.3.3.3 Anomalías de altura geopotencial

A 850hPa (Figura 6.30) se observa que los 4 esquemas del RegCM 3 registran el patrón de anomalías de altura geopotencial observado (Figura 6.23e), ya que muestran una región de baja presión (sombras azules) centrado aproximadamente en el punto (52°W, 22°S) debido al ingreso de aire seco y frío de latitudes medias hacia latitudes bajas; el esquema GFC registra una mayor área con estas anomalías negativas. La diferencias entre los 4 esquemas es la extensión del área y la intensidad registrada del centro de baja presión, los esquemas GAS y GFC ubican este centro aproximadamente en el punto (48°W, 22°S) con valores que subestiman a las anomalías observadas, por lo contrario, los esquemas KUO y EMA registran mejor la intensidad y extensión de área de estas anomalías (EMA es más extenso e intenso).

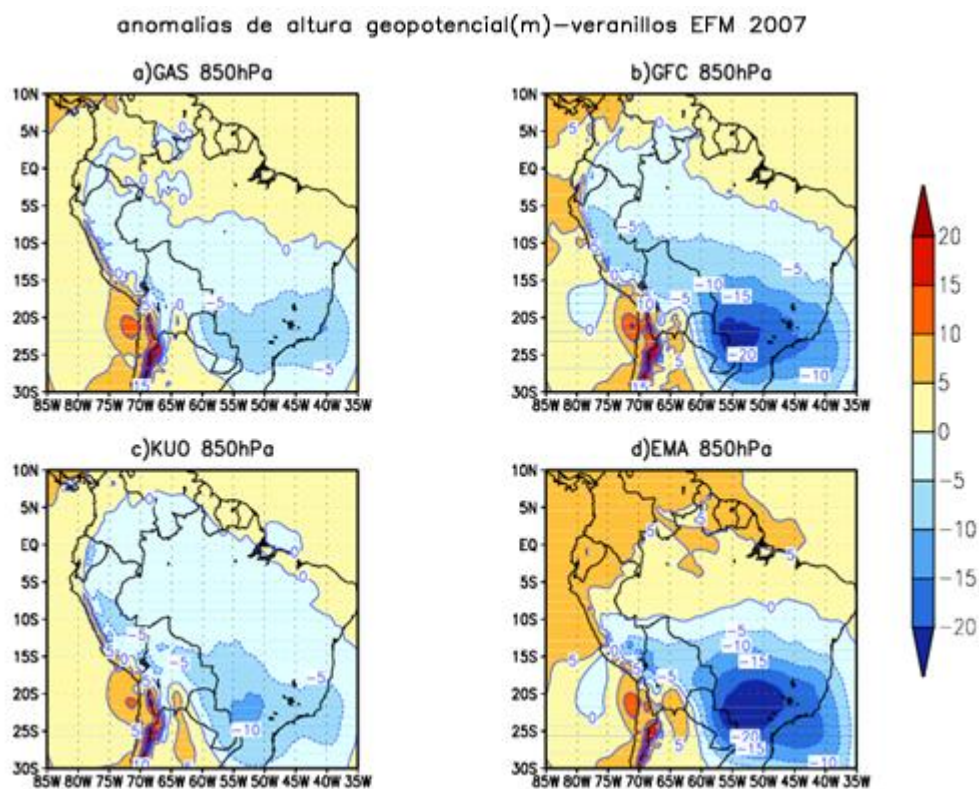


Figura 6.30. Anomalías de altura geopotencial simuladas (m) a 850hPa durante los veranillos del año 2007 en el valle del río Mantaro. Los esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

A 500hPa (Figura 6.31), se observa que los 4 esquemas del RegCM 3 no reproducen adecuadamente el patrón de anomalías observado (Figura 6.24e) debido a que lo

sobreestiman en todo el dominio de simulación. Los esquemas GAS, GFC y EMA muestran las anomalías positivas con más 10 m (sombras rojas) sobre la parte norte del continente sudamericano (Venezuela), menos el esquema KUO que los muestra aproximadamente en el punto (47°W, 3°S). También, los 4 esquemas del RegCM 3 muestran dos núcleos de anomalías negativas lo que es contrario al patrón observado que solo registra un núcleo de anomalías negativas alrededor del punto (70°W, 28°S). Por último, los diferentes esquemas muestran el primer núcleo sobre la ubicación del núcleo observado; mientras que el segundo núcleo registrado es menos intenso al primero y se localiza sobre la parte sureste de Brasil aproximadamente en el punto (47°W, 21°S). Este segundo núcleo se observa unido al primer núcleo en los esquemas GFC y KUO, mientras que los esquemas GAS y EMA los registran aislados.

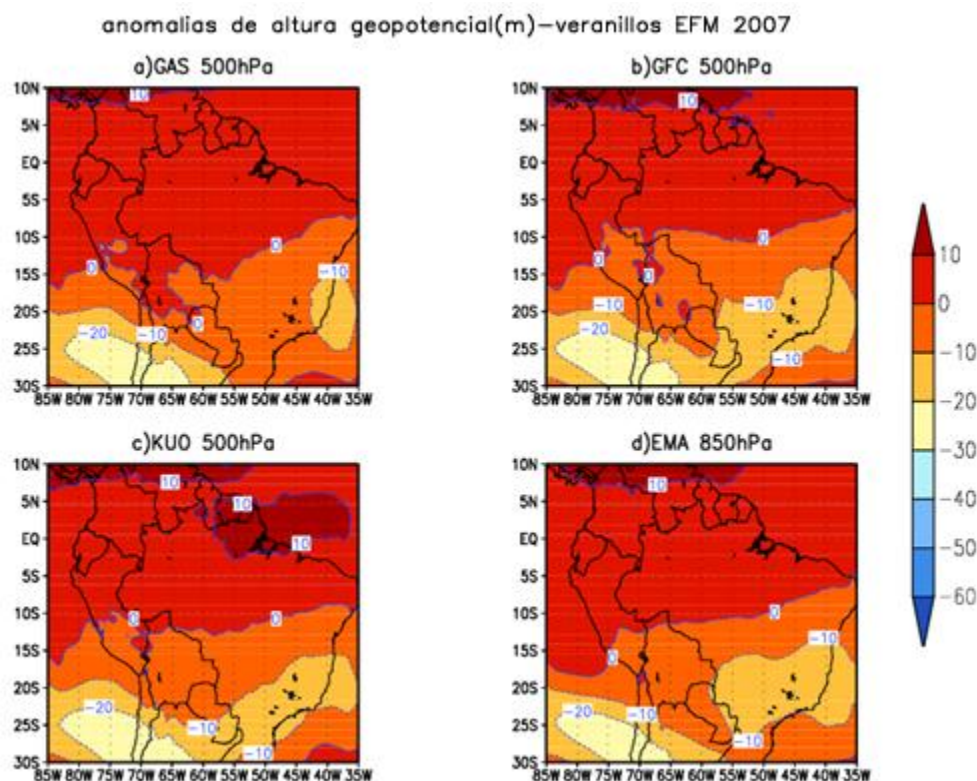


Figura 6.31 Semejante a la Figura 6.30, pero para 500 hPa.

A 200hPa (Figura 6.32) se observa que los 4 esquemas del RegCM 3 no reproducen adecuadamente el patrón observado (Figura 6.25e) debido a que muestran adicionalmente un centro de baja presión (sombras azules) localizado al lado este de Brasil centrado

aproximadamente en el punto (34°W, 20°S). El esquema KUO registra una mayor extensión de área de este núcleo adicional. Los esquemas de convección muestran diferencias resaltantes sobre la parte central del continente, ya que los esquemas GAS y KUO no muestran anomalías positivas de más de 15m como si es registrado en los esquemas GFC y EMA. Por último, se observa que el esquema EMA muestra anomalías negativas sobre la parte norte de Perú mientras los demás esquemas no lo registran.

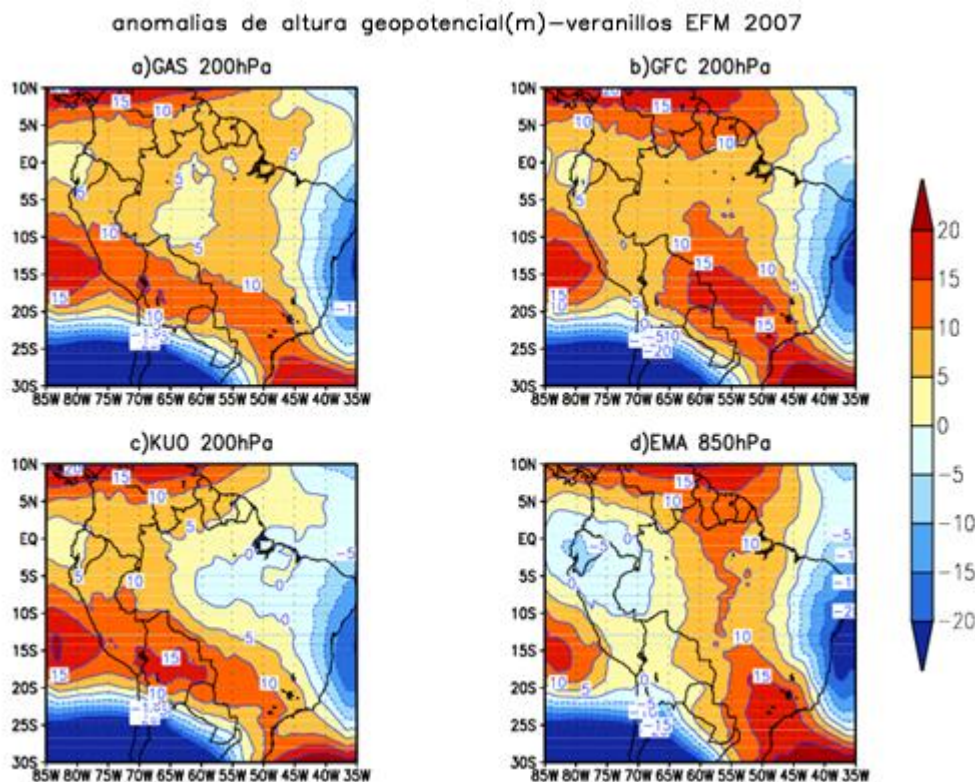


Figura 6.32 Semejante a la Figura 6.30, pero para 200 hPa.

6.3.2.4 Anomalías de humedad específica

A 850hPa (Figura6.33) se observa que los 4 esquemas del RegCM 3 reproducen el patrón de anomalías de humedad observada (Figura 6.23f). Esto es debido a que estos reproducen las anomalías positivas (sombras naranjas) sobre la parte este de Brasil, estas anomalías están centradas aproximadamente en el punto (47°W, 17°S). Por otro lado, se observa anomalías negativas sobre la parte norte del continente (sombras azules) mostrando condiciones más secas en esta región. Por último, se observa anomalías

positivas sobre los Andes centrales peruanos que no son considerados en este análisis debido a que corresponden a una parte de la topografía de los Andes (1500 msnm).

