

**UNIVERSIDAD DE VIGO**  
**DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA**  
**EPHYSLAB**

**PROYECCIONES CLIMÁTICAS SOBRE PERÚ Y SU  
RELACIÓN CON EL FENÓMENO ENSO**

Memoria presentada por  
Juan Carlos Bazo Zambrano  
para optar al título de “DOCTOR”  
por la Universidade de Vigo.  
Octubre, 2014



## Informe del director

Dra. M<sup>a</sup> de las Nieves Lorenzo González Profesora titular del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo y Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha professor do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo:

### CERTIFICAN

Que la presente memoria “*Proyecciones climáticas sobre Perú y su relación con el fenómeno ENSO*”, resume el trabajo de investigación realizado, bajo su dirección, por D. Juan Carlos Bazo Zambrano en el departamento de Física Aplicada en el programa de doctorado de Ciencias del Clima: Meteorología, Oceanografía Física y Cambio Climático de la Facultad de Ciencias de Ourense para optar al título de “DOCTOR POR LA UNIVERSIDAD DE VIGO”.

Y para que conste y en cumplimiento de la legislación vigente, firman el presente informe en Ourense, a 10 de Octubre del 2014.



Fdo: Dra. M<sup>a</sup> de las Nieves Lorenzo Glez. Fdo. Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha





## AGRADECIMIENTOS

*En las siguientes líneas quiero expresar mi gratitud a todas las personas que de una u otra forma me han apoyado para la culminación de esta tesis, primeramente:*

*A mis padres, José María y Martha, y mis hermanos Martha y José, por acompañarme y brindarme todo su esfuerzo, en todo este proceso de “Estudiante”, desde los inicios en la escuela hasta estos momentos, sin su apoyo muchas de las cosas no hubieran tenido sentido, por eso gracias totales!!!!.*

*A Piero una mas de las razones de seguir.*

*A Renata, gracias por todo tu apoyo y por estar siempre a mi lado en los buenos y malos momentos, gracias por tu amor y fuerzas a pesar de la distancia, sin embargo como siempre decimos “Vamos a Vencer”.*

*En especial un agradecimiento a mis directoras de tesis; Nieves y Rose, a ambas agradecerles por todo su apoyo y soporte durante todo este tiempo, principalmente por el constante aliento a seguir en la lucha. Nunca voy a olvidar esos innumerables emails intercambiando información y discutiendo resultados, principalmente de las ultimas semanas!!!!, por todas las oportunidades que me brindaron, en las estancias en el IAG, en sus oportunas cartas de recomendación y por todo lo que me ayudaron. Especialmente les agradezco por toda su “paciencia” y por comprenderme.....Moitas Grazas Nieves!!!!, Muito Obrigado Rose!!!!*

*A mis colegas y directivos del SENAMHI (Gerardo, Alan, Yury, Kevin, Kris, Grinia, Alfaro, Amelia, Ena) que de alguna u otra forma me ayudaron en la elaboración de esta tesis, a los colegas del IAG (Ángel, Mario, Rita), en especial Livia con quien compartí sala y me brindo todo su apoyo en el procesamiento de los datos, y principalmente por tu amistad, a Marta también quien me ayudo “secret information” jajajajaja.*

*A los profesores del Master, con quienes aprendí mucho; Luis Gimeno, Raquel, Anita, Laura, Ramón, María Teresa deCastro, del Ephyslab. A Ignacio López-Moreno, Sergio Vicente del IPE, con quienes hice una muy buena amistad y con quienes continúo trabajando en proyectos entre Perú y España. A mis profesores via “Skype” Rene Garreaud, David Gallego, Tercio, Víctor Magaña, Cristina Peña.....Muchas Gracias.*

*A los amigos que de una u otra forma son parte de todo esto, a los que deje plantados muchas veces por no tener tiempo y estar muchos sábados y domingos, únicos días que podía avanzar este trabajo en las maquinas del SENAMHI.*

*Y finalmente a Dios!!!!*

## RESUMEN

En 2013 los resultados del Quinto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental de Cambio climático, presentan de manera inequívoca que la causa principal del calentamiento observado desde mediados del siglo XX a nivel global es de origen antropogénico. Dicho informe confirma que se ha producido un calentamiento inusual tanto de la atmósfera como del océano y cada una de las tres últimas décadas ha sido sucesivamente más caliente que cualquier década anterior desde 1850 (IPCC, 2013).

El Perú no es inmune a estos cambios climáticos. Hasta el momento se han observado tendencias que confirman la disminución de las precipitaciones y el aumento de las temperaturas en cuencas muy específicas, incrementos en el número de eventos extremos en varias localidades del Perú debido a cambios de patrones climáticos que directa o indirectamente se encuentran relacionados con el calentamiento global (SENAMHI 2008 y 2009). Por otro lado, existe una clara evidencia del impacto del calentamiento global en el retroceso de los glaciares y El Perú posee el 75% de glaciares tropicales a nivel mundial que en los últimos años están experimentando un retroceso acelerado (Vuille, 2008; Winkler, 2009; López-Moreno, 2014).

La variaciones regionales en el clima de Sudamérica y consecuentemente del Perú, son el reflejo de los patrones de circulación atmosférica sobre el continente y los océanos adyacentes y las implicaciones de esta variabilidad están asociadas a diferentes escalas temporales, así como los patrones de vegetación, y las características topográficas (Schwerdtfeger, 1976). Uno de los principales modificadores de esta variabilidad es la cordillera de los Andes y la cuenca amazónica, una actuando como barrera y la otra como sumidero de humedad. Otro importante factor es la corriente oceánica Humboldt, que traslada aguas frías principalmente desde la Antártida hasta cerca de la línea ecuatorial y baña las costas de Perú y Chile. Todas estas peculiaridades hacen que el Perú cuente con una gran variedad de climas y subclimas, que van desde el desértico (con menos de 8mm anuales) hasta el húmedo tropical (con 5000 mm anuales) y que posee tanto climas con temperaturas que alcanzan los 38°C en la zona norte y amazónica como climas en donde las temperaturas de invierno rondan los -15°C en lugares remotos de los Andes del sur (SENAMHI).

Tal complejidad hace que sea difícil llevar a cabo una modelización climática del Perú. Si bien es cierto que ha habido algunas iniciativas de modelar el clima del Perú a nivel nacional, la mayoría de los trabajos se centraron únicamente en cuencas o regiones determinadas y muy pocas llevaron a cabo proyecciones a nivel nacional con modelos del CMIP3 (SENAMHI, 2008 y 2009). En esta tesis se ha llevado a cabo un estudio a nivel de todo el territorio con 5 modelos diferentes: 4 del CMIP3 y CMIP5 que se usaron para llevar a cabo un downscaling dinámico sobre Perú con los modelos RegCM3 y RegCM4 y un modelo global de alta resolución el MRI/JMA.

La tesis puede ser dividida en 4 bloques principales: En el primer bloque constituido por el capítulo 2 se ha tratado de comprender las características climáticas de Sudamérica y el Perú detallando los principales patrones climáticos que modulan el clima en estas áreas. En el segundo bloque, capítulo 5, se modela el clima del periodo actual con los modelos regionales y se evalúa la capacidad de estos para reproducirlo con ayuda de datos reales de estaciones meteorológicas del SENAMHI y de la base de datos CRU. En el tercer bloque, capítulo 6, se estudian las proyecciones climáticas de precipitación y temperatura sobre Perú para mediados (2015-2040) y finales del siglo XXI (2075-2100), analizando también los cambios pronosticados en varios índices climáticos extremos de precipitación y temperatura con los modelos evaluados en el bloque 2. Finalmente en el último bloque, capítulo 7, se indaga sobre las proyecciones esperadas del fenómeno ENSO con los modelos elegidos y se estudia su relación con las proyecciones de precipitación.

Para el clima presente se han elaborado los patrones estacionales de precipitación y temperatura (máxima y mínima) para todo el territorio peruano para las cinco simulaciones consideradas en este trabajo. Además se han evaluado dichos resultados con las observaciones a través de la elaboración de diagramas de Taylor para los 4 dominios principales de Perú: Zona Norte (ZN), Zona Selva (ZSE), Zona Centro (ZC) y Zona Sur (ZS). El criterio de selección de estos dominios, fue el impacto que estas áreas tienen, principalmente por sus eventos climáticos y por su importancia económica, en el desarrollo del Perú. También se analizó la capacidad de los modelos para reproducir el ciclo anual de precipitación y temperaturas máximas y mínimas en los dominios considerados, ya que el Perú al tener una compleja topografía presenta diferentes ciclos anuales según la región considerada. Dicho análisis, se llevó a cabo comparando los resultados de los modelos con las observaciones de estaciones meteorológicas y con la base de datos CRU.

Finalmente, para el análisis del clima presente se examinó la variabilidad interanual de los modelos seleccionados y su capacidad de simular la variabilidad con los datos de

observaciones CRU. Para ello se analizaron las series promedio de los dominios definidos y se trató de explicar la variabilidad de cada zona, haciendo hincapié en la respuesta de los modelos en aquellos años que tuvo lugar un evento El Niño o La Niña.

En el Capítulo 6 se analizaron las proyecciones climáticas de precipitación y temperatura para el siglo XXI. Estas fueron elaboradas para dos periodos: mediados (2015-2040) y finales (2075-2100) de siglo. Se realizó un estudio a nivel de todo el Perú. Esto podría servir como una base para las políticas de adaptación y mitigación en Perú ante el cambio climático.

En este capítulo también se estudiaron los cambios en algunos índices extremos de precipitación y temperatura. En particular los índices considerados fueron: los días consecutivos secos (CDD), días consecutivos húmedos (CWD), índices de precipitaciones fuertes (R10mm y R20mm) índice de días acumulados de lluvias fuertes (Rx5day), días consecutivos de verano (CSU), noches tropicales (TR), días consecutivos con heladas (CDF) y días con heladas (FD).

Por último en el capítulo 7 se analizó la relación entre las proyecciones de precipitación y el fenómeno ENSO en el Perú para el siglo XXI. El fuerte impacto que ENSO tiene sobre el Perú hace que sea de suma importancia analizar los cambios que dicha relación pueda tener en los próximos años. Para este análisis primeramente tras hacer una breve reseña del fenómeno ENSO se analizó la influencia que sobre las precipitaciones del Perú tienen las anomalías de temperatura de las regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4 que son las que han mostrado una mayor influencia sobre Perú. Esto se hizo mediante la elaboración del patrón de correlaciones entre la temperatura del área NIÑO1.2 y NIÑO3.4 y las precipitaciones en el Perú. De esta forma se dibujó el patrón climático actual que hay entre estas dos variables. A continuación se calcularon los patrones espaciales de correlación entre la temperatura de dichas áreas y las precipitaciones proyectadas por los modelos para mediados y finales del siglo XXI y se analizaron los cambios observados. También se evaluó la variabilidad e intensidad del fenómeno ENSO a través de los índices ICEN y ONI. Para el periodo 1950-2011 se evaluó la capacidad de los modelos para reproducir dichos índices mediante diagramas de Taylor. Para el siglo XXI se analizaron los cambios proyectados por los modelos en dichos índices, observando tanto los cambios en variabilidad como en intensidad.



# ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS. ....	V
ÍNDICE DE TABLAS. ....	XIII
<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN. ....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Análisis del Problema. ....</b>	<b>4</b>
<b>1.2 Objetivos. ....</b>	<b>5</b>
<b>CAPÍTULO 2 – EL CLIMA DE SUDAMÉRICA Y PERÚ. ....</b>	<b>7</b>
<b>2.1 Clima de Sudamérica. ....</b>	<b>7</b>
<b>2.2 Clima de Perú. ....</b>	<b>15</b>
<b>2.2.1 Tipos de Clima. ....</b>	<b>16</b>
<b>2.2.2 Variabilidad de Precipitación y Temperatura. ....</b>	<b>19</b>
<b>CAPÍTULO 3 – MODELIZACIÓN CLIMÁTICA. ....</b>	<b>25</b>
<b>3.1 Modelos Climáticos Globales. ....</b>	<b>25</b>
<b>3.2 Modelos Climáticos Regionales. ....</b>	<b>28</b>
<b>CAPÍTULO 4 – DATOS y METODOLOGIA. ....</b>	<b>33</b>
<b>4.1 Descripción de los Datos. ....</b>	<b>33</b>
<b>4.1.1 CMAP. ....</b>	<b>33</b>
<b>4.1.2 CRU. ....</b>	<b>33</b>
<b>4.1.3 GPCP. ....</b>	<b>34</b>
<b>4.1.4 Datos de Estaciones Meteorológicas. ....</b>	<b>34</b>
<b>4.1.5 Datos Utilizados para Forzar el RegCM. ....</b>	<b>35</b>
<b>4.1.6 Modelo Japonés MRI/JMA. ....</b>	<b>38</b>
<b>4.2 Modelo Climático RegCM. ....</b>	<b>38</b>
<b>4.2.1 Parametrizaciones de Precipitación Convectiva. ....</b>	<b>40</b>
<b>4.2.2 Parametrización de Superficie. ....</b>	<b>41</b>

<b>4.3 Diseño de los Experimentos de Modelización.</b> .....	42
<b>4.3.1 RegCM3.</b> .....	42
<b>4.3.2 RegCM4.</b> .....	43
<b>4.3.3 JMA.</b> .....	44
<b>4.4 Tratamiento de Datos.</b> .....	45
<b>4.4.1 Diagramas de Taylor.</b> .....	45
<b>4.4.2 Cálculo del Índice ICEN.</b> .....	47
<b>4.4.3 Cálculo del Índice ONI.</b> .....	49
<b>CAPÍTULO 5 – EVALUACIÓN DEL CLIMA PRESENTE SOBRE PERÚ.</b> .....	51
<b>5.1 Patrones Estacionales.</b> .....	51
<b>5.1.1 Patrón Estacional de Precipitación.</b> .....	51
<b>5.1.2 Patrón Estacional de Temperatura Máxima.</b> .....	61
<b>5.1.3 Patrón Estacional de Temperatura Mínima.</b> .....	68
<b>5.2 Ciclo Anual.</b> .....	76
<b>5.2.1 Ciclo Anual de Precipitación.</b> .....	76
<b>5.2.2 Ciclo Anual de Temperatura Máxima.</b> .....	80
<b>5.2.3 Ciclo Anual de Temperatura Mínima.</b> .....	83
<b>5.3 Variabilidad Interanual.</b> .....	86
<b>5.3.1 Precipitación.</b> .....	86
<b>5.3.2 Temperatura Máxima.</b> .....	90
<b>5.3.3 Temperatura Mínima.</b> .....	93
<b>CAPÍTULO 6 – PROYECCIONES CLIMÁTICAS DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA PARA EL SIGLO XXI.</b> .....	97
<b>6.1 Proyecciones de Precipitación.</b> .....	98
<b>6.2 Proyecciones de Temperatura Máxima.</b> .....	102
<b>6.3 Proyecciones de Temperatura Mínima.</b> .....	106
<b>6.4 Índices de Extremos Climáticos.</b> .....	110
<b>6.4.1 Índices de Extremos Climáticos de Precipitación.</b> .....	111
<b>6.4.2 Índices de Extremos Climáticos de Temperatura.</b> .....	115
<b>6.5 Conclusiones.</b> .....	118



<b>CAPÍTULO 7 - PROYECCIONES CLIMÁTICAS SOBRE PERÚ Y SU RELACIÓN CON EL FENÓMENO ENSO.</b> .....	121
<b>7.1 Definición Histórica de "El Niño"</b> .....	121
<b>7.2 Oscilación del Sur.</b> .....	123
<b>7.3 Clasificación de Eventos ENSO.</b> .....	125
<b>7.4 Teleconexiones.</b> .....	129
<b>7.5 Relación entre el Fenómeno ENSO y Perú.</b> .....	130
<b>7.5.1 Relación de las Precipitaciones con las Regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4 en el Presente.</b> .....	132
<b>7.5.2 Relación de las Precipitaciones con las Regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4 para Mediados y Finales del Siglo XXI.</b> .....	134
<b>7.6 Variabilidad de los Índices ICEN y ONI.</b> .....	137
<b>7.6.1 Variabilidad de los Índices ICEN y ONI en el Presente.</b> .....	138
<b>7.6.2 Variabilidad de los Índices ICEN y ONI en el Siglo XXI.</b> .....	143
<b>7.7 Conclusiones.</b> .....	145
<b>CAPÍTULO 8 – CONCLUSIONES GENERALES.</b> .....	149
<b>8.1 Conclusiones Generales.</b> .....	149
<b>8.2 Perspectivas Futura.</b> .....	154
<b>APÉNDICE A - LOS ESCENARIOS DE EMISIONES USADOS EN EL PANEL INTERGUBERNAMENTAL DEL CAMBIO CLIMÁTICO (IPCC)</b> .....	155
<b>APÉNDICE B - DEFINICIÓN OPERACIONAL DE LOS EVENTOS EL NIÑO Y LA NIÑA Y SUS MAGNITUDES EN LA COSTA DEL PERÚ.</b> .....	159
<b>B.1 Índice Costero El Niño (ICEN)</b> .....	159
<b>B.2 Categorías.</b> .....	159
<b>B.3 Identificación de "Eventos"</b> .....	160
<b>B.4 Resultados.</b> .....	160
<b>BIBLIOGRAFÍA.</b> .....	163



## Índice de Figuras

2.1. Topografía a nivel de Sudamérica GTOPO 30s. ....	8
2.2. Precipitación media anual (sombreado) y vientos 200 hPa (contornos) en Sudamérica (Reanálisis EraInterim). ....	11
2.3. Precipitación estacional (sombreado) y vientos 200 hPa (contornos) en Sudamérica (Reanálisis EraInterim). ....	12
2.4. Presión a nivel del mar estacional (sombreado) y vientos 850 hPa (vectores) en Sudamérica (Reanálisis EraInterim). ....	14
2.5. Mapa de clasificación climática del Perú (SENAMHI, 1998). ....	19
2.6. Precipitación estacional en mm/día DEF (diciembre-febrero), MAM (marzo-mayo), JJA (julio-agosto), SON (septiembre-noviembre). ....	20
2.7. Temperatura máxima estacional en (°C), DEF (diciembre-febrero), MAM (marzo-mayo), JJA (julio-agosto), SON (septiembre-noviembre). ....	21
2.8. Temperatura mínima estacional en (°C), DEF (Diciembre-Febrero), MAM (Marzo-Mayo), JJA (Julio-Agosto), SON (Setiembre-Noviembre). ....	22
2.9. Ciclo anual de lluvias y de temperaturas máximas y mínimas de 4 de las principales zonas de Perú.(a) Zona Norte, (b) Zona Centro, (c) Zona Sur, (d) Zona Selva. ....	23
3.1. Ejemplo de la malla o cuadrícula de un modelo climático (COMETMeted). ....	25
3.2. Representación esquemática del enfoque de anidamiento del modelo climático regional (MCR). ....	28
3.3. Dominios de CORDEX (Cordex). ....	30
4.1. Localización de las estaciones meteorológicas del SENAMHI. Precipitación (*) y Temperatura (□). ....	35
4.2. Topografía (m) del dominio utilizado con los modelos RegCM3 y RegCM4 (ver proyecto CORDEX). ....	44
4.3. Topografía (m) del dominio utilizado con el modelo JMA (JMA/MRI). ....	45
4.4. Ejemplo de diagrama de Taylor. ....	46
5.1. Climatología de la precipitación (mm/día) para DEF. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL,	

1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971- 2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	52
5.2. Diagrama de Taylor para el patrón de precipitación del verano durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona centro (4) Zona sur. ....	53
5.3. Climatología de la precipitación (mm/día) para MAM. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	54
5.4. Diagrama de Taylor para el patrón de precipitación del otoño durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona centro (4) Zona sur. ....	55
5.5. Climatología de la precipitación (mm/día) para JJA. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971- 2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	56
5.6. Diagrama de Taylor para el patrón de precipitación del invierno durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. ....	57
5.7. Climatología de la precipitación (mm/día) para SON. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971- 2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	58
5.8. Diagrama de Taylor para el patrón de precipitación de primavera durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. ....	59
5.9. Climatología de la temperatura máxima (°C) para DEF. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	60
5.10. Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura máxima del verano durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. ....	61
5.11. Climatología de la temperatura máxima (°C) para MAM. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	63
5.12. Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura máxima del otoño durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. ....	64
5.13. Climatología de la temperatura máxima (°C) para JJA. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	65
5.14. Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura máxima del invierno durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. . .	66
5.15. Climatología de la temperatura máxima (°C) para SON. (1) Observaciones, 1965-2008,	

(2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	67
5.16. Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura máxima de primavera durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. . .	68
5.17. Climatología de la temperatura mínima (°C) para DEF. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	69
5.18. Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura mínima del verano durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. ....	70
5.19. Climatología de la temperatura mínima (°C) para MAM. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	71
5.20. Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura mínima del otoño durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. ....	72
5.21. Climatología de la temperatura mínima (°C) para JJA. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	73
5.22. Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura mínima del invierno durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. . .	74
5.23. Climatología de la temperatura mínima (°C) para SON. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003. ....	75
5.24. Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura mínima de primavera durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur. . .	76
5.25. Topografía del Perú y subdominios para el análisis del ciclo anual ZN (Zona Norte), ZSE (Zona Selva), ZC (Zona Central), ZS (Zona Sur) . . . . .	77
5.26. Ciclo anual de precipitación (mm/día). . . . .	78
5.27. Ciclo anual de la temperatura máxima (°C). . . . .	82
5.28. Ciclo anual de la temperatura mínima (°C). . . . .	84
5.29. Anomalías estandarizadas de la precipitación (mm/día) para la ZN de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la precipitación obtenida con las observaciones de la base de datos CRU . . . . .	88
5.30. Anomalías estandarizadas de la precipitación (mm/día) para la ZSE de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la precipitación obtenida con las	

observaciones de la base de datos CRU. ....	88
5.31. Anomalías estandarizadas de la precipitación (mm/día) para la ZC de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la precipitación obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	89
5.32. Anomalías estandarizadas de la precipitación (mm/día) para la ZS de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la precipitación obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	90
5.33. Anomalías estandarizadas de la temperatura máxima (°C) para la ZN de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura máxima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	91
5.34. Anomalías estandarizadas de la temperatura máxima (°C) para la ZSE de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura máxima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	91
5.35. Anomalías estandarizadas de la temperatura máxima (°C) para la ZC de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura máxima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	92
5.36. Anomalías estandarizadas de la temperatura máxima (°C) para la ZS de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura máxima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	93
5.37. Anomalías estandarizadas de la temperatura mínima (°C) para la ZN de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura mínima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	94
5.38. Anomalías estandarizadas de la temperatura mínima (°C) para la ZSE de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura mínima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	95
5.39. Anomalías estandarizadas de la temperatura mínima (°C) para la ZC de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura mínima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	96
5.40. Anomalías estandarizadas de la temperatura mínima (°C) para la ZS de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura mínima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU. ....	96
6.1. Cambios (%) en la precipitación de verano (DEF), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). ....	99
6.2. Cambios (%) en la precipitación de otoño (MAM), primera mitad de siglo (fila superior)	

y finales de siglo (fila inferior). . . . .	100
6.3. Cambios (%) en la precipitación de invierno (JJA), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	101
6.4. Cambios (%) en la precipitación de primavera (SON), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	102
6.5. Cambios (°C) en la temperatura máxima para el verano (DEF), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	103
6.6. Cambios (°C) en la temperatura máxima para el otoño (MAM), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	104
6.7. Cambios (°C) en la temperatura máxima para el invierno (JJA), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	105
6.8. Cambios (°C) en la temperatura máxima para la primavera (SON), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	106
6.9. Cambios (°C) en la temperatura mínima para el verano (DEF), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	107
6.10. Cambios (°C) en la temperatura mínima para el otoño (MAM), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	108
6.11. Cambios (°C) en la temperatura mínima para el invierno (JJA), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	109
6.12. Cambios (°C) en la temperatura mínima para la primavera (SON), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	110
6.13. Cambios (días) en el número de días secos consecutivos (CDD), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	112
6.14. Cambios (días) en el número de días húmedos consecutivos (CWD) primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	113
6.15. Cambios (días) en el número de días con precipitaciones $\geq 10\text{mm}$ (R10mm), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	113
6.16. Cambios (días) en el número de días con precipitaciones $\geq 20\text{mm}$ (R20mm), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	114
6.17. Cambios (días) en el número de días con precipitaciones acumuladas en 5 días $\geq 50\text{mm}$ (Rx5day), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	114
6.18. Cambios (días) en el número de días de verano consecutivos con $T_{\text{max}} > 25^{\circ}\text{C}$ (CSU), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	115

6.19. Cambios (días) en el número de días con $T_{min}>20^{\circ}\text{C}$ (TR), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	116
6.20. Cambios (días) en el número de días consecutivos con $T_{min}<0^{\circ}\text{C}$ (CFD), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	117
6.21. Cambios (días) en el número de días con $T_{min}<0^{\circ}\text{C}$ (FD), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior). . . . .	117
7.1. Regiones Niño en el Pacífico ecuatorial. . . . .	123
7.2. Centros de acción de la Oscilación del Sur. Las líneas continuas muestran correlaciones positivas de la presión atmosférica con Darwin / Yakarta en la región occidental, y las líneas discontinuas muestran correlaciones negativas con Tahití en la región oriental, durante años de El Niño. . . . .	124
7.3. Condiciones normales y condiciones ENSO en el Pacífico Ecuatorial. (Maturana et al., 2004). . . . .	128
7.4. Teleconexiones ENSO. Episodios Cálidos (El Niño) y episodios Fríos (La Niña), También se incluye la variación de las teleconexiones por temporada para cada episodio (NOAA-CPC). . . . .	130
7.5. Desviación estándar de la SST en el área El Niño 3, salidas de los modelos (PI) preindustrial (20C) modelos del CMIP3 y RCP4.5 y 8.5 del CMIP5. . . . .	131
7.6. Correlación entre la TSM del área NIÑO1+2 (a) y NIÑO3.4 (b) con la precipitación del Perú para los meses de DEF del periodo 1965-2008. Solo se muestran aquellas correlaciones con una significatividad superior al 95 %. . . . .	133
7.7. Correlación entre la TSM del área NIÑO 1+2 y área NIÑO 3.4 con la precipitación simulada de los modelos del CMIP3 (RegEcha y Reg- Had) para DEF de mediados y finales del siglo XXI en el escenario A1B. Solo se muestran los valores de correlación significativos al 95 %. . . . .	135
7.8. Correlación entre la TSM del área NIÑO 1+2 y área NIÑO 3.4 con la precipitación simulada de los modelos del CMIP5 (RegGFDL y RegHadGEM) para DEF de mediados y finales del siglo XXI en el escenario RCP4.5. Solo se muestran los valores de correlación significativos al 95 %. . . . .	136
7.9. Correlación entre la TSM del área NIÑO 1+2 y área NIÑO 3.4 con la precipitación simulada del modelo global JMA para DEF de mediados y finales del siglo XXI en el escenario A1B. Solo se muestran los valores de correlación significativos al 95%. . . . .	137
7.10. Series temporales del índice ONI calculado con la TSM de las observaciones del ERSST y de los modelos RegEcha, Reghad, RegGFDL, RegHadGEM, y JMA. . . . .	139



7.11. Series temporales del índice ICEN calculado con la TSM de las observaciones del ERSST y de los modelos RegEcha, Reghad, RegGFDL, RegHadGEM, y JMA. . . . .	140
7.12. Diagramas de Taylor para el índice ICEN y ONI en el que se comparan las series de dichos índices calculadas con los datos de los diferentes modelos considerados con las observaciones de la base ERSSTv3 para el periodo común de 1979-1990. . . . .	141
A.1. Escenarios de emisión de los modelos utilizados en el CMIP3. . . . .	156
A.2. Trayectorias de emisiones de CO2. Línea negra: observaciones hasta el año 2012. En colores, los distintos escenarios de emisiones usados por el IPCC. Líneas gruesas: los escenarios RCP, por comparación también se muestran los escenarios antiguos SRES (Rojas, 2014). . . . .	158
B.1. Índice costero El Niño. Eventos El Niño y La Niña costeros indicados en rojo y azul, respectivamente. . . . .	162



## Índice de Tablas

4.1. Opciones disponibles en el RegCM3. ....	39
4.2. Opciones disponibles en el RegCM (*indica las parametrizaciones incluidas o modificadas en la versión 4) adaptada de Giorgi et al. (2012). ....	40
4.3. Categorías para el índice ICEN costero. ....	48
5.1. Índices estadísticos del ciclo anual de la precipitación (media, bias, raíz cuadrada del error medio cuadrático: RMSE y correlación: Corr) de 4 subdominios en el Perú. De los modelos (RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA). ....	80
5.2. Índices estadísticos del ciclo anual de la temperatura máxima (media, bias, raíz cuadrada del error medio cuadrático: RMSE y correlación: Corr) de 4 subdominios en el Perú. De los modelos (RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA). ....	83
5.3. Índices estadísticos del ciclo anual de la temperatura mínima (media, bias, raíz cuadrada del error medio cuadrático: RMSE y correlación: Corr) de 4 subdominios en el Perú. De los modelos (RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA). ....	86
6.1. Índices calculados para la variable de precipitación. ....	111
6.2. Índices calculados para la variable de temperatura. ....	111
7.1. Coordenadas de las regiones Niño en el Pacífico ecuatorial. ....	123
7.2. Clasificación de los eventos ENSO según el índice ICEN para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 1950-2011 según los datos observado de la base ERSSTv3 y los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 1979-2003). ....	142
7.3. Clasificación de los eventos ENSO según el índice ONI para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 1950-2011 según los datos observado de la base ERSSTv3 y los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 1979-2003). ....	143
7.4. Clasificación de los eventos ENSO según el índice ICEN para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 2015-2040 según los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 2015-2030). ....	144

7.5. Clasificación de los eventos ENSO según el índice ICEN para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 2075-2100 según los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 1979-2003). . . . .	144
7.6. Clasificación de los eventos ENSO según el índice ONI para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 2015-2040 según los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 2015-2030). . . .	145
7.7. Clasificación de los eventos ENSO según el índice ONI para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 2075-2100 según los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 2075-2099). . . .	145
B.1. Categorías para el índice ICEN costero. . . . .	160
B.2. El Niño en la costa de Perú. . . . .	161
B.3. La Niña en la costa de Perú. . . . .	161

# Capítulo 1

## Introducción

En 2013 los resultados del Quinto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental de Cambio climático, presentan de manera inequívoca que la causa principal del calentamiento observado desde mediados del siglo XX es de origen antropogénico (IPCC, 2013). Dicho informe confirma que se ha producido un calentamiento inusual tanto de la atmósfera como del océano. Cada una de las tres últimas décadas ha sido sucesivamente más caliente que cualquier década anterior desde 1850 (IPCC, 2013). Esto ha motivado la disminución de la nieve sobre todo durante la primavera en el hemisferio norte y el retroceso de los glaciares. Los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida han ido perdiendo masa. Según el último informe desvelado por el NCDC (Blunden et al., 2013), el derretimiento de la superficie de hielo en Groenlandia durante 2012 fue el más intenso desde que empezaron las mediciones por satélite en 1979. El hielo del Ártico ha seguido reduciéndose en extensión.

Durante el período 1901-2010, el nivel medio global del mar se elevó 0.19 metros [de 0.17 a 0.21 metros] como consecuencia de la pérdida de masa de los glaciares y de la expansión térmica del océano provocada por el calentamiento.

Por otro lado, el continuo incremento de gases de efecto invernadero en la atmósfera, aproximadamente un 40% de CO<sub>2</sub> desde la era preindustrial está provocando la acidificación de los océanos que han absorbido alrededor del 30% del dióxido de carbono antropogénico emitido.

Gracias a la mayor extensión y minuciosidad de las observaciones y a la mejora de los modelos climáticos, en la actualidad, es posible atribuir con un muy alto grado de confianza, la contribución humana a los cambios detectados en el sistema climático. Además, los modelos climáticos han mejorado considerablemente desde el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC, ahora los modelos son capaces de reproducir patrones y tendencias de la temperatura en superficie a escala continental observados a lo largo de muchos decenios. Ha habido también grandes avances desde el Cuarto Informe para simular los eventos extremos y

## *1. Introducción*

los modelos han mejorado sensiblemente en la reproducción de los patrones de precipitación a escala continental. A escala regional la confianza en los modelos no es tan grande aunque han mejorado notablemente con respecto al cuarto informe sobre todo en lo que se refiere a temperatura. Los patrones de precipitación siguen dando peores resultados sobre todo debido a las incertidumbres asociadas a los datos observados (IPCC, 2013).

Esta situación nos lleva a pensar sobre como trasladar las consecuencias que estas observaciones de escala global tienen a nivel regional, ya que indudablemente todos estos cambios tendrán una repercusión más o menos severa en las actividades socioeconómicas de cada región, afectando a su desarrollo sostenible. Dependiendo de las consecuencias locales que estos cambios globales tengan, así será la estrategia de mitigación y adaptación de cada país.

Perú no es ajeno a este problema. Estudios llevados a cabo por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú indican que existen tendencias significativas de disminución de la precipitación en algunas regiones del país, como en la cuenca del Mantaro (SENAMHI, 2008), con tasas de disminución de 5 a 54 mm/década, y regiones en las que dicha tendencia es a aumentar como se ha observado en la cuenca del río Urubamba, con tasas de aumento de 7 a 85 mm/década. Estos resultados, basados en observaciones de casi 40 años de registros, son indicadores de posibles cambios en los patrones climáticos que se relacionan directa o indirectamente con el calentamiento global (SENAMHI, 2008). También se han observado otros procesos que sabemos están directamente relacionados con el incremento de la temperatura global tal es el caso del retroceso de los glaciares. Perú, posee más del 75% de los glaciares tropicales a nivel mundial y está siendo testigo del retroceso acelerado de sus glaciares más importantes a nivel nacional, Pastoruri, Huaytapallana, Chachani, Coropuna y Misti (López et al., 2014; Vuille et al., 2004; Winkler et al., 2009). Lo más crítico de la desaparición de estos glaciares es que la mayoría de ellos, además de ser ecosistemas únicos, son la principal fuente de recursos hídricos en todas las cuencas asociadas.

En la última década se están observando eventos extremos cada vez más intensos y frecuentes. Algunos ejemplos son las nevadas en el sur del país que tuvieron lugar en el invierno de 2004, las graves inundaciones en la región de la selva en el 2006 o las heladas tempranas del 2007 en la sierra central, las cuales produjeron graves pérdidas económicas.

Como mencionamos anteriormente y se refleja en el quinto Informe del IPCC, los impactos regionales del cambio climático global no son del todo conocidos, ya que las incertidumbres asociadas al conocimiento del clima son amplias. En el caso de Perú su compleja geografía agrava este problema. La Cordillera de los Andes genera una gran diversidad de climas y

microclimas que responden de manera muy variada a los cambios climáticos globales. Además, una buena parte del territorio, regiones de alta montaña o amazónicas, no cuenta con registros lo suficientemente largos ni densos de observaciones meteorológicas lo que dificulta el estudio sobre todo a la hora de estudios relacionados con tendencias climáticas.

La bibliografía sobre tendencias observadas y proyecciones climáticas en temperatura y precipitación es escasa en toda Sudamérica y en particular en Perú. Existen algunos estudios como el de Vicent et al. (2005), realizado sobre las tendencias en algunos índices de extremos de temperatura diaria para América del Sur durante el periodo 1960-2000, que concluyen que las temperaturas extremas están cambiando en América del Sur, con cambios significativos en los índices basados en la temperaturas mínimas diarias. El porcentaje de noches frías está disminuyendo, mientras que las noches cálidas van en aumento y estos cambios son más pronunciados durante el verano (DJF) y el otoño (MAM). También, Marengo et al. (2009), analizaron las proyecciones de precipitación y temperatura extrema en Sudamérica para los escenarios A2 y B2, utilizando un modelo regional. Los resultados de temperatura, coherentes con los mostrados en el Cuarto Informe del IPCC, muestran que bajo el escenario A2 la tendencia es positiva en el porcentaje de noches cálidas y negativa en el porcentaje de noches frías mientras que en las zonas tropicales de Sudamérica bajo el escenario B2 no se observan cambios significativos. Los resultados en los índices de precipitación son más complejos, mostrando incrementos de las precipitaciones en la Amazonia occidental, costa norte de Perú y Ecuador y el sudeste de América del Sur, también se observa un incremento de los periodos de sequía en la Amazonia oriental, Nordeste del Brasil y Bolivia. Estos cambios son más acusados en el escenario A2.

Los modelos usados en el IPCC-AR4, son capaces de reproducir las características básicas del ciclo estacional de la precipitación en Sudamérica. Sin embargo, los modelos aún presentan problemas de reproducción cuantitativa de la precipitación, en las grandes cuencas como la amazónica y la del río de la Plata (Vera, 2006), o en la zona de los Andes. Con el Quinto Informe del IPCC se han mejorado los modelos pero las incertidumbres en precipitación siguen existiendo. De ahí la importancia de regionalizar los resultados que se obtienen a escala global.

Numerosos análisis presentan El Niño - Oscilación del Sur (ENSO) como la principal fuente de variabilidad interanual sobre América del Sur (Gerraud y Vuille, 2009). El ENSO es un patrón climático recurrente que implica cambios en la temperatura de las aguas en la parte central y oriental del Pacífico tropical. En períodos que van de tres a siete años, las aguas superficiales de una gran franja del océano Pacífico tropical, se calientan o enfrían entre 1°C y

3°C, con respecto a sus valores normales. Este calentamiento oscilante y el patrón de enfriamiento, es conocido como el fenómeno ENSO, afectando directamente a la distribución de las precipitaciones en las zonas tropicales y puede tener una fuerte influencia sobre el clima en otras partes del mundo. En los años El Niño la termoclina del Pacífico ecuatorial occidental es más superficial, en tanto que en el Pacífico ecuatorial oriental la temperatura superficial del mar es anormalmente cálida (Rasmusson y Wallace, 1983). Episodios de El Niño se asocian con aridez en los trópicos, y condiciones más húmedas de lo normal en la parte sureste del continente, y en la zona central de Chile. Durante los episodios de La Niña, las condiciones opuestas prevalecen (Wolter y Timlin, 1998). Según datos registrados se dan condiciones de inundación en el norte de Perú y a lo largo de la costa semiárida del sur de Ecuador durante fuertes episodios de El Niño (Garreaud, 2009).

El desplazamiento de las lluvias y la producción de sistemas convectivos hacen que se reorganicen los regímenes climáticos fuera de los trópicos, y en todo el mundo (Díaz et al., 2000). Es así que el ENSO afecta directamente a Perú, Ecuador y el norte de Chile, e indirectamente afecta al norte de Argentina, Uruguay y Brasil a través de teleconexiones atmosféricas y también al resto del mundo de forma más o menos intensa (Webster, 1994; Wolter y Timlin 1998).

Una de las grandes incertidumbres de las simulaciones climáticas es el fenómeno ENSO, y como este puede variar en el futuro. El papel del ENSO en la climatología global es indiscutible pero su influencia sobre Sudamérica es vital. Diferentes estudios realizados con modelos climáticos del IPCC-AR4 presentan resultados contradictorios (Joseph y Nigam, 2006; Latif y Keenlyside, 2008). Sin embargo, los nuevos modelos del CMIP5 son capaces de reproducir gran parte de los modos de variabilidad climática interanual, estacional e intraestacional lo que evidencia una clara mejora aunque aun no sean capaces de reproducir perfectamente el fenómeno del ENSO (IPCC 2013; Bellenger et al., 2014).

## **1.1 Análisis del Problema**

El comportamiento del sistema climático está cambiando a escala global. Los nuevos modelos lo confirman con un alto grado de confianza. Sin embargo las incertidumbres a escala regional siguen siendo elevadas. Ante esta situación se hace necesario conocer con la mayor fiabilidad posible el comportamiento futuro del clima a nivel regional.

La elaboración de escenarios climáticos regionales permitirá determinar con mayor precisión la vulnerabilidad a los cambios climáticos que se produzcan permitiendo establecer medidas



de adaptación adecuadas para la planificación de las actividades socioeconómicas futuras.

## 1.2 Objetivos

El objetivo del presente trabajo es analizar, evaluar y generar escenarios regionalizados a partir de modelos de circulación general (MCG), usando un modelo regional (RCM) sobre Perú, en particular se usará el Regional Climate Model (RegCM) en sus versiones 3 y 4, así como el modelo japonés de alta resolución (JMA). Se estudiarán los cambios esperados en las variables de temperatura y precipitación y en la relación de estas con el fenómeno ENSO.

Los objetivos específicos del trabajo son:

- ✓ Validar el Modelo Regional (RegCM versión 3 y 4) y JMA a partir de datos observados reproduciendo la climatología del Perú para el periodo 1960-1990, 1971-2000 y 1973-2003, respectivamente.
- ✓ Analizar la variabilidad interanual de las variables precipitación y temperatura en las zonas más significativas del Perú para el clima presente.
- ✓ A partir de las proyecciones climáticas futuras de los modelos climáticos del CMIP3 y CMIP5, realizar simulaciones con el RegCM versión 3 y 4 y el modelo JMA, para generar escenarios e índices climáticos de eventos extremos para Perú.
- ✓ Evaluar los posibles cambios del ENSO tanto presentes como futuros, a partir de datos de temperatura superficial del mar y estudiar su relación con el clima de Perú.



## Capítulo 2

### El Clima de Sudamérica y Perú

#### 2.1 Clima de Sudamérica

Las variaciones regionales en el clima de América del Sur y consecuentemente del Perú, son reflejo de la circulación atmosférica sobre el continente y océanos adyacentes, que implican condiciones climáticas medias y ciclos regulares, así como una variabilidad en escalas de tiempo que van desde menos de unos pocos meses a más de un año.

Las condiciones medias climáticas y su variabilidad se ven fuertemente afectadas por las características topográficas y los patrones de vegetación sobre el continente, así como por las condiciones de contorno de variación lenta proporcionadas por los océanos en diferentes partes de América del Sur (Schwerdtfeger y Landsberg, 1976; Hobbs et al., 1998). La diversidad de patrones de tiempo, clima y variabilidad climática sobre América del Sur, incluyendo los trópicos, subtropicos, y características de latitudes medias, surgen a lo largo del continente, desde el norte de la línea ecuatorial al sur de 55°S. La cordillera de los Andes (Figura 2.1), corre de forma continua a lo largo de la costa oeste del continente, alcanzando alturas superiores a 4 kilómetros desde el Ecuador hasta unos 40°S, por lo tanto, representa un formidable obstáculo para el flujo en la troposfera. Los Andes no solo actúan como una "muralla climática" con condiciones de sequía al oeste y condiciones de humedad hacia el este en los subtrópicos (el patrón se invierte en las latitudes medias), sino que también fomenta interacciones tropicales y extratropicales, especialmente a lo largo de su lado oriental. La meseta brasileña también tiende a bloquear la circulación de niveles bajos sobre América del Sur. Otra característica importante es la gran masa de tierra continental en latitudes bajas (10°N - 20°S), que propicia el desarrollo de una intensa actividad convectiva que sustenta la mayor selva tropical del mundo en la cuenca del Amazonas.

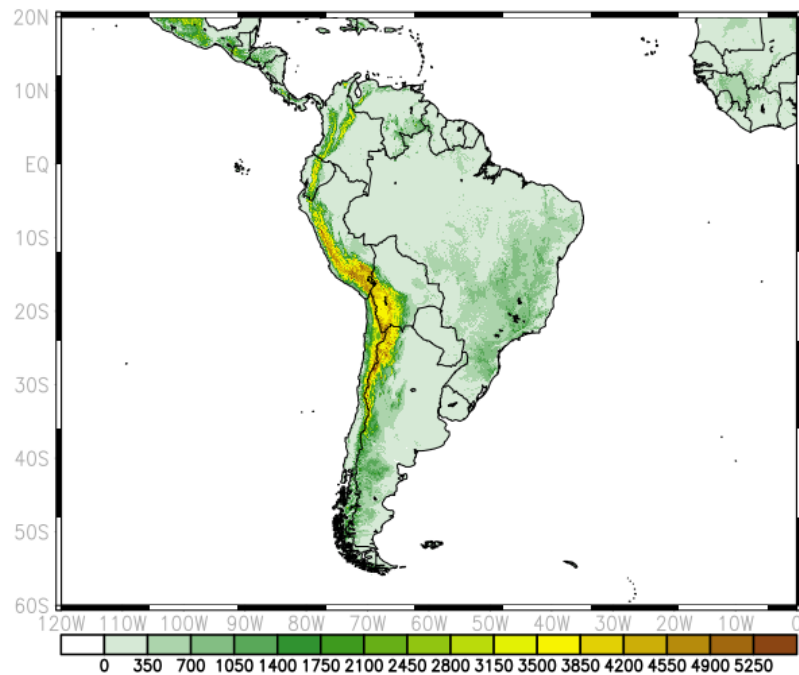


Figura 2.1 Topografía a nivel de Sudamérica GTOPO 30s.

En la Figura 2.2 en la que se representa la precipitación media anual y los vientos a 200 hPa se observa que las máximas precipitaciones se producen a lo largo de una banda localizada aproximadamente en los 8°N, denominada Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La ZCIT es una franja de bajas presiones ubicada en la zona ecuatorial, en ella confluyen los vientos alisios del sureste y del noreste. Debido a las altas temperaturas las masas de aire son forzadas a ascender originando abundante nubosidad y fuertes precipitaciones algunas acompañadas de descargas eléctricas. La ZCIT no es uniforme ni continua, se puede interrumpir y su grosor varía de un sitio a otro, así como su comportamiento en zonas marítimas y continentales. La ZCIT sigue la zona donde los rayos solares caen perpendicularmente, lo que provoca que se desplace hacia el hemisferio de verano.

La ZCIT es una de las principales características de la circulación global, y su posición durante todo el año es al norte de la línea ecuatorial. La explicación no es simple (Chang et al., 1997; Wang y Wang, 1999), las causas subyacentes son la distribución asimétrica de las regiones continentales al norte y al sur del ecuador y la orientación de las costas occidentales de los continentes con respecto al viento predominante en superficie. La posición de la ZCIT sobre el Pacífico y el Atlántico es el resultado de una respuesta del sistema acoplado océano-atmósfera. Es preciso considerar el ciclo anual de la ZCIT en relación con la estrecha zona de temperaturas de la superficie del mar relativamente frías y los vientos de superficie a lo largo del ecuador. (Mitchell y Wallace, 1992; Chang et al., 1997; Wang y Wang, 1999). La

precipitación en la ZCIT disminuye sobre el continente al norte de América del Sur, en parte, debido a la disminución de la evaporación en la superficie, sin embargo produce altas precipitaciones sobre la región ecuatorial de los Andes, la Amazonia occidental, y cerca de la desembocadura del río Amazonas. La precipitación en la Amazonia se produce por convección profunda, y debido al ascenso de aire desde la superficie hasta la tropopausa, este fenómeno es el que sustenta la selva tropical más grande del mundo (Silva Dias et al., 1983).

Otras dos zonas de precipitaciones intensas son observadas al analizar la media anual de precipitación en la Figura 2.2. Una primera zona es observada en la región oeste que tiene su origen en la Pacífico ecuatorial (Pacífico central durante El Niño), alcanzando el continente entre aproximadamente cabo de Hornos y 40°S. La precipitación en esta zona conocida como la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS; Vincent, 1998) se produce en gran medida por sistemas frontales extratropicales. La precipitación media anual es alta en el sur de Chile, debido a la elevación de los Andes (Lenters y Cook, 1995), pero disminuye bruscamente hacia el este, produciendo condiciones más secas en la Patagonia de Argentina.

La otra zona observada en el este tiene su inicio sobre la parte central del continente, y se extiende hacia el sureste formando la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS; Kodoma, 1992; Figueroa et al., 1995). Las precipitaciones en esta región son el resultado de un calentamiento continental asociado a la baja térmica de verano al este de los Andes y su interacción con la alta del Atlántico sur. Esta interacción da origen a un máximo de convergencia de viento en niveles bajos responsable del transporte de humedad hacia la ZCAS. Por otro lado, se observa que la posición y la magnitud de este máximo de precipitación se ve afectado por las condiciones de la temperatura de la superficie del mar (Lenters y Cook, 1995). Las precipitaciones sobre la parte central del continente se producen en gran medida por convección profunda, sin embargo durante la estación fría los sistemas frontales cobran relevancia produciendo la mayor parte de la precipitación (Lenters y Cook, 1995). De este modo, la gran cantidad de lluvia observada durante todo el año en la costa del sur de Brasil y Uruguay son producidas por convección durante la estación cálida (noviembre a marzo) y por sistemas frontales durante la estación fría (Montecinos et al., 2000).

Las precipitaciones escasamente ocurren sobre amplias áreas de los océanos subtropicales debido al hundimiento de la troposfera media. La tasa de subsidencia es dictada principalmente por el enfriamiento radiativo de las parcelas de aire que han alcanzado la alta troposfera (Rodwell y Hoskins, 1996). La subsidencia subtropical junto con el ascenso sobre la ZCIT, los vientos alisios de bajos niveles, y el flujo hacia el polo de nivel superior forman la célula de Hadley, que domina la atmósfera tropical con movimientos de ascenso cerca del

ecuador y de descenso en latitudes medias (entre 30 grados de latitud norte y 30 grados de latitud sur). Esta circulación redistribuye el exceso de energía recibida en el ecuador hacia latitudes altas y está asociada a dos mecanismos principales, el calentamiento diferencial (entre el ecuador y latitudes altas) y la rotación de la Tierra. El hundimiento del aire mantiene las células en superficie. La alta presión y la circulación anticiclónica de niveles bajos son constantes sobre los océanos Pacífico y Atlántico, y muestran solo ligeras variaciones estacionales. En el continente, la convección profunda (ya sea húmeda o seca) compensa la subsidencia a gran escala, con movimientos ascendentes que prevalecen sobre la parte central de América del Sur, y con el aumento de la subsidencia en el océano Pacífico sudeste (Gandu y Silva Dias, 1998).

En consecuencia, la presión del nivel del mar sobre el continente es menor que el valor correspondiente en el océano adyacente durante todo el año, lo que obliga a los vientos alisios del Atlántico tropical a penetrar en el continente en una dirección casi latitudinal de este a oeste, hasta que convergen cerca de la cordillera de los Andes (jet de niveles bajos).

Frente a las costas del Pacífico sudamericano circula una de las corrientes frías, con más volumen y mayor influencia climática del hemisferio sur. Esta gran corriente llamada “Corriente Peruana o de Humboldt”, fluye hacia el norte a lo largo de la costa occidental de América del Sur desde alrededor de 50°S hasta casi el ecuador. La influencia de esta corriente afecta al clima de gran parte de la costa occidental de América del Sur. Sin embargo, su influencia se encuentra limitada a una estrecha franja costera debido a la presencia de la cordillera de los Andes. El agua fría de esta corriente, se debe entre otros factores al afloramiento costero producido por la acción conjunta de los vientos y del efecto coriolis (espiral de Ekman). El agua fría y la subsidencia atmosférica producen una fuerte inversión de temperatura, lo que da lugar a que en la costa peruana y del norte de Chile el clima se caracterice por precipitación escasa y aire superficial fresco y húmedo con frecuentes nieblas y con nubes estratos cerca de la costa, estratocúmulos en alta mar y cúmulos engendrados por los alisios sobre las aguas relativamente cálidas del océano al oeste. Entre los 7°S a 30°S, en la costa de Perú y Chile se reciben menos de 10 mm (2 pulgadas) de precipitación anual. En Arica, Chile, la precipitación media anual es de 0.7 mm (0.03 pulgadas), lo que lo convierte, probablemente, en el lugar más seco del mundo. El calentamiento adiabático calienta aire en altura y como resultado de una temperatura superficial del mar (TSM) fría mantiene una capa límite marina fría y húmeda de 500-1.000m de espesor mostrando una fuerte inversión de temperatura en el sureste del Pacífico subtropical (Garreaud et al., 2002). Una amplia y poco profunda capa de nubes estratocúmulos se observa típicamente en la parte superior de la capa

límite marina frente a la costa de Perú y norte de Chile (Klein y Hartmann, 1993). Esta capa de nubes desempeña un papel importante en el clima regional y global reduciendo sustancialmente la cantidad de radiación solar que llega a la superficie del océano.

Sobre las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur se observan dos regiones secas (Figura 2.2). La primera región abarca la parte occidental del continente, una franja de tierra de 1-300km entre la costa y la cordillera de los Andes entre los 30°S y los 5°S. Esta región costera desértica perteneciente al norte de Chile y Perú se explica principalmente por la fuerte subsidencia que tiene lugar sobre el océano Pacífico sudoriental (Abreu y Bannon, 1993; Rutllant et al., 2000). En estas latitudes, los Andes centrales (incluido el Altiplano) se convierten en una frontera entre las condiciones extremadamente áridas al oeste y las condiciones húmedas al este de dicha cordillera (Garreaud, 2000a). La segunda región desértica corresponde a la punta oriental del continente, en el noreste de Brasil, donde la precipitación media anual es menos de la mitad de la precipitación observada en el interior del continente a la misma latitud y la época de lluvias se restringe de marzo a mayo, cuando la ZCIT alcanza su posición más al sur (Kousky y Ferreira, 1981; Hastenrath, 1982). La aridez de esta región parece ser el resultado de una intensificación local de la célula de Hadley en relación con la fuerte convección que tiene lugar sobre el Atlántico ecuatorial (Moura y Shukla, 1981; Mitchell y Wallace, 1992).

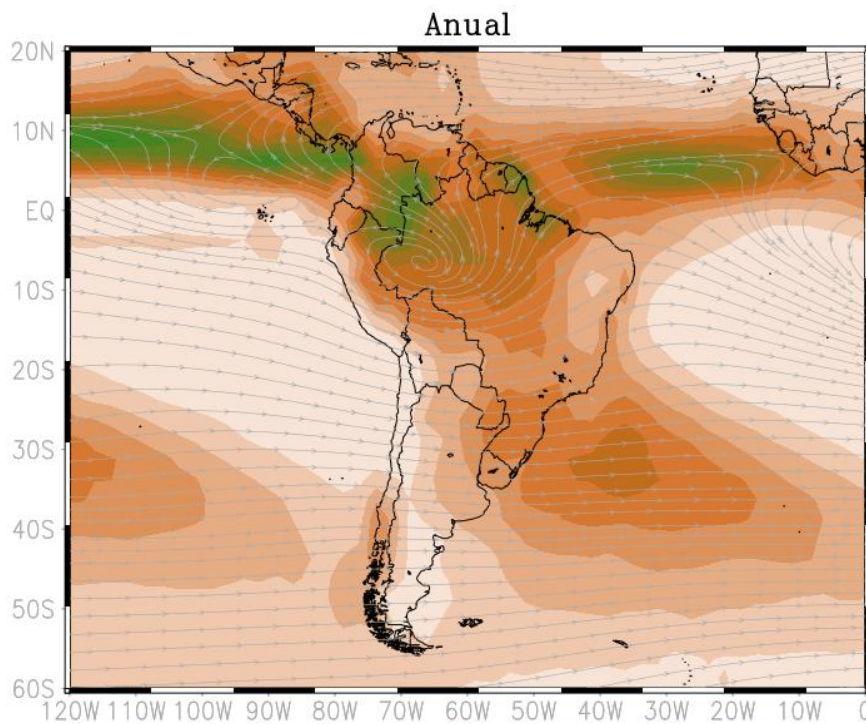


Figura 2.2 Precipitación media anual (sombreado) y vientos 200 hPa (contornos) en Sudamérica (Reanálisis EraInterim).

El área afectada por la convección profunda experimenta cambios significativos durante el año, lo que lleva a un pronunciado ciclo anual de las precipitaciones en la zona tropical y subtropical de América del Sur, como se muestra en los mapas estacionales de la precipitación media (Figura. 2.3). Estos cambios son debidos a la variación anual de la insolación, que provoca cambios en las temperaturas superficiales, y a las complejas interacciones con los cambios en el transporte de humedad en niveles bajos (Fu et al., 1999). Durante el invierno austral (JJA), las precipitaciones y tormentas eléctricas más intensas se encuentran en el norte de América del Sur y el sur de Centroamérica. En esta época del año, la parte central del continente (incluyendo el sur de la Amazonia) vive su época de sequía, interrumpiéndose ocasionalmente por el paso de frentes fríos provenientes de las latitudes medias del sur. A finales de octubre, hay un rápido cambio de la zona de convección desde el extremo norte del continente hasta el centro de la cuenca del Amazonas (Horel et al., 1989), que marca el inicio del llamado monzón de América del Sur o monzón de verano, (Zhou y Lau, 1998; Vera et al., 2006).

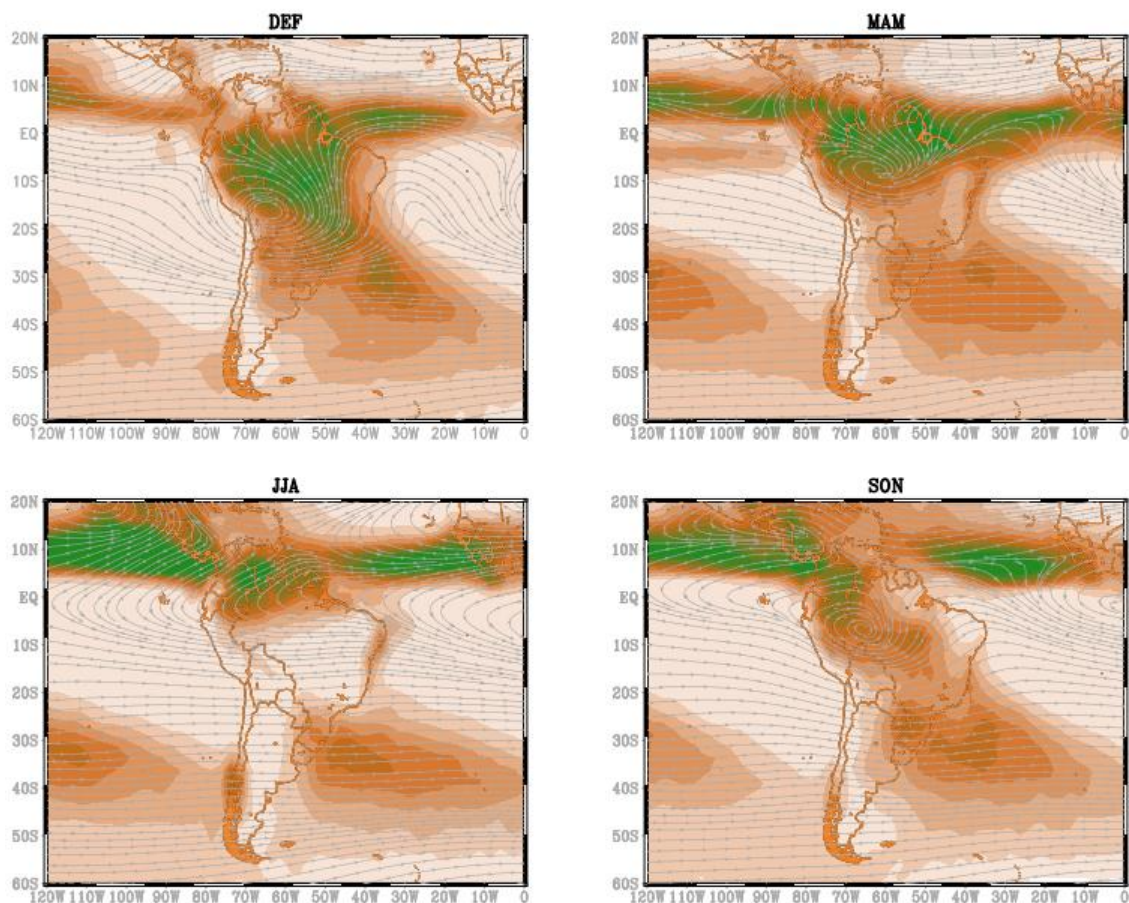


Figura 2.3 Precipitación estacional (sombreado) y vientos 200 hPa (contornos) en Sudamérica (Reanálisis EraInterim).



El área de precipitación convectiva alcanza su posición más al sur durante el verano austral (DEF), que abarca el sur de la cuenca del Amazonas, el Altiplano Peruano-Boliviano y los llanos subtropicales del continente (sur de Bolivia y Brasil, Uruguay, Paraguay, y el centro de Argentina), y se extiende sobre la ZCAS (Figura 2.3). En esta temporada, se forma una célula de baja presión extremadamente caliente y seca en la región de Paraguay y norte de Argentina llamada la “Baja del Chaco” (Seluchi y Marengo, 2000). Esta baja obliga al flujo de viento a desplazarse hacia el sur, con una posterior convergencia sobre los llanos subtropicales. Observaciones y modelos prueban que el flujo de viento entre el norte de los Andes y el sur de Brasil a menudo se organiza en un chorro de niveles bajos con velocidad que a menudo supera los 12 m/s. El transporte de humedad hacia los polos por el presente chorro de niveles bajos alimenta la precipitación convectiva sobre los llanos subtropicales, siendo esta región un área agrícola importante y muy poblada (Berbery y Collini, 2000; Saul et al., 2000).

Durante principios del otoño austral (MAM), la convección profunda disminuye gradualmente en los subtrópicos y comienza a desplazarse hacia el norte, por lo que lleva a la desaparición del verano sudamericano a finales de abril (Figura 2.3). Durante el invierno austral (JJA), los flujos del oeste prevalecen sobre América del Sur hasta los 5°S, en concordancia con el desplazamiento hacia el ecuador del máximo de gradiente térmico tropical - extratropical (Figura 2.3). Durante el curso de la primavera austral (SON), la corriente en chorro subtropical se desplaza hacia el sur, mientras que una débil circulación anticiclónica se desarrolla sobre la parte tropical del continente. Durante el verano austral (DJF), una circulación anticiclónica en niveles altos, llamada Alta de Bolivia (AB), se establece sobre la parte central del continente sudamericano con su centro situado sobre 15°S y 65°W. Esta alta es acompañada de una circulación ciclónica, sobre la costa noreste de Brasil, y una región de convergencia a lo largo de la costa de Perú y Ecuador (Figura 2.3) (Virji, 1981; Lenters y Cook, 1997). El origen propuesto de la AB es térmico, y se considera que es mantenida por el fuerte calentamiento a lo largo de los Andes centrales, la liberación de calor latente en el verano y la convección sobre el Altiplano (Schwerdtfeger, 1961; Gutman y Schwerdtfeger, 1965). Por otro parte, la presencia de la AB es fundamental para la ocurrencia de precipitaciones de verano sobre el Altiplano y gran parte del Perú, ya que el flujo del este en altura favorece el transporte del aire húmedo hacia los Andes centrales (Garreaud, 1999b). Además, la AB contribuye a la intensificación de la ZCAS durante el verano, debido a la advección de vorticidad (Figuroa et al., 1995). Durante el otoño austral (MAM), los vientos del oeste vuelven a los subtrópicos, y un par de anticiclones se encuentra sobre la zona tropical de América del Sur, en concordancia con la convección centrada en el ecuador

(Figura 2.3).

Los mapas estacionales de flujos de vientos a 850 (hPa) y presión reducida a nivel del mar (Figura 2.4) muestran un sistema semipermanente que está bien definido sobre el este del Pacífico sur, el Anticiclón del Pacífico sur (APS), este sistema varía ligeramente a lo largo del año. Las presiones en el núcleo del APS, oscilan entre 1021 mb en abril y 1026 mb en octubre (Figura 2.4). El flujo divergente del APS tiene una gran influencia en las regiones costeras de Perú y Chile, entre 10°S y 30°S, siendo más intenso en los meses de JJA. El flujo superficial es predominantemente sur o suroeste, entre 30°S y 45°S, en los meses de otoño (MAM), los flujos son más débiles debido al debilitamiento del APS (Grotjahn, 2004). Al sur de 45°S, los Andes ya no influyen significativamente sobre los vientos de niveles bajos y estos varían de noroeste a suroeste. El debilitamiento de la APS durante el invierno permite la actividad frontal entre 25°S y 30°S de abril a octubre. El fluir de los vientos del Pacífico sur por encima de la corriente Humboldt, produce niebla de advección a lo largo de la costa peruana-chilena. Las altas laderas de los Andes producen un hundimiento de la capa de inversión que penetra hasta los pies de la cordillera andina occidental.

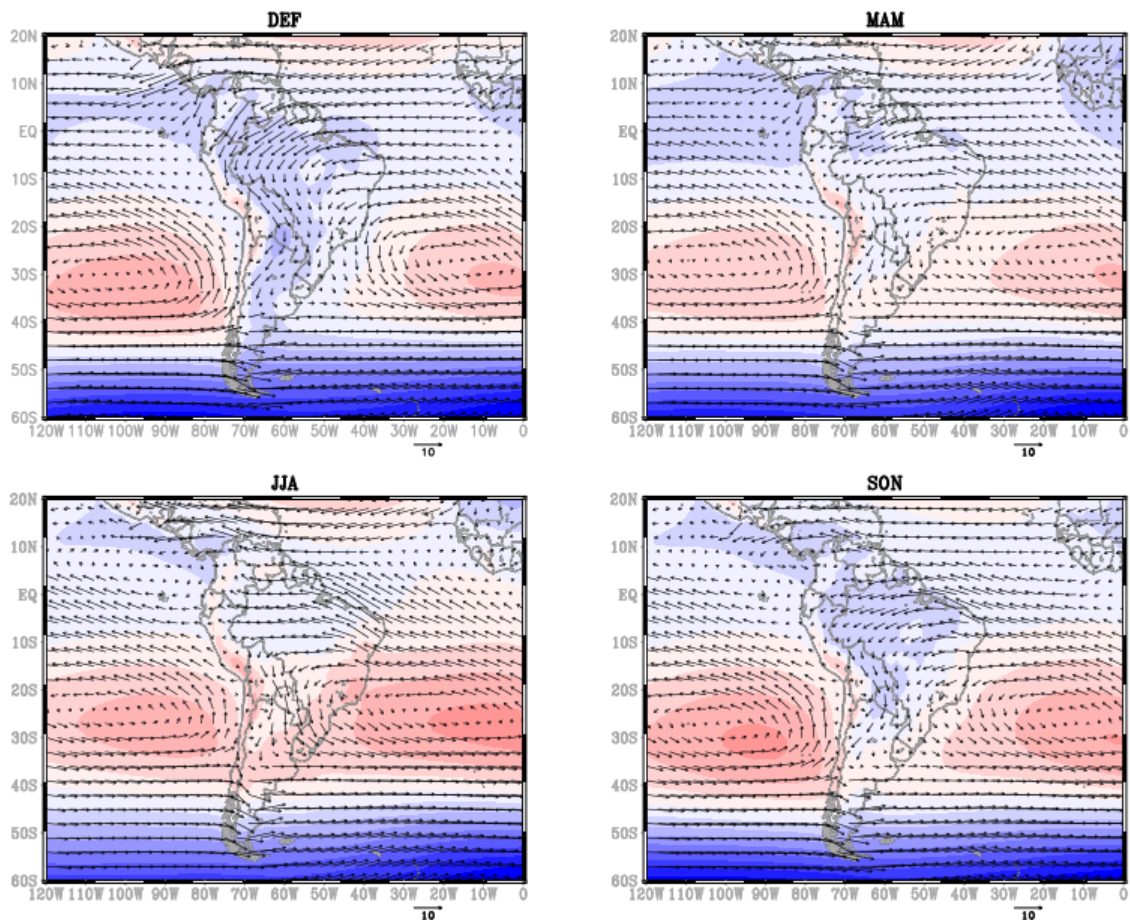


Figura 2.4 Presión a nivel del mar estacional (sombreado) y vientos 850 hPa (vectores) en Sudamérica (Reanálisis EraInterim).