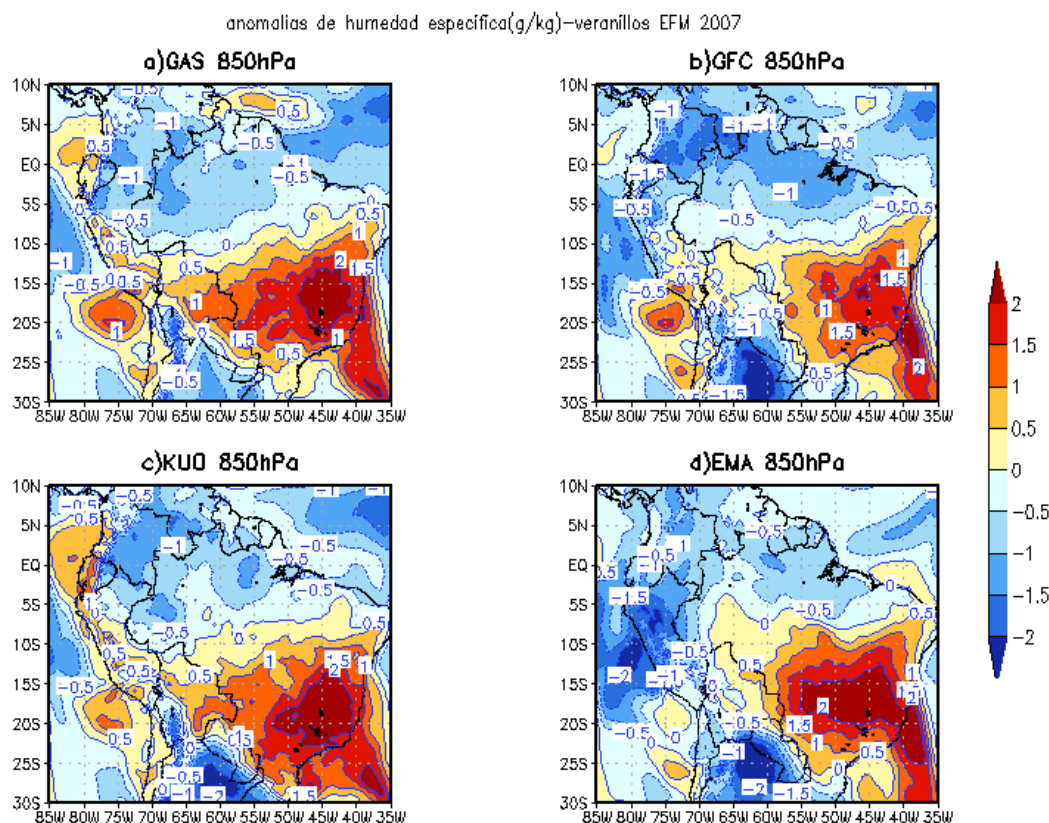


Figura 6.33 Anomalías de humedad específica simuladas (g/kg) a 850 hPa durante los veranillos del año 2007 en el valle del río Mantaro. Los cuatro esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

A 500hPa (Figura 6.34) se observa que 3 esquemas del RegCM 3 (GAS, GFC y KUO) reproducen las anomalías positivas (sombras rojas) sobre la parte sureste de Brasil, pero no reproducen el patrón de anomalías negativas observadas (Figura 6.24f) debido a que simulan anomalías positivas (sombras naranjas) sobre los Andes centrales peruanos, esto contradice las condiciones secas durante un veranillo en el valle, pero el esquema EMA si registra las anomalías negativas (sombras azules) sobre la zona de estudio.

anomalías de humedad específica(g/kg)-veranillos EFM 2007

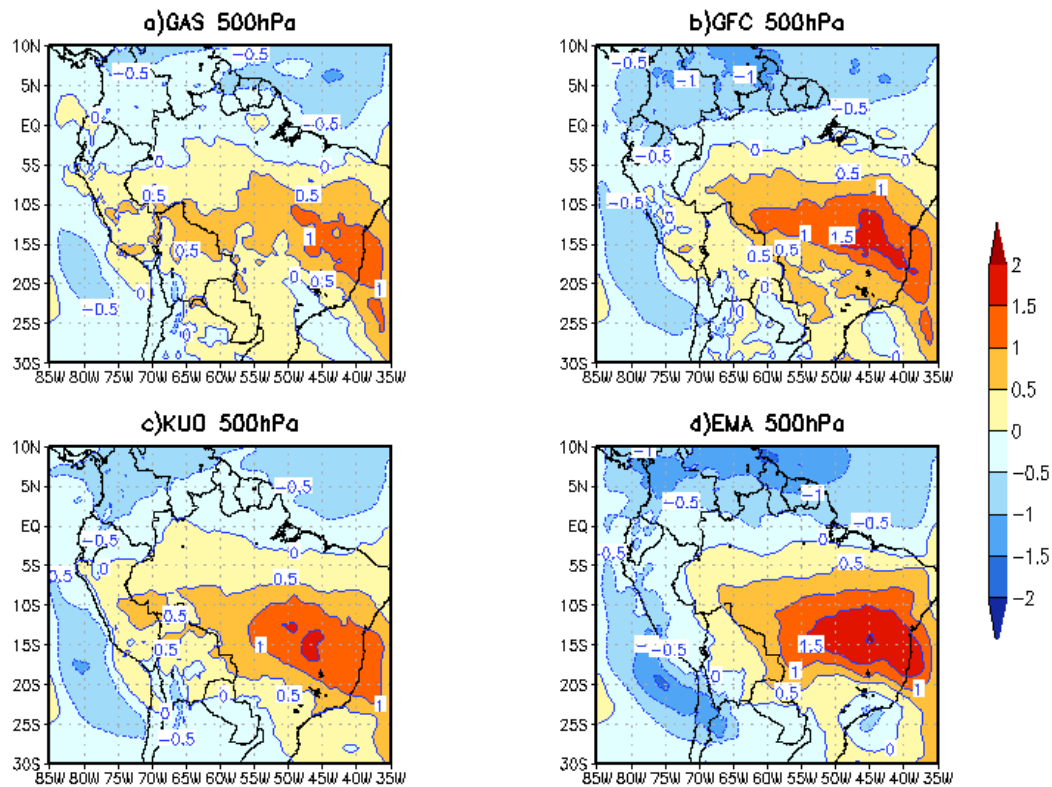


Figura 6.34. Semejante a la Figura 6.33, pero para 500 hPa.

6.3.2.5 Conclusión preliminar

Los resultados muestran que todos los esquemas de convección del RegCM 3 (GAS, GFC, KUO y EMA) sobreestiman la humedad al sureste de Brasil. Pero, no es observado sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) debido a que 3 esquemas (GAS, GFC y KUO) simulan anomalías positivas, pero el esquema EMA simula anomalías negativas durante los eventos de veranillos en el valle. Estos resultados evidencian que el esquema EMA simula mejor el patrón de anomalías de humedad sobre América del Sur durante un veranillo. Además los 4 esquemas de convección del RegCM 3 (GAS, GFC, KUO y EMA) simulan vientos anómalos del Oeste sobre los Andes centrales peruanos a 500hPa concordante con lo registrado en los vientos anómalos observados, pero a 200hPa

(11.8 km) se observa que solo los esquemas GFC y EMA simulan aproximadamente el patrón de vientos anómalos observados en este nivel.

6.3.3 Sensibilidad del modelo climático regional RegCM 3

6.3.3.1 Patrones de vientos y lluvias observadas sobre América del Sur durante enero y febrero del 2007

A 850hPa (Figura 6.35.a) se observa el predominio de vientos del Noreste al este de los Andes centrales peruanos. Mientras, los vientos del Noreste predominan sobre las costas del Pacífico ecuatorial, pero en el Pacífico Sur son del Sureste. Por último, se observa vientos ciclónicos al norte de Argentina y sobre el Atlántico Sur son del Norte.

A 500hPa (Figura 6.35.b) se observa el predominio de vientos del Noreste al norte de América del Sur (norte del Perú, Colombia, Venezuela, etc.). Mientras que, sobre los Andes centrales peruanos se observa vientos ciclónicos centrados aproximadamente en el punto (71°W, 13°S), y más al sureste se observa vientos anticiclónicos centrados aproximadamente en el punto (54°W, 14.5°S); estas últimas abarcan la parte central y este del Brasil. Por último, se observa el predominio de vientos del Oeste más al Sur de 20°S.

A 200hPa (Figura 6.35.c) se observa que la Alta de Bolivia está centrada en el punto (61°W, 18°S), esta posee una extensa área de influencia. La AB genera vientos del Este sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio). Sobre la parte este del continente (este de Brasil) se observa el predominio de vientos del Sur, mientras que sobre el Atlántico ecuatorial se observa el predominio vientos del Noreste.

Por último, el patrón de lluvias (Figura 6.35.d) se observa que las lluvias se concentran sobre la parte central del continente (Brasil) con más de 10 mm/día (sombras naranjas), estos valores también son observados sobre el Atlántico ecuatorial y al sureste de Brasil. Por último, las lluvias menores a 4mm/día (sombras azules) se observan sobre la parte norte de América del Sur y sobre los Andes centrales.

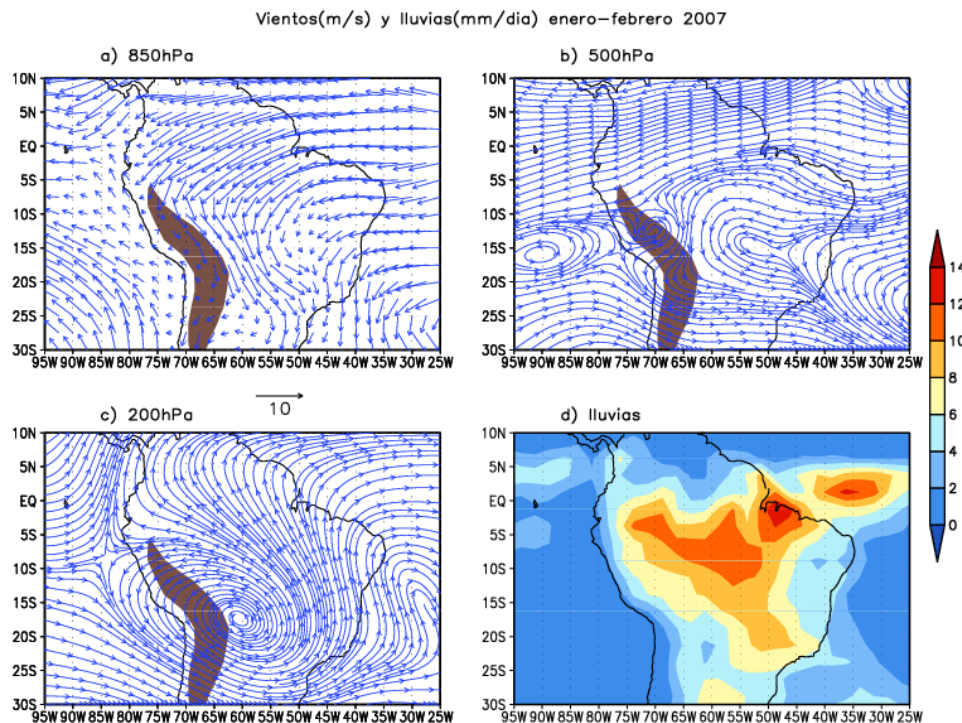


Figura 6.35 Vientos (m/s) y lluvias (mm/día) durante los meses de enero y febrero del 2007: a) superficie, b) 850hPa, c) 500hPa y d) 200hPa. La topografía de los Andes en sombras. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR y GPCP.