Otro importante sistema observado a nivel de 850 hPa es el Jet de Niveles Bajos (LLJ). Este importante sistema se origina en un área de baja presión al norte de Sudamérica y es controlado por los patrones de vientos amazónicos, que a su vez están influenciados por el patrón de insolación. Estos vientos van canalizados por los Andes occidentales y terminan en el sudeste de América del Sur, proporcionando humedad a las latitudes subtropicales. Sus intensidades máximas se presentan durante la primavera (SON) y el verano (DEF), mientras que en los meses de otoño (MAM) e invierno (JJA), este sistema es casi inapreciable. La convección suprimida de la ZCAS y el incremento de la convección en los llanos subtropicales se asocia con un fortalecimiento de la LLJ. Estas fases están vinculadas a eventos de precipitación extrema a corto plazo en las planicies del centro de Argentina. Cuando el LLJ es débil, hay una mayor ZCAS y se suprime la convección hacia el sur produciéndose olas de calor extremas en las regiones subtropicales (Marengo et al., 2010). Además, el LLJ genera turbulencia a través de la cizalla vertical y participa activamente como un mecanismo de formación de tormentas severas y de mesoescala sobre Paraguay, el norte de Argentina, sur de Brasil y Perú (Silva et al., 2009).

## 2.2 Clima de Perú

El Perú se localiza en la parte occidental de América del Sur y se extiende entre las latitudes 00°01' y 18°20', presentando un litoral con el océano Pacífico de aproximadamente 2000 kilómetros de longitud. El territorio peruano tiene una topografía muy accidentada, esta característica se debe a la cordillera de los Andes que la atraviesa en sentido NNW-SSE, lo que origina tres regiones geomorfológicas y climáticas: costa, sierra y selva. La variabilidad espacial del clima en los Andes peruanos se asocia con factores locales como la elevación, los lagos y la orientación de la pendiente. La lluvia tiende a aumentar desde las elevaciones más bajas (~3.000 m) a las elevaciones más altas (4200m) en la mayoría de los pendientes de las montañas. En zonas con mayores elevaciones (> 4200 m), la precipitación disminuye por lo que las regiones de mayor altura suelen permanecer más secas y con nieves perpetuas (Hastenrath, 1991). Los patrones térmicos tienen una configuración similar, presentando valores más bajos en las zonas con mayor altitud. Las áreas cercanas a los lagos presentan mayores precipitaciones y las temperaturas del aire son más cálidas. Durante el día, el aire fluye fuera de los lagos hacia las zonas circundantes, de este modo, sobre los lagos predominan zonas de subsidencia y cielos despejados. Por la noche, el aire fluye desde la tierra a los lagos, dando lugar a abundante nubosidad y precipitaciones. Esta circulación se

acentúa en el lago Titicaca (Hastenrath, 1991). Como ya se dijo anteriormente, el lado orientado al este de los Andes peruanos recibe los valores más altos de precipitación, ya que este flanco se expone al vapor de agua procedente de la cuenca del Amazonas. Las tres regiones geomorfológicas y climáticas se describen a continuación.

**Costa:** es la región llana comprendida entre la línea del litoral y las estribaciones de los Andes, su ancho varía de 75 a 100 kilómetros, por su posición geográfica le corresponde clima tropical, con abundantes lluvias, como la selva, pero debido a la influencia de la cordillera de los Andes, la corriente fría marítima peruana y el anticiclón del Pacífico sur, el clima es seco con escasas precipitaciones durante todo el año, a excepción de la costa norte, que presenta precipitaciones que superan los 500 mm en los años que tiene lugar el fenómeno de El Niño. Esta región presenta un declive general hacia el mar y se encuentra atravesada por 53 ríos de régimen temporal o irregular, cuyos caudales se relacionan con la época de lluvias en la región andina que tiene lugar en el verano del hemisferio sur.

**Sierra:** es una región con una geografía dominada por la cordillera de los Andes, se extiende desde las estribaciones de la costa hasta la selva, la que es conocida como la Ceja de Selva. En esta región, debido a la altitud y a la topografía irregular, se presentan gran diversidad de climas, que van desde el clima templado hasta el clima polar. Las precipitaciones ocurren en verano y son de origen orográfico, esto es, precipitaciones que resultan de la condensación del vapor de agua proveniente de las masas de aire que se elevan al chocar con las montañas, descargan gran parte de su humedad en la vertiente oriental y en los valles interandinos.

**Selva:** es una región que se caracteriza por ser predominantemente plana, con declives suaves hacia el Atlántico y presentar una vegetación exuberante. La zona de convergencia intertropical tiene gran efecto en las condiciones climáticas de la zona norte y central de la selva, dando origen a bajas presiones, inestabilidad atmosférica y vientos cálidos y húmedos procedentes del norte y este; en el sector sur de la Selva, las condiciones climáticas se encuentran influenciadas por la presencia de frentes, durante los meses de junio y julio, irrumpiendo en forma de vaguadas que ocasionan precipitaciones, descensos de temperatura y nubosidad tipo estratiforme. Las precipitaciones en la selva sur, son fundamentalmente de origen convectivo, siendo esta característica muy frecuente en la zona tropical.

### 2.2.1 Tipos de Clima

Dadas las tres diferentes geografías o regiones que nos encontramos en el Perú también se gozará de diferentes tipos climáticos de acuerdo a la clasificación de Thornthwaite (SENAMHI, 1988):

#### 2.2.1.1 Clima Semi-Cálido Muy Seco (desértico o árido subtropical)

Este tipo de clima constituye uno de los más notables del Perú, comprende casi toda la región de la costa, desde Piura hasta Tacna y desde el litoral del Pacífico hasta el nivel aproximado de 2000 metros sobre el nivel del mar (msnm), representa el 14% de la superficie total del país. Se distingue por ser un clima con precipitación promedio anual de 150 mm y temperatura media anual entre 18°C y 19°C, decreciendo en los niveles más elevados de la región.

#### 2.2.1.2 Clima Cálido Muy Seco (desértico o árido tropical)

Comprende el sector septentrional de la región costera, que incluye gran parte de los departamentos de Tumbes y Piura, entre el litoral marino y la costa aproximada de 1000 msnm. Representa menos del 3% (35000km<sup>2</sup>) de la superficie del país. Se caracteriza por ser muy seco, con una precipitación media anual de alrededor de 200 mm y cálido, con una temperatura promedio anual de 24°C, sin cambio térmico invernal definido.

#### 2.2.1.3 Clima Templado Sub-Húmedo (de estepa y valles interandinos bajos)

Este clima es propio de la región de la sierra, correspondiendo a los valles interandinos bajos e intermedios, situados entre los 1000 y 3000 msnm. Las temperaturas sobrepasan los 20°C y la precipitación anual se encuentra por debajo de los 500 mm aunque en las partes más elevadas, húmedas y orientales, puede alcanzar y sobrepasar los 1200 mm.

#### 2.2.1.4 Clima Frío o Boreal (de los valles mesoandinos)

Este tipo climático de la región de la sierra, se extiende entre los 3000 y 4000 msnm. Se caracteriza por una precipitación anual promedio de 700 mm y por una temperatura media anual de 12°C. Presenta veranos lluviosos e inviernos secos con fuertes heladas.

#### 2.2.1.5 Clima Frígido (de tundra)

Este tipo de clima, conocido como clima de Puna, corresponde a las zonas de la región andina comprendidas entre los 4000 y 5000 msnm. Cubre alrededor de 13% del territorio peruano (170000km<sup>2</sup>). Se caracteriza por presentar precipitaciones promedio de 700 mm anuales y temperaturas medias anuales de 6°C. Comprende las colinas, mesetas y cumbres andinas. Los veranos son siempre lluviosos y nubosos; y los inviernos (junio, julio y agosto) son rigurosos y secos.

#### 2.2.1.6 Clima de Nieve (gélido)

Este clima corresponde al de muy alta montaña con nieves perpetuas, presenta temperaturas medias durante todos los meses del año por debajo de 0°C. Se distribuye en las regiones andinas que sobrepasan los 5000 msnm y que están representadas principalmente por las grandes masas de nieve y hielo de las altas cumbres de los Andes peruanos.

#### 2.2.1.7 Clima Templado moderado Muy Húmedo

Este tipo de clima predomina en la denominada Ceja de Selva, se caracteriza por ser seco en invierno. Se estima que la cantidad de lluvia del mes más lluvioso es 10 veces lo que se registra en el mes más seco.

#### 2.2.1.8 Clima Semi-Cálido Muy Húmedo (subtropical muy húmedo)

Este tipo de clima predomina en la selva alta o área boscosa de la vertiente oriental de los Andes, su topografía es accidentada porque corresponde a los últimos contrafuertes orientales andinos. Se caracteriza por ser un clima muy húmedo, con precipitaciones por encima de los 2000 mm y con bolsones pluviales que sobrepasan los 5000 mm como en la zona de Quincenal. Las temperaturas normalmente están por debajo de los 22°C. Temperaturas más elevadas se registran en los fondos de los valles y en la transición a la llanura amazónica.

#### 2.2.1.9 Clima Cálido Húmedo (Tropical Húmedo)

Este clima corresponde a las llanuras amazónicas peruanas y se caracterizan por presentar precipitaciones promedios anuales de 2000 mm y por temperaturas superiores a 25°C, sin cambio térmico invernal bien definido. El área amazónica se encuentra bajo la influencia de este tipo climático y comprende alrededor de 43% de la superficie del país.



Figura 2.5 Mapa de clasificación climática del Perú (SENAMHI, 1998).

### 2.2.2. Variabilidad de Precipitación y Temperatura

A continuación se presentará la variabilidad estacional y anual de precipitación y temperatura



para todo el Perú calculada con los datos de las estaciones meteorológicas del SENAMHI para el periodo 1965-2008.

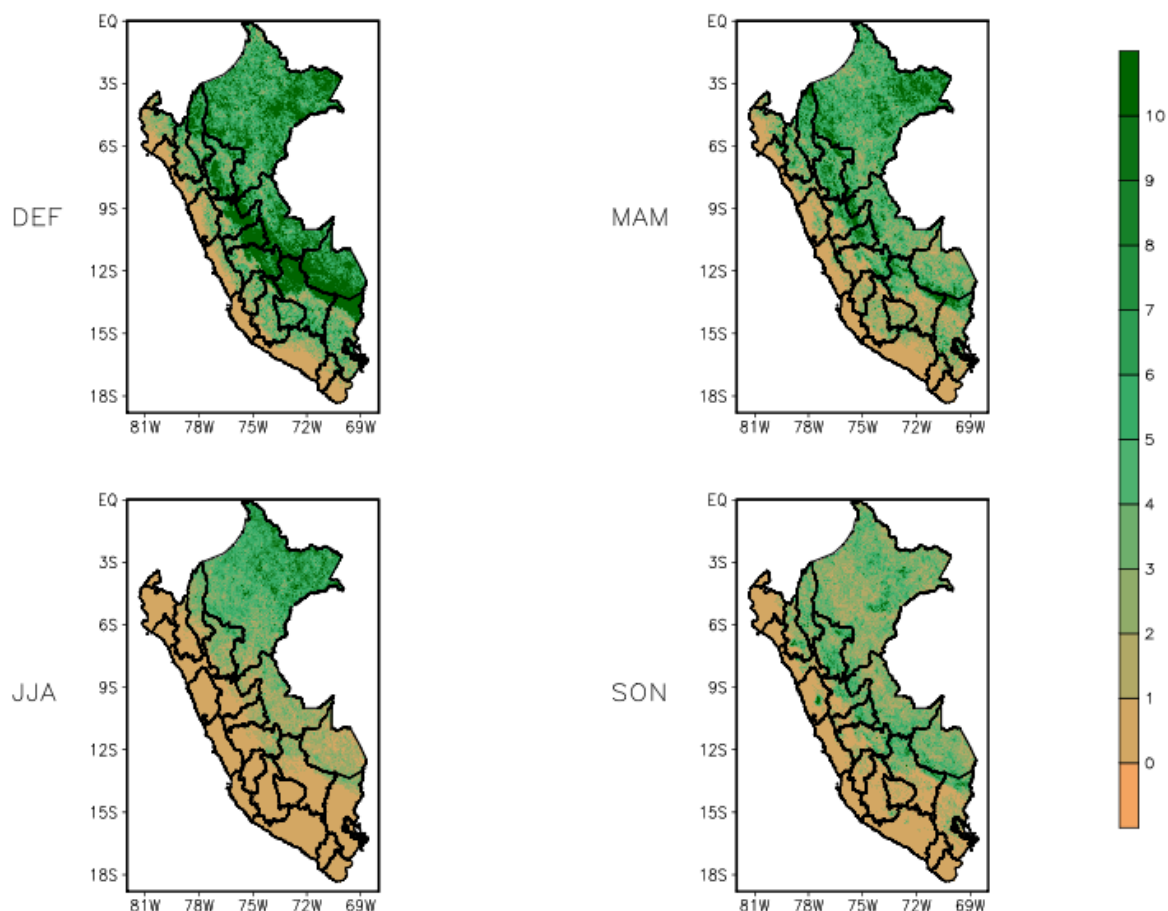


Figura 2.6 Precipitación estacional en mm/día DEF (diciembre-febrero), MAM (marzo-mayo), JJA (julio-agosto), SON (septiembre-noviembre).

En el caso particular del Perú, el ciclo estacional de las precipitaciones (Figura 2.6) presenta un periodo seco y otro húmedo. La mayor parte de las precipitaciones se producen de septiembre a abril, con valores máximos entre diciembre y marzo, sobre todo en la región norte, central y sur del Perú. En la zona selva las precipitaciones son constantes durante todo el año aunque son más intensas entre diciembre y enero, principalmente en la zona sur de la selva (Figura 2.6). La climatología de las precipitaciones también se ve fuertemente afectada por la orografía. Los lugares situados a mayor altitud como en el flanco oriental de los Andes o cerca de los lagos, muestran los valores más altos de precipitaciones. En tanto que al sur de los Andes peruanos, se observan valores más bajos de precipitación. La zona de selva baja es la zona más lluviosa en el Perú. Esto es debido a la constante alimentación de humedad desde la amazonia, a los sistemas de mesoescala mencionados en la sección 2.1 (AB, ZCAS, LLJ)



que generan inestabilidad en esa zona y a la cordillera de los Andes. Todo lo contrario ocurre en la zona costera principalmente en el centro y sur, donde las precipitaciones son escasas o nulas (de 0.5 a 8 mm/anuales).

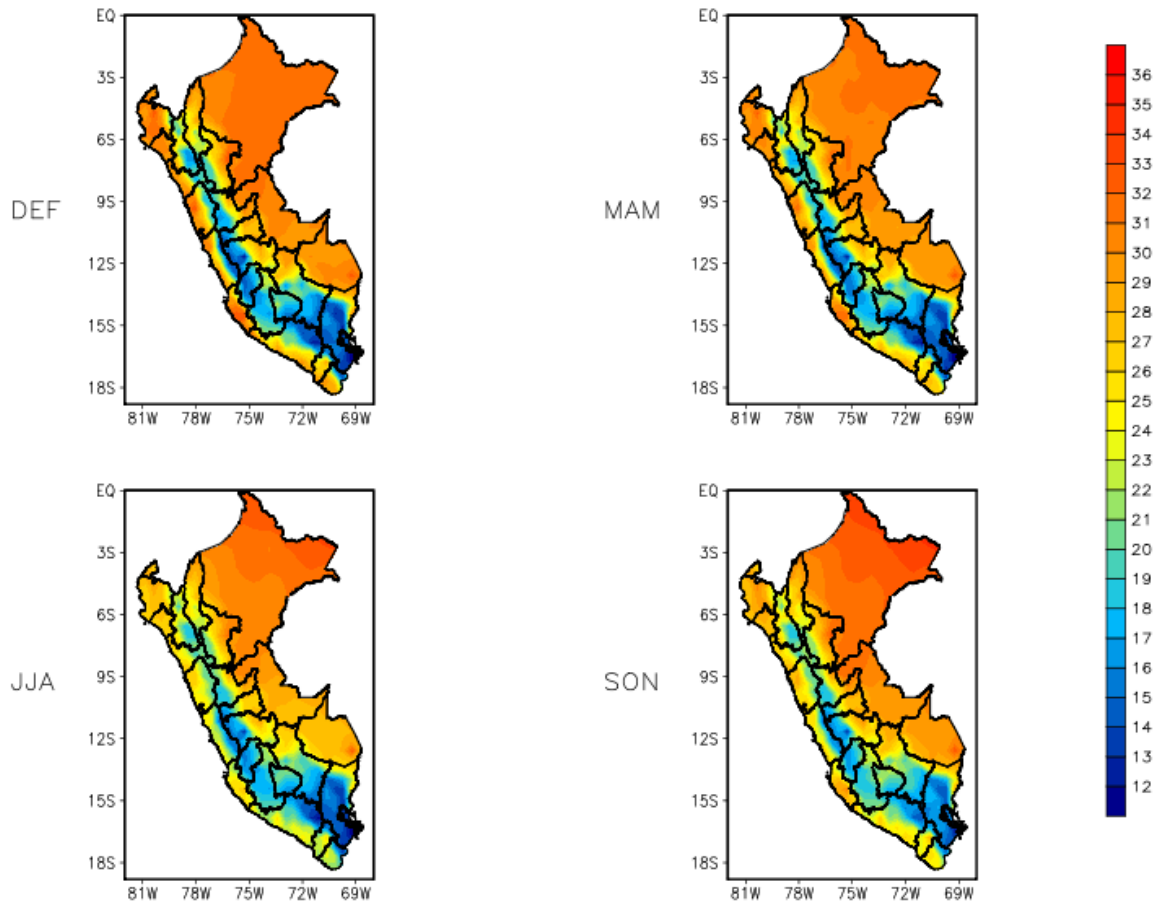


Figura 2.7 Temperatura máxima estacional en (°C), DEF (diciembre-febrero), MAM (marzo-mayo), JJA (julio-agosto), SON (septiembre-noviembre).

En cuanto a las temperaturas máximas, en general, los valores mayores se presentan en la zona norte, selva, y a lo largo de la costa donde se alcanzan temperaturas máximas de entre 28°C y 32°C en los meses de verano (DEF). Asimismo, las temperaturas máximas más bajas se registran en las zonas altas andinas, principalmente en la zona central y sur de la cordillera andina donde en promedio las temperaturas máximas registran valores de entorno a los 12°C (Figura 2.7).

En cuanto a las temperaturas mínimas, estas presentan un amplio rango de valores dependiendo de la zona analizada. En el Altiplano se tienen valores de -7°C y en la selva norte se alcanzan los 22°C. La costa norte alcanza valores de 21°C y en la costa central y sur las temperaturas mínimas oscilan entre 12° y 17°C, mientras que en la zona de los Andes

centrales los valores alcanzan alrededor de 4°C. En los meses de verano (DEF) y otoño (MAM), se registran valores que varían entre 19°C y 26°C en la zona norte, selva y costa peruana. En los meses de invierno (JJA) y primavera (SON), las temperaturas mínimas registran un descenso significativo principalmente en la zona de los Andes y en la costa peruana, esta última claramente influenciada por la temperatura superficial del mar (Figura 2.8).

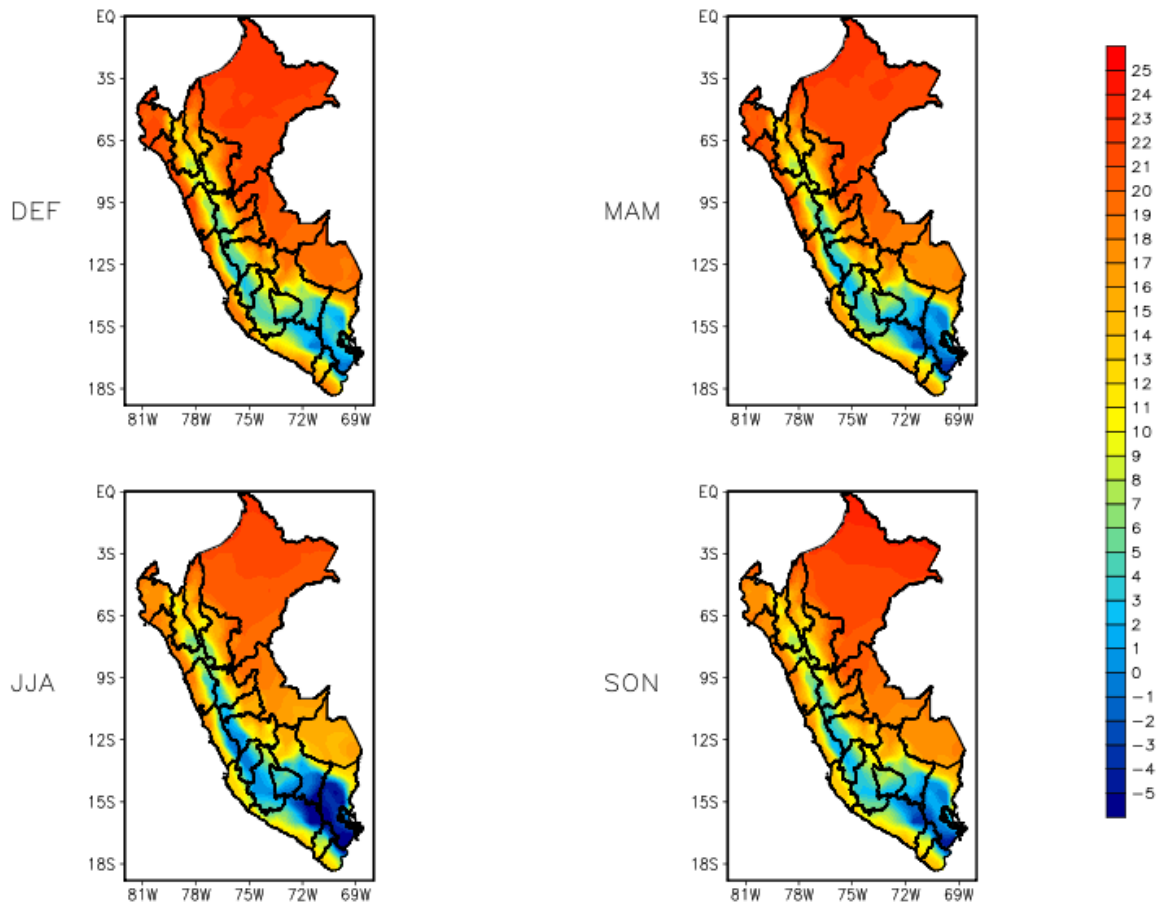


Figura 2.8. Temperatura mínima estacional en (°C), DEF (Diciembre-Febrero), MAM (Marzo-Mayo), JJA (Julio-Agosto), SON (Setiembre-Noviembre)

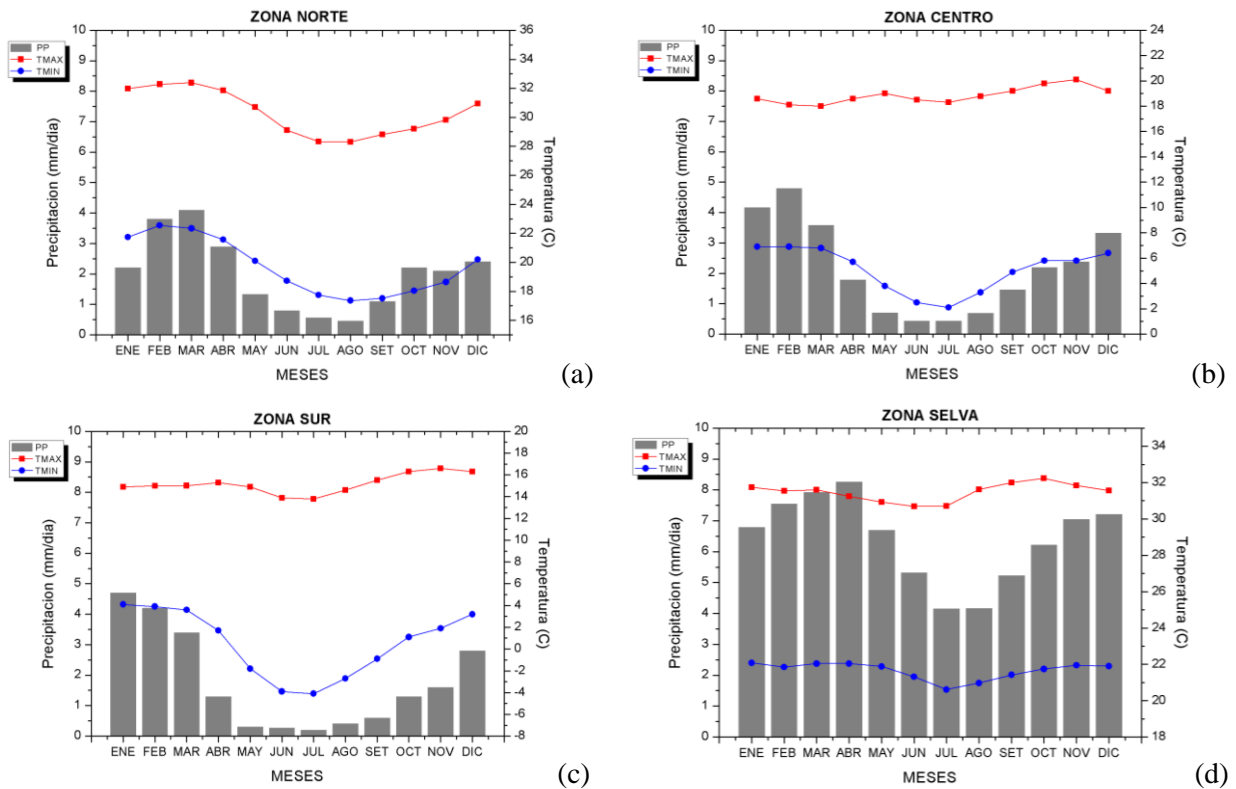


Figura 2.9 Ciclo anual de lluvias y de temperaturas máximas y mínimas de 4 de las principales zonas de Perú. (a) Zona Norte, (b) Zona Centro, (c) Zona Sur, (d) Zona Selva.

En la Figura 2.9 se muestran los climogramas de precipitación y temperatura máxima y mínima para 4 de las zonas más características del Perú. En la Figura 2.9(a) se muestra el ciclo anual de lluvias y temperaturas de la zona norte (ver Figura 5.25), los meses de febrero y marzo se definen como los meses más lluviosos llegando a alcanzar los 4 mm/día, mientras que los meses de invierno (JJA) apenas superan los 0.5 mm/día. En cuanto a las temperaturas. Las máximas esta alrededor de los 29°C oscilando entre (28°C y 32°C ), mientras que las temperaturas mínimas, oscilan entre los 18°C y 22°C. La zona centro (ver Figura 5.25), tiene un régimen de lluvias similar al de la zona norte, precipitaciones 4 y 5 mm/día en los meses de enero y febrero (ver Figura 2.9(b)). Las temperaturas máximas son uniformes durante gran parte del año con una media de 19°C mientras que las temperaturas mínimas muestran un ciclo estacional más definido con variaciones que van de los 3°C a los 7°C. La Figura 2.9(c) muestra el climograma de la zona sur del Perú (ver Figura 5.25), en esta zona el ciclo de lluvias es muy marcado, las precipitaciones alcanzan sus máximo en los meses de verano con valores que rondan los 5mm/día y apenas se producen lluvias en la estación de invierno. Las temperaturas máximas son homogéneas rondando casi siempre los 16°C, mientras que las temperaturas mínimas presentan un rango de variación superior a 10 grados con valores que pueden alcanzar los -4°C en invierno. Por último, en la Figura 2.9(d) se muestra el ciclo anual

## *2. El Clima de Sudamérica y Perú*

de precipitaciones y temperaturas para la zona de la selva amazónica (ver Figura 5.25), Esta región se caracteriza por lluvias persistentes durante todo el año con una configuración bimodal (dos máximos al año uno en febrero-marzo y otro en noviembre-diciembre). Las temperaturas máximas, apenas se mueven de los 30°C y las mínimas de los 22°C durante todo el año.

## Capítulo 3

### Modelización Climática

En esta tesis se analizan proyecciones climáticas sobre el Perú utilizando modelos climáticos tanto globales como regionales. En la actualidad los modelos climáticos constituyen una herramienta esencial para analizar el comportamiento de los eventos meteorológicos y para estudiar su evolución y desarrollo. En los últimos años han sido utilizados también para evaluar el posible impacto del cambio climático. A lo largo de este capítulo se hará una breve síntesis sobre modelización climática.

#### 3.1 Modelos Climáticos Globales

Los modelos climáticos globales son utilizados para el estudio del clima y sus cambios en el pasado, presente y futuro. Para simular el cambio climático, los modelos numéricos dividen el mundo en cuadrículas o mallas tridimensionales y miden los procesos físicos tales como la temperatura o la precipitación en cada punto de malla (Figura 3.1).

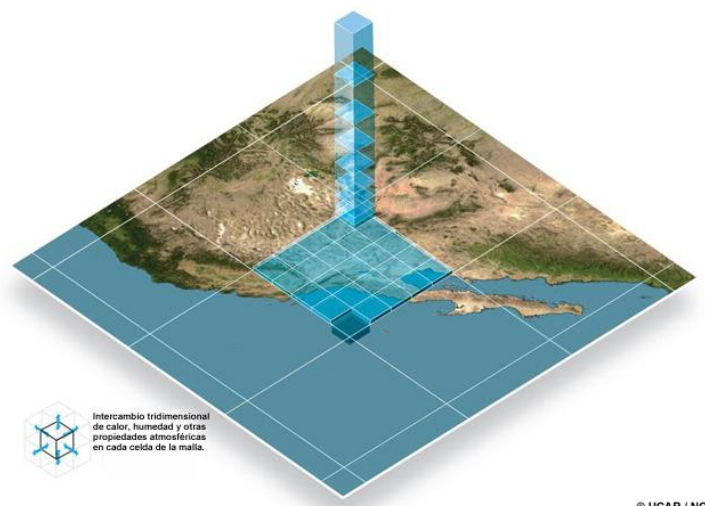


Figura 3.1 Ejemplo de la malla o cuadrícula de un modelo climático.

Estos modelos permiten simular posibles respuestas climáticas de escala global, continental y regional, así como los diferentes cambios que el planeta viene sufriendo o sufrió en el pasado.

Los modelos climáticos también son utilizados para fines operacionales, esto es, elaboración de pronósticos climáticos mensuales, estacionales, interanuales y decadales. En los últimos años estos modelos han experimentado un importante desarrollo para evaluar con la mayor fiabilidad posible el impacto del cambio climático a nivel global. Las simulaciones de los modelos para climas futuros presentan sin embargo varias incertidumbres. Por un lado, los escenarios son basados en escenarios climáticos que están constantemente sufriendo alteraciones. Por otro lado, la baja resolución de los modelos globales inhibe la simulación de ciertos fenómenos atmosféricos importantes para la correcta simulación del clima. Además, la mayoría de modelos de circulación general de la atmósfera (MCGA), calculan la radiación atmosférica en intervalos de 3 a 6 horas, lo que no es suficiente para explicar la mayor parte de las variaciones diurnas y sub-diurnas que tienen lugar. En simulaciones con modelos no acoplados a modelos de océano (MCGO), los modelos atmosféricos son forzados con el valor de la temperatura superficial del mar (TSM), que normalmente no contienen variaciones de alta frecuencia (diurna y diaria). Además, las simulaciones acopladas entre los MCGA y MCGO, presentan simulaciones generalmente de un día, lo que para el estudio del ciclo diurno representa un factor negativo (Dai y Trenberth, 2004). Actualmente, los MCGAO generalmente son acoplados a un modelo de interacción suelo-vegetación-atmósfera y superficie terrestre que representa el ciclo diurno terrestre.

En las simulaciones, los patrones estacionales de gran escala son constantemente analizados en todo el globo, tanto en los modelos climáticos globales como en los regionales, a pesar de que en algunas regiones presentan resultados similares a las observaciones, en otros casos ocurren errores sistemáticos, en la intensidad, posicionamiento o desplazamiento de sistemas meteorológicos, como por ejemplo en las zonas de convergencia, (Yu y Mechoso, 1999; Ma et al., 1996; Cavalcanti et al., 2002; Biasutti et al., 2006), o en regiones de alta topografía como los Andes, que tienen la particularidad de ser angostos y largos (Carril et al., 1997; Bidegain y Camillioni, 2006; Vera et al., 2006). Estos errores entorpecen la representación correcta de patrones de circulación característicos de áreas específicas con la consiguiente pérdida de fiabilidad en algunos de los resultados de las simulaciones del clima. Es por ello que los modelos de circulación general (MGC), siguen precisando de constantes validaciones para identificar los errores de las simulaciones, y poder mejorar sus resultados (IPCC, 2013).

En el comportamiento del sistema climático influyen multitud de procesos entre ellos, los procesos de formación de nubes, los procesos radiativos y los procesos de capa límite, que interactúan entre sí en diversas escalas temporales y espaciales. Sin embargo, debido a las resoluciones limitadas de los modelos, muchos de estos procesos no pueden ser resueltos

adecuadamente por la malla del modelo y son parametrizados. Estas parametrizaciones son una fuente importante de incertidumbre dentro de los modelos y una de las causas de que los resultados difieran de unos modelos climáticos a otros.

La parametrización de los procesos relacionados con la formación de nubes, por ejemplo, afecta de una forma importante al sistema climático ya que altera la regulación del flujo de radiación en la parte superior de la atmósfera, produciendo precipitaciones, acompañadas de rápidos y a veces profundos cambios en la atmósfera a través de varios mecanismos (Arakawa y Schubert, 1974; Arakawa, 2004). Las parametrizaciones de nubes se basan en las teorías físicas que tienen como objetivo describir las estadísticas del campo de nube (por ejemplo, la nubosidad fraccionada o la tasa de precipitación de áreas promediadas). Actualmente, en un número cada vez mayor de modelos climáticos, se representan procesos de parametrizaciones microfísicas tales como la parametrización de partículas de nubes y la parametrización de la formación de la gota de agua, que se utilizan para predecir las distribuciones de las nubes de líquido y hielo. Estas parametrizaciones mejoran la simulación de los modelos, y afectan a la sensibilidad del clima (Iacobellis et al., 2003). Parametrizaciones realistas de los procesos de nubes son un requisito previo para la simulación correcta del clima actual y futuro.