6.3.3.2 Patrón de vientos y lluvias simuladas por el RegCM 3 sobre América del Sur durante enero y febrero del 2007

En el patrón de lluvias simulados (Figura 6.36) se observa que los 4 esquemas de convección del RegCM 3 no simulan adecuadamente el patrón de lluvias observadas (Figura 6.35d). Todos los esquemas sobreestiman las lluvias sobre el Atlántico ecuatorial, en una región centrada aproximadamente en el punto (55°W, 8°N); esta región no es registrado en los datos observados. Los esquemas GAS y KUO no simulan el patrón de lluvias debido a que simulan pocas lluvias (sombras celestes) sobre la parte central de Brasil; además las simula en zonas focalizadas al sur del continente (sombras naranjas). Los esquemas GFC y EMA sobreestiman más lluvias con respecto a los demás esquemas (GAS y KUO), donde el esquema EMA simula mejor el patrón de lluvias pero sobre los Andes centrales peruanos los sobreestima (sombras rojas); además esta sobreestimación

también es observada al sur y sureste del continente. Por último, el esquema EMA es el único que simula lluvias sobre los Andes centrales peruanos pero su área se extiende sobre la parte oeste del continente (Perú, Bolivia, Argentina, etc.).

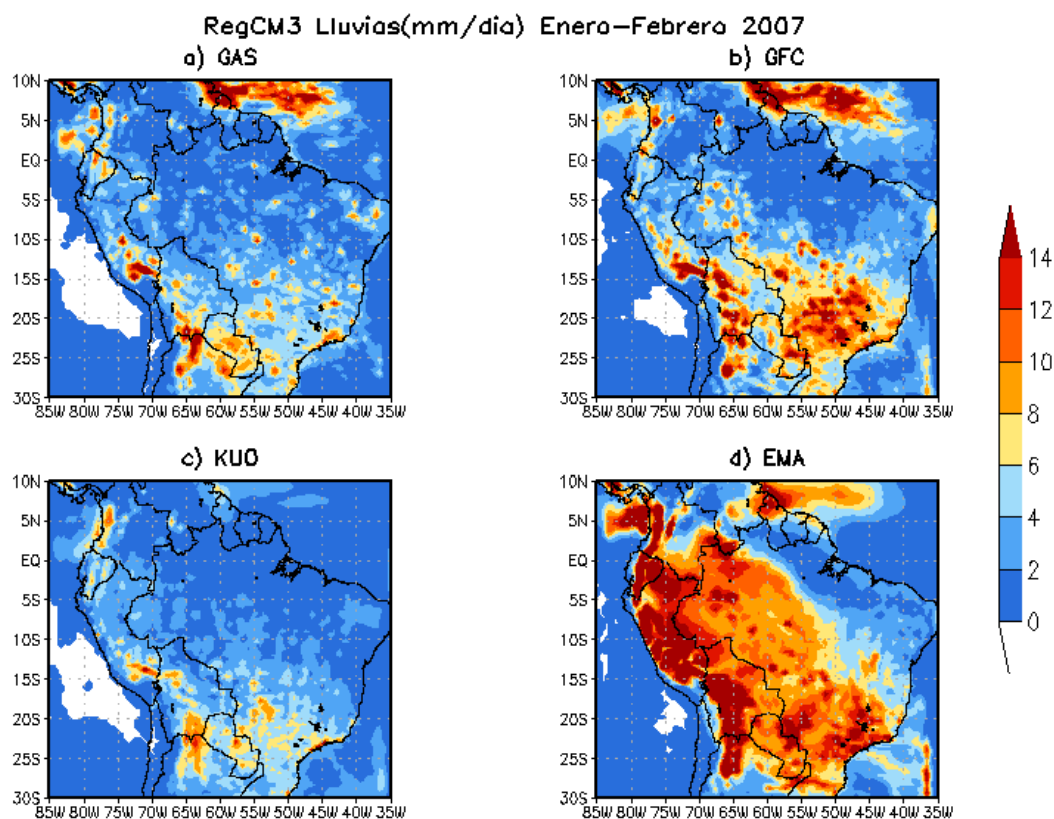


Figura 6.36. Patrón de lluvias simuladas (mm/día) durante los meses de enero y febrero del 2007. Los 4 esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

A 850hPa (Figura 6.37) se observa que los 4 esquemas del RegCM 3 reproducen el patrón de vientos observados (Figura 6.35a), estos muestran vientos del Noreste y del Este al Norte de América del Sur (EMA los simula más intensos). Además, al lado este de los Andes centrales peruanos todos los esquemas simulan vientos del Noreste (EMA los simula más intensos). Por otro lado, al sur del continente se observa vientos ciclónicos centrados aproximadamente en el punto (55°W, 25°S); mientras que, los simulados ubican este centro aproximadamente en el punto (64°W, 22°S), donde el esquema EMA simula más intenso estos vientos ciclónicos. Por último, sobre la costa peruana se observa una

contradicción debido a la contrariedad entre las direcciones entre los vientos observados y simulados; esto posiblemente sea a causa de problemas con el modelo RegCM3 o datos erróneos en el Reanalysis durante estos eventos.

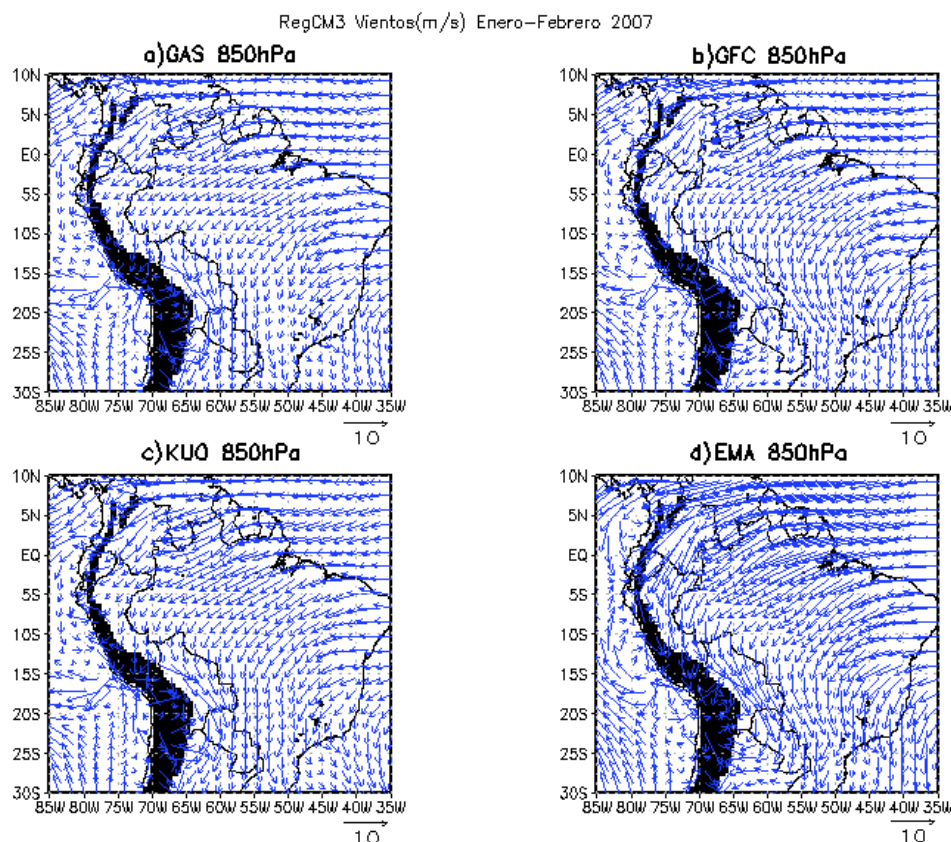


Figura 6.37. Vientos simulados (m/s) a 850 hPa durante los meses de enero y febrero del 2007 para el Primer dominio. Los 4 esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA.

A 500hPa (Figura 6.38), se observa que los 4 esquemas de convección del RegCM 3 simulan vientos del Este al norte de América del Sur, mientras que, el Reanalysis muestra vientos del Noroeste en dicha región (Figura 6.35c). Sobre los Andes centrales peruanos se observa vientos ciclónicos centrados en el punto (71°W, 13°S), pero al contrario estos simulan vientos anticiclónicos que están centrados en el punto (74°W, 15°S). Los datos de vientos observados (Reanalysis) muestran vientos anticiclónicos sobre la parte sureste de Brasil que están centrados aproximadamente en el punto (53°W, 15°S), pero los 4

esquemas del RegCM 3 lo simulan inadecuadamente la posición y extensión de área. El esquema GAS (Figura 6.38a) simula este centro anticiclónico y lo centra en el punto (55°W, 17°S) con menor área de influencia, el esquema GFC (Figura 6.38b) simula y ubica este centro anticiclónico en el punto (48°W, 16°S) con una menor área de influencia, el esquema de KUO (Figura 6.38c) simula este centro anticiclónico más definido y lo ubica en el punto (55°W, 18°S) pero también con menor área de influencia y por último, el esquema EMA (Figura 6.38d) simula este centro anticiclónico más definido y lo ubica en el punto (55°W, 16°S) con una mayor área de influencia que los demás esquemas pero menor área del observado.

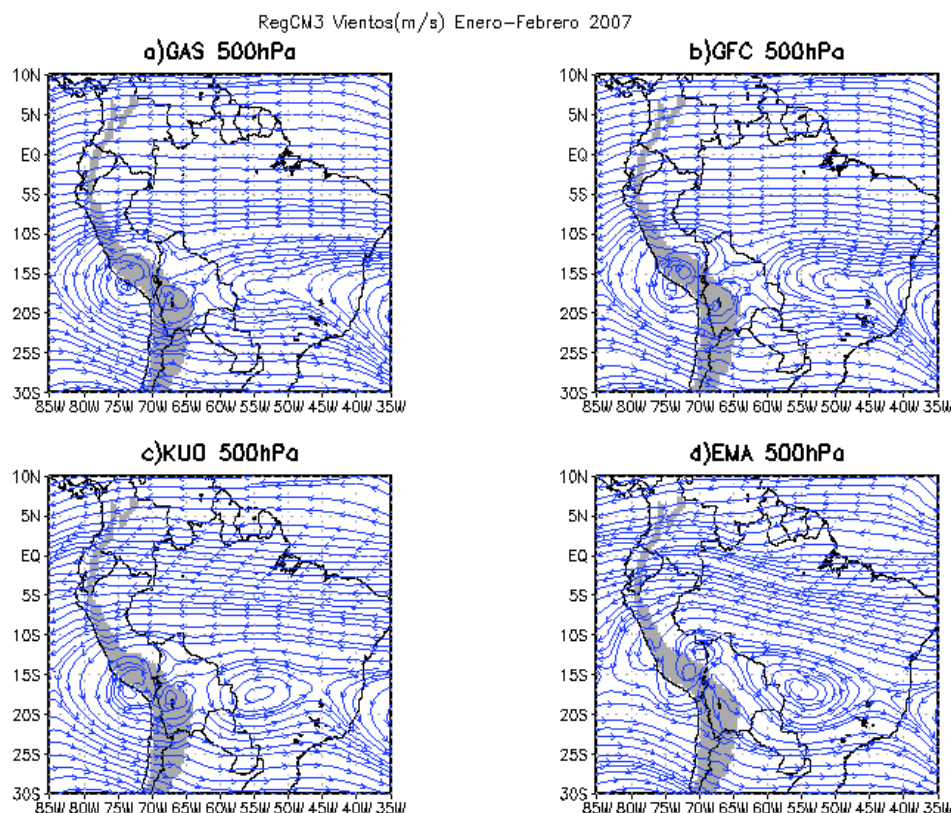


Figura 6.38 Semejante a la Figura 3.37, pero para 500 hPa.

A 200hPa se observa que los 4 esquemas de convección del RegCM 3 no simulan adecuadamente el Alta de Bolivia. Los esquemas GAS y KUO (Figura 6.39a-c, respectivamente) simulan a la Alta de Bolivia, pero en una área reducida comparado con el

observado (Figura 6.35.c). Los esquemas GFC y EMA (Figura 6.39b-d, respectivamente) simulan mejor el patrón espacial de la Alta de Bolivia, donde el esquema EMA simula mejor este patrón y ubica el centro de la AB aproximadamente en el punto (61°W, 19°S).

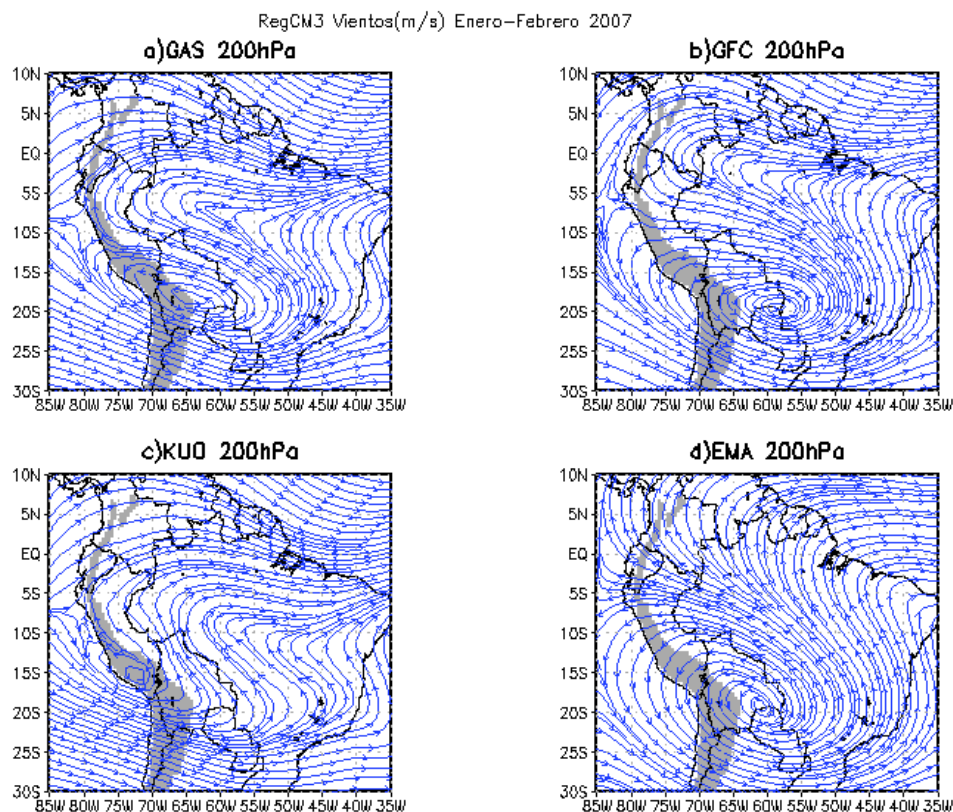


Figura 6.39 Semejante a la Figura 3.37, pero para 200 hPa.

6.3.3.3 Conclusiones preliminares

El estudio de sensibilidad del RegCM 3 muestra que el esquema de Emanuel (EMA) simula mejor el patrón de lluvias y el de vientos (850 hPa, 500hPa y 200 hPa) durante los meses de enero y febrero del 2007, esto es más evidente por la mejor simulación del Alta de Bolivia. Este resultado es consistente con varios trabajos con simulación numérica (Silva et al., 1983; Figueroa et al., 1995; Lenters and Cook, 1997 y Gandu and Silva, 1998) que muestran que las lluvias rigen el patrón de vientos en todos los niveles verticales de la tropósfera del continente sudamericano.

6.3.4 Validación del modelo climático regional RegCM 3

6.3.4.1 Precisión del modelo climático regional RegCM 3

a. Lluvia observadas vs lluvia simulada

En la Figura 6.40, se observa la superposición de lluvia de Huayao (línea roja) vs. Lluvias simuladas (línea azul) por el RegCM 3 (GAS, GFC, KUO y EMA) en el punto (75°W, 12°S) para los meses de enero y febrero del 2007. Se observa que los 4 esquemas del RegCM 3 sobreestiman a las lluvias observadas. Pero, el esquema EMA sobreestima más debido a que muestra más picos de lluvias en el mes de enero con respecto al observado (Figura 6.40d). Por otro lado, durante los días de ocurrencia de los veranillos (29/01/2007-04/02/2007 y 16/02/2007-24/02/2007) se observa casi todos los esquemas de convección no simulan adecuadamente la variabilidad temporal de las lluvias observadas, el EMA es el que simula mejor los decaimientos de lluvias durante los días de ocurrencia de veranillo.

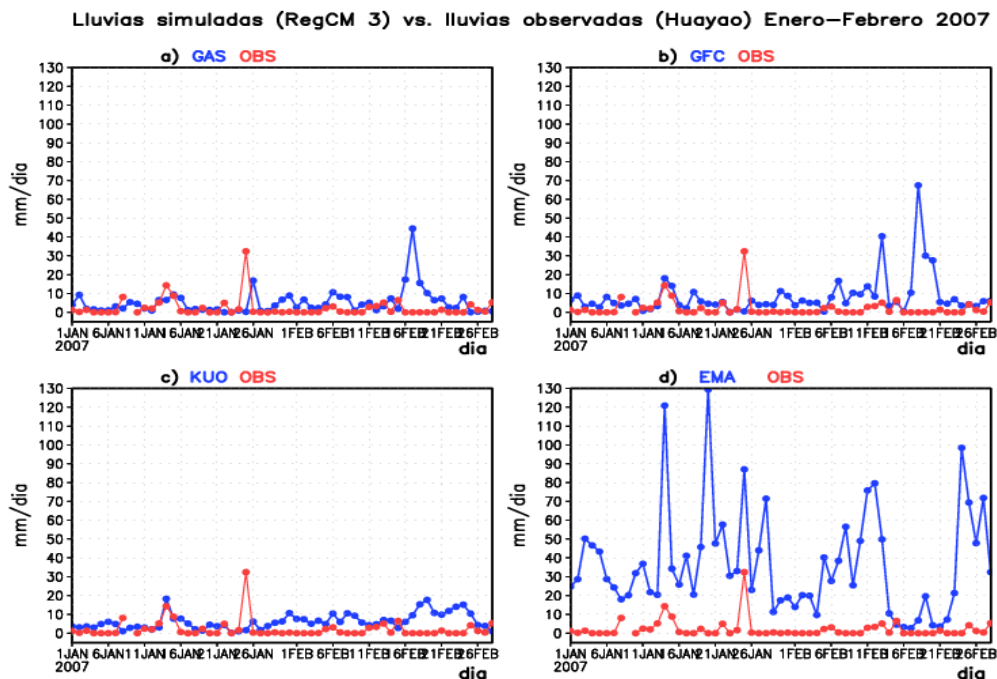


Figura 6.40 Lluvias observadas (línea roja) y simuladas (línea azul) para cada uno de los 4 esquemas de convección del RegCM 3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA para el punto (75°W, 12°S) durante los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: datos de Huayao-RegCM 3.

Se elaboró la Tabla 10 debido a la aplicación de estadígrafos estadísticos a las lluvias simuladas por el RegCM 3. Los resultados muestran que el esquema EMA sobreestima más lluvias debido a que cuenta con un RMSE de 43.70 mm/día y un BIAS de 34.86 (Tabla 10). Por último, se observa que el esquema EMA reproduce mejor la variabilidad temporal de las lluvias observadas en el valle con respecto a los demás esquemas de convección (GFC, KUO, EMA); esto es debido a que presenta un coeficiente correlación de +0.35.

Tabla 10. Estadígrafos estadísticos al comparar lluvias observadas (Huayao) con lluvias simuladas por los esquemas del RegCM 3 en el punto (75°W, 12°S) para los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: Elaboración propia.