Los datos de experimentos de campo, tales como el Programa Mundial de Investigación de la Atmósfera (GARP), Experimento del Atlántico Tropical (GATE, 1974), el Experimento del Monzón (MONEX, 1979), Atmósfera Global del Océano Tropical (TOGA), y el Experimento Acoplado del Océano-Atmósfera (COARE, 1993) se han utilizado para probar y mejorar las parametrizaciones de las nubes y de convección (Emanuel y Zivkovic-Rothmann, 1999; Sud y Walker, 1999; Bony y Emanuel, 2001). La investigación sistemática tal como la que realizó el Estudio Global de Sistemas de Nubes (GCSS, Randall et al., 2003), donde se probaron las parametrizaciones mediante la comparación de los resultados con observaciones y con los resultados de un modelo de resolución de nubes, ha influido en el desarrollo de muchos de los modelos climáticos recientes. La parametrización de la capa límite de Lock et al. (2000) y Lock (2001), se puso a prueba con el proyecto GCSS. Las parametrizaciones de procesos radiativos también se han mejorado (Collins et al., 2006). Las parametrizaciones de aerosoles también juegan un papel importante en la simulación del sistema climático, así pues en los modelos más recientes además de los sulfatos se han incluido parametrizaciones que consideran otros tipos de aerosoles, tales como el carbono orgánico, la sal del mar o el polvo (Takemura et al., 2005). Así pues, desde el tercer informe de evaluación del IPCC (Houghton, 2001), se han realizado mejoras generalizadas en las parametrizaciones de varios modelos

(por ejemplo, en el MPI-MCGOA del Instituto Max Planck (Tompkins, 2002), en el IPSL-CM4-MCGOA (Bony y Emanuel, 2001) y en el modelo del GFDL (Tiedtke, 1993)).

### 3.2 Modelos Climáticos Regionales

Para solventar los problemas de resolución de los modelos climáticos globales se han desarrollado los modelos climáticos regionales. La técnica de modelado climático regional (MCR), consiste en utilizar las condiciones iniciales, y las condiciones de contorno de los modelos de circulación general para ejecutar los MCR de alta resolución. Los datos provienen de los Modelos de Circulación Global (MCG) o de análisis de observaciones y puede incluir Gases Efectos Invernadero (GEI) y aerosoles (Kida et al., 1991; Cocks y LaRow, 2000; Von Storch et al., 2000).

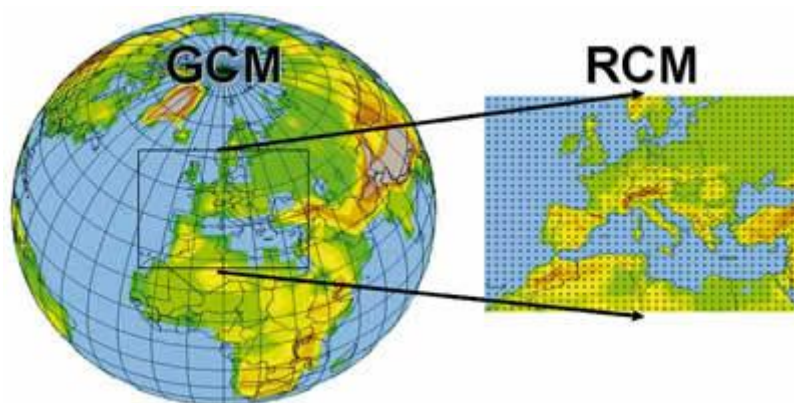


Figura 3.2 Representación esquemática del enfoque de anidamiento del modelo climático regional (MCR).

Hasta la fecha, esta técnica de anidamiento se ha utilizado solo en un solo sentido, es decir, sin retroalimentación de las simulación de los MCR hacia los MCG. La estrategia básica es utilizar el modelo global para simular la respuesta de la circulación global a los forzamientos de gran escala y que el MCR represente mejor los forzamientos de escala a una resolución mayor capturando las características topográficas y la cobertura de suelo (Figura 3.2).

La técnica de modelado regional esencialmente tiene su origen en los modelos regionales de predicción numérica del tiempo, su uso para estudios climáticos fue iniciado por Dickinson et al. (1989) y Giorgi (1990). Los MCRs ahora se utilizan en una amplia gama de aplicaciones climáticas, desde paleoclima (Hostetler et al., 1994; Hostetler et al., 2000) hasta estudio del cambio climático antropogénico (Giorgi, 2005 y 2006). Los MRCs pueden proporcionar una alta resolución espacial (de 10 a 20 kilómetros o incluso menos) y las simulaciones multidecadales, son capaces de describir los mecanismos de retroalimentación climática que actúan a escala regional. Entre los modelos regionales utilizados para estudios climáticos



destacan entre otros los modelos: REMO, MM5, RegCM, PRECIS, RAMS, y WRF. Recientemente, algunos MCRs han comenzado a ser acoplados con otros modelos de procesos climáticos, como los modelos de hidrología, océano, hielo marino, química/aerosoles y biosfera de la Tierra.

Las dos principales limitaciones teóricas de esta técnica de anidamiento son los efectos de propagación de los errores sistemáticos de los modelos globales y la falta de una interacción del modelo regional sobre el modelo global.

En la práctica, para mejorar una aplicación dada, necesitamos considerar las mejores parametrizaciones físicas, el tamaño de dominio del modelo, la resolución, la técnica para la asimilación de las condiciones meteorológicas a gran escala, y la variabilidad interna debida a la dinámica no lineal, no asociadas con las forzantes de borde (Giorgi y Mearns, 1991; Giorgi y Mearns 1999; Ji y Vernekar, 1997).

Dependiendo del tamaño y la resolución del dominio, la simulación con MCRs puede ser computacionalmente exigente, lo que limita el tamaño de muchos experimentos. Además ha de existir coordinación entre los modeladores globales y regionales ya que los MCRs precisan que sus condiciones de contorno sean alimentadas cada 6 horas como mínimo de ahí que se precisen los campos de los GCMs con una alta frecuencia temporal.

El uso de MCRs permite hacer experimentos de sensibilidad en diferentes áreas o regiones de complejas características climáticas. Para ello normalmente se comparan diferentes esquemas de parametrización buscando el de mejor resultados. Liang et al. (2004), abordó el análisis del ciclo diurno de precipitación de verano de los Estados Unidos (EEUU) con el modelo regional MM5 (resolución de 30km), para el periodo 1982-2002 utilizando esquemas de Grell (Grell et al., 1994) y Kain-Fristch (Kain y Fristch, 1993) para la parametrización de cumulus. Los resultados mostraron que una correcta representación del ciclo diurno de la precipitación, va a depender fuertemente de la parametrización de cumulus escogida. El esquema de Grell simuló de forma más real el ciclo diurno a lo largo de EEUU occidental y central, con máximos de lluvia en el final de la tarde, sin embargo presento deficiencias en las simulaciones al sudeste de los EEUU. Las simulaciones del MM5 mostraron un régimen altamente selectivo: la parametrización de Grell fue más realista sobre las grandes planicies, donde el ritmo de convección sufre la influencia del movimiento vertical de gran escala, en cuanto el esquema de Kain-Fritsch mostró ser mejor donde la convección es gobernada principalmente por el calentamiento diurno de la superficie. Resultados similares, se han encontrado en otras parte del mundo al realizar experimentos de sensibilidad; en Sudáfrica el esquema Kain-Fritsch comparado con Betts-Miller (Best-Miller, 1993) simula mayor cantidad de días lluviosos

(Tadross et al., 2006). También se han realizado estudios para examinar la distribución espacial de la precipitación durante el Monzón de la India 1987-88 (Ratnam y Kumar, 2004) comparando las parametrizaciones de Best-Miller-Janjic (Best Miller, 1986 modificado por Janjic, 1994), Kain-Fritsch y Grell, en este caso el esquema de Kain-Fritsch sobrestima la precipitación para los años analizados. Fernández et al. (2007), realizó varias simulaciones de cinco años en la península Ibérica implementando diferentes combinaciones de parametrizaciones físicas, y encontró que los esquemas de Kain-Fritsch y Grell, sobrestiman y subestiman, respectivamente, la precipitación de verano.

Los modelos climáticos regionales de alta resolución (Dickinson et al., 1989; Giorgi y Mearns, 1999) también han sido utilizados en estudios de sensibilidad sobre América del Sur (Chou et al., 2000; Seth y Rojas, 2003; Fernandez et al., 2006a; Seth et al., 2007; Rauscher et al., 2007; Marengo et al., 2010; da Rocha et al., 2009; Sörensson y Menéndez, 2011; da Rocha et al., 2012; Kruger et al., 2012; Carril et al., 2012; Solman et al., 2013; Pessag et al., 2013; Nuñez et al., 2009; da Rocha et al., 2014).

Siguiendo esta línea de trabajo, recientemente se ha creado el proyecto CORDEX (*Coordinated Regional Downscaling Experiment*) en el que se ejecutan MCRs con el objetivo de obtener simulaciones más realistas que los MCGs (Giorgi et al, 2009). Este proyecto propone técnicas de regionalización para producir un conjunto de proyecciones climáticas regionales con múltiples modelos para las distintas regiones del mundo. CORDEX es un proyecto de alcance internacional que propone un protocolo común a todos los usuarios de los MCRs. En la Figura 3.3 se muestran los dominios principales considerados en el proyecto CORDEX.

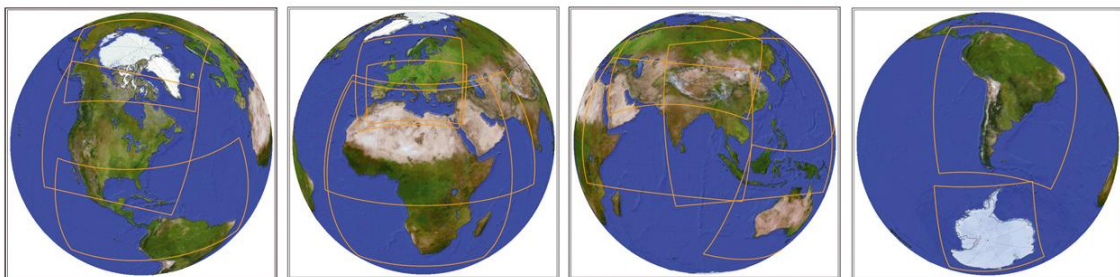


Figura 3.3 Dominios de CORDEX

Este proyecto es realmente interesante ya que hasta ahora, los estudios de modelado climático regional realizados sobre Sudamérica son relativamente escasos. Entre ellos se puede mencionar el trabajo de Figueroa et al. (1995), Seth y Rojas (2003), Menéndez et al. (2003), Mirsa et al. (2003) y Xu et al. (2004). Fernández et al. (2006), analizaron la climatología

media para un periodo de 10 años en Sudamérica comparando los resultados de dos modelos regionales implementados en el Centro de Predicción de Tiempo y Clima De Brasil (CPTEC); uno de ellos el RegCM3 y el otro la versión climática del ETA-CPTEC. Marengo et al. (2009), analizaron la distribución de valores medios estacionales y extremos de temperatura y precipitación en Sudamérica para el periodo 1961-1990 y para el periodo 2071-2100 correspondientes a los escenarios de emisiones A2 y B2 utilizando el modelo PRECIS. Solman et al. (2007) analizaron la distribución espacial de los valores medios estacionales y la evolución temporal del ciclo anual de temperatura y precipitación de una simulación continua de 10 años (1981-1990) con el modelo regional MM5 forzado con el modelo global HadAM3H. Nuñez et al. (2008), analizó cambios de temperatura y precipitación para los escenarios A2 y B2 de una simulación de 10 años para finales del siglo XXI (2081-2090) con respecto a la climatología de referencia (1981-1990).

En particular en el Perú se han realizado algunos estudios referentes a escenarios futuros de cambio climático, usando una regionalización estadística, para analizar cambios de temperatura y precipitación a partir de modelos de cambio climático del CMIP3 hasta el 2050, para el norte del Perú, zona afectada recurrentemente por el fenómeno de El Niño (SENAMHI, 1999). También se analizaron las distribuciones espaciales, y los cambios de temperatura y precipitación esperados para el último decenio del presente siglo 2090-2100 en las cuencas del río Mantaro y del río Urubamba haciendo uso de un modelo japonés (JMA/MRI) de 20km de resolución (SENAMHI, 2008). Con el modelo regional RAMS de 60km de resolución se estimaron las proyecciones climáticas de temperatura y precipitación a nivel de todo Perú para el periodo 1983-2030, utilizando los modelos climáticos globales del CMIP3, en el escenario de emisión A2 (SENAMHI, 2009).

Por otro lado, es importante tener claro que todo el proceso de proyecciones de cambio climático involucra una serie de incertidumbres que deben ser tomadas en cuenta en el momento de evaluar críticamente las medidas de adaptación o mitigación, basadas en proyecciones de cambio climático. Por un lado, el sistema climático: atmósfera, océano, biósfera, etc., es un sistema inherentemente caótico, por lo que, la manera correcta de abordar su estudio es probabilísticamente. Esto se logra realizando un conjunto de proyecciones o “ensemble” que cubra los probables futuros o escenarios.

Existen varias maneras de construir estos ensembles. Se pueden utilizar métodos Bayesianos (Rajagopalan et al., 2002; Robertson et al., 2004); promedios pesados, donde el peso que se le asigna a cada modelo se determina utilizando la relación entre el clima presente y las observaciones (Krishnamurti et al., 2000; Giorgi y Mearns, 2002; Hawkins y Sutton, 2009;

Vera et al., 2009b); o métodos de redes neuronales y estadística bayesiana, utilizados para calcular una función de transferencia entre los modelos y las observaciones (Boullanger et al., 2006 y 2007).

En el marco del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, en el Grupo de trabajo sobre intercomparación de modelos acoplados se llevó a cabo el proyecto CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) este proyecto establece un protocolo experimental estándar para el estudio de las salidas de modelos de circulación general acoplados (AOGCMs). CMIP proporciona una infraestructura de apoyo para el diagnóstico de los modelos climáticos: validación, intercomparación, documentación, acceso a datos... Este proyecto permite analizar modelos de circulación general de forma sistemática para diversos escenarios a una diversa comunidad de científicos en busca de la mejora de los modelos. En 1995 se comenzó con el proyecto CMIP3 que sirvió de ayuda a la elaboración el cuarto informe del IPCC. Para el quinto informe se elaboró el CMIP5.

En este trabajo para llevar a cabo un análisis sobre las proyecciones climáticas de temperatura y precipitación sobre el Perú para el siglo XXI, se ha decidido realizar un ensemble en el que se usaran tanto modelos del CMIP3, como del nuevo CMIP5 así como un modelo global de alta resolución (JMA). Dado que los escenarios futuros para los modelos del CMIP3 y del CMIP5 son diferentes (ver Apéndice A) se decidió tomar aquellos más similares entre sí. De esta forma el escenario A1B ha sido el elegido para los modelos del CMIP3 y JMA y el escenario RCP4.5 fue el considerado en los modelos del CMIP5. Dicho escenario es de estabilización, es decir logra un nivel de forzante radiativo de  $4.5 \text{ W/m}^2$  en el año 2100 (lo equivalente a pensar en una concentración de  $\text{CO}_2$  de 650 ppm). Vale la pena mencionar que las concentraciones del escenario RCP4.5 en el año 2100 (650 ppm) son levemente menores a las del SRESA1B (720 ppm para el año 2100).

## Capítulo 4

### Datos y Metodología

#### 4.1 Descripción de los Datos

En el análisis de la climatología estacional y ciclo anual de precipitación son utilizados los datos de Climate Prediction Center – Merged Analysis of Precipitation (CMAP; Xie y Arkin, 1996), Climate Research Unit (CRU; Mitchell y Jones, 2005), Global Precipitation Climatology Project (GPCP; Quartly et al., 2007) y datos observados de la red climatológica del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI). Asimismo, contaremos con datos de diferentes simulaciones climáticas de precipitación y temperatura.

##### 4.1.1 CMAP

Se han considerado datos del reanálisis del Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) del Climate Prediction Center (CPC) del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Dicho reanálisis posee un producto mensual y otro cada cinco días a escala global. El CMAP tiene una resolución horizontal de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  de latitud y longitud y está disponible desde 1979 hasta el presente (Xie y Arkin, 1996). Este reanálisis incluye datos de satélites, datos de estaciones meteorológicas de superficie y la precipitación del reanálisis de NCEP/NCAR. Este conjunto de datos se compone de valores de tasa de precipitación mensual promediados (mm/día). El formato de esta base de datos es en netCDF y contantemente es actualizada. Los datos se encuentran en la página web de la NOAA, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>.

##### 4.1.2 CRU

El conjunto de datos del Climatic Research United (CRU), fue desarrollado en University of East Anglia, Norwich – Reino Unido (Mitchell y Jones, 2005) y reúne de datos de más de 4000 estaciones meteorológicas, cubriendo el área continental del globo. La resolución

horizontal de CRU es de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  de latitud por longitud y el periodo disponible es de 1901 hasta 2012. Los datos disponibles son medias mensuales de las variables de precipitación, temperatura media, temperatura máxima y mínima, entre otras.

Este análisis es muy utilizado en la validación de la climatología estacional de modelos climáticos tanto regionales como globales, debido a su alta resolución horizontal y a su longitud temporal. Para esta tesis las variables utilizadas son las de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima del aire para el periodo 1979-2008. El formato disponible de esta base de datos es en netCDF y están dados en (mm/día) para la precipitación y en grados centígrados ( $^\circ\text{C}$ ), para las temperaturas del aire. <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>

#### **4.1.3 GPCP**

El análisis de precipitación del Global Precipitation Climatology Project (GPCP), es parte del World Climate Research Program (WRCP), siendo componente clave del Global Water Cycle and Energy Experiment (GEWEX). Este producto de GPCP, tiene datos mensuales con cobertura global, un análisis cada cinco días y otro con resolución temporal diaria. Esta base de datos contiene datos desde 1979 hasta el presente, con una resolución horizontal de  $1^\circ \times 2.5^\circ$ , el formato usado es en netCDF. <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/wmo/wdcamet-ncdc.html>.

#### **4.1.4 Datos de Estaciones Meteorológicas**

Se han utilizado datos de más de 200 estaciones meteorológicas a nivel de todo el Perú pertenecientes a la base de datos del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología peruano (SENAMHI), como primer paso consideraron aquellas que poseían el período común desde 1965 hasta 2008. La elección del periodo vino dada por ser el periodo que contaba con un mayor número de estaciones con registros diarios. Estos datos cuentan con un control de calidad básico, por lo que se procedió a realizar un test de control de calidad haciendo uso del software “RClimdex” (Zhang y Yang, 2004), el cual nos determina “outliers” en las series, así como inhomogeneidades, a partir de estos análisis y después de descartar los datos erróneos, las estaciones que presentaban distribuciones incongruentes con las estaciones vecinas se eliminaron del conjunto de datos, teniendo como criterio que sobrepasen en 2.5 veces las variancias de las estaciones vecinas y que presenten correlaciones menores a 0.7 con ellas. Asimismo también fueron eliminadas las estaciones que tuvieran un 15% de huecos en todo el registro de la serie, es importante tener esto en cuenta ya que entre los años 80 y 90 muchas estaciones dejaron de funcionar por conflictos internos en el país. Tras esta selección, nos quedamos con 121 estaciones de temperaturas máximas y mínimas y 223 estaciones para la

variable de precipitación. La serie de datos entre 1965-2008, se adaptará al periodo base de los modelos climáticos cuando se use en comparaciones interanuales y ciclos anuales. En la Figura 4.1 se muestra la localización de las estaciones meteorológicas consideradas.

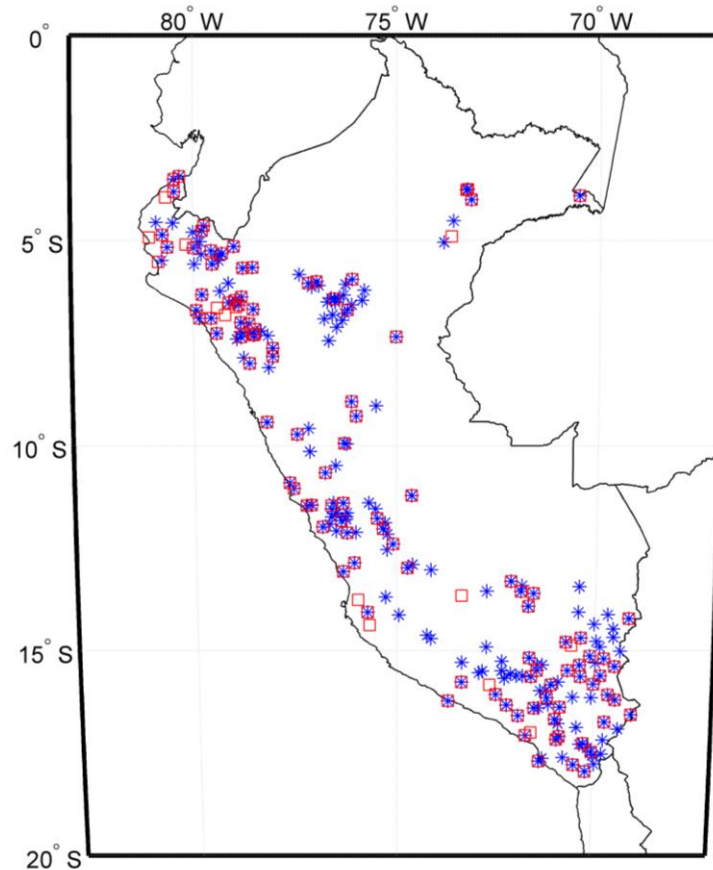


Figura 4.1 Localización de las estaciones meteorológicas del SENAMHI. Precipitación (\*) y Temperatura (□).

#### 4.1.5 Datos Utilizados para Forzar el RegCM.

Se utilizaron datos de modelos climáticos del CMIP3 y CMIP5 para forzar el modelo climático regional RegCM3 y RegCM4, respectivamente, tanto para el tiempo presente como para las proyecciones futuras. A continuación se detallan los modelos globales para el forzamiento en ambos modelos.

##### **Forzantes RegCM3:**

###### Modelo Acoplado ECHAM5/MPI

El modelo atmosférico de circulación global de quinta generación ECHAM5, fue desarrollado a partir del modelo operacional de previsión del tiempo ECMWF (EC) y las parametrizaciones físicas fueron desarrolladas en Hamburgo (HAM) en el Max Planck Institute (MPI). Este modelo usa integraciones climáticas y cuenta con un núcleo dinámico

espectral que resuelve las ecuaciones para la vorticidad, divergencia, temperatura y logaritmo de la presión en términos de armónicos esféricos con un truncamiento triangular de T63 y tiene una resolución espectral de L31 (aproximadamente 200km), resolución vertical híbrida de 31 niveles con tope en 10 hPa (Roeckner et al., 2003).

### Modelo HadCM3

Este es un modelo atmósfera-océano creado en el Hadley Center de Inglaterra (Gordon et al., 2000). La resolución atmosférica del modelo dispone de 19 niveles con una resolución de 2.5° x 2.5° que corresponden a un total de 96 x 73 celdas de la malla, que equivalen a unos 417 x 278km en el ecuador y unos 295 x 278km a 45° de latitud aproximadamente. Dispone de 6 bandas espectrales para longitudes de onda cortas y 8 para longitudes de onda larga. Los efectos de los gases como el CO<sub>2</sub>, el vapor de agua y el ozono están representados explícitamente y también incluye una parametrización simple para los aerosoles. Presenta un esquema para la superficie terrestre, donde se incluye la representación de las aguas que se congelan y se funden. En cuanto a la evaporación, se incluye una dependencia de la resistencia sobre la temperatura, la presión y la concentración de CO<sub>2</sub>. El albedo en la superficie es función del espesor de la nieve, del tipo de vegetación y de la temperatura alrededor de la nieve y el hielo.

El modelo también incluye explícitamente las corrientes bajas y el impacto de la convección sobre el momento. También se tienen algunas parametrizaciones para modelar algunos efectos de la orografía, las corrientes estáticas, los flujos obstruidos y el estancamiento de las ondas de Lee. El esquema de larga escala para la precipitación y las nubes está formulado en términos explícitos de algunas variables del agua de la nube. El radio efectivo de las gotas de agua es función de la cantidad de agua que contiene la nube y de la concentración del número de gotas. La componente atmosférica permite la emisión, el transporte, la oxidación y el vertido de las componentes sulfúricas de manera opcional, lo que permite simular escenarios con aerosoles sulfúricos. La componente oceánica del HadCM3 dispone de 20 niveles con una resolución de 1.25° x 1.25°, lo que hace posible la representación de importantes detalles de corrientes oceánicas y sus estructuras. También muestra un esquema de difusión adiabática y no aparecen direcciones de difusión explícitas. La viscosidad del momento varía entre unos 3000 y 6000 m<sup>2</sup>/s entre los polos y el ecuador.

### **Forzantes RegCM4.**

#### HadGEM2



Es un modelo utilizado por el Met Office Hadley Centre para las simulaciones del CMIP5. HadGEM2 es una configuración del Modelo Unico (UM), usado en el Met Office, fue desarrollado a partir de la versión 6.6 del UM. HadGEM2 fue el primer modelo de la Oficina Meteorológica de Hadley Centre en incluir los componentes del sistema Tierra como estándar. El modelo es utilizado por un número grande de instituciones en todo el mundo, tanto para la predicción meteorológica operativa como para investigación sobre el clima. El modelo climático HadGEM2-ES comprende un GCM atmosférico de resolución horizontal  $1.875^\circ \times 1.25^\circ$  y en la vertical 38 niveles, y un GCM oceánico con una resolución de  $1^\circ$  horizontal (aumentando en el ecuador) y 40 niveles verticales. Componentes del sistema de la Tierra que se incluyen son el ciclo del carbono terrestre y del océano y la química de la troposfera. La vegetación terrestre y el carbono está representado por el modelo dinámico global de vegetación (Triffid), que simula el balance de carbono de la cubierta vegetal y 5 tipos de vegetación, Martin et al., (2011).

#### GFDL-ESM2M

Se describe como un nuevo modelo acoplado carbono-clima (Dunne et al., 2013). Ha sido desarrollado por Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Para avanzar en la comprensión de cómo interactúan con el sistema climático los ciclos biogeoquímicos de la Tierra, incluyendo las acciones humanas (Manabe et al., 1991; Rosati et al., 1997; Delworth et al., 2002; Delworth et al., 2006). El enfoque en el GFDL ha sido desarrollar dos modelos ESM con diferentes dinámicas físicas del océano mientras se mantiene el resto de componentes. Los componentes de la atmósfera, del mar y de hielo en los nuevos ESM son muy similares a la anterior versión del Modelo Climático GFDL 2.1 (CM2.1; Delworth et al., 2006). La nueva versión de 3.0 (LM3.0) incluye una nueva hidrología, así como la física, y los componentes de la ecología terrestre. La dinámica y física del océano de la componente del CM2.1 fue reemplazada por dos nuevos componentes del océano usando la misma ecología oceánica y biogeoquímica, uno en el que la coordenada vertical se basa en la profundidad (ESM2M) y otro en el que la coordenada vertical se basa en la densidad (ESM2G). El modelo climático GFDL-ESM2M, es un modelo acoplado que usa para la atmósfera el modelo Atmospheric Model, version 2 (AM2), usando  $2^\circ \times 2.5^\circ$  de resolución horizontal y 24 niveles en la vertical. El modelo de suelo utilizado en ambos ESMs es el LM3.0, representando el suelo, agua, energía y ciclo de carbono. La componente oceánica del GFDL-ESM2M emplea el modelo MOM4p1 Griffies (2009) configurado con la misma malla y batimetría del CM2.1 (Griffies et al., 2005;

Gnanadesike et al., 2006) a un 1° en la resolución horizontal y 1/3° en la meridional, desde el ecuador hasta los 65°N y con 50 niveles en la vertical.

#### **4.1.6 Modelo Japonés MRI/JMA**

En este estudio también se utiliza el Modelo del Meteorological Research Institute (MRI) y de la Japan Meteorological Agency (JMA). Dicho modelo que para cuestiones prácticas llamaremos de aquí en adelante JMA, es un modelo atmosférico global hidrostático con 60 niveles en la vertical y con el tope de atmósfera en 0.1 hPa. Dentro de las mejoras de este modelo se encuentran los esquemas de convección de cumulus Arakawa-Shubert, (1974) y Mellor y Yamada (1974, 1982). Para la capa límite planetaria, asimismo, se introdujo un esquema de radiación incluyendo los efectos de los aerosoles y gases de efecto invernadero (GEI) y un esquema de biosfera (Sato et al., 1989a, 1989b). En los cálculos a mayores tiempos de integración, las simulaciones se realizaron con un truncamiento espectral horizontal de TL959L60 (1920 x 960 puntos de malla) que corresponde a una malla horizontal de 20km y 60 niveles en la vertical. Las ejecuciones se procesaron en el Earth Simulator (ES), el supercomputador más poderoso del mundo cuando se hizo el experimento.

## **4.2 Modelo Climático RegCM.**

### **RegCM3**

La primera versión de RegCM3 es el resultado de la inclusión de una serie de parametrizaciones físicas, de transferencia radiativa y de interacción suelo-vegetación-atmósfera, aplicada a la estructura dinámica del Modelo de Mesoescala versión 4 (MM4), para así poder obtener un modelo regional de estudios del clima (Dickinson et al., 1989 y Giorgi, 1990). La versión del RegCM3 que se usó en este estudio incluye el esquema de parametrización Biosphere Atmosphere Transfer (BATS) para representar la interacción suelo-vegetación-atmósfera (Dickinson et al., 1993) y el esquema de transferencia radiativa del NCAR Community Climate Model (CCM) versión 3 (Kiehl et al., 1996). Los procesos de humedad en el RegCM3 se resuelven a través de una parametrización para convección de cumulus profundo y otra para la precipitación a escala más grande. El RegCM3 dispone de varios esquemas para la parametrización de convección cumulus, Grell (Grell, 1993), Arakawa y Schubert (Grell et al., 1994), Fritsch y Chappell (Fritsch y Chappell, 1980), Kuo (Anthes, 1977) y Emanuel (Emanuel, 1991), Tabla 4.1.

Parametrizaciones Físicas	Opciones Disponibles
Transferencia Radiativa	CCM3 (Kiehl et al., 1996)
Capa Limite Planetaria	Holtslag (Holtslag et al., 1990) Holtslag and Boville (1993)
Precipitación Convectiva	Modificado Anthes-Kuo (Anthes 1977; Giorgi 1991) Grell (Grell 1993) con (Arakawa and Schubert 1974) y (Fritsch and Chappell 1980) Massachusetts Institute of Technology (MIT) (Emanuel 1991; Emanuel and Zivkovic Rothman 1999)
Precipitación a gran escala	SUB-grid EXplicit moisture scheme (SUBEX) (Pal et al. 2000)
Superficie	BATS (Dickinson et al., 1993)
Flujos de Oceano	BATS (Dickinson et al., 1993) Zeng (Zeng et al., 1998)
Aerosoles y Química	Organico Carbon negro (Solmon et al., 2006) Qian et al. (2001)
Lagos Interactivos	1D difusión/convección (Hostetler et al., 1993)

Tabla 4.1 Opciones disponibles en el RegCM3.

## RegCM4

Es un modelo de área limitada, compresible, de ecuaciones primitivas y en coordenadas verticales sigma de presión. Los esquemas de ecuaciones de los modelos son discretizadas en el modelo a través del método de diferencias finitas, usa la malla B de Arakawa-Lamb. Para integración en el tiempo, el RegCM4 utiliza un esquema Split-Explicit, que resuelve la dinámica de los modos de gravedad más rápidos usando pasos de tiempo menores que los demás componentes del modelo. El RegCM4 también posee un algoritmo para reducir la difusión horizontal en la presencia de intensos gradientes de topografía (Giorgi et al., 1993a, 1993b). Para aplicaciones en estudios climáticos, varias parametrizaciones físicas fueron incorporadas al RegCM a lo largo de sus versiones. A continuación se presenta la Tabla 4.2 adaptada por Giorgi et al. (2012) y la lista de las opciones disponibles para el RegCM4.

Parametrizaciones Físicas	Opciones Disponibles
Transferencia Radiativa	CCM3 (Kiehl et al., 1996) Modificado
Capa Limite Planetaria	Holtslag (Holtslag et al., 1990) Modificado* UW-PBL (Bretherton et al., 2004)*
Precipitación Convectiva	Kuo Simplificado (Anthes et al., 1987) Grell (Grell 1993) Emanuel (Emanuel e Zivkovic-Rothman 1999) Tiedtke (Tiedtke 1989)* Mixto: Grell sobre el continente e Emanuel sobre el oceano o viceversa*
Precipitación a gran escala	SUBEX (Pal et al., 2000)
Superficie	BATS (Dickinson et al., 1993) SUBBATS (Giorgi et al., 2003) CLM3.5 (Tawfik e Steiner 2011; Oleson et al., 2008)*
Flujos de Oceano	BATS (Dickinson et al., 1993) Zeng (Zeng et al., 1998) Ciclo diario da TSM (Zeng e Beljaars 2005)*
Aerosoles y Quimica	Organico Carbon negro (Solmon et al., 2006) Polvo (Zakey et al., 2006)* Sal marina (Zakey et al., 2008)
Lagos Interactivos	1D difusion/conveccion (Hostetler et al., 1993)*
Banda Tropical	Coppola et al. (2012)*
Oceano acoplado	MIT (Artale et al., 2010)* ROMS (Ratnam et al., 2009)*

Tabla 4.2 Opciones disponibles en el RegCM (\*indica las parametrizaciones incluidas o modificadas en la versión 4) adaptada de Giorgi et al. (2012).

#### 4.2.1 Parametrizaciones de Precipitación Convectiva

Una breve descripción de los dos regímenes de precipitación convectiva utilizados en este trabajo es la siguiente

##### Esquema Grell

En el esquema de cumulus propuesto por Grell (1993) la convección está representada por dos circulaciones estacionarias, las corrientes ascendentes y descendentes. En estas dos corrientes el flujo de masa es constante con la altura. Las corrientes ascendentes y descendentes, originan niveles de energía estática húmeda en la columna vertical. El esquema es activado cuando una porción de la parcela del nivel de origen de la corriente ascendente alcanza la adiabática húmeda. La condensación en la corriente ascendente se calcula a través del ascenso de la parcela saturada sin mezclarse con el ambiente exterior de la nube. El flujo de masa en el flujo descendente es proporcional al ascendente a través de un parámetro  $\beta$ , que representa

cuanto de condensado en la corriente ascendente será evaporado en la descendente. El calentamiento y humedecimiento resultante de la aplicación del esquema son calculados a partir de los flujos de compensación y el retraimiento de la masa en la base del tope de la nube. El esquema también incluye el efecto de enfriamiento en la corriente descendente.

Es posible utilizar dos diferentes esquemas cerrados para Grell: el de tipo Fritsch-Chappel, donde la convección se retrasa un período de tiempo de convección entre 30 minutos a 1 hora para operar en la malla del modelo, la eliminación de la energía potencial disponible; y la del tipo de Arakawa- Schubert que considera que el conjunto de los "cúmulos" presentes en la malla, elimina el exceso de fluctuaciones de energía generados por los movimiento de gran escala, en el paso de tiempo de integración del modelo. En este trabajo se usa Fritsch-Chappel, cuando se utiliza la parametrización de Grell (Elguindi et al., 2004).

#### Esquema Emanuel y Zivkovic - Rothman

En el esquema de Emanuel y Zivkovic - Rothman (1999) la convección se activa cuando el nivel neutro flotante es mayor que el nivel de condensación por ascenso (base de la nube). El aire se eleva entre estos dos niveles, tanto en fracción de mezcla de precipitación en forma condensada, como en forma de nube. Esta nube se mezcla con el aire del ambiente de acuerdo con un espectro uniforme de mezcla que levanta o baja la parcela para el nivel de flotabilidad neutra. El gradiente vertical de flotabilidad dentro de la nube se utiliza para determinar las tasas de arrastre y retraimiento.

#### **4.2.2. Parametrización de Superficie**

Una descripción sobre los dos esquemas de superficie utilizados en este trabajo es dado a continuación:

#### Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme- BATS

El BATS (Dickinson et al., 1993), describe el papel de la vegetación y su interacción con el suelo, en los cambios turbulentos de momento, energía y vapor de agua entre la superficie y la atmósfera. BATS posee una capa de vegetación, una de nieve y tres capas con diferentes profundidades, una con 10 cm de espesor, una zona de raíces (con espesura variable, de acuerdo con el tipo de vegetación) y una capa de suelo profundo (con 3 m de profundidad). Además de eso considera 20 tipos de vegetación descritas en Elguindi et al. (2004). En BATS el ciclo hidrológico es calculado a través de ecuaciones de previsión de contenido de agua en las 3 capas de suelo. Finalmente los flujos de calor, vapor de agua y momento en la superficie

son calculados en función de los coeficientes de arrastre obtenidos por la teoría de similaridad aplicada a la capa superficial. Los transportes turbulentos de calor, momento y humedad de la capa límite planetaria (CLP), resultan del producto entre el gradiente vertical de estas variables y el coeficiente de difusión vertical turbulenta (Holtslag et al., 1990).

### Community Land Model – CLM

Según Dai et al. (2003), el CLM se basa en los componentes físicos de 3 modelos diferentes de superficie ya existentes: el BATS (Dickinson et al., 1993), Land Surface Model, LSM, (Bonan, 1996) y el modelo de nieve de Dai y Zeng (1996) IAP94. El CLM fue desarrollado buscando incorporar los mejores aspectos de cada uno de estos tres modelos que poseen vegetación dinámica. El CLM calcula variables de superficie utilizando diez capas de suelo, una capa de vegetación con un modelo de fotosíntesis y conductividad estomática acoplada, y con 5 capas de nieve encima de la superficie. La temperatura y humedad del suelo son obtenidas a partir de un tratamiento explícito para agua y hielo. El escurrimiento es calculado para la superficie a partir de regiones saturadas y no saturadas, siguiendo prácticamente los mismos principios del modelo hidrológico TOPMODEL (Stieglitz, et al., 1997). Los flujos superficiales sobre el océano son calculados a través de coeficientes de transferencia *bulk*. El CLM posee una habilidad adicional de incluir *patches*, separando agua y energía para cada *patch*, siguiendo el mosaico descrito en Koster y Suarez (1992). Cabe resaltar que el CLM 3.5 cuando es acoplado al RegCM4 no incluye la opción de activar el módulo de vegetación dinámica, las simulaciones realizadas utilizando esa parametrización de superficie presentan mapas de vegetación constante a lo largo del periodo de integración.

## **4.3 Diseño de los Experimentos de Modelización**

### **4.3.1 RegCM3**

Seis simulaciones fueron hechas con el RegCM3, tres de las cuales fueron para el HadCM3, y otras 3 fueron para el ECHAM5. Cada conjunto de datos consideran 3 periodos de tiempo: el periodo 1960-1990, mediados del siglo XXI (2015-2040) y finales del siglo XXI (2075-2100); todas ellas considerando el escenario A1B del IPCC. Estas simulaciones son inicializadas un año antes del periodo de referencia, siguiendo los ajustes del ciclo hidrológico (spin-up) sugerido por Giorgi et al. (1999). Por simplicidad, usaremos la siguiente nomenclatura para referirnos a las simulaciones del RegCM3: RegHad se referirá al modelo

RegCM3 anidado con el modelo HadCM3 y RegEcha hará referencia a la ejecución del modelo RegCM3 anidado con el modelo global ECHAM5.

La Figura 4.2 muestra el dominio de RegCM3 para las simulaciones que incluyen Sudamérica y la parte adyacente de los océanos, siguiendo las recomendaciones del proyecto CORDEX (Giorgi et al., 2009), las simulaciones presentan: 50km de resolución horizontal; 18 niveles de presión sigma; Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) para la física de la superficie considerando las modificaciones documentadas en da Rocha et al. (2012); la parametrización de Holtslag et al. (1990) para los procesos de la capa limite planetaria; para el esquema de convección de cumulus se usó Grell con Fritsch-Chappell y para la topografía se tomaron los datos de United States Geological Survey (USGS).

#### **4.3.2 RegCM4**

Las simulaciones utilizadas para el RegCM4, igualmente que el RegCM3 siguen las recomendaciones del proyecto CORDEX (Giorgi et al., 2009), e incluyen el dominio de Sudamérica y la parte adyacente de los océanos (Figura 4.2), las simulaciones emplean 50km de malla en la horizontal y 18 niveles de presión sigma en la vertical, con un tope de atmósfera en 50 hPa. Fueron realizadas seis simulaciones para el RegCM4, tres de las cuales fueron para el GFDLESM2, y otras 3 fueron para el HadGEM2 se consideraron los siguientes periodos: finales del siglo XX (1971-2000), mediados del siglo XXI (2015-2040) y finales del siglo XXI (2075-2100). Para el esquema de superficie se usó Community Land Model y para el esquema de cumulus Emanuel sobre los océanos y Grell sobre continentes. Para procesos de capa planetaria se usó la parametrización de (Holtslag et al., 1990), en tanto que para la topografía se tomaron los datos de United States Geological Survey (USGS). En los próximos capítulos las simulaciones proyectadas por el RegCM4, serán referidas como: RegGFDL para el caso del modelo RegCM4 anidado con el modelo GFDLESM2 y RegHadGEM para el caso del modelo RegCM4 anidado con el modelo HadGEM2. El escenario usado en este caso será el RCP4.5.

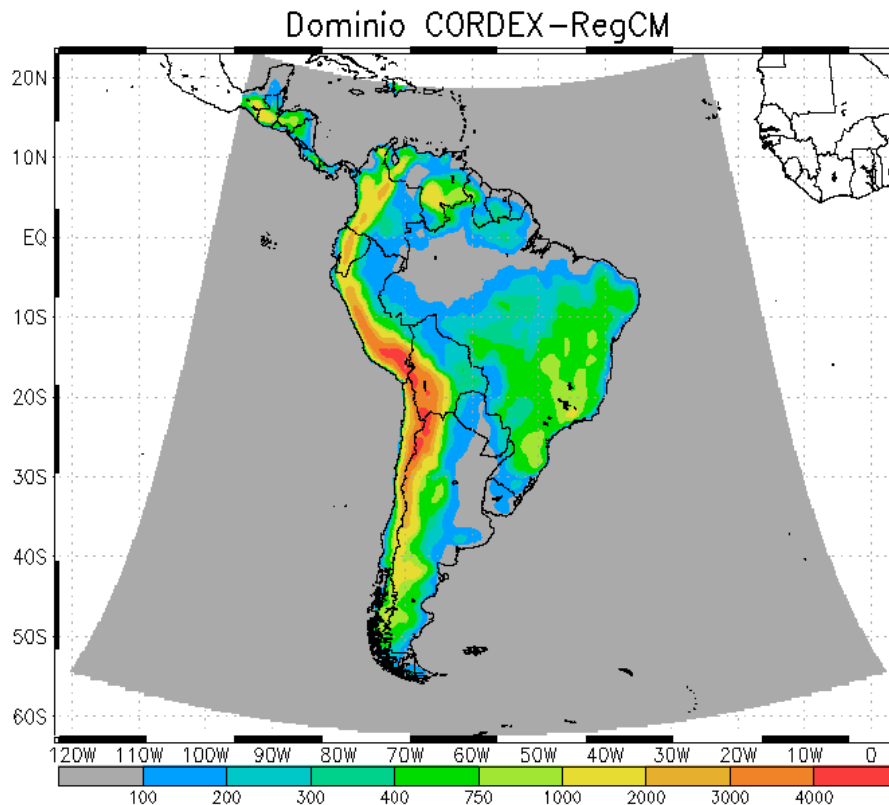


Figura 4.2 Topografía (m) del dominio utilizado con los modelos RegCM3 y RegCM4 (ver proyecto CORDEX).

### 4.3.3 JMA

El experimento del modelo japonés del JMA incluye un dominio a nivel de todo Sudamérica incluyendo parte de los océanos Pacífico y Atlántico (Figura 4.3) con una resolución horizontal de 20km y 60 niveles de presión sigma en la vertical. Las simulaciones fueron inicializadas con la temperatura superficial del mar de HAdSST1 (Rayner et al., 2003), para el esquema de convección de cúmulos se usó Arakawa-Schubert, para el esquema de capa límite planetaria Mellor-Yamada y el esquema de superficie utilizado es el Simple Biosphere (SiB) (Sato et al., 1989a y 1989b). El escenario IPCC usado fue el A1B y los periodos considerados fueron para el clima actual (1979-2003), para mediados del siglo XXI (2015-2040) y para finales del siglo XXI (2075-2100).



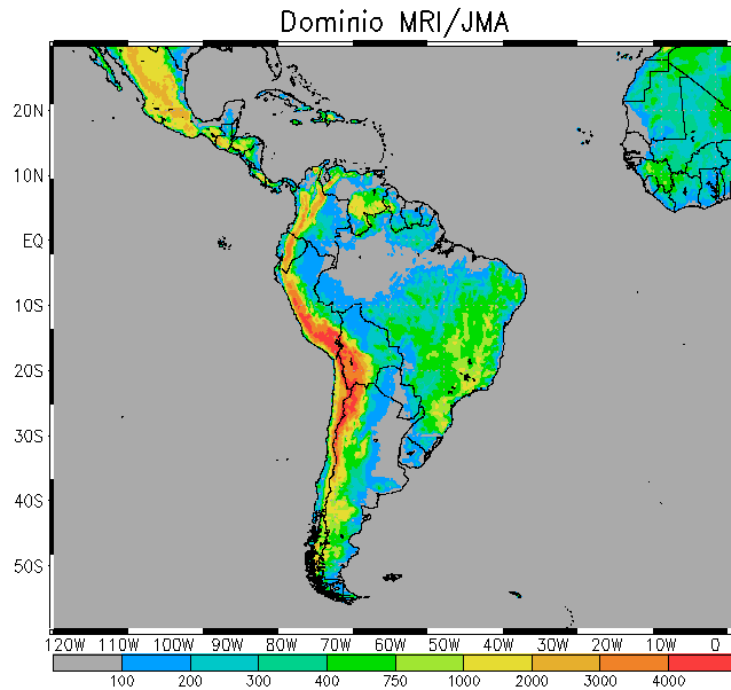


Figura 4.3 Topografía (m) del dominio utilizado con el modelo JMA.

## 4.4 Tratamiento de Datos

### 4.4.1 Diagramas de Taylor

Los diagramas de Taylor (Taylor, 2001) proporcionan una manera de resumir gráficamente cómo de cerca un patrón (o un conjunto de patrones) coincide con las observaciones. La similitud entre dos patrones se cuantifica en términos de su correlación, su diferencia de la raíz cuadrática media centrada y la amplitud de sus variaciones (representada por sus desviaciones estándar). Estos diagramas son especialmente útiles en evaluar múltiples aspectos de los modelos complejos o en medir la habilidad relativa de muchos modelos diferentes (por ejemplo, IPCC, 2001).

La Figura 4.4 es un diagrama de Taylor ejemplo que muestra la forma en que se puede utilizar para resumir la habilidad con que varios modelos climáticos globales simulan el patrón espacial de la media anual de precipitación. Se calcularon las estadísticas para ocho modelos y se le asignó una letra a cada modelo considerado. La posición de cada letra que aparece en la malla cuantifica cuán similar es el patrón de precipitación del modelo con el de las observaciones. Las líneas azules indican la correlación del patrón simulado con el patrón de las observaciones, los círculos verdes muestran la raíz cuadrática media (RMS), la desviación estándar del patrón simulado es proporcional a la distancia radial desde el origen.

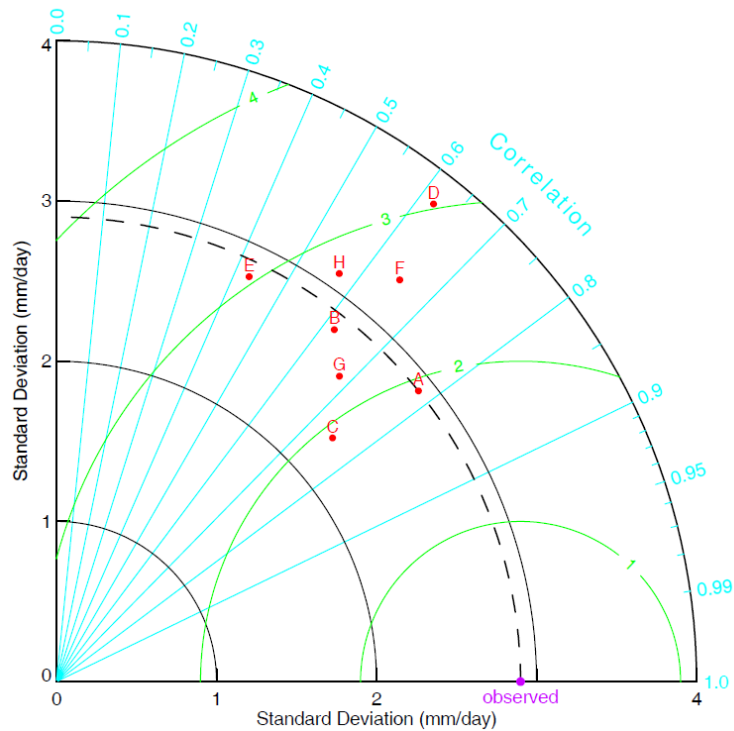


Figura 4.4 Ejemplo de diagrama de Taylor

Los patrones simulados que están de acuerdo con las observaciones se encuentran más cerca del punto marcado "observed" en el eje X. Estos modelos tendrán una correlación relativamente alta y errores RMS bajos. Modelos que se sitúen sobre el arco de trazos tendrán la desviación estándar correcta o acorde con la de las observaciones (lo que indica que las variaciones de patrones presentan una amplitud apropiada).

Para los cálculos de correlación se utilizó el coeficiente de correlación de Pearson y la prueba test de Student para determinar la significación estadística de dichas correlaciones.

El coeficiente de correlación de Pearson mide el grado de asociación lineal entre dos variables aleatorias cuantitativas, y puede calcularse dividiendo la covarianza de ambas entre el producto de las desviaciones típicas de las dos variables. El valor resultante no depende de las unidades de medida.

$$r_{xy} = \frac{\sigma_{xy}}{S_x S_y}$$

El valor de  $r_{xy}$  está comprendido entre -1 y 1. El valor de r será positivo si existe una relación directa entre ambas variables, esto es, si las dos aumentan al mismo tiempo. Será negativo si la relación es inversa, es decir, cuando una variable disminuye a medida que la otra aumenta. Un valor de +1 ó -1 indicará una relación lineal perfecta entre ambas variables, mientras que un valor 0 indicará que no existe relación lineal entre ellas. Hay que tener en consideración

que un valor de cero no indica necesariamente que no exista correlación, ya que las variables pueden presentar una relación no lineal.

Una vez que hemos calculado el coeficiente de correlación de Pearson puede realizarse un sencillo test de hipótesis, basado en este caso en la distribución de t-Student, para valorar la significación del coeficiente de correlación y confirmar si existe o no una asociación estadísticamente significativa entre ambas características. Estudiar la significación estadística del coeficiente de correlación es determinar si  $r$  es estadísticamente diferente de cero.

En la distribución de t-Student se realiza una conversión de la distribución de los valores  $r$  a una distribución de t-Student mediante su estandarización:

$$t = \frac{r}{S_r}$$

Siendo  $S_r$  la desviación estándar muestral de los valores de  $r$ , calculada a partir de la siguiente fórmula:

$$S_r = \sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}$$

Sustituyendo se obtiene:

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}} \text{ con grados de libertad } gl = n - 2$$

La **media cuadrática** o *RMS (Root Mean Square)* de un conjunto de valores ( $X_1, X_2, \dots, X_N$ ) es una medida de posición central. Esta se define como la raíz cuadrada del promedio de los elementos al cuadrado.

$$RMS = \sqrt{\frac{X_1^2 + X_2^2 + \dots + X_N^2}{N}}$$

La **desviación típica** o estándar es la medida de dispersión ( $S$ ) asociada a la media. Mide el promedio de las desviaciones de los datos de una muestra ( $X_1, X_2, \dots, X_N$ ) de la media ( $X$ ) en las mismas unidades de los datos. Dicho de otra forma, es un indicador de cómo tienden a estar agrupados los datos respecto a la media.

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \text{Media}(X))^2}{N-1}}$$

#### 4.4.2 Cálculo del Índice ICEN

Consiste en la media móvil de tres meses de las anomalías mensuales de la temperatura

superficial del mar (TSM) en la región Niño 1+2. Estas anomalías se calcularán usando la climatología mensual calculada para el periodo base 1981-2010.

La fuente de datos para este índice son las TSM absolutas de la base ERSSTv3b de la NOAA para la región NIÑO 1+2 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/ersst3b.nino.mth.ascii>).

Para el cálculo y uso en tiempo real, si fuera necesario, se puede utilizar temporalmente el valor aproximado ICEN<sub>tmp</sub>, que se calculará igual que el ICEN pero reemplazando los datos mensuales faltantes con datos observados semanales y pronósticos mensuales consensuados por el Comité Técnico del ENFEN. Este índice tendrá carácter transitorio y su valor será reemplazado por el ICEN correspondiente cuando se tengan disponibles los datos necesarios.

<b>Categorías</b>	<b>ICEN</b>
Fría Fuerte	Menor que -1.4
Fría Moderada	Mayor o igual que -1.4 y menor que -1.2
Fría Débil	Mayor o igual que -1.2 y menor que -1.0
Neutras	Mayor o igual que -1.0 y menor o igual que 0.4
Cálida Débil	Mayor que 0.4 y menor o igual que 1.0
Cálida Moderada	Mayor que 1.0 y menor o igual que 1.7
Cálida Fuerte	Mayor que 1.7 y menor o igual que 3.0
Cálida Extraordinaria	Mayor que 3.0

Tabla 4.3 Categorías para el índice ICEN costero

A cada mes se le asignará una categoría. La categoría de "Condiciones Frías" incluye las magnitudes de "Débil", "Moderada", y "Fuerte". La categoría "Condiciones Cálidas" incluye las magnitudes de "Débil", "Moderada", "Fuerte" y "Extraordinaria". Las categorías y magnitudes de estas se asignan de acuerdo con el valor correspondiente de ICEN según lo indicado en la Tabla 4.3.

Para la identificación y magnitud de los "eventos" La Niña y El Niño se adoptan los siguientes criterios:

- Se denomina "Evento La Niña en la región costera de Perú" al periodo en el cual el ICEN indique "condiciones frías" durante al menos tres meses consecutivos. La magnitud de este evento es la mayor alcanzada o excedida por las condiciones de al menos tres meses durante el evento.
- Se denomina "Evento El Niño en la región costera de Perú" al periodo en el cual el ICEN indique "condiciones cálidas" durante al menos tres meses consecutivos. La magnitud de este evento es la mayor alcanzada o excedida en al menos tres meses durante el evento.

#### 4.4.3 Cálculo del Índice ONI

El índice Oceánico El Niño (ONI) calculado por el Centro de Predicción Climática, (NCEP) de la NOAA, es conocido corrientemente como El Niño oceánico. El ONI (Oceanic Niño Index) se obtiene mediante el promedio móvil de la anomalía de la temperatura de la superficie del mar, en relación con el período de referencia 1981-2010, durante tres meses sucesivos: la anomalía del mes, la anomalía del mes que le antecede y la del mes que le sigue, en la región Niño 3.4 (5° N a 5° S y 120°W a 170°W) (NOAA, 2007).

De este concepto se escribe la expresión del índice ONI:

$$ONI = (A_{i-1} + A_i + A_{i+1})/3$$

Donde,  $A_i$  es la ATSM del mes  $A_{i-1}$  y  $A_{i+1}$  es ATSM de los meses precedentes y siguientes al mes dado.

Un ONI es el promedio móvil de las anomalías de la superficie del mar de tres meses consecutivos, siendo el ONI de enero, por ejemplo, el constituido por la anomalía de enero, febrero, y la anomalía de diciembre del año anterior (DEF); el segundo ONI de tres meses, EFM, y así sucesivamente hasta el último ONI del año, con los datos de los meses noviembre, diciembre, y enero del año siguiente, (NDE).

En el 2005, el índice ONI fue adoptado por acuerdo oficial por Canadá, México y EEUU, y se convirtió en el criterio estándar más utilizado para el monitoreo, evolución y predicción del ENSO en el océano Pacífico. Dos años antes, en 2003, La NOAA lo había adoptado como concepto operacional de El Niño y La Niña, y en colaboración con las siguientes instituciones: Scripps Institute of Oceanography, the Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, the Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies, the International Research Institute for Climate Prediction, the National Center for Atmospheric Research, y la universidad de Washington.

Aplicando el concepto del índice ONI de la NOAA, la definición cuantitativa de El Niño, La Niña y El ENSO queda simplificada de la manera siguiente: Ocurre Un Niño o evento Niño si se da la secuencia en la región Niño 3.4 de al menos 5 ONI, cada uno con magnitud mayor o igual que 0.5°C. Una Niña o evento Niña tiene lugar si se da la secuencia en la región Niño 3.4 de al menos 5 ONI, cada uno con magnitud igual o menor que -0.5°C. De esta forma, un ENSO o evento ENSO es la secuencia en la región Niño 3.4 de al menos 5 ONI consecutivos, cada uno con valor mayor o igual que 0.5°C (Niño) o igual o menor que -0.5°C (Niña), es

#### *4. Datos y Metodología*

decir, que para cumplir con el criterio se requiere información de las anomalías de la temperatura del mar durante cinco meses consecutivos (Guevara, 2008).

## Capítulo 5

### Evaluación del Clima Presente sobre Perú

En este capítulo se comparará la climatología peruana de precipitación y temperatura (máxima y mínima) obtenida a través de las estaciones meteorológicas del Perú (OBS) para el periodo (1965-2008) con los datos de Perú presentes en la base de datos CRU (CRU) para el periodo (1971-2000) y con la climatología simulada por los diferentes modelos considerados en el estudio RegCM3 (RegHad, RegEcha) para el periodo (1960-1990), RegCM4 (RegGFDL, RegHadGEM) para el periodo (1971-2000) y el modelo japonés (JMA) para el periodo 1979-2003. Con esta comparación se pretende identificar las principales diferencias encontradas entre los modelos y las observaciones así como ver qué modelo es más próximo a las observaciones.

#### 5.1. Patrones Estacionales

##### 5.1.1 Patrón Estacional de Precipitación

La media estacional de precipitación en el Perú, presenta características distintas a lo largo del año (Figuras 5.1 hasta 5.4 [1,2]). Durante el verano (DEF), (Figura 5.1 [1,2]), la región de máxima precipitación, se localiza a lo largo de la franja andina, la región amazónica y el extremo de la costa norte, esto es consecuencia de la activación de un sistema de alta presión casi estacionario en altura (200 hPa) conocido como el Alta de Bolivia (Lenters y Cook, 1997), dicho sistema favorece el transporte de aire húmedo hacia los Andes centrales (Garreaud, 1999b). Los datos observados (interpolación de datos de estaciones y CRU) presentan ciertas diferencias como se observa en la Figura 5.1 [1,2], principalmente localizadas en la costa norte y en la zona centro de los Andes. En un primer análisis las simulaciones que mejor parecen representar el patrón de precipitaciones para la estación de verano, DEF, son las proporcionadas por los modelos RegHad y RegEcha (Figura 5.1 [3,4]). El modelo RegHadGEM (Figura 5.1 [6]), sobrestima la precipitación en la zona central de la

costa y en la zona de los Andes, lo mismo sucede con las simulaciones del RegGFDL y JMA en las que las sobrestimaciones se extienden a la zona de los Andes y al noreste de Perú respectivamente (Figura 5.1 [5,7]).

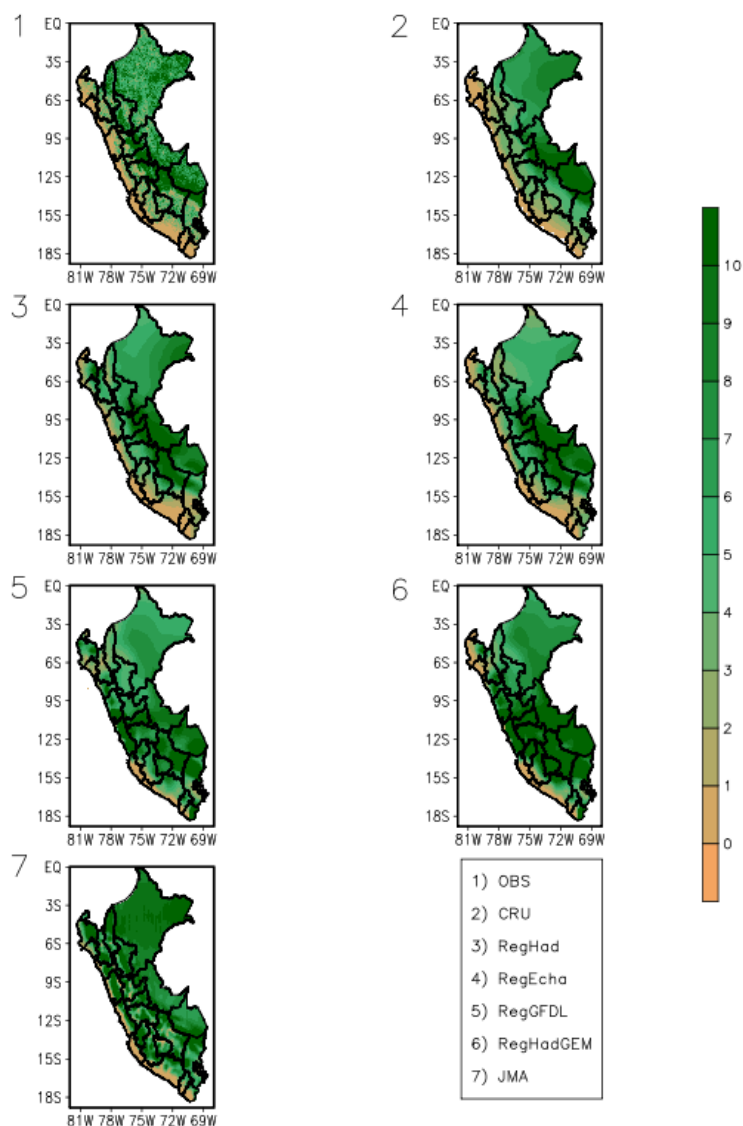


Figura 5.1 Climatología de la precipitación (mm/día) para DEF. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Para comprobar la habilidad de los modelos para reproducir las observaciones estacionales se hizo uso de los diagramas de Taylor (Taylor, 2001). Estos diagramas permiten condensar gráficamente la estadística básica que permite decir la semejanza entre un patrón (o un conjunto de patrones) con un patrón de referencia. La similitud entre los patrones se cuantifica a través de su valor de correlación, su raíz cuadrática media (en inglés root-mean-square deviation (RMSD)) y la desviación estándar.



Dada la gran variabilidad espacial de la precipitación en el Perú, se seleccionaron 4 zonas o subdominios a nivel de Perú (Figura 5.25), (Zona Norte (ZN), Zona Selva (ZSE), Zona Centro (ZC) y Zona Sur (ZS)) y se analizó la habilidad de los modelos para reproducir la precipitación observada en cada una de las zonas mediante diagramas de Taylor en verano para el periodo común 1979-1990 (Figura 5.2). Para la ZN, los modelos RegHad (Had) y RegEcha (Echa) presentan los mejores resultados, RegHad muestra la mejor correlación y la menor RMSD. Para la ZSE, el modelo RegEcha con una correlación de 0.8 y un RMSD relativamente bajo obtiene los mejores resultados. En la ZC, los modelos que mejor representan la precipitación observada son, RegEcha, RegHad y JMA (JMA), teniendo correlaciones de 0.6, 0.5 y 0.4, respectivamente. Por último en la ZS, los modelos que mejor habilidad presentan son RegEcha, RegHad y RegHadGEM (HadGEM), siendo RegEcha, el modelo que posee una mejor asociación estadística respecto a la observación, con una correlación de 0.9 y una desviación estándar de 0.8 mm/día.

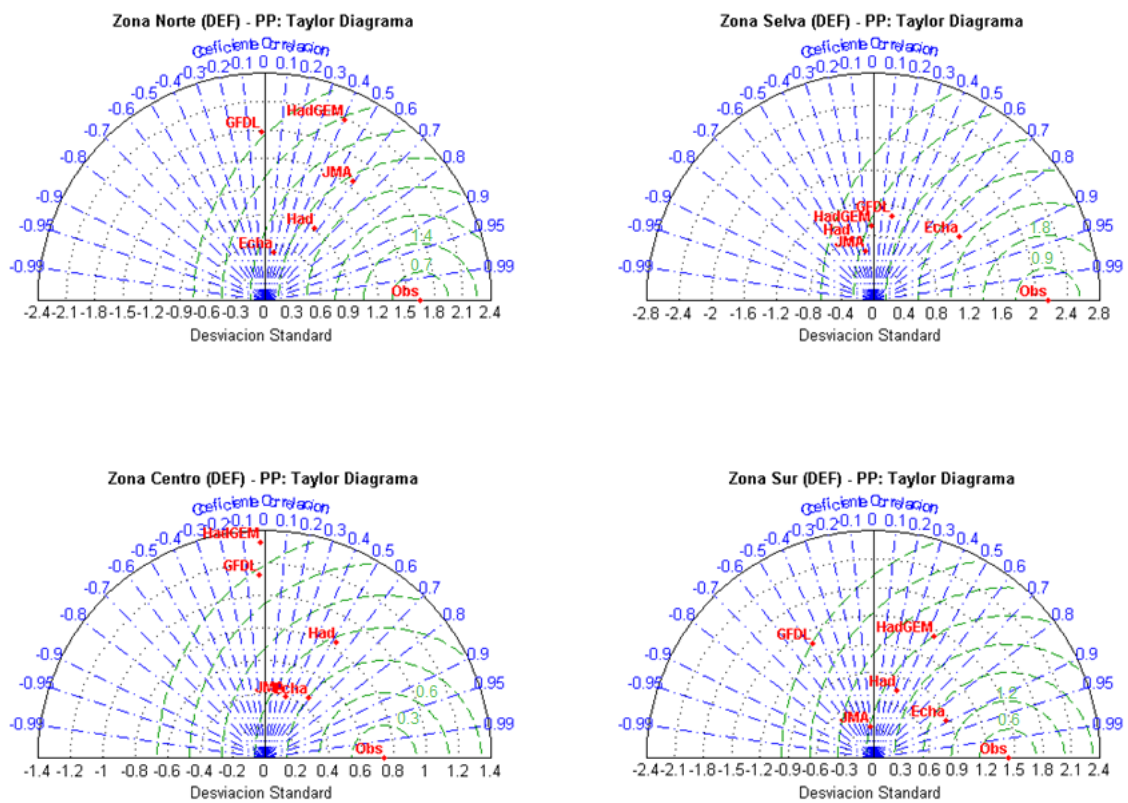


Figura 5.2 Diagrama de Taylor para el patrón de precipitación del verano durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3) Zona centro (4) Zona sur.