Lluvias	RMSE (mm/día)	BIAS (mm/día)	COEF. CORR.
OBS vs. GAS	9.21	2.93	-0.12
OBS vs. GFC	13.32	6.19	-0.03
OBS vs. KUO	7.82	4.12	-0.08
OBS vs. EMA	43.70	34.86	0.35

b. Índice zonal observado vs. Índice zonal simulado

En la Figura 6.41 se observa la superposición del índice zonal observado (línea roja) vs el índice zonal simulado (línea azul) por el RegCM 3 (GAS, GFC, KUO y EMA) a 500hPa del 2007. Entre los días 29/01/2007 y 04/02/2007 se observa que el índice zonal simulado no muestra un predominio de anomalías positivas. Para el intervalo de días comprendido entre el 16/02/07 y 24/02/07, se observa que los índices zonales del GFC y KUO simulan mejor la variabilidad temporal, pero los esquemas GAS y EMA no simulan adecuadamente la variabilidad temporal.

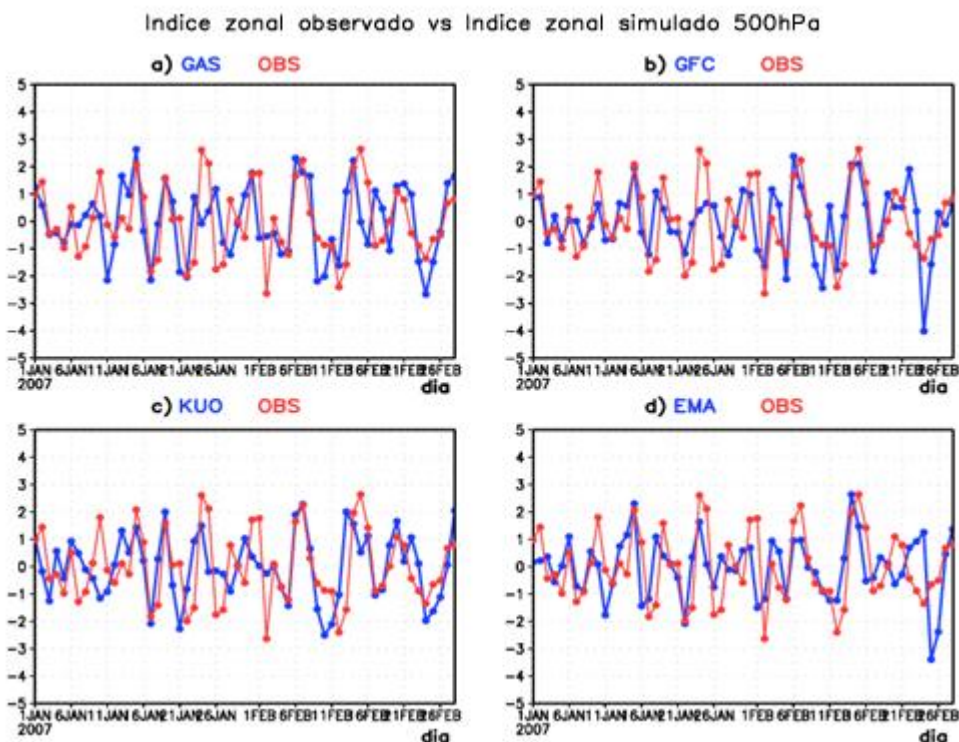


Figura 6.41 Índice zonal observado vs. Índice zonal simulado a 500hPa durante los meses de enero y febrero del 2007: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA. Fuente: Reanalysis – RegCM 3.

La Tabla 11 muestra que el esquema GFC simula mejor la variabilidad temporal del índice zonal debido a que presenta una correlación de 0.56 mientras que los demás esquemas del RegCM 3 no sobrepasan el valor de 0.43. (Además, este esquema subestima al índice zonal observado debido a que presenta un BIAS de -0.017m/s y un RMSE de 1.17m/s, estos resultados evidencian que este esquema es el más preciso en este nivel.

Tabla 11 Estadígrafos estadísticos entre el índice zonal observado (Reanalysis) vs. Índice zonal simulado (4 esquemas de convección del RegCM 3) para el área (72.5°W-77.5°W, 10°S-15°S) a 500hPa durante los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: Reanalysis–RegCM 3.

Indices	RMSE (m/s)	BIAS (m/s)	COEF. CORR.
OBS vs. GAS	1.32	0.011	0.48
OBS vs. GFC	1.17	-0.017	0.56
OBS vs. KUO	1.28	0.003	0.47
OBS vs. EMA	1.29	-0.021	0.43

En la Figura 6.42, se observa la superposición del índice zonal observado (línea roja) vs el índice zonal simulada (línea azul) por el RegCM 3 (GAS, GFC, KUO y EMA) a 200hPa para los meses de enero y febrero del 2007. En el intervalo de días comprendidos entre el 29/01/2007 y 04/02/2007 se observa que el esquema GAS simula más de 3 días consecutivos con anomalías positivas con respecto a los demás de convección. Por último, el esquema EMA simula mejor la variabilidad temporal entre los días 16/02/07 y 24/02/07 debido a que presenta anomalías positivas.

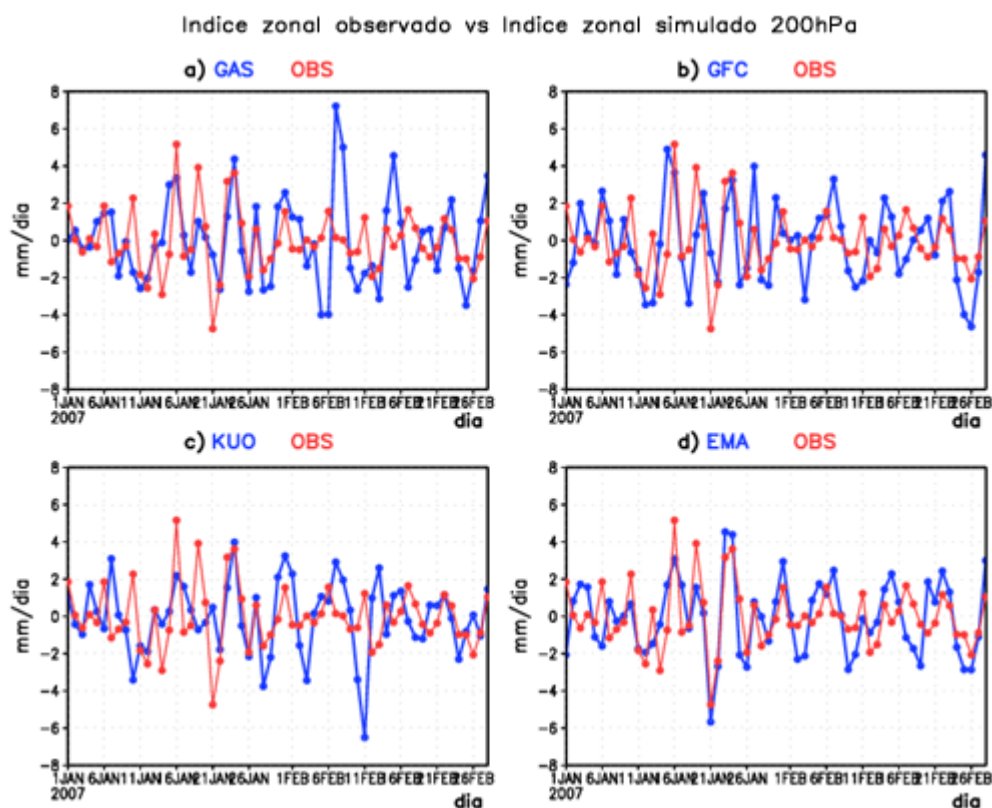


Figura 6.42 Semejante a la Figura 6.41, pero para 200 hPa.

En la Tabla 12, se observa que el esquema EMA simula mejor la variabilidad temporal del índice zonal debido a que presenta una correlación de 0.59, mientras que los demás esquemas de convección presentan valores menores a 0.42. Por último, se observa que el esquema EMA es más preciso en simular el índice zonal observado debido a que presenta un BIAS de -0.0139m/s y un RMSE de 1.68m/s .

Tabla 12. Estadígrafos estadísticos entre el índice zonal observado (Reanalysis) vs. Índice zonal simulado (4 esquemas de convección del RegCM 3) para el área (72.5°W-77.5°W, 10°S-15°S) a 200hPa durante los meses de enero y febrero del 2007. Fuente: Reanalysis – RegCM 3.

Indices	RMSE (m/s)	BIAS (m/s)	COEF. CORR.
OBS vs. GAS	2.31	0.026	0.36
OBS vs. GFC	2.16	-0.047	0.41
OBS vs. KUO	2.27	0.0076	0.2
OBS vs. EMA	1.68	-0.0139	0.59

6.3.4.2 Correlación espacial de vientos vs. Lluvias

a. Vientos (Reanalysis) vs lluvias (Reanalysis)

El patrón de correlación espacial del índice de viento zonal (500hPa) vs PRATE (Figura 6.43a) muestra valores negativos sobre la parte central del Perú hasta la parte central de Brasil (sombras azules). Esto último nos verificaría la relación directa existente entre el incremento de los vientos del Este y la intensificación de las lluvias sobre el valle del río Mantaro (IGP 2005a). Al sur del Perú (Chile, Bolivia y Argentina) se observa valores positivos (sombras naranjas) que mostrarían una relación directa entre los vientos del Este ubicados sobre los Andes centrales peruanos y las lluvias registradas sobre el Altiplano boliviano.

El patrón espacial de correlaciones entre el índice de viento zonal (200hPa) vs PRATE (Figura 6.43b) se observa una región robusta de correlaciones negativas entre los Andes centrales peruanos y el lado oeste de Brasil (sombras azules). Estas sugieren una relación directa entre los vientos del Este y las lluvias en el valle del Mantaro (IGP 2005a). Pero, más al Sur se observa una región robusta de correlaciones positivas sobre la parte sur de Bolivia (sombras naranjas); esto evidenciaría la relación directa existente entre los vientos del Este y las lluvias del Altiplano boliviano (Garreaud, 1999).