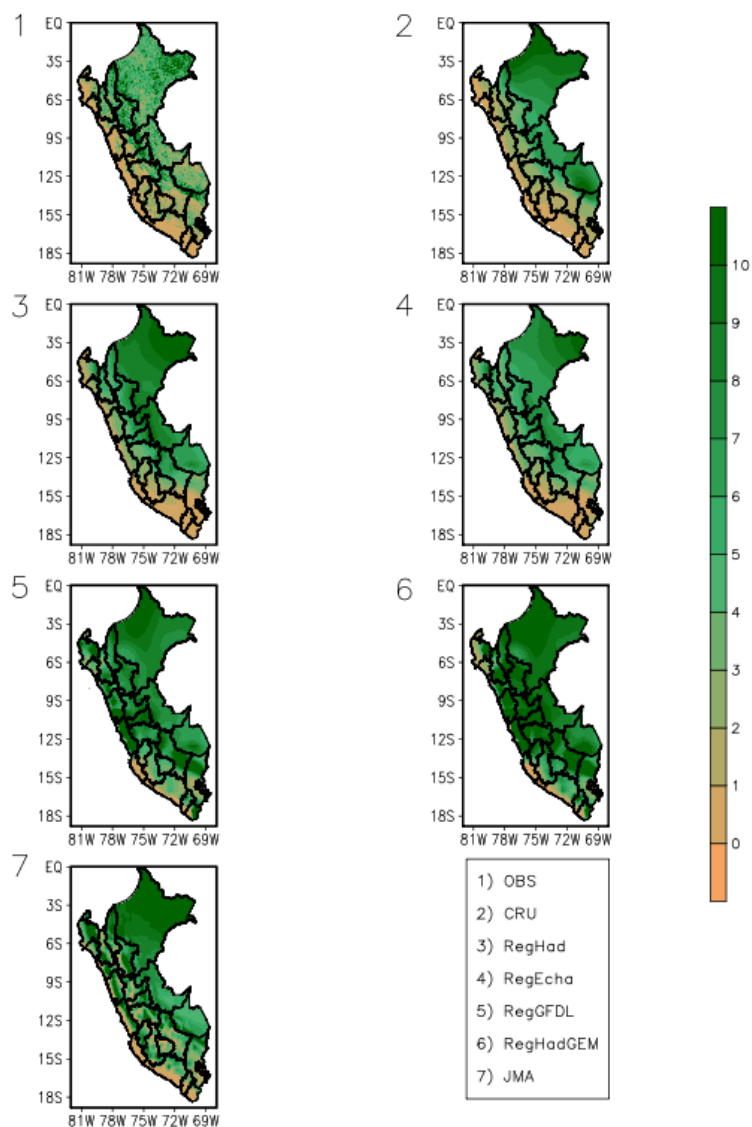


Figura 5.3 Climatología de la precipitación (mm/día) para MAM. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Durante el otoño (MAM), (Figura 5.3), la convección tropical se traslada, debido al desplazamiento de los sistemas (AB y ZCIT), hacia el norte, de esta forma, los máximos de precipitación, se localizan en la costa norte, en la región amazónica, y en los Andes centrales y norte. Las precipitaciones en la región de los Andes del sur, incluido el Altiplano, disminuyen considerablemente debido al desplazamiento de los sistemas antes mencionados. Para esta estación, MAM, las simulaciones con el modelo RegCM3 (Figura 5.3 [3,4]), presentan un patrón más similar a las observaciones tanto cualitativamente como cuantitativamente. Los experimentos con RegCM4 (Figura 5.3 [5,6]), sobrestiman las precipitaciones en prácticamente todo el Perú. Para esta época del año el modelo JMA (Figura

5.3 [7]), simula con bastante acierto la región sur donde disminuyen las precipitaciones con respecto a la estación anterior, pero sin embargo mantiene la sobrestimación en la zona central y norte del Perú.

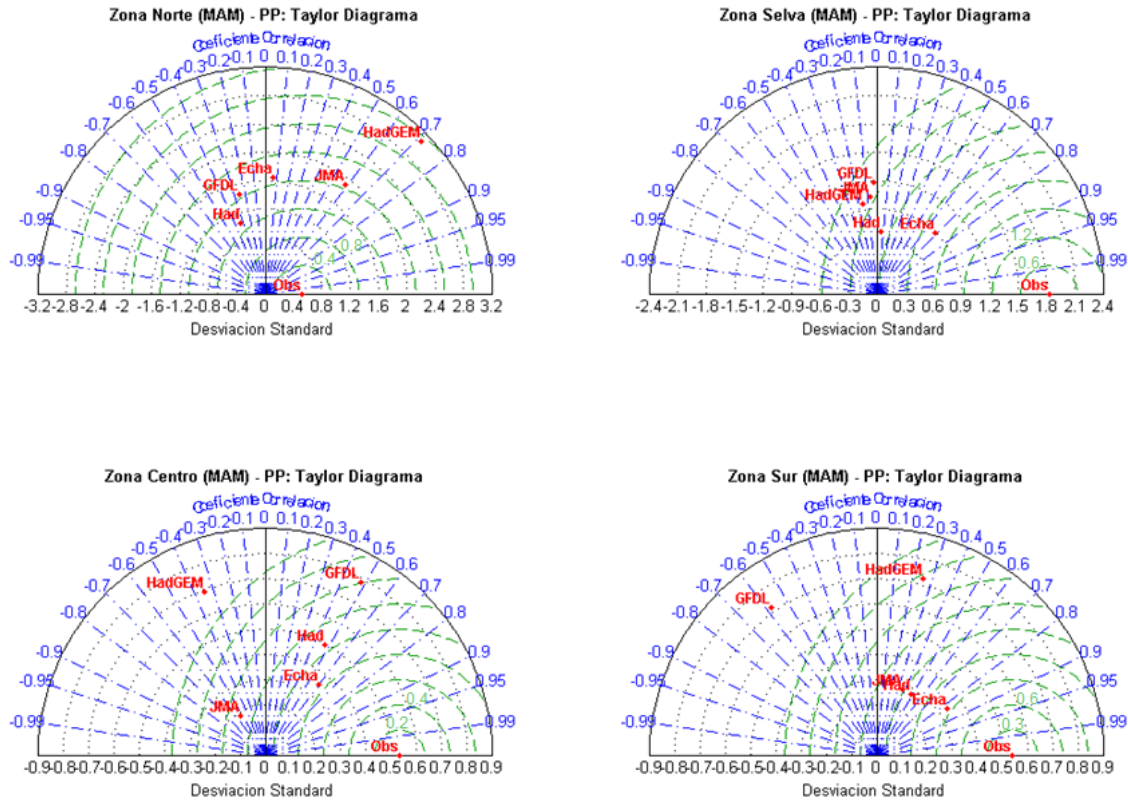


Figura 5.4 Diagrama de Taylor para el patrón de precipitación del otoño durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona centro (4) Zona sur.

En la Figura 5.4, se presentan los diagramas de Taylor para las 4 zonas consideradas del Perú durante el otoño. En la ZN los modelos JMA, RegHadGEM y RegEcha son los que presentan valores más satisfactorios, sin embargo a pesar de que RegHadGEM presenta una correlación superior a 0.7 sus valores de RMSD y desviación estándar son mayores que por ejemplo RegEcha y JMA. En la ZSE, la correlación obtenida por el modelo RegEcha es la mejor en comparación con los otros modelos aunque los valores de su desviación estándar y RMSD son bastante elevados. En la ZC, RegEcha, RegHad y RegGFDL muestran correlaciones de 0.6 y 0.5 respectivamente siendo RegEcha el que menor desviación y RMSD presenta. Por último en la ZS es de nuevo el modelo RegEcha el que mejor se aproxima a los datos observados seguido por el modelo RegHad.

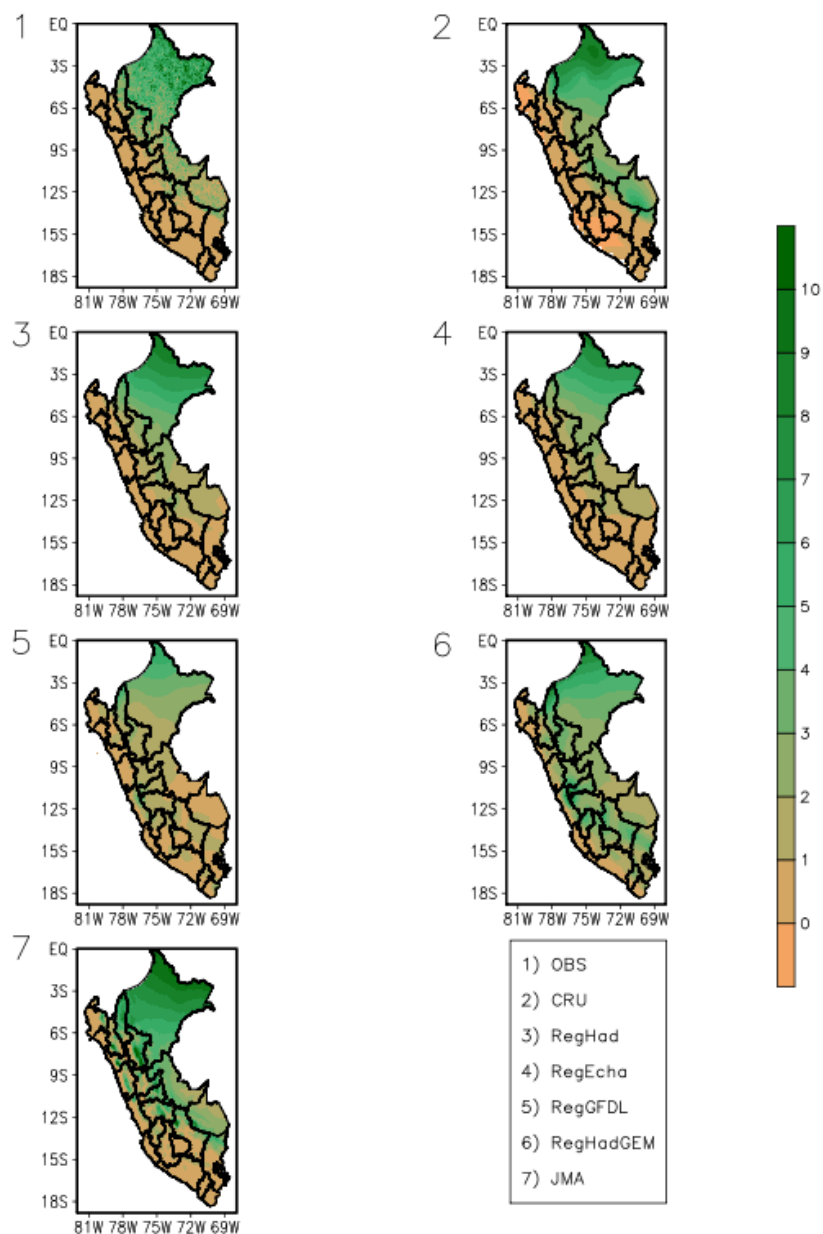


Figura 5.5 Climatología de la precipitación (mm/día) para JJA. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Para la estación de invierno (JJA), la estación seca en el Perú y gran parte de Sudamérica, los sistemas ya completamente desplazados hacia el norte solo aportan lluvias importantes a la región norte y con menor intensidad al centro y sur de la amazonia peruana (Figura 5.5 [1,2]). Las simulaciones para el clima presente en su mayoría presentan un patrón espacial coherente, tanto cualitativa como cuantitativamente, aunque el modelo RegGFDL (Figura 5.5 [5]), sobrestima la precipitación sobre los Andes centrales y subestima la lluvia en la amazonia peruana. Por otro lado las simulaciones de los modelos RegHadGEM y JMA, si bien presentan

una disminución de las precipitaciones en gran parte del Perú, continúan sobrestimando, la precipitación en la zona norte y central de los Andes, (Figura 5.5 [6,7]).

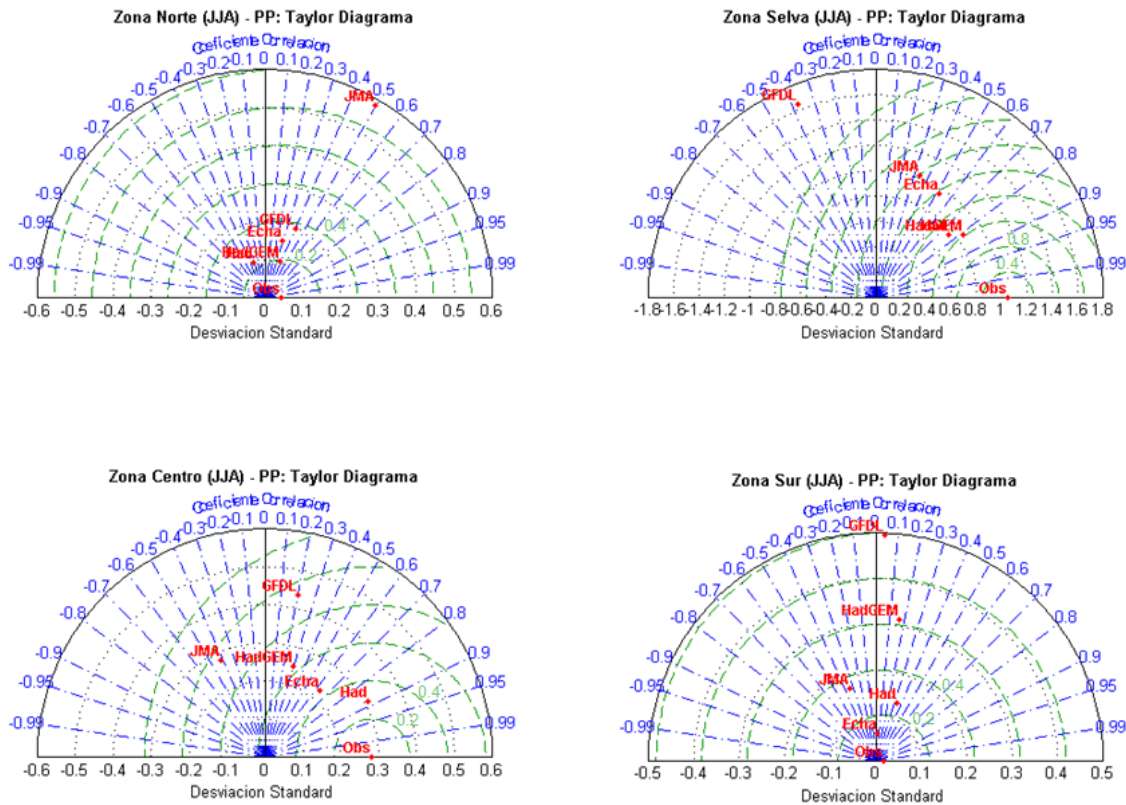


Figura 5.6 Diagrama de Taylor para el patrón de precipitación del invierno durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

Los diagramas de Taylor para las diferentes zonas del Perú son mostrados en la Figura 5.6, para la estación de invierno (JJA). En la ZN las simulaciones de los modelos RegHadGEM, RegEcha y RegGFDL (GFDL), presentan correlaciones aceptables entorno a 0.5 con desviaciones estándar y RSMD muy similares a lo observado. En la ZSE, los modelos RegHad y RegHadGEM, presentan correlaciones entre 0.7 y 0.8 mostrando también los mejores valores de RMSD y desviación estándar. Para la ZC, las simulaciones con RegHad y RegEcha, presentan las mejores aproximaciones a los datos observados, RegHad presenta una correlación de 0.9, una desviación estándar similar a la observación y el menor valor de RSMD. Por último en la ZS, los modelos que obtienen mejores resultados son RegEcha y RegHad, presentando correlaciones de 0.6 y 0.4 respectivamente, con las menores RSMD y desviaciones estándar.

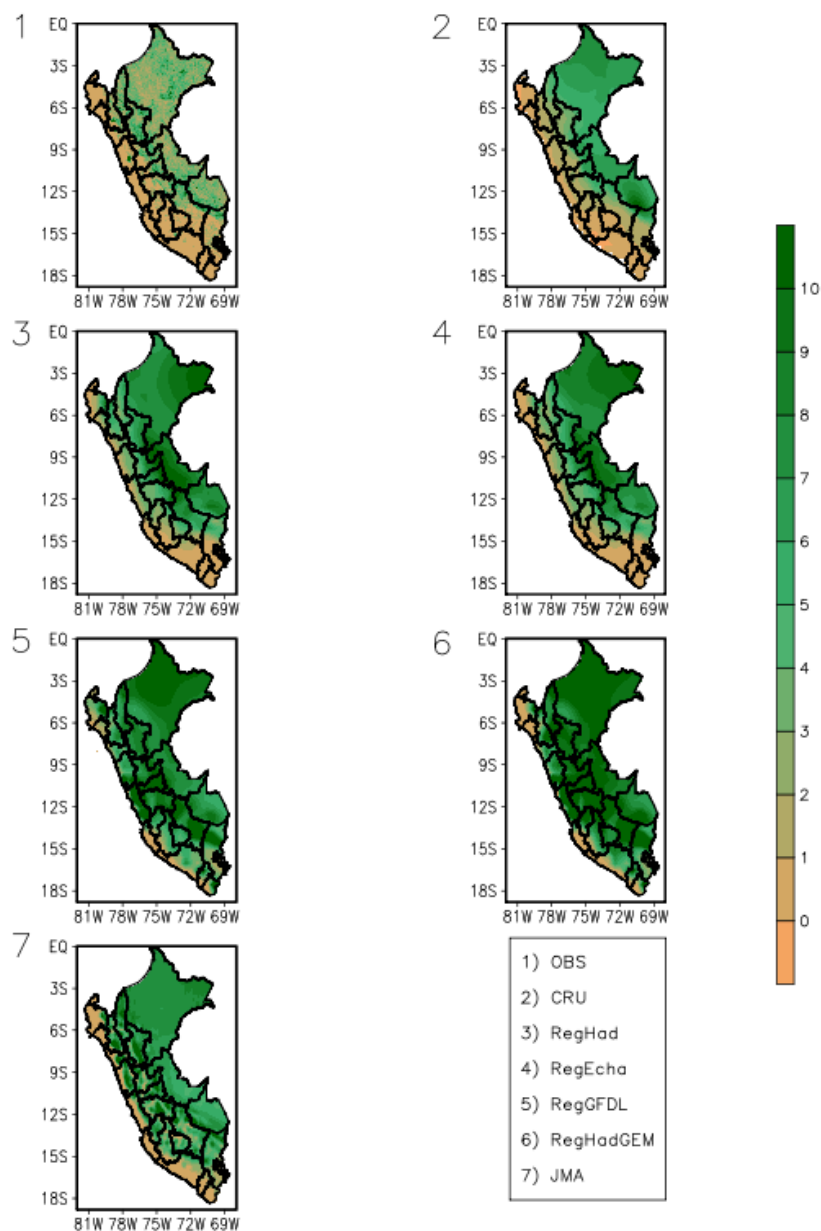


Figura 5.7 Climatología de la precipitación (mm/día) para SON. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Finalmente analizamos el patrón de precipitaciones para la estación de primavera (SON), que da inicio al periodo lluvioso en gran parte del Perú. Para esta estación las observaciones de las estaciones meteorológicas pertenecientes al servicio meteorológico peruano presentan menores precipitaciones que las de las observaciones presentes en la base de datos de CRU, que sobrestima las lluvias sobre todo en la amazonia peruana (Figura 5.7 [1,2]). Las simulaciones todas ellas sobrestiman las precipitaciones. Los modelos RegHad y RegEcha, presentan la mayor sobrestimación en los Andes centrales occidentales y en la región



amazónica (Figura 5.7 [3,4]). Las simulaciones con los modelos RegGFDL y RegHadGEM, sobrestiman las precipitaciones, principalmente en la región de la amazonia, la zona andina y la costa central. La simulación del modelo JMA, sobrestima la precipitación en gran parte de la región andina, mostrando un mayor exceso de lluvia en los Andes occidentales (Figura 5.7 [7]).

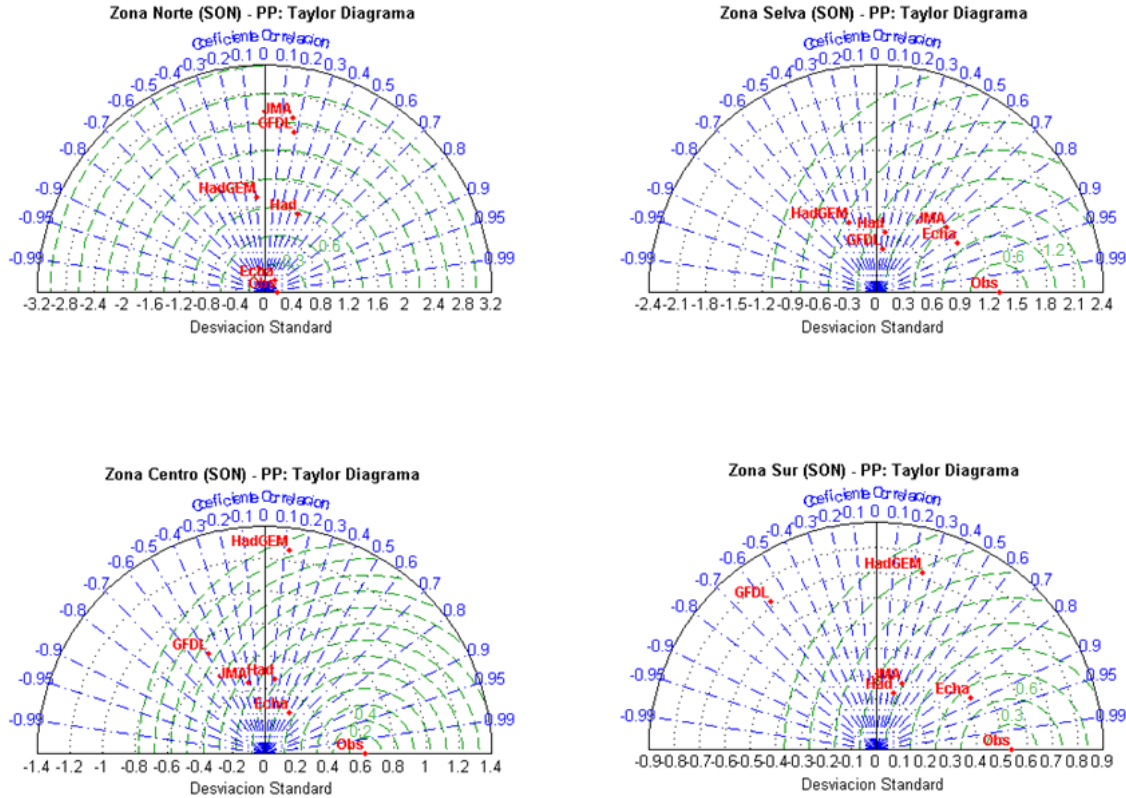


Figura 5.8 Diagrama de Taylor para el patrón de precipitación de primavera durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

Las estadísticas mostradas en los diagramas de Taylor (Figura 5.8) muestran que durante la primavera para la ZN, el modelo RegEcha, es el que presenta la mayor correlación con muy bajos valores de RMSD y desviación estándar. La ZSE, muestra a RegEcha y JMA, como los modelos con mejor habilidad para reproducir las precipitaciones primaverales, con correlaciones de 0.8 y 0.7 respectivamente y con desviaciones estándar y RMSD relativamente bajas. En la ZC, la simulación de RegEcha, de nuevo es la simulación que se aproxima mejor a la observación, presentando una correlación 0.5 y RMSD de 1 mm/día. Para la ZS, el modelo RegEcha, presenta una vez más el mejor valor de correlación, 0.88, y la menor variabilidad respecto a la observación.

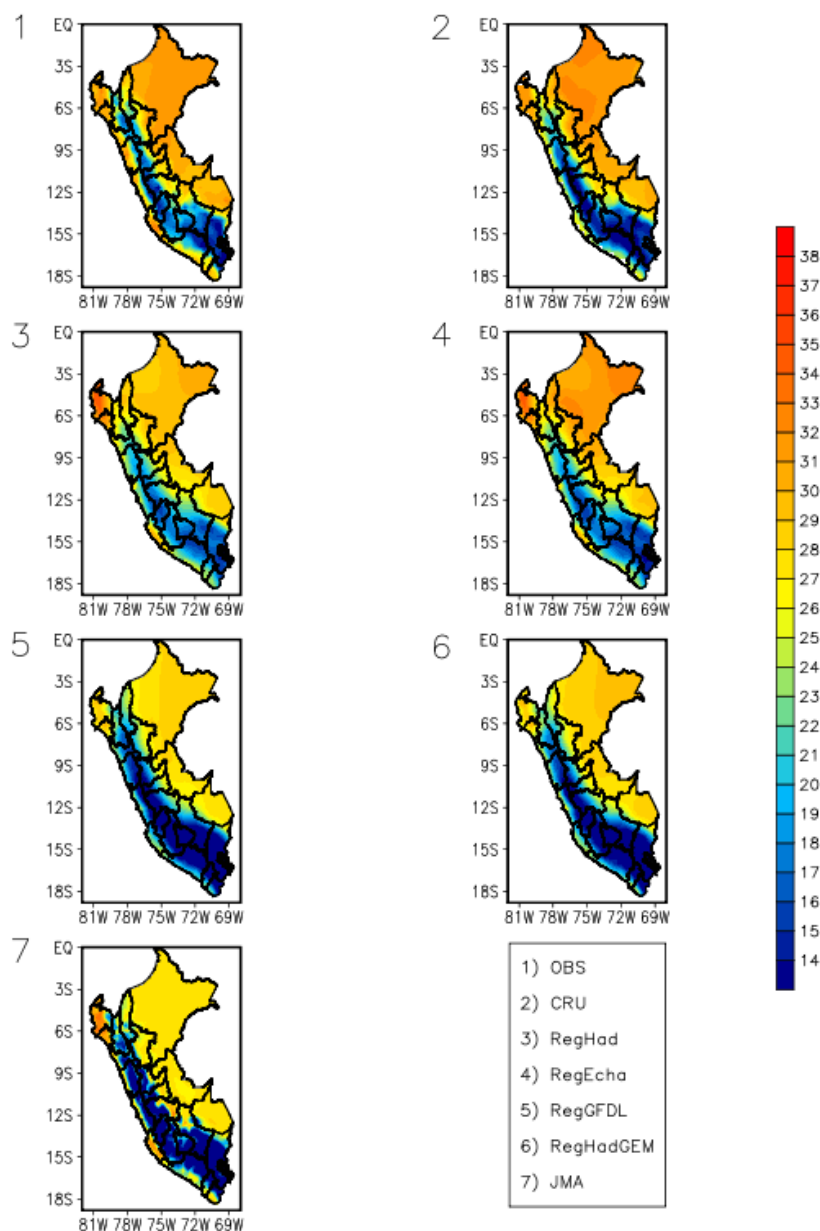


Figura 5.9 Climatología de la temperatura máxima (°C) para DEF. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

En resumen, podemos decir que en gran parte de las simulaciones se sobrestiman las precipitaciones aunque cualitativamente el patrón espacial es bastante coherente con el patrón de observaciones en la mayoría de los casos. Las diferencias en los patrones de precipitación simulados eran esperadas ya que cada modelo utiliza, esquemas de superficie y convección diferentes y para cada región pueden ser más adecuados unos u otros. Según Seth et al. (2007), la superficie responde a la precipitación y cada esquema de superficie interactúa de forma diferente con el esquema de convección. En estos casos, los esquemas de superficie



responden a la precipitación resultante de una parametrización de convección que puede no ser la más adecuada.

### 5.1.2. Patrón Estacional de Temperatura Máxima

A continuación se analizará al igual que se hizo con la precipitación, la climatología estacional de la temperatura máxima sobre el Perú, tanto para el conjunto de observaciones (OBS, CRU) como para el de simulaciones de los modelos RegCM3 (RegHad y RegEcha), RegCM4 (RegGFDL y RegHadGEM) y el modelo japonés de alta resolución (JMA).

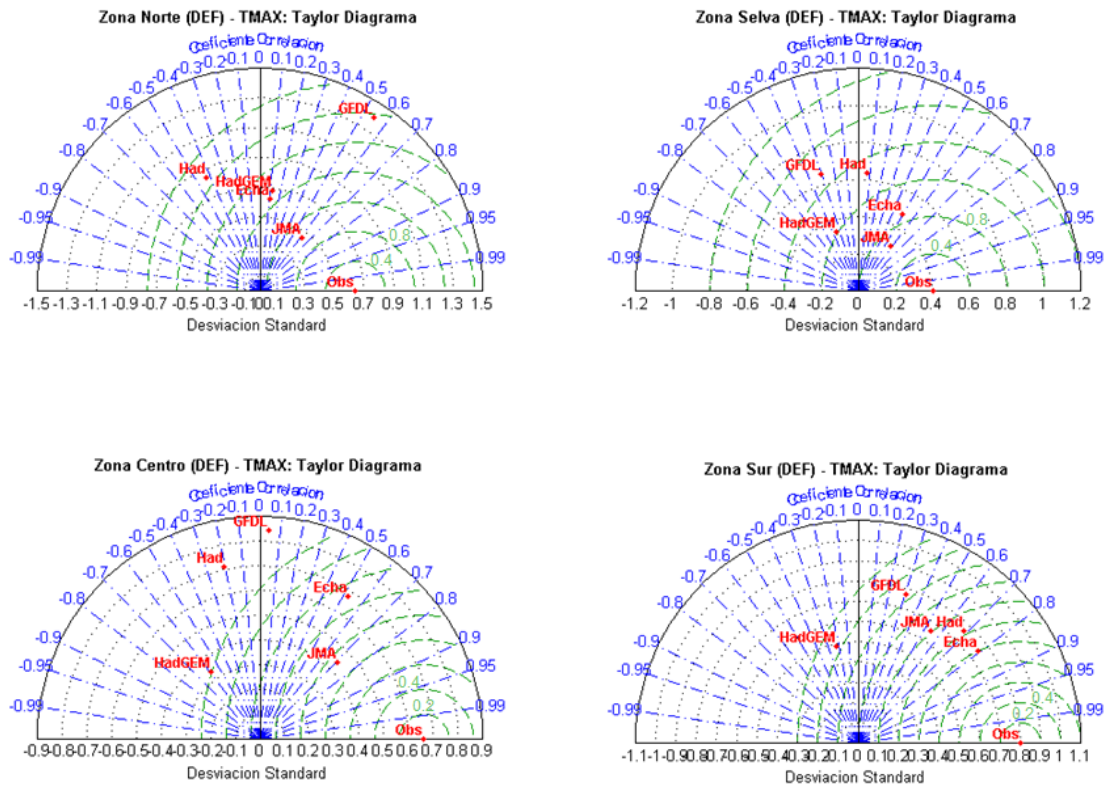


Figura 5.10 Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura máxima del verano durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

Para el periodo de verano (DEF), las observaciones de la base de datos CRU representan bastante bien el patrón espacial de temperatura de las estaciones peruanas pero tiende a sobrestimar las temperaturas máximas de la región andina y amazónica (Figura 5.9 [1,2]). Las simulaciones también muestran una distribución espacial de las temperaturas muy similar al conjunto de observaciones, sin embargo los modelos RegCM3 (RegHad y RegEcha) tienden a subestimar las temperaturas en la región de los Andes peruanos, y el RegEcha también subestima la temperatura en la región amazónica (Figura 5.9 [3,4]). Las simulaciones de los modelos RegCM4 (RegGFDL y RegHadGEM), muestran un patrón espacial coherente, sin

embargo subestiman las temperaturas en la región de los Andes, en el noroeste y en la región amazónica (Figura 5.9 [5,6]). Por último, las simulaciones con el modelo JMA presentan una distribución espacial de la temperatura máxima similar a la de las observaciones pero sobrestima dichas temperaturas en la región de los Andes y las subestima en el territorio amazónico (Figura 5.9 [7]).

Los diagramas de Taylor correspondientes al periodo 1979-1990 (Figura 5.10) muestran que en la ZN, la simulación del modelo JMA es la que presenta mejores resultados, mostrando una correlación de 0.6, y un RMSD de 0.82°C, los demás modelos presenta estadísticas no demasiado buenas con valores bajos de correlación y valores altos de RMSD y desviación estándar. En la ZSE, además del modelo JMA con una valor de correlación de 0.6 y valores bajos de RMSD y desviación estándar, también presenta valores aceptables el modelo RegEcha, con una correlación de 0.5. En la ZC repiten los modelos JMA y RegEcha, como los más similares a las observaciones, aunque en esta zona los valores de RMSD y desviación estándar son mayores. En la ZS, son los modelos RegEcha y RegHad, los que presentan una mejor estadística, mostrando correlaciones de 0.8 y 0.7 y RMSD de 1.0 y 1.2 °C, respectivamente. Para esta región los modelos RegCM4 son los que presentan las peores estadísticas.

Para los meses de otoño (MAM), la simulación que parece presentar un mejor comportamiento es la del modelo RegEcha, a excepción de la zona noroeste donde se observa una sobrestimación de las temperaturas (Figura 5.11 [4]). El modelo RegHad, presenta un comportamiento similar sin embargo, subestima las temperaturas en la región amazónica (Figura 5.11 [3]). Los modelos RegGFDL y RegHadGEM, subestiman las temperaturas en toda la región andina y amazónica, y también en la región costera (Figura 5.11 [5,6]). La simulación con el modelo JMA, presenta una subestimación de las máximas en la región andina y la región amazónica, sin embargo representa con acierto el patrón de temperaturas máximas en la zona costera (Figura 5.11 [7]).

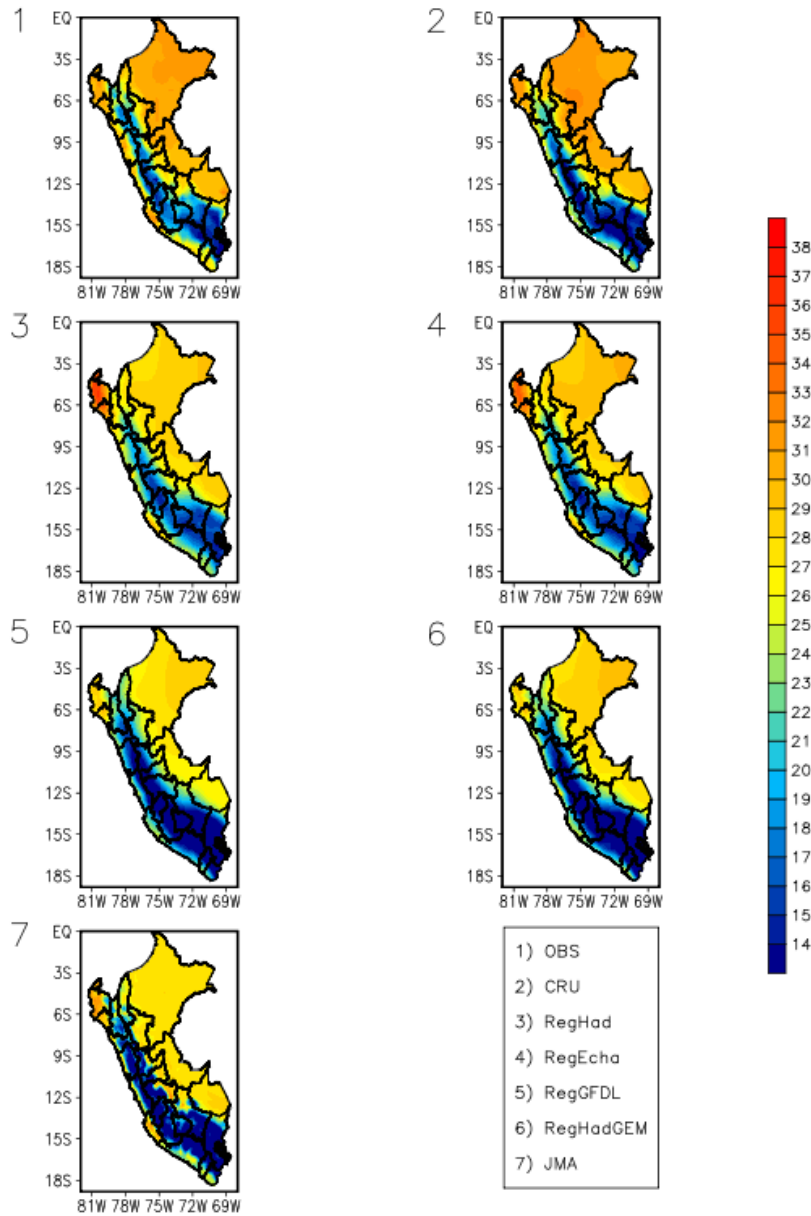


Figura 5.11 Climatología de la temperatura máxima (°C) para MAM. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Para el mes de otoño las estadísticas de los diagramas de Taylor (Figura 5.12) muestran que en la ZN y ZSE, el modelo JMA, es el que presenta mayores correlaciones con las observaciones, entre 0.8 y 0.7, respectivamente y RMSD de 0.8 °C. Respecto a la desviación estándar también presenta los mejores resultados siendo más alta en la ZN que en la ZSE. En la ZC la simulación de JMA tiene una muy buena aproximación con la observación, sin embargo muestra una desviación estándar mayor que en las zonas anteriores. En la ZS, tanto el modelo RegEcha como el JMA, son los modelos que presentan los mayores valores de correlación con las observaciones (0.84 y 0.6), sin embargo RegEcha presenta una menor

RMSD.