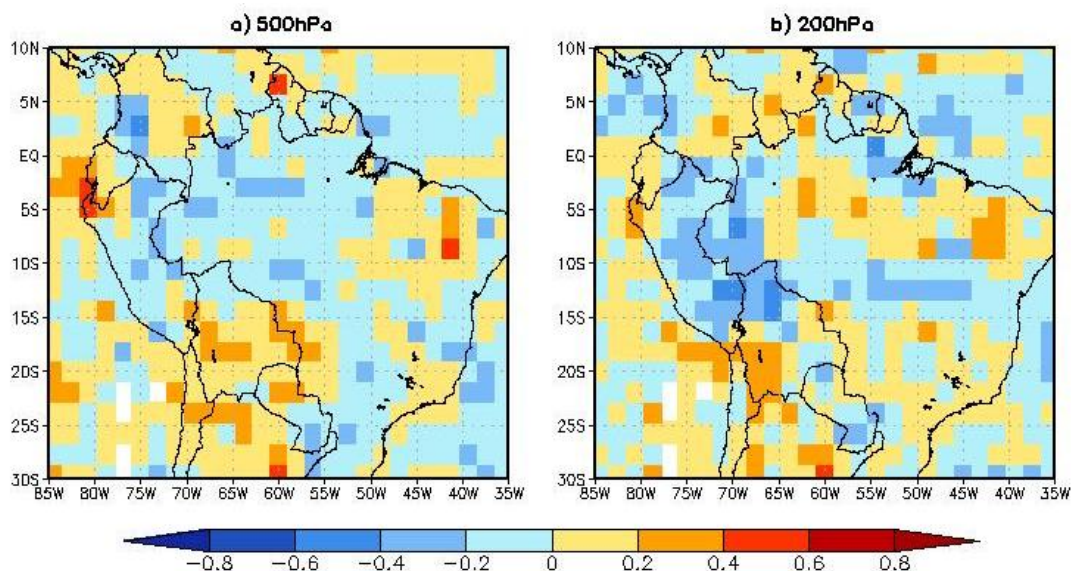


Figura 6.43 Correlación espacial del índice zonal observado vs. Anomalías de lluvias (mm/día) durante los meses de enero y febrero del 2007: a) 500hPa y b) 200hPa. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

b. Vientos (Reanalysis) vs lluvias (GPCP)

En el patrón espacial de correlación entre el índice zonal (500hPa) y las lluvias (Figura 6.44a) se observa correlaciones positivas sobre los Andes centrales peruanos (sombras naranjas). Estas son contrarias a las observadas en el patrón de referencia (Figura 6.43), esta situación se observa sobre la parte oeste de Brasil donde registra valores positivos (sombras naranjas) mientras que en el patrón observado (Figura 6.43) son negativos (sombras azules). Esta contradicción sobre varias regiones de América del Sur evidencia que los datos de vientos a 500 hPa (Reanalysis) no simulan adecuadamente la variabilidad temporal y espacial de los vientos a 500hPa sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio).

El patrón espacial de correlación entre el índice zonal (200hPa) y las lluvias (Figura 6.44.b) presentan valores negativos (sombras azules) sobre la zona de estudio, estos valores son registrados en el patrón observado (Figura 6.43b) lo que evidencia que los vientos a 200hPa (Reanalysis NCEP-NCAR) es un buen índice para el estudio de la variabilidad intraestacional de las lluvias en la zona de estudio debido a este resultado es consistente

con una intensificación de los vientos del Este y un incremento de la intensidad de las lluvias (IGP, 2005a y Garreaud, 1999).

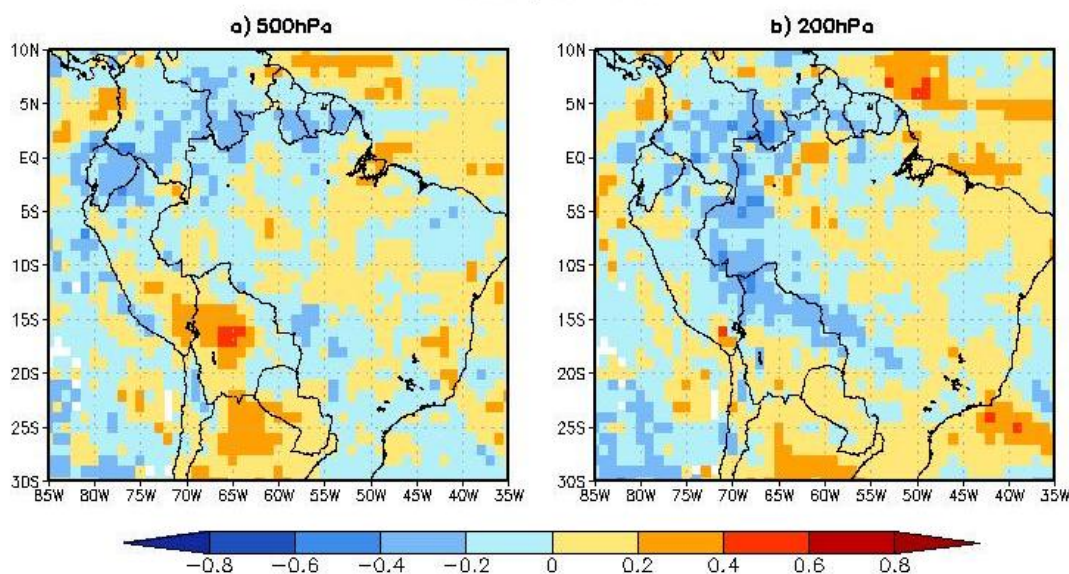


Figura 6.44 Correlación espacial del índice zonal observado vs. Anomalías de lluvias durante los meses de enero y febrero del 2007: a) 500hPa y b) 200hPa. Fuente: Reanalysis-GPCP.

c. Vientos (RegCM 3) vs Lluvias (RegCM 3)

En la Figura 6.45 se observa en cada panel el patrón espacial de la correlación espacial del índice zonal simulado y las lluvias simuladas por el RegCM 3, muestran que el esquema GAS (Figura 6.45a) reproduce mejor el patrón observado (Figura 6.44.a) ya que registra valores positivos sobre la parte central del Perú, Bolivia, Chile y Argentina; además, sobre la parte norte del continente se observa coeficientes negativos que también están registradas en el patrón observado. El esquema GFC (Figura 6.45b) registra los valores negativos (sombras azules) sobre Bolivia y Argentina, ello no es registrado en el patrón observado. El esquema de KUO (Figura 6.45c) registra valores negativos (sombras azules) sobre todo el Perú, Chile y Argentina, esto no es registrado en el patrón observado. Por último, el esquema EMA (Figura 6.45d) reproduce mejor el patrón observado; menos sobre la parte sur del Perú donde registra valores negativos (sombras celestes) contrario al patrón observado.

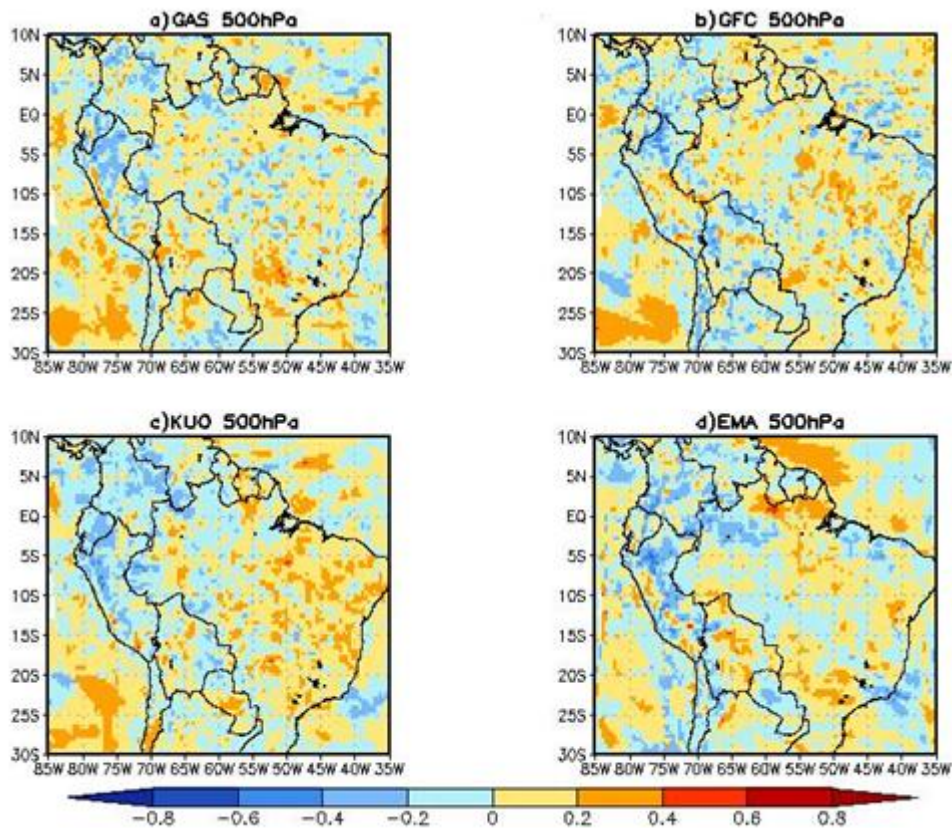


Figura 6.45 Correlación del índice zonal simulado vs. Anomalías de lluvias a 500 hPa durante los meses de enero y febrero del 2007. Los 4 esquemas de convección del RegCM3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR y RegCM 3.

A200hPa (Figura 6.46), se observa que el esquema EMA (6.46d) reproduce mejor el patrón espacial de correlación observado debido a que registra coeficientes negativos sobre los Andes centrales peruanos (sombras celestes) y coeficientes positivos al lado este del continente (sombras naranjas); menos sobre el Atlántico ecuatorial donde registra coeficientes negativos contrarios al registrado en el patrón observados (coeficientes positivos). El esquema GAS (Figura 6.46a) muestra valores positivos sobre los Andes centrales (Perú –Bolivia), pero al norte de América del Sur no reproduce los coeficientes del patrón de correlaciones. El esquema GFC (Figura 6.46b) no muestra un patrón correlación semejante al observado debido a que muestra valores positivos sobre la parte central del Perú y muestra valores negativos sobre Perú- Bolivia. El esquema KUO

(Figura 6.46c) reproduce mejor el patrón de correlación observado, pero menos sobre Bolivia donde presenta valores positivos.

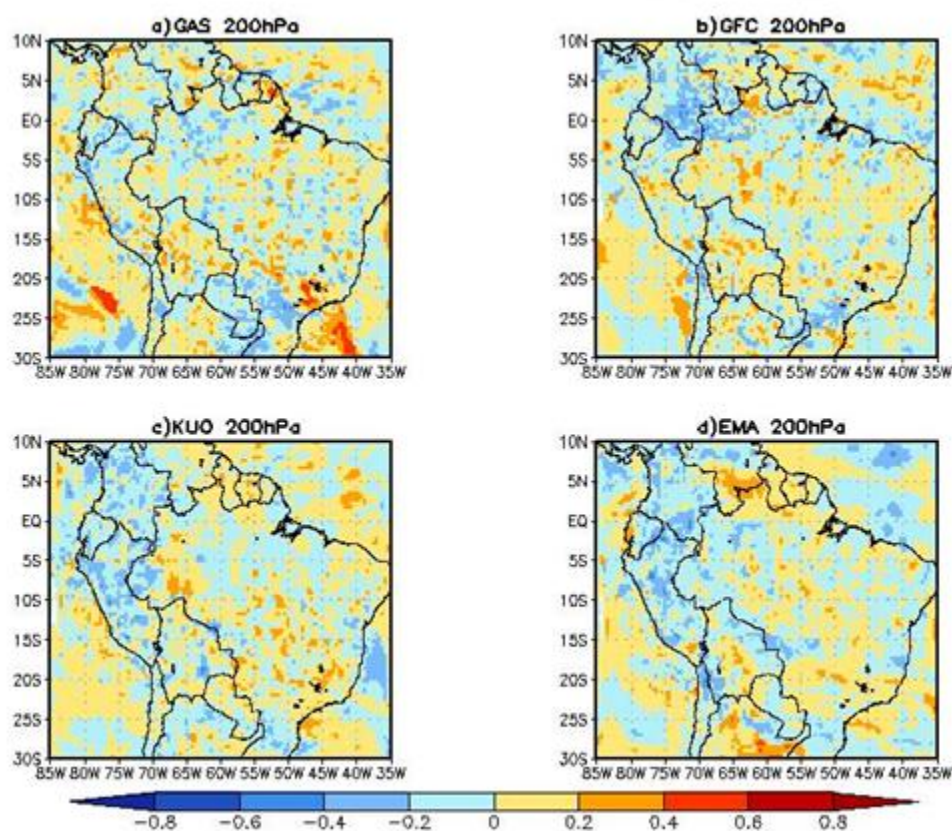


Figura 6.46 Correlación del índice zonal simulada vs. Anomalías de lluvias simuladas a 20 hPa durante los meses de enero y febrero del 2007. Los 4 esquemas de convección del RegCM3: a) GAS, b) GFC, c) KUO y d) EMA. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR y RegCM 3

d. Conclusión preliminar

El estudio de validación del RegCM 3 para los meses de enero a marzo muestra que el esquema de convección de Emanuel (EMA) es el más preciso en simular la variabilidad temporal de las lluvias sobre la zona de estudio (valle del río Mantaro). Esto es debido a:

Las lluvias simuladas por el esquema Emanuel (EMA) presenta un coeficiente de correlación (Pearson) de 0.35 con las lluvias observadas de Huayao.

El patrón de viento zonal (200 hPa) simulado por el esquema EMA reproduce mejor el patrón espacial de correlación con las lluvias.

Capítulo 7 Conclusiones

Un veranillo en el valle del río Mantaro, identificado con 5 estaciones meteorológicas para el periodo 1992-2010, se caracteriza por tener una duración promedio de 9,2 días consecutivos con lluvias ínfimas (menos de 0,3 mm/día en el 60% de las estaciones) y con una frecuencia de 0,77 eventos por año (14 eventos en 20 años).

Un veranillo identificado con los datos de Huayao para el periodo 1950-2010 se caracteriza por tener una duración promedio de 8,5 días consecutivos con lluvias ínfimas (menos de 1 mm/día) o cero, y con una frecuencia de 0,6 eventos por año (36 eventos en 61 años).

Se concluye, que un veranillo en el valle del río Mantaro es un fenómeno de escala regional debido a que se encontró un patrón de anomalías negativas de lluvias (CMAP) sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto evidencia un déficit de lluvias durante estos eventos; además, estas están con un patrón robusto de anomalías positivas de ROL (más de 12W/m^2). Pero, estas anomalías son parte de una región más extensa debido a estas se observan sobre la parte noroeste y sureste de Brasil; esto probablemente se deba a que este fenómeno es de escala regional.

Un veranillo en el valle del río Mantaro se caracteriza por el predominio de vientos anómalos del Oeste, a 12 km de altura sobre los Andes centrales peruanos debido a una disminución de la intensidad de las componentes del sistema de vientos en este nivel (Alta de Bolivia y Vaguada del noreste de Brasil) debido, muy probablemente, a la disminución de la actividad convectiva en los niveles más bajos. Este patrón es registrado por ambos datos, además son estadísticamente consistentes debido a que este patrón en este nivel se conserva en todos los años estudiados en el periodo 1950-2010. También, este resultado es más confiable debido a que el viento zonal a 200hPa conserva el patrón de correlación espacial al correlacionarlo con los datos de lluvias observadas y simuladas (GPCP y PRATE, respectivamente).

Además se concluye, que en los niveles medios y bajos (inferiores a 5,5 km) no se observa un patrón de circulación predominante consistente sobre los Andes centrales

peruanos o al lado este de la topografía andina debido a que los Reanalysis del NCEP-NCAR y ERA-40 no muestran patrones de anomalías semejantes, sólo coinciden en mostrar vientos anómalos del Oeste sobre el Atlántico ecuatorial y la parte norte del continente (hasta la parte norte de Perú). Con estos resultados no es posible identificar un centro de convergencia de vientos, esto esté muy probablemente asociado a una disminución generalizada de la actividad convectiva sobre el continente durante las fechas de ocurrencia de estos eventos.

Finalmente se concluye, que el esquema de convección de Emanuel del modelo climático regional RegCM 3 es el que mejor simula la circulación atmosférica durante las fechas de ocurrencia de los veranillos del año 2007 debido a que simuló mejor la variabilidad temporal y espacial de las diferentes variables meteorológicas a escala regional (vientos, altura geopotencial, humedad y lluvia) a diferentes niveles de presión. Esto no implica que el esquema EMA y los demás esquemas de convección del RegCM 3 simulen adecuadamente la variabilidad espacial y temporal de las magnitudes absolutas de las diferentes variables meteorológicas en diferentes niveles de presión que se debió fundamentalmente a que los esquemas de convección del RegCM 3.

Capítulo 8 Recomendaciones

Se recomienda estudiar los patrones de circulación atmosférica asociados a veranillos en otras regiones ubicadas en los Andes centrales del Perú que tenga una mayor densidad de estaciones meteorológicas con periodos de observación similares al del valle del Mantaro para poder comparar con los resultados obtenidos en este estudio.

Realizar una mayor número de simulaciones con el modelo RegCM 3 sobre el valle del río Mantaro y otras regiones ubicadas en los Andes centrales peruanos con la configuración original para estudiar las bondades del modelo al simular las variables meteorológicas observadas. Esto también nos permitirá observar si cada experimento del modelo varía notablemente con respecto a una tendencia promedio.

Realizar modificaciones en la configuración del modelo RegCM 3 (topografía, tipos de suelos, parametrización de convección, temperatura, etc.) para analizar la sensibilidad del modelo y mejorar los resultados.

Realizar los mismos cálculos, pero con el modelo climático regional RegCM 4 y comparar los resultados.

Bibliografía

AGUADO, E., and BURT, E., (2004) Understanding Weather and Climate, Primer edición. Ed. Prentice-Hall, pp. 474.

AHRENS C. (2000) Essentials of Meteorology, An Invitation to the Atmosphere, Sexta edición, Ed. Brooks/Cole, pp. 528

ANDREU, J., ROSSI, G., VAGLIASINDI, F. and VELA, A. (2006) Drought Management and Planning for Water Resources, Primer edición, Ed. Taylor and Francis Group, pp. 252.

ANTHES, R., HSIE, Y. and KUO, H. (1987) Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4) NCAR, Tech. Note, NCAR/TN-282-STR, pp. 66.

ARAKAWA, A. and SCHUBERT, W (1974) Interaction of the Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment Part I, J. Atmos. Sci., 31, 674-701.

BARREIRO, M., CHANG, P. and SARAVANAN, R. (2002) Variability of the South Atlantic Convergence Zone Simulated by an Atmospheric General Circulation Model, Journal of Climate, 15, 745–763.

BLUESTEIN H. (1992). Synoptic Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Principles of Kinematics and Dynamics. Ed. Oxford University Press, vol.1, pp. 431

CARVALHO, L., JONES, C., and LIEBMANN, B. (2004) The Southern Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall, Journal of Climate, 17, 88–108.

DICKINSON, R., SELLERS, A. and P. KENENNDY (1993) Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the NCAR community climate model, Tech. rep., National Center for Atmospheric Research.

DOUGLAS, M., MEJIA, J., ORDINOLA, N. and BOUSTEAD, J. (2008) Synoptic Variability of Rainfall and Cloudiness along the Coasts of Northern Peru and Ecuador during the 1997/98 El Niño Event, *Mon. Wea. Rev.*, 137, 116-137.

ELGUINDI, N., GIORGI, F., NAGARAJAN, B., PAL, J., SOLMON, F., RAUSCHER, S. and ZAKKEY, B. (2006) User's guide RegCM 3.1. ICTP, Trieste-Italia, pp.58.

ELIAS, F. and CASTELLVI, F. (2001) *Agrometeorología*, Segunda edición, Ed. Mundi-Prensa, pp. 517.

EMANUEL, K. (1991) A scheme for representing cumulus convection in large-scale models, *J. Atmos. Sci.*, 48(21), 2313-2335.

EMERY, W. and THOMSON, R (2004) *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Ed. Elsevier, Segunda edición, pp.638.

ESPINOZA, J. (2009) Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien. PhD. Thesis. Université Pierre et Marie Curie. Paris - France. 203pp

FIGUEROA, S., SATYAMURTY, P. and Da SILVA, P. (1995) Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model, *J. Atmos. Sci*, 52, 1573-1584

FRITSH, M, and CHAPELL, F (1980) Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure system. Part. I: Convective parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 37, 1722-1733.

GALINDO, G. (2010) Influencia de la precipitación y la temperatura en el cultivo de la quinua (*chenopodium quinoa wild.*) cultivar Hualhuas y Blanca de Junín en el valle del río Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronostico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto geofísico del Perú, pp.93-97.

GANDU, A. and SILVA, D. (1998) Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence, Journal Geophysics Research 103, 6001-6015.

GARCÍA P.(2006) Sequías: teoría y práctica, Primer edición, Ed. Universidad Politécnica de Madrid, pp. 138.

GARREAUD, R., (1999). Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes, Mon. Wea. Rev., 127, 901-921.

GARREAUD, R., VUILLE, M., CLEMENT, A. (2003). The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 194, 5-22.

GARREAUD, R. (2007) Curso de Climatología Sinóptica en la Costa Oeste de América del Sur - SENAMHI, Lima-Perú 16-20 de Abril 2007, pp. 23.

GILL, E. (1980) Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, Quart. J. R. Met. Soc., 106, 447-462.

GRELL, G. (1993) Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, Mon. Wea. Rev., 121, 764-787.

GRELL, G., J. DUDHIA, and D. R. STAUFFER (1994) Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (M, Tech. Rep. TN-398+STR, NCAR, Boulder, Colorado, pp. 121.

GIORGI, F., G.T. BATES, and S.J. NIEMAN (1993a) The multi-year surface climatology of a regional atmospheric model over the western United States, *Journal of Climate*, 6, 75-95.