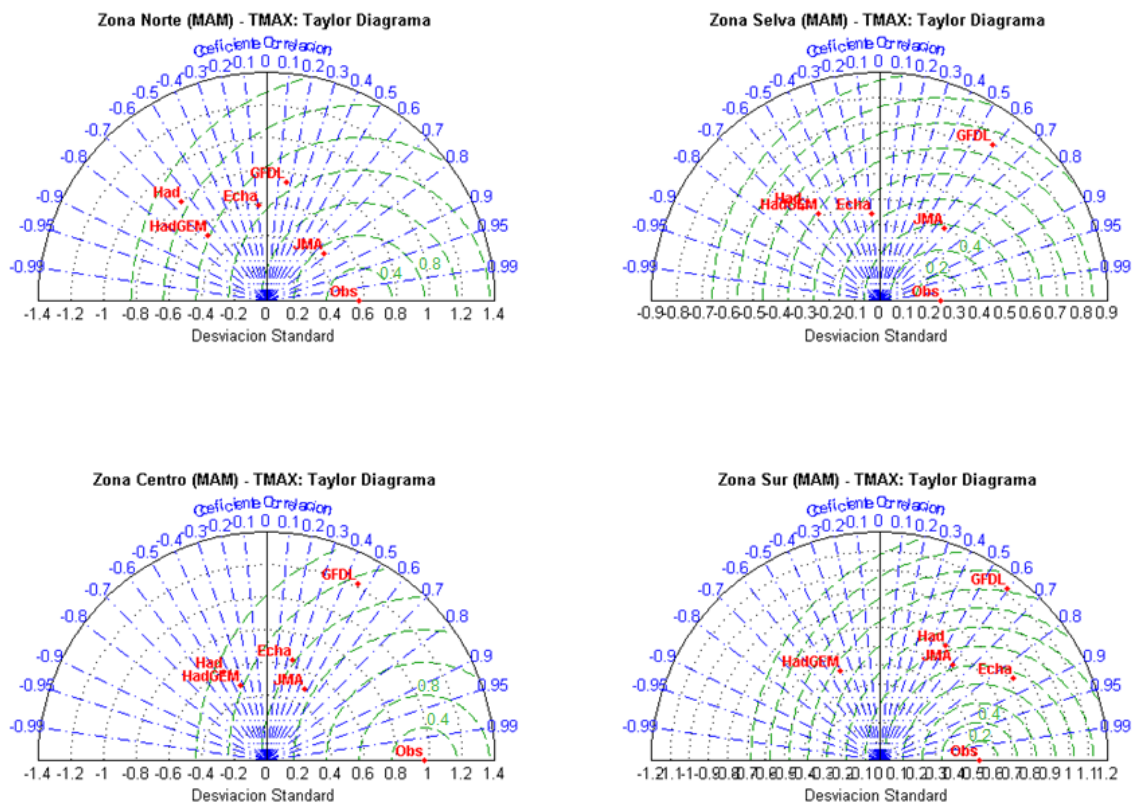


Figura 5.12 Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura máxima del otoño durante el periodo 1979-1990.

(1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

Durante el invierno (JJA), las simulaciones con el modelo RegHad y RegEcha, representan con acierto el patrón espacial de las temperaturas máximas, aunque las subestiman en la región amazónica y las sobrestiman en la región noroeste (Figura 5.13 [3,4]). Las simulaciones del modelo RegGFDL y RegHadGEM, subestiman las temperaturas máximas en gran parte del territorio peruano (Figura 5.13 [5,6]) y el modelo JMA aunque muestra un patrón espacial coherente, subestima de forma generalizada los valores de las temperaturas máximas (Figura 5.13 [7]).

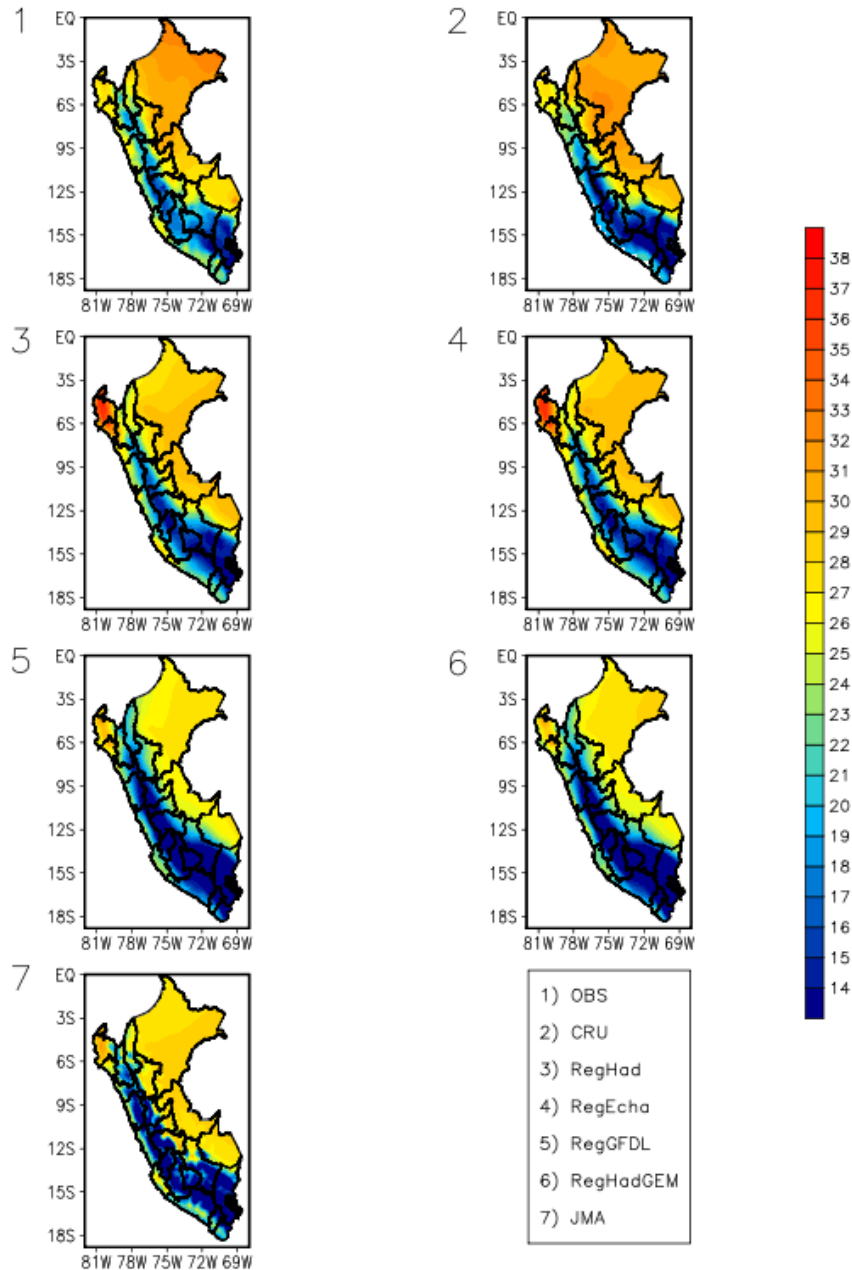


Figura 5.13 Climatología de la temperatura máxima (°C) para JJA. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Las estadísticas obtenidas por los diagramas de Taylor para esta época del año (Figura 5.14), muestran en la ZN, que las simulaciones con RegHadGEM y JMA, son las más similares a los patrones observados, mostrando correlaciones altas de 0.9 y 0.8 y RMSD de 0.4 y 0.5 °C, respectivamente. En la ZSE, JMA y RegHad son los modelos que muestran las mejores estadísticas a pesar de presentar valores altos de la RMSD. En la ZC, JMA tiene el mejor valor de correlación. En la ZS, la simulación RegEcha es la que presenta un mejor patrón

respecto a lo observado, mostrando correlaciones de 0.82 y errores de 0.5 °C.

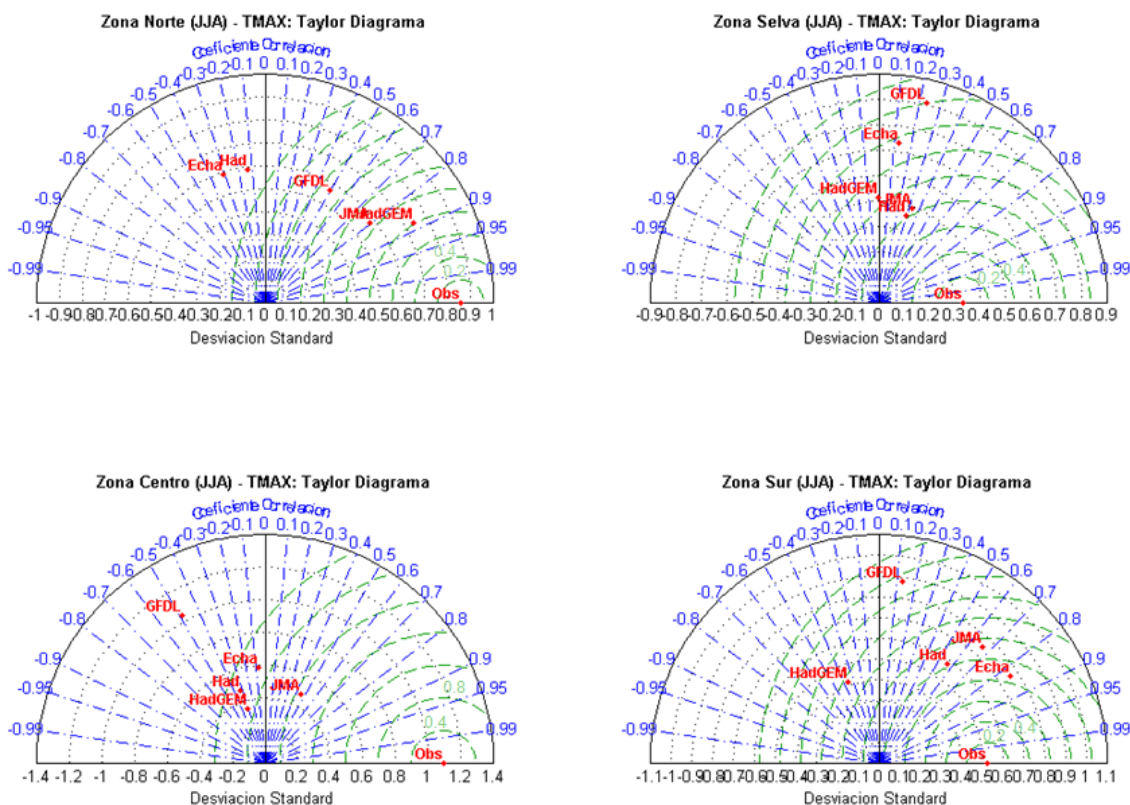


Figura 5.14 Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura máxima del invierno durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

En la estación de primavera (SON), gran parte de los modelos muestran un patrón espacial aceptable, sin embargo el acierto con las intensidades es menor. Las simulaciones con el modelo RegHad y RegEcha, subestiman las temperaturas en la región amazónica y en el noroeste (Figura 5.15 [3,4]). Las simulaciones con el modelo RegGFDL y RegHadGEM, subestiman las temperaturas en toda la región de los Andes, la amazonia y la zona de costa (Figura 5.15 [5,6]). El modelo JMA subestima las intensidades principalmente en los Andes centrales, y en la amazonia, en tanto que sobrestima las temperaturas en la zona noroeste del Perú (Figura 5.15 [7]).



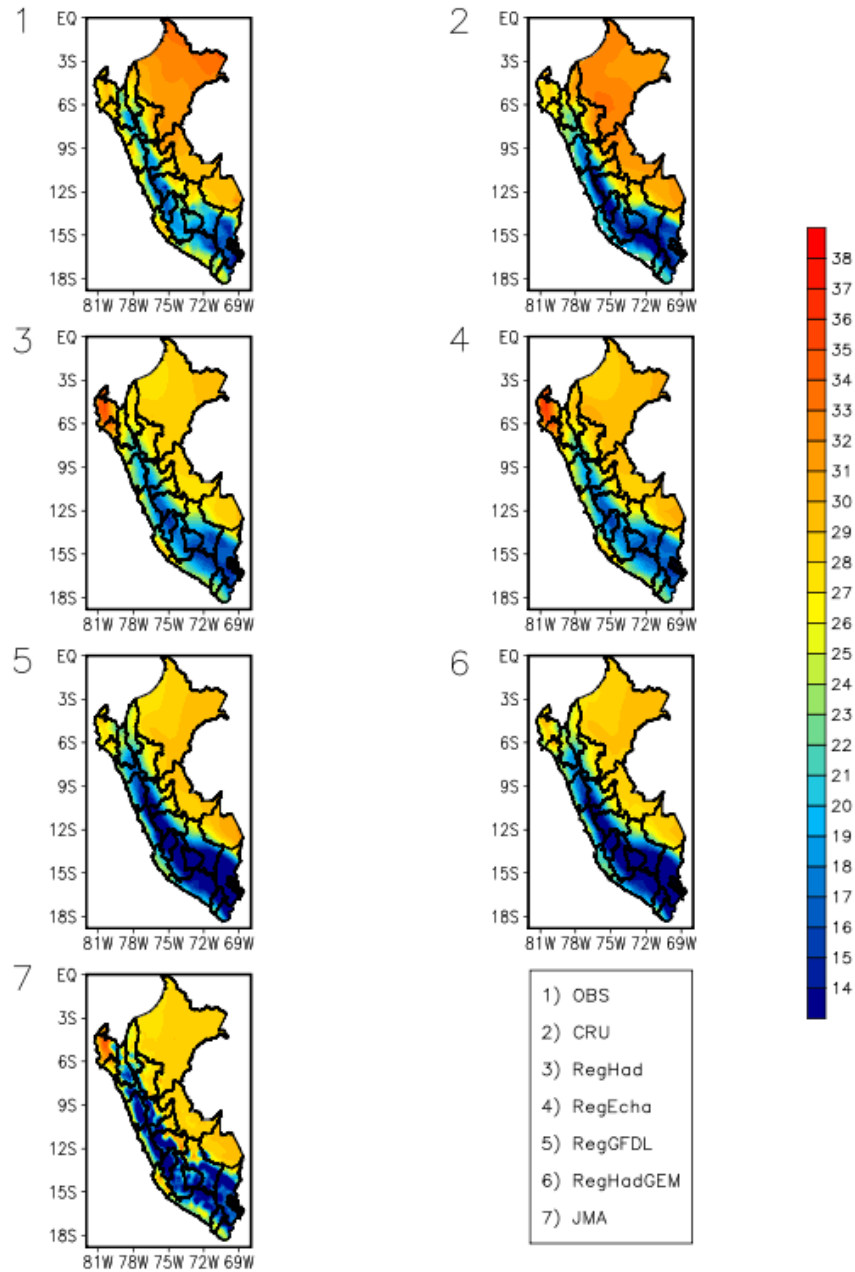


Figura 5.15 Climatología de la temperatura máxima (°C) para SON. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Atendiendo a los resultados estadísticos calculados con los diagramas de Taylor, tenemos que para esta estación, SON (Figura 5.16), en la ZN, la simulación del modelo JMA tiene el mejor valor de correlación, 0.5. Para la ZSE, las simulaciones presentan baja representatividad con correlaciones todas ellas por debajo de 0.4. En la ZC, de nuevo el modelo JMA es el que presenta una mejor estadística con una correlación de 0.5 y desviación estándar de 0.1. Por último en la ZS, el patrón más similar lo presenta el modelo RegEcha, con una correlación de

0.6, una desviación estándar similar a la de las observaciones y un RMSD de 0.6 °C.

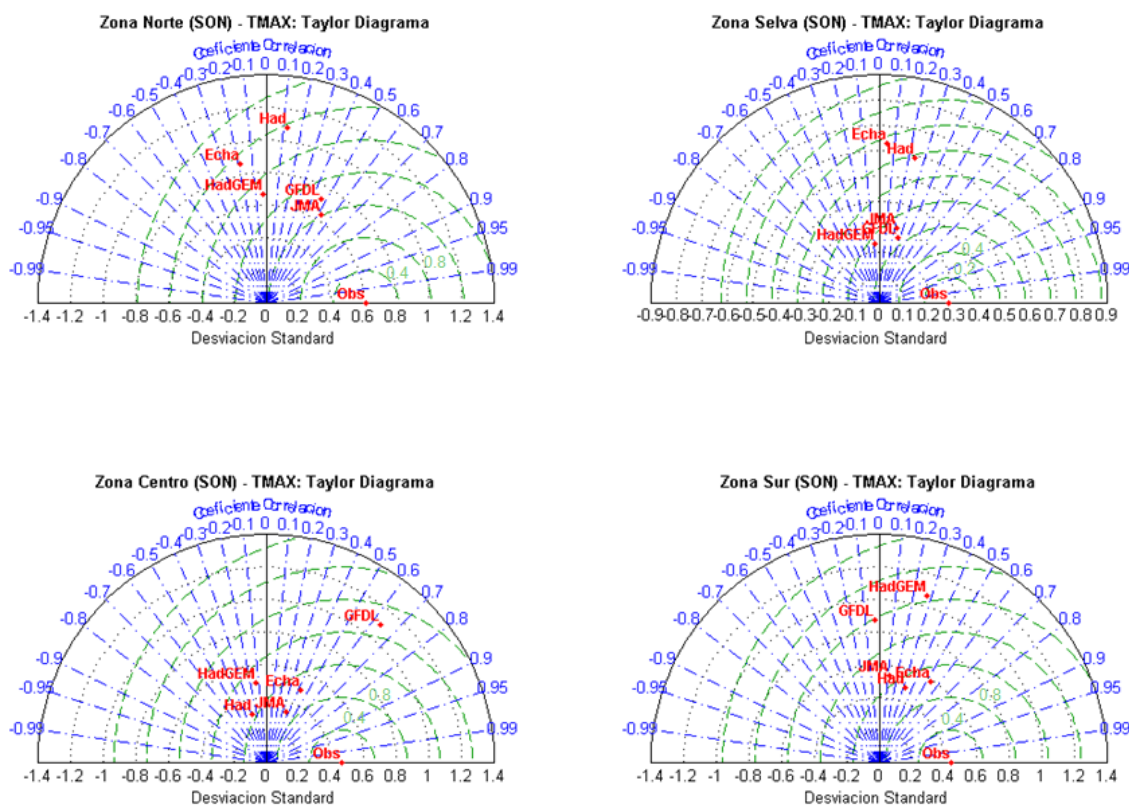


Figura 5.16 Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura máxima de primavera durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

### 5.1.3. Patrón Estacional de Temperatura Mínima

Por último se llevará a cabo una comparativa entre la climatología estacional de la temperatura mínima peruana de los datos observacionales (OBS, CRU) con las simulaciones de los modelos regionales RegCM3 (RegHad y RegEcha), RegCM4 (RegGFDL y RegHadGEM), y el modelo japonés de alta resolución (JMA).

En el periodo de verano (DEF) la comparativa entre observaciones (OBS y CRU) presenta una ligera discordancia que se muestra sobre todo en la zona andina donde CRU subestima las temperaturas mínimas (Figura 5.17 [1,2]). Las simulaciones representan con bastante acierto el patrón espacial de las temperaturas mínimas. Sin embargo, cuantitativamente se observan algunas diferencias considerables. Los modelos RegCM3, presentan una ligera subestimación de las temperaturas mínimas en los Andes del sur y en la zona amazónica (Figura 5.17 [3,4]). Las simulaciones con los modelos del RegCM4, muestran una ligera subestimación en la región amazónica, aunque en el resto del Perú, muestra una buena coherencia con los datos observados (Figura 5.17 [5,6]). La simulación con el modelo JMA, muestra un patrón espacial muy similar a las observaciones, sin embargo en la región amazónica tiende a subestimar



ligeramente las temperaturas (Figura 5.17 [7]).

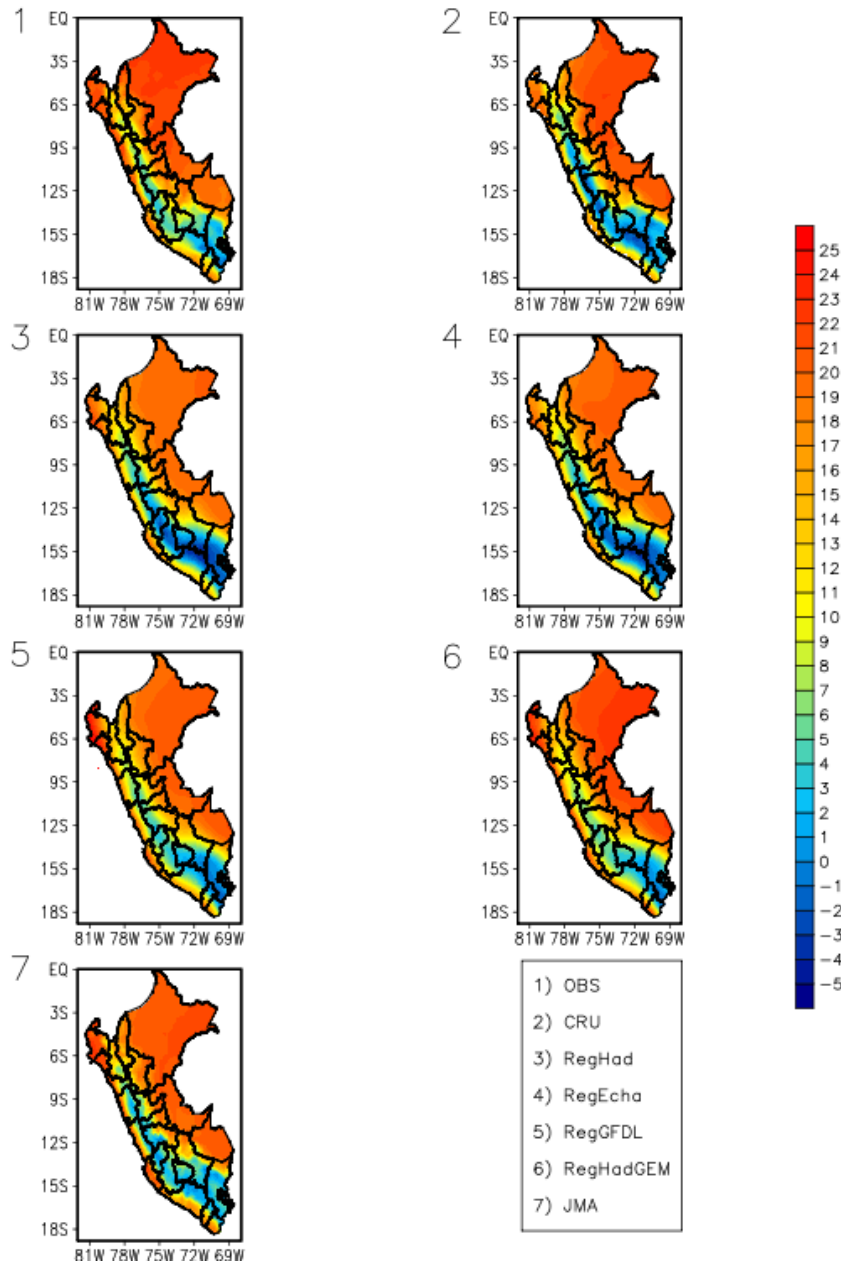


Figura 5.17 Climatología de la temperatura mínima (°C) para DEF. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Los diagramas de Taylor para el verano (DEF) en la ZN, nos muestran que los modelos JMA y RegEcha son los que presentan mejores estadísticas con desviaciones estándar similares, y correlaciones de 0.89 y 0.59, respectivamente, JMA presenta además un menor valor del RMSD. Para la ZSE, el modelo RegEcha, es el que mejor simula el patrón de temperatura en esta zona, alcanzado un valor de correlación de 0.75 y un RMSD de 0.5°C. En la ZC, los modelos JMA y RegEcha, repiten como los que mejor estadísticas presentan, aunque sus

desviaciones estándar difieren de la de las observaciones. En la ZS, los modelos JMA y RegGFDL destacan con correlaciones de 0.8 y 0.55 respectivamente, el modelo RegGFDL por su parte presenta un mayor RSMD que deja en mejor posición al modelo japonés (Figura 5.18).

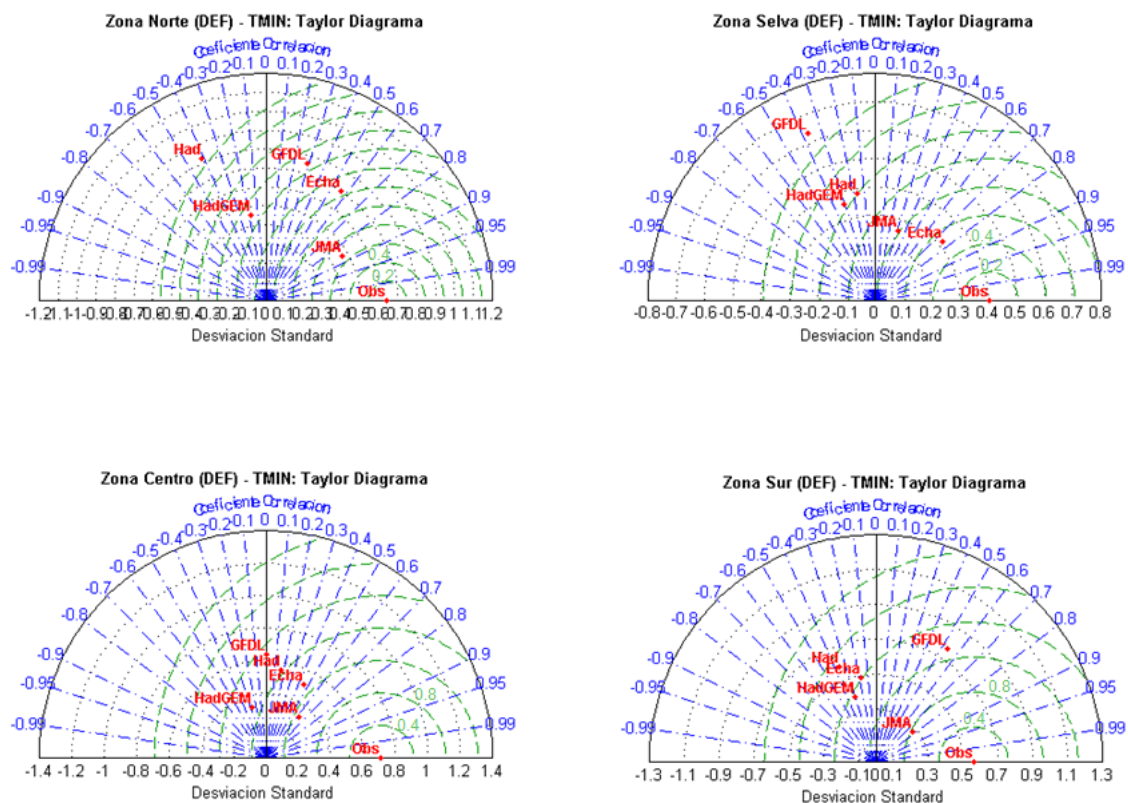


Figura 5.18 Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura mínima del verano durante el periodo 1979-1990.  
 (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

Durante el otoño (MAM) las simulaciones de los modelos del RegCM3, tienden a subestimar las temperaturas en la región de los Andes, la amazonia y el noroeste del Perú (Figura 5.19 [3,4]). Las simulaciones con los modelos del RegCM4 presentan los patrones más similares tanto cualitativa, como cuantitativamente a las observaciones (Figura 5.19 [5,6]). Por último el modelo JMA, presenta una buena representación espacial del patrón de temperatura mínima, pero en la zona de la amazonia las temperaturas mínimas son subestimadas (Figura 5.19 [7]).

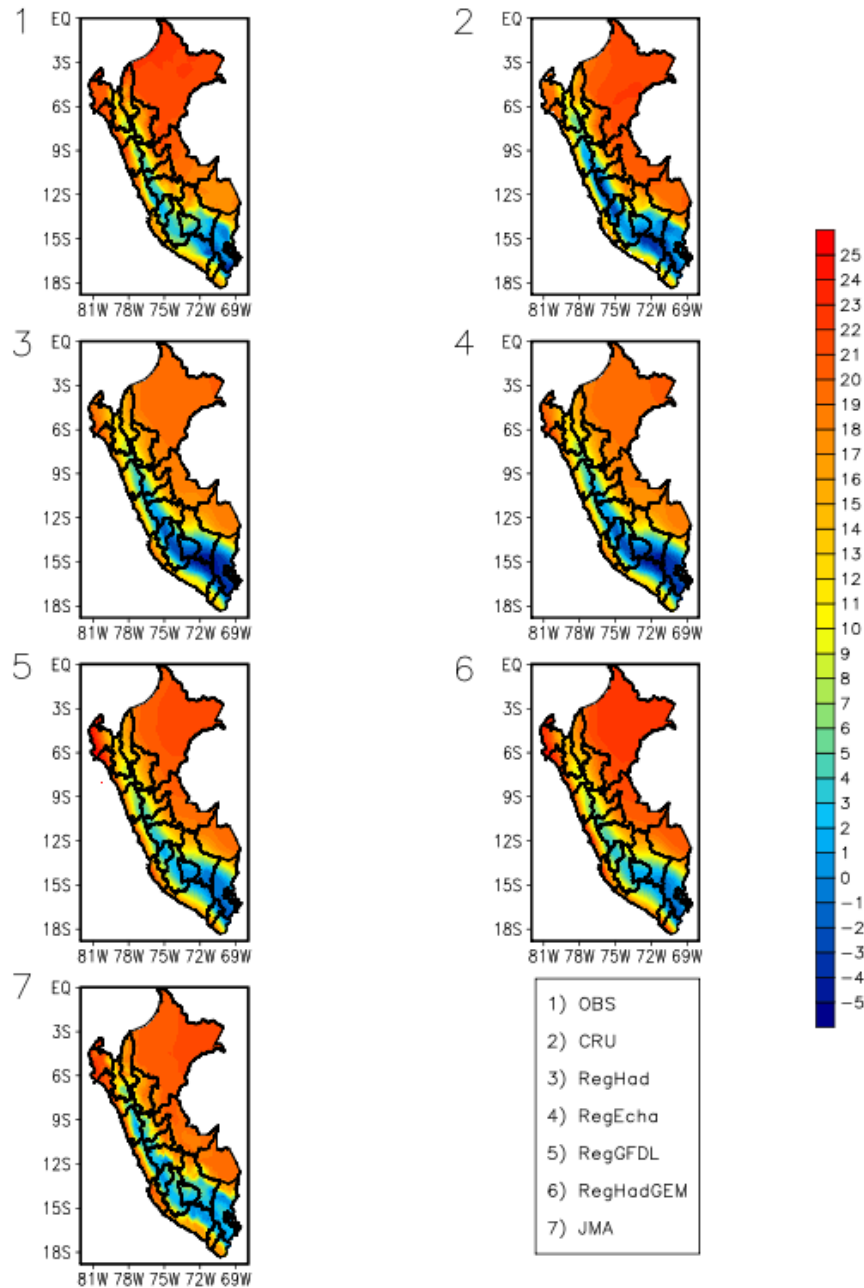


Figura 5.19 Climatología de la temperatura mínima (°C) para MAM. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

En la Figura 5.20, los diagramas de Taylor calculados para el otoño (MAM) muestran que, para la ZN, el modelo JMA es el que presenta mejores estadísticas con una correlación alta cercana a 0.8, un bajo RMSD y una desviación estándar similar a la de las observaciones. Para la ZSE, el modelo JMA de nuevo es el que mejores resultados presenta con una correlación de 0.6 y una desviación estándar muy similar a la de las observaciones. En la ZC, JMA repite buenos resultados junto con el modelo RegEcha aunque este último, en esta zona, presenta

una desviación estándar que difiere bastante de la de las observaciones. En la ZS, JMA es de nuevo el modelo que presenta mejores estadísticas. Si bien RegGFDL y RegHadGEM, simulan una distribución espacial coherente, en las estadísticas de los subdominios, no son robustos.