GIORGI, R., MARINUCCI, and BATES, T. (1993b) Development of a second generation regional climate model (regcm2): Boundary layer and radiative transfer processes, *Mon. Wea. Rev.*, 121, pp. 2794-2813.

GIRALDEZ, L. (2010) Influencia de la temperatura, precipitación y fotoperíodo en el cultivo de la papa (*Solanum tuberosum*) variedad Canchán y Yungay en los distritos de Tambo y El Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto Geofísico del Perú, 80-86.

GUTMAN, G., and SCHWERDTFEGER, W. (1965) The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. *Meteor. Rundsch*, 18, 69-75.

HARPAL, S. and GRAEME, J. (2004) *Agrometeorology, principles and application of climate studies in agriculture*, Ed. The Haworth Press. pp.300

HARTMANN, D. (1994) *Global Physical Climatology*. Ed. International Geophysics, 56, pp. 411.

HOLTON J. (2004). *An introduction to dynamic meteorology*, Cuarta edición, Ed. Elsevier, pp 490.

HUFFMAN, F. ADLER, M., MORRISSEY, S., CURTIS, R., JOYCE, B. McGAVOCK and J. SUSSKIND (2001) Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations, *J. Hydrometeor.*, 2, 36-50.

HUSCHKE, R. (1959) Glossary of Meteorology, Am. Meteor. Soc., Ed. Boston, pp. 638

HUTH, R., KYSELÝ, J. and POKOMA, L. (2000). A GCM simulation of the heat waves, dry spell, and their relationships to circulation, *Climate change*, 46, 29-60.

INSTITUTO GEOFISICO DEL PERÚ (2005a). Atlas climático de precipitaciones y temperatura en la cuenca del río Mantaro. Ed. CONAM.

INSTITUTO GEOFISICO DEL PERÚ (2005b). Vulnerabilidad actual y cambio climático, ante el cambio climático y medidas de adaptación en la Cuenca del río Mantaro. Ed. CONAM.

IPCC (2007) ANEXO I: Glosario del Tercer informe de evaluación pp. 27.

JONES C, CARVALHO V, HIGGNS W, WASILER E, SCHEMM E (2004) Climatology of tropical intraseasonal convective anomalies: 1979–2002, *Journal of Climate*, 17, 523–539.

KALNAY et al. (1996) The NCEP/NCAR 40 Years Reanalysis Projects, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-472.

KIEHL, J. Hack, J., BONAN, J., BOVILLE, B., BRIEGLEB, P., WILLIAMSON, D. and RASCH, P. (1996) Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Tech. Note NCAR/TN-420+STR, pp. 143.

KILADIS, N., WHEELER, C., HAERTEL, T., STRAUB, H. and ROUNDY, E. (2009) Convectively coupled equatorial waves, *Rev. Geophys.*, 47.

KODAMA, Y. (1992) Large-Scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ and the SACZ), *J. Meteor. Soc. Japan*, 70(4), 813-836.

GRUBER, A. and KRUEGER, A. (1984) The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 958-962.

KUO, H. (1974) Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240

LAU M, CHAN H (1986) Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1354–1367

LENTERS, J. and COOK, K. (1997) On the Origin of the Bolivian and Related Circulation Features of the South American Climate, *J. Atmos. Sci.*, 54, 656-677.

LIEBMANN B, KILADIS N, MARENGO A, AMBRIZZI T, GLICK D. (1999) Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone, *Journal of Climate*. 12, 1877–1891.

LIEBMANN B, SMITH CA. (1996) Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 1275–1277.

MAGAÑA, V., AMADOR, J.A. and S. MEDINA. (1999) The Midsummer drought over Mexico and Central America, *Journal of Climate*, 12, 1577-1588.

MARENGO, J., SOARES, R., SAULO, C., and NICOLINI, M. (2004) Climatology of the Low Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalysis. Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, 17, 2261–2280.

MARTÍNEZ, A. (2010) Gestión de riesgo y cambio climático: retos del proyecto MAREMEX-Mantaro Cambio Climático en la cuenca del río Mantaro, Balance de 7 años Instituto Geofísico del Perú, 241-248.

MIDDLETON, G. (2000). Data Analysis in the Earth Sciences using Matlab. Primer edición, Ed. Prentice - Hall. pp. 260

OCHOA, A. (2010) Influencia de la temperatura y la precipitación en el cultivo de maíz amiláceo (*zeamays l.*) variedad San Gerónimo y Blanco Urubamba en el valle del río Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronostico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto Geofísico del Perú, 87-92.

OLIVER and HIDORE (2002) Climatology an Atmospheric Science. Segundo edición, Ed. Prentice-Hall, pp. 410.

PAL, J. , SMALL, E. and ELTAHIR, E. (2000) Simulations of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrib cloud and precipitation processes within RegCM, J. Geophys. Res. Atmospheres, 105, 29579-29594.

PALMER W. (1965). Meteorological drought, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington D.C, Research Paper, 45, pp 58.

PEÑA, M and DOUGLAS, M. (2002) Characteristics of wet and dry spells over the Pacific Side of Central America during the rainy season. Mon. Wea. Rev., 130, 3054-3073.

PIELKE, R. A. (2001) Mesoscale Meteorological Modeling, Segundo edición Ed. Academic Press, New York, pp. 676.

REYNOLDS, R. and SMITH, T. (1995) A high resolution global sea surface temperature climatology. Journal of Climate, 8, 1571-1583.

ROSENBERG, J., (1979). Drought in the Great Plains-Research on impacts and strategies: Proceedings of the Workshop on Research in Great Plains Drought Management Strategies, University of Nebraska, Lincoln, 26-28 de marzo: Littleton, Colorado, Water Resources Publications, pp. 225.

SATYAMURTY, P., NOBRE, C. and P. L. SILVA,P (1998) South America, in *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Am. Meteorol., Soc. Meteorol. Monogr., 49, 119-139

SATYAMURTY, P. et al. (2007). Warm and dry spell (WDS) in austral winter over Central South America, *Ann. Geophys.*, 25, 1049-1069

SENE, K. (2009) *Hydrometeorology Forecasting and Applications*, Primer edición, Ed. Springer pp. 356.

SILVA, P., SCHUBERT, W. and De MARIA, M (1983) Large-Scale Response of the Tropical Atmosphere to Transient Convection, *J. Atmos. Sci.* 40, 2689-2707

SLEIMAN, J. (2008) Veranicos ocorridos na porção noroeste do estado do rio grande do sul entre 1978 e 2005 e sua associação às condições climáticas na atmosfera. Thesis de Mestrem Geografia Universidade de São Paulo

STAUFFER, R. and SEAMAN, L (1990) Use of four-dimensional data assimilation in a limited area mesoscale model Parte I: Experiments with synoptic-scale data *Mon. Wea. Rev.* 118, 1250-1277.

STEPHENSON, D. (2003) *Water resources management*, Primer edición, Ed. Swets and Zeitlinger, pp. 300.

STULL, R (2000). *Meteorology of Scientific and Engineers*, Segundo edición, Ed. Brooks/Cole, pp. 502

SILVA, Y., TRASMONTE, G. and GIRÁLDEZ, L. (2010) Variabilidad de las precipitaciones en el valle del río Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronostico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto Geofísico del Perú, 52-56.

SORDO, C. (2006) Técnicas estadísticas para la proyección local de la predicción meteorológica estacional. Métodos, validación y estudios de sensibilidad. Tesis para optar el grado de Doctorado, Universidad de Cantabria.

STRORCHH, and ZWIERS F. (1999) *Statistical Analysis in Climate Research*. Primera edición Ed. Cambridge University Press. pp. 484.

SULCA, J. C. (2010a). Identificación de veranillos en el valle del río Mantaro en: Compendio de trabajos de investigación realizado por estudiantes durante el año 2009, Instituto Geofísico del Perú, 11, 51-54.

SULCA, J.C. (2010b). Circulación atmosférica asociada a los veranillos en el valle del río Mantaro en: Memoria del Subproyecto 'Pronostico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto geofísico del Perú, 1, 30-36.

SUNDQVIST, H., BERGE, H. E. and KRISTJANSSON, E. (1989). The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *Journal of Climate*, 11, 2698-2712.

TAKAHASHI, K. (2004) Statistical downscaling of rainfall in the Mantaro basin. Scientific report to PROCLIM.

TAKAHASHI, K. (2004) The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997—1998 and 2002 El Niño events, *Ann. Geoph.* 22, 3917–3926

TRASMONTE, G., SILVA, Y., SEGURA, B and LATÍNEZ, K. (2010) Variabilidad de las temperaturas máximas y mínimas en el valle del río Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronostico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto Geofísico del Perú, 37-51.

UPALLA et al., (2005) The ERA-40 Reanalysis. *Quart. J. Meteorology. Soc.*, 131, 2961–3012

VIRJI, H. (1981) A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 599–610.

VUILLE, M. (1999) Atmospheric circulation over the bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. *Int. Journal of Clim.*, 19, 1579-1600.

WALISER, E. and GAUTIER, C. (1993) A satellite-derived climatology of the ITCZ *Journal Climate*, 6, 2162-2174

WALLACE, M. and HOBBS P. V. (1977) *Atmospherics science, an introductory survey* Primera edición, Ed. Elsevier Science pp. 467

WALLACE, M. and HOBBS, V. (2006) *Introduction to the atmospheric sciences.* Segundo edición. Ed. Elsevier, pp. 483.

WARWICK A. (1975). *Drought hazard in the United States: A research assessment:* Boulder, Colorado, University of Colorado, Institute of Behavioral Science, Monograph no. NSF/RA/E-75/004, pp. 199.

WILKS D. (2006) Statistical methods in the atmospheric sciences, Segunda edición. Ed. Elsevier. pp. 649.

WHITMORE, S (2000) Drought management on farmland. Primera edición, Ed. Kluwer Academic Publishers, pp. 346

XIE, and ARKIN (1997) Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2539-2558.

XIE, P., JANOWIAK, J., ARKIN, A., ADLER, F., GRUBER, A., FERRAO, R., HUFFMAN, J. and CURTIS, S. (2003) GPCP Pentad Precipitation Analyses: An Experimental Dataset Based on Gauge Observations and Satellite Estimates. J. Climate, 16, 2197-2214.

YIN, X., GRUBER, A. and ARKIN, P. (2004) Comparison of the GPCP and CMAP Merged Gauge–Satellite Monthly Precipitation Products for the Period 1979–2001, J. Hydrometeorology, 5, 1207-1222.

ZENG, X., ZHAO, M. and DICKINSON, E. (1998) Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using toga coare and tao data, Journal of Climate, 11, 2628-2644.

ZUBIETA, R (2010) Procesamiento digital de imágenes de satélite y elaboración del mapa de uso de la tierra del valle del Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronostico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto Geofísico del Perú, 11-15.