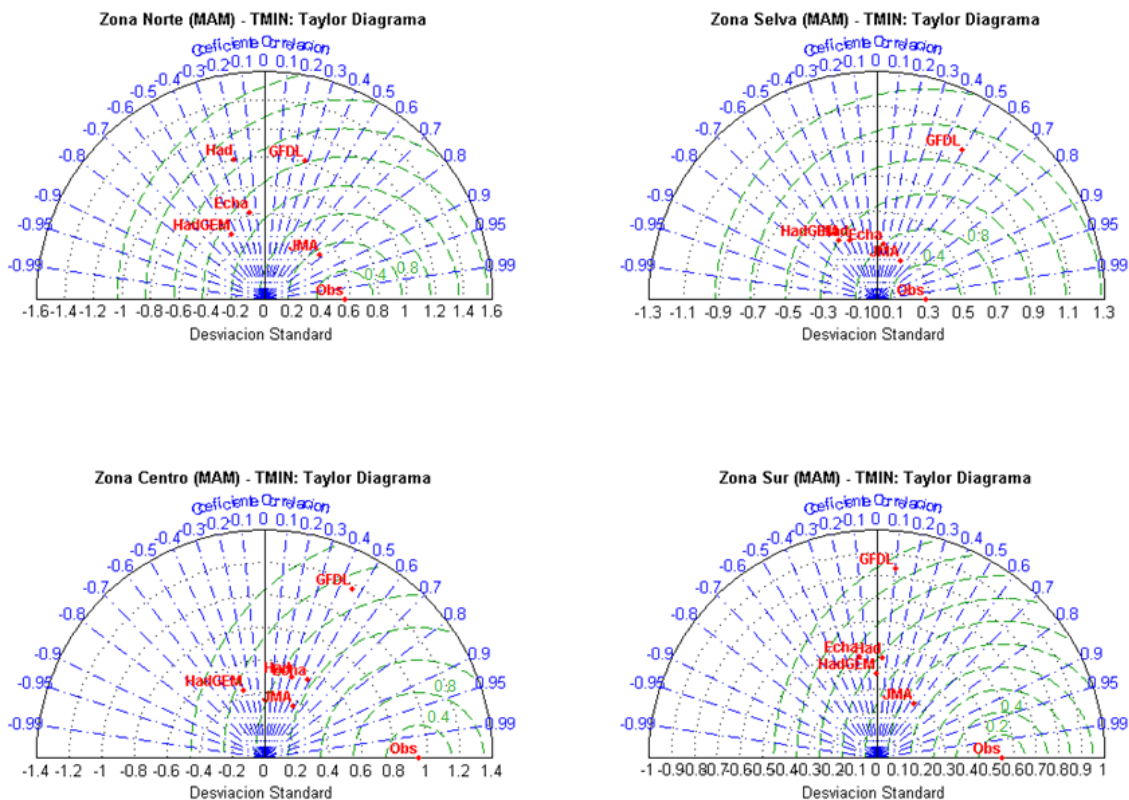


Figura 5.20 Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura mínima del otoño durante el periodo 1979-1990.

(1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

En la estación invernal (JJA), las simulaciones de los modelos RegCM3, presentan un patrón espacial muy similar a las observaciones, aunque en la zona de la amazonia las temperaturas se subestiman (Figura 5.21 [3,4]). Las simulaciones con RegCM4, subestiman ligeramente las temperaturas en la región amazónica, en tanto que en la región de los Andes las temperaturas se sobrestiman (Figura 5.21 [5,6]). El modelo JMA, tiende a subestimar las temperaturas en la zona norte de la amazonia y sobrestimar las temperaturas principalmente en la zona andina (Figura 5.21 [7]).

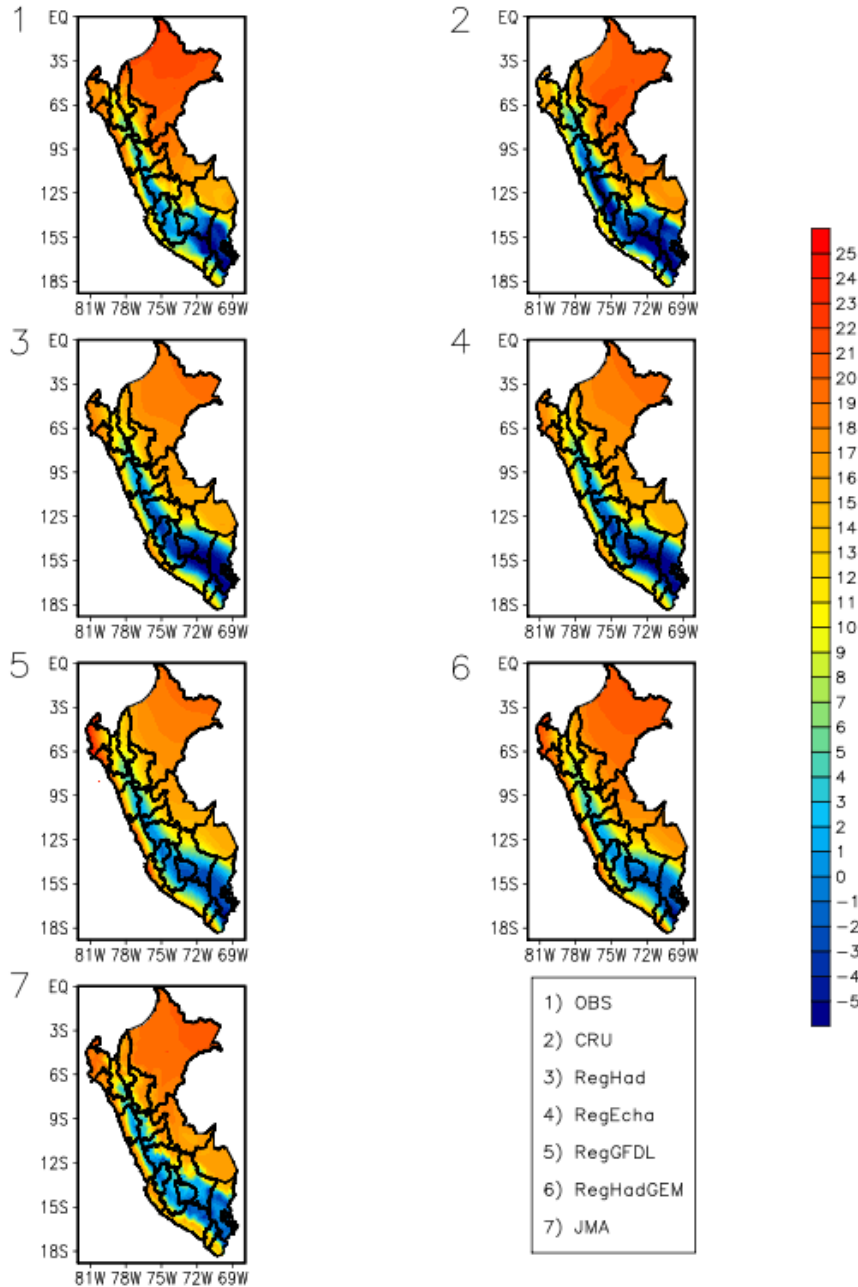


Figura 5.21 Climatología de la temperatura mínima (°C) para JJA. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

En la Figura 5.22 los diagramas de Taylor para el periodo de invierno (JJA) muestran que en la ZN, el modelo JMA presenta una alta correlación sin embargo presenta también un alto RSMD y su desviación estándar está muy alejada de la observación. En La ZSE, RegGFDL y JMA, son los modelos que mejor correlación obtienen con las observaciones, sin embargo presentan valores altos del RMSD. En la ZC, los modelos RegEcha, RegHad y JMA son los que mejores valores de correlación consiguen, sin embargo presentan desviaciones estándar

muy diferentes a las de las observaciones y valores altos de RMSD. En la ZS, el modelo JMA, es el que más se aproxima a la observación, sin embargo también aquí su desviación estándar dista considerablemente de la observación.

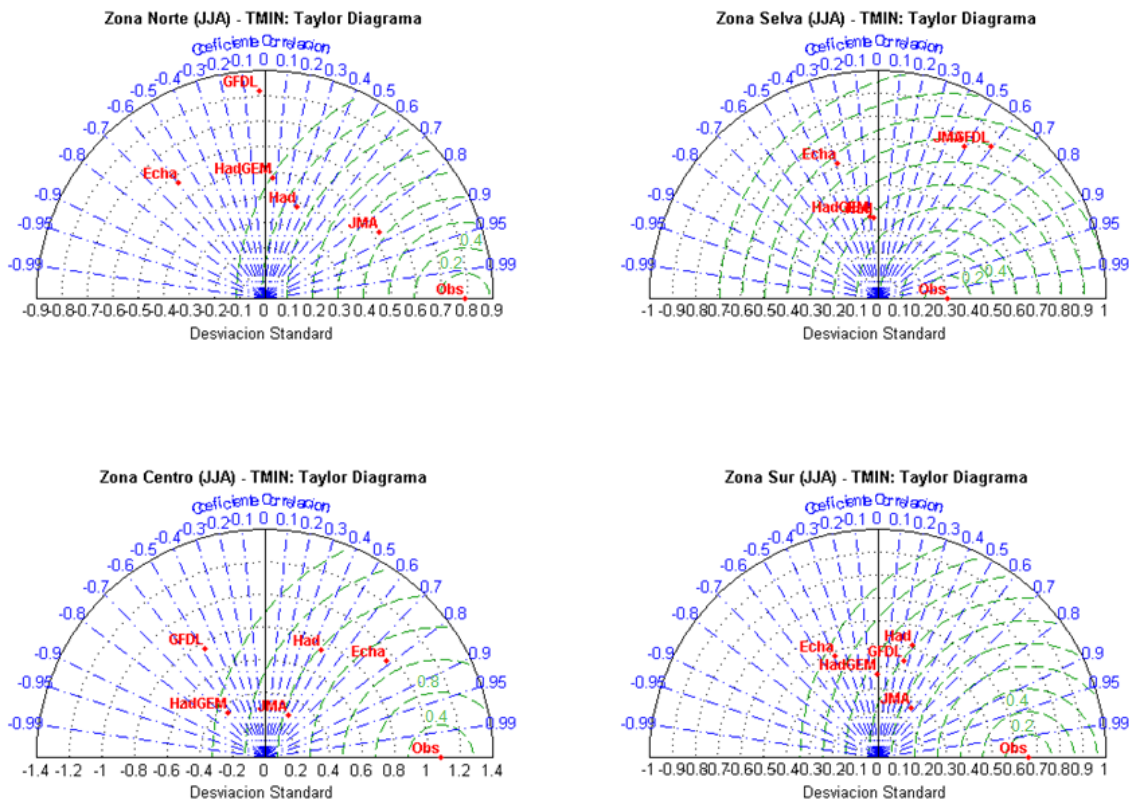


Figura 5.22 Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura mínima del invierno durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

Finalmente en primavera (SON), las simulaciones de los modelos del RegCM3, subestiman las temperaturas al norte de la región amazónica, y subestiman los valores de temperaturas mínimas en la región andina (Figura 5.23 [3,4]). Las simulaciones del RegCM4 difieren, por un lado el RegGFDL, tiende a subestimar las temperaturas en la zona norte de la región amazónica y a sobrestimarlas en la zona costera del noroeste del Perú (Figura 5.23 [5]) por otro lado, el modelo RegHadGEM muestra un buen acuerdo tanto cualitativo como cuantitativo, con ligeras diferencias en la zona del Altiplano (región andina sur) (Figura 5.23 [6]). El modelo JMA, muestra un patrón espacial bastante aceptable aunque en el sur de la región andina sobrestima la temperatura y en la región amazónica la subestima ligeramente (Figura 5.23 [7]).



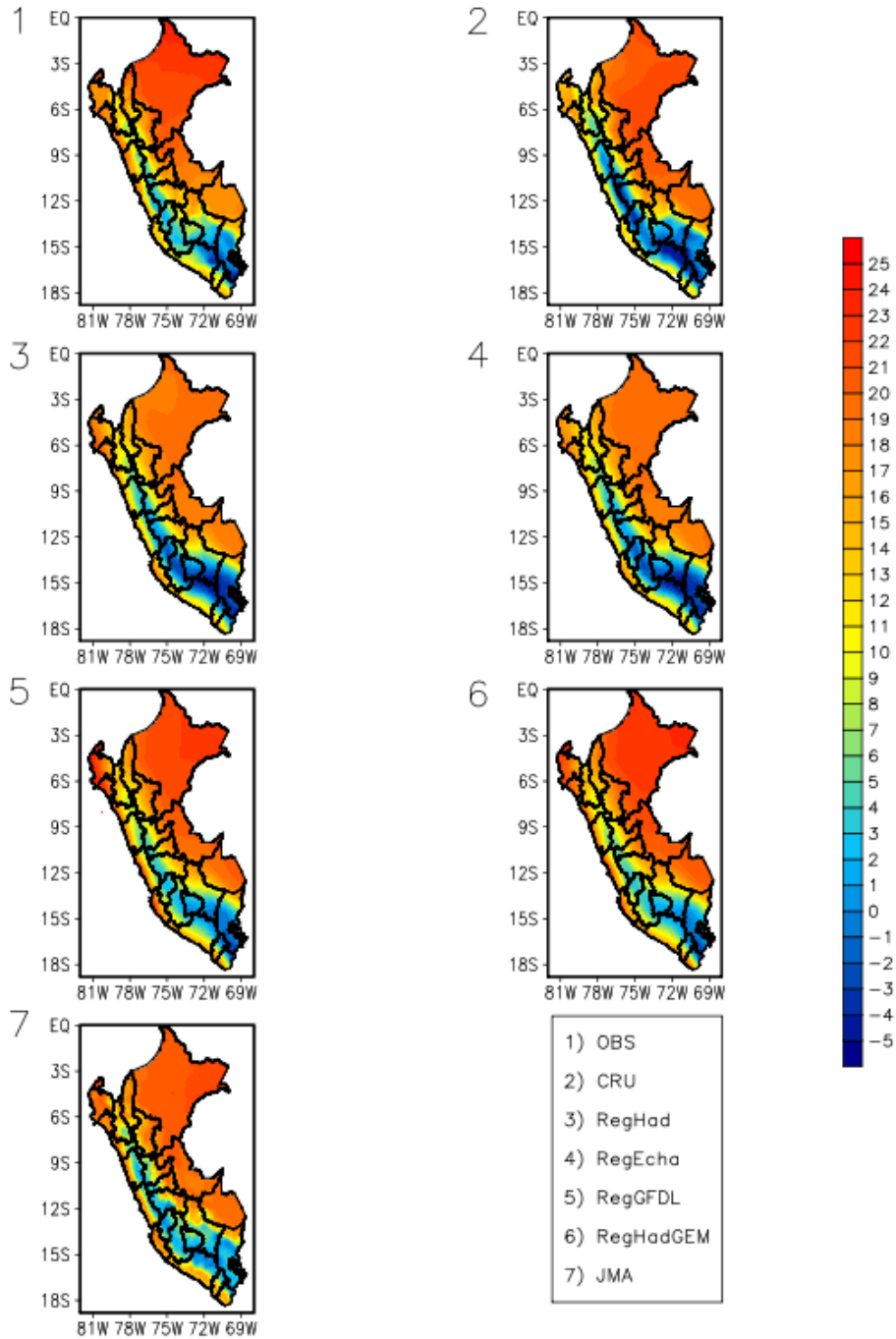


Figura 5.23 Climatología de la temperatura mínima (°C) para SON. (1) Observaciones, 1965-2008, (2) CRU, 1971-2000, (3). RegHad, 1960-1990, (4) RegEcha, 1960-1990, (5) RegGFDL, 1971-2000, (6) RegHadGEM, 1971-2000, (7) JMA, 1979-2003.

Para primavera (Figura 5.24) los diagramas de Taylor, muestran que para la ZN y ZSE, el modelo JMA, es el que mejor estadísticas tiene, con correlaciones de 0.7 y bajos RMSD. En la ZC, el modelo JMA repite como el que mejor simula el patrón de temperatura mínima, mostrando correlaciones de 0.7 y una desviación estándar similar a la observación. En la ZS,

JMA también presenta el mejor patrón de correlaciones respecto a las observaciones, sin embargo, muestra una mayor amplitud en su desviación estándar, respecto a la observación.

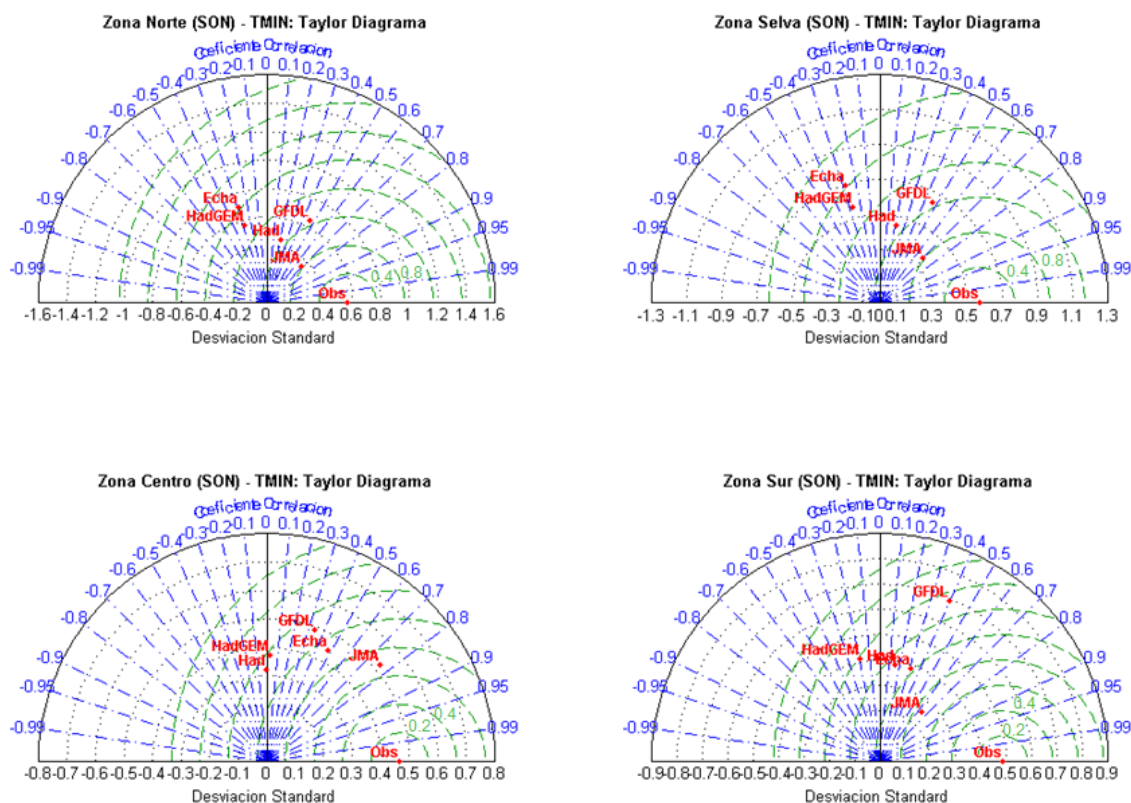


Figura 5.24 Diagrama de Taylor para el patrón de temperatura mínima de primavera durante el periodo 1979-1990. (1) Zona Norte, (2) Zona Selva, (3), Zona Centro (4) Zona Sur.

## 5.2. Ciclo Anual

Tras el análisis estacional ahora se llevará a cabo un análisis anual pero centrándonos en las regiones peruanas de interés. La Figura 5.25, muestra los subdominios en los que se harán los análisis de los ciclos anuales de precipitación y de temperatura máxima y mínima, estas zonas han sido seleccionadas por ser importantes áreas de gran interés socioeconómico y con una importante variabilidad climática. A partir de ahora la nomenclatura para referirse a los subdominios será: ZN (Zona Norte), ZSE (Zona Selva), ZC (Zona Central) y ZS (Zona Sur).

### 5.2.1 Ciclo Anual de Precipitación

En la zona norte, ZN, la precipitación observada muestra un ciclo anual bien definido, alcanzando un máximo de 4 mm/día en la estación húmeda entre enero-abril y un mínimo de 0 mm/día en la estación seca entre julio-agosto. Las simulaciones del RegCM3 (RegHad, RegEcha), representan correctamente la fase del ciclo anual en esta región, sin embargo estas



simulaciones presentan valores mayores ( $\approx 1$  y  $2$  mm/día) en la estación lluviosa. En los experimentos con RegCM4 el modelo RegHadGEM, representan bien el ciclo anual y sus valores, tanto en la estación húmeda como seca ( $\approx 0.5$  mm/día); el modelo RegGFDL, aunque representa un ciclo anual bien definido los valores de precipitación son sobrestimadas en la estación húmeda ( $\geq 8$  mm/día). El modelo de alta resolución JMA, también presenta un ciclo anual bien definido para la ZN, pero sobrestima la precipitación en la estación lluviosa ( $\geq 5$  mm/día), y en la estación seca ( $\geq 1$  mm/día) (Figura 5.26 [ZN]).

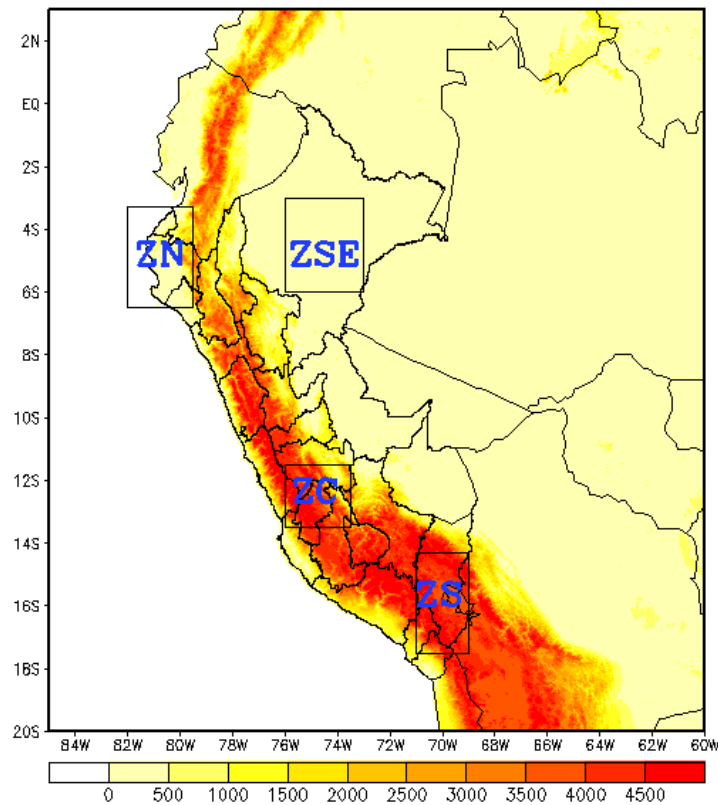


Figura 5.25 Topografía del Perú y subdominios para el análisis del ciclo anual ZN (Zona Norte), ZSE (Zona Selva), ZC (Zona Central), ZS (Zona Sur).

Para la ZSE, las observaciones muestran un ciclo semi-anual con dos máximos en los meses de abril y noviembre con una media de precipitación entre  $9$  y  $7$  mm/día, respectivamente. En general los modelos tienden a reproducir el ciclo semi-anual de precipitación (Seth et. al., 2007; Bonam et al., 2002). Las simulaciones de los modelos RegCM3 reproducen el ciclo anual, pero sobrestiman las lluvias en los periodos húmedos en torno a los  $3$  mm/día, y en la estación seca la sobrestimación es de  $\approx 1$  mm/día. Las simulaciones con el modelo RegCM4, tienden a representar el ciclo semianual de lluvia, sin embargo los valores de sus máximos y mínimos son sobrestimados y subestimados, respectivamente, llegando a tener algunos errores

5. Evaluación del Clima Presente sobre Perú

en sus máximos de  $\approx 3$  mm/día y en sus mínimos de entre 2 y 3 mm/día. Las simulaciones con el modelo JMA reproducen el ciclo anual de lluvia, pero también aquí las precipitaciones en las estaciones húmedas y secas son sobrestimadas en  $\approx 2$  y 1 mm/día respectivamente (Figura 5.26 [ZSE]).

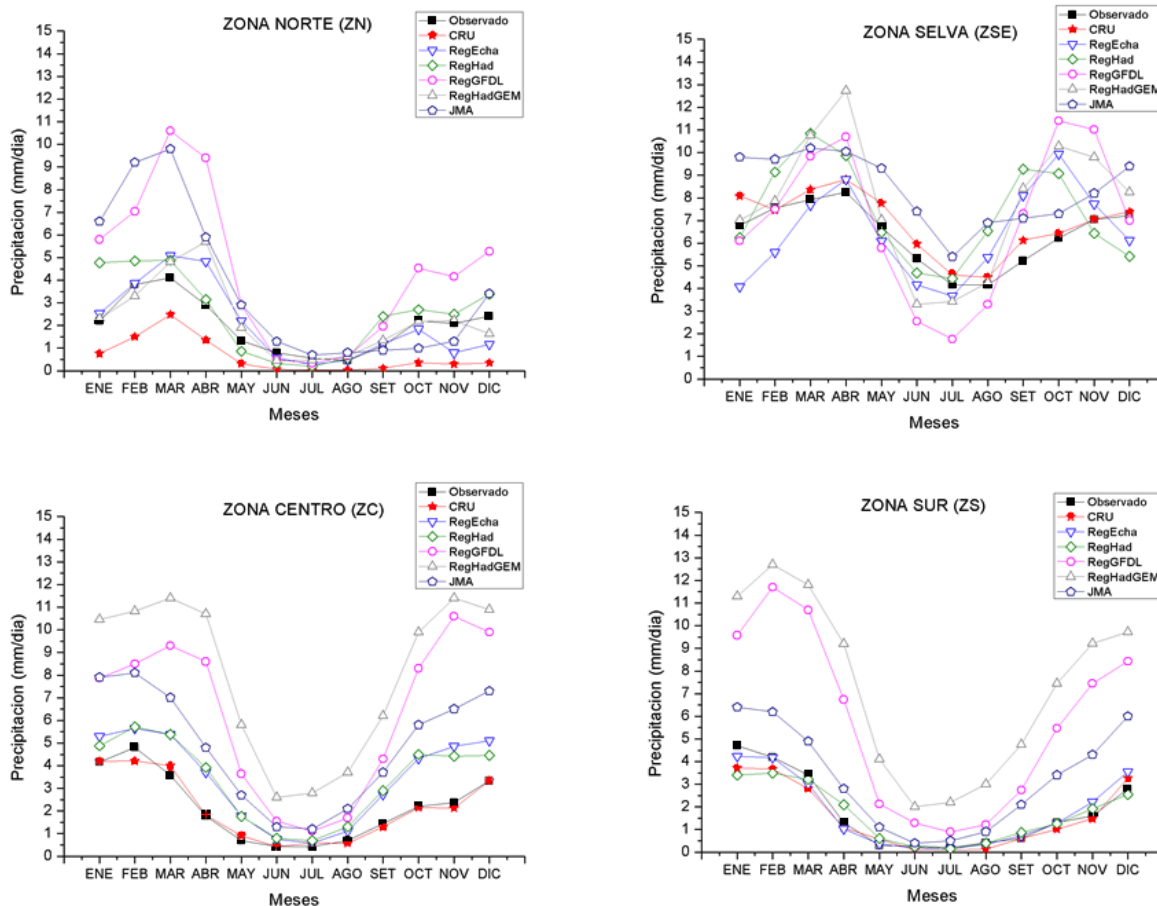


Figura 5.26 Ciclo anual de precipitación (mm/día).

La Zona Centro, presenta una mayor amplitud en el ciclo anual de lluvias presentando un periodo seco (húmedo) de mayo a agosto (septiembre a abril), con máximos en el periodo seco (húmedo) de 0.5 mm/día (4 mm/día). Las simulaciones con RegCM3, muestran un ciclo anual más o menos en fase con las observaciones, con valores que sobrestiman ( $\approx 2$  mm/día) las precipitaciones al inicio del periodo húmedo mientras que en los meses de mayor precipitación las intensidades son solo sobrestimadas en (0.6 mm/día), durante el periodo seco las precipitaciones son sobrestimadas en (0.5 mm/día). Las simulaciones con el RegCM4, en el periodo húmedo presentan valores mucho más altos (en torno a los 7 mm/día) que los de las observaciones, en el periodo seco los modelos tienden a ser más próximos a las observaciones ( $\approx$  entre 0.5 y 1 mm/día). Las simulaciones con el modelo JMA, presentan un ciclo anual perfectamente en fase con las observaciones, sin embargo las

intensidades en el periodo más húmedo (EFM) presentan errores de 4 mm/día y en el periodo seco los errores están alrededor de 0.8 mm/día. Un error común de los modelos climáticos en la región es la sobrestimación de lluvias, normalmente es atribuido a la modulación de los Andes en los modelos globales (Cavalcanti et al., 2002; Marengo et al., 2003; Seth y Rojas, 2003; Li et al., 2006; Seth et al., 2007) (Figura 5.28 [ZC]).

Por último el ciclo anual de precipitaciones en la zona Sur (ZS), presenta un ciclo anual con un periodo húmedo que va de noviembre a marzo, con máximos de 5 mm/día, y un periodo seco con 0.1 mm/día en los meses de junio a agosto. Las simulaciones con RegCM3, representan correctamente el ciclo anual y sus valores. Los modelos RegCM4, representan bien la configuración del ciclo anual, pero los valores de las precipitaciones son sobrestimados tanto en el periodo húmedo como seco, con errores de 7 a 8 mm/día en el primer caso y de 1 a 2 mm/día en el segundo. El modelo JMA, representa muy bien la fase del ciclo anual, sin embargo sobrestima las precipitaciones durante todo el año con errores que van de de 1 a 3 mm/día. (Figura 5.26 [ZS]).

En la Tabla 5.1 se muestran las medidas de dispersión estadística de los ciclos anuales de precipitación de las cuatro zonas seleccionadas y para los diferentes modelos utilizados. En la ZN el modelo que presenta un menor sesgo es el RegGFDL, aunque es el RegEcha el que presenta una mejor correlación con el ciclo anual siendo los valores de sus RMSE muy similares. En la ZSE es el modelo japonés, JMA, el que presenta una mejor correlación aunque posee un sesgo demasiado alto en comparación por ejemplo con el del modelo RegEcha que además es el que presenta una menor RMSE para esta zona. En la ZC de nuevo el modelo JMA presenta una muy alta correlación pero presenta valores de sesgo y RMSE demasiado altos dejando al modelo RegEcha seguido del RegHad con una mejor estadística para esta zona. Por último en la ZS el modelo RegEcha es de nuevo y casi sin duda el que mejor representa el ciclo anual de esta zona seguido muy de cerca por el modelo RegHad.

		Norte PP	Selva PP	Centro PP	Sur PP
Observado	Media	3.43	6.30	2.10	1.75
RegEcha	Media	4.38	6.40	2.99	1.77
	Bias	0.95	0.10	0.89	0.02
	RMSE	0.74	0.79	0.97	0.30
	Corr	0.94	0.84	0.94	0.97
RegHad	Media	4.23	6.87	2.89	1.68
	Bias	0.80	0.57	0.79	-0.07
	RMSE	0.93	0.98	1.01	0.34
	Corr	0.97	0.89	0.93	0.96
RegGFDL	Media	4.12	7.02	6.28	4.40
	Bias	0.69	0.72	4.18	2.65
	RMSE	0.79	0.89	4.78	3.63
	Corr	0.86	0.74	0.79	0.68
RegHadGEM	Media	4.40	7.76	8.05	7.21
	Bias	0.97	1.46	5.95	5.46
	RMSE	0.99	2.38	6.34	4.70
	Corr	0.84	0.80	0.83	0.60
JMA	Media	5.70	7.39	4.86	3.60
	Bias	2.27	1.09	2.76	1.85
	RMSE	1.40	1.20	2.94	2.87
	Corr	0.79	0.92	0.96	0.81

Tabla 5.1 Índices estadísticos del ciclo anual de la precipitación (media, bias, raíz cuadrada del error medio cuadrático: RMSE y correlación: Corr) de 4 subdominios en el Perú. De los modelos (RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA).

### 5.2.2 Ciclo Anual de Temperatura Máxima

La Figura 5.27 muestra el ciclo anual de la temperatura máxima para las simulaciones con RegCM3 (RegHad, RegEcha), RegCM4 (RegGFDL, RegHadGEM), JMA y para las observaciones (OBS y CRU) en los diferentes subdominios considerados.

Las temperaturas máximas en la zona norte (ZN), presentan un ciclo anual bien configurado, con sus valores máximos entre diciembre y marzo ( $32^{\circ}\text{C}$ ) y sus mínimos en los meses de invierno entre junio y agosto ( $27^{\circ}\text{C}$ ). Las simulaciones con RegCM3 presentan una discrepancia en su ciclo anual respecto a las observaciones, mostrando temperaturas mucho más cálidas ( $\approx 1$  y  $3^{\circ}\text{C}$ ) en el periodo frío y en los meses de transición (otoño y primavera), este error sistemático se presenta con mayor énfasis en el modelo RegEcha. Las simulaciones del RegGFDL no simulan correctamente el ciclo anual, de forma que las temperaturas máximas las dan en invierno y las mínimas en verano. El modelo RegHadGEM subestima las temperaturas aunque simula el ciclo anual. La simulación con el modelo de alta resolución JMA, muestra un ciclo anual bien definido, sin embargo subestima las temperaturas de todo el año en alrededor de  $4^{\circ}\text{C}$ . Esta región del Perú está muy influenciada por la temperatura superficial del mar (TSM), y por el fenómeno ENSO (área NIÑO1+2), calentamientos y

enfriamientos alteran la TSM frente a la costa peruana, a través de resurgencias de aguas subsuperficiales y consecuentemente afecta al intercambio turbulento del océano-atmósfera que determinan el régimen de temperaturas en la región (Cavalcanti et al., 2009; Berlato y Fontana, 2003; Silva, 2000).

Para la zona de selva (ZSE), las temperaturas observadas no presentan un rango térmico demasiado grande manteniendo valores entre 31°C y 32°C. Las simulaciones de los modelos son bastante deficientes presentando errores y discordancias grandes principalmente en los meses de transición (Figura 5.27 [ZSE]).

Las temperaturas observadas en la zona centro (ZC), muestran valores más bajos con respecto a zonas anteriores, presentando valores entre 18°C y 20°C a lo largo de todo el año. Las simulaciones con el modelo RegCM3, subestiman las temperaturas principalmente en los meses fríos, con errores de 1.0°C aproximadamente. Los modelos RegCM4, no describen bien el ciclo anual de temperaturas en esta zona, subestimando las temperaturas a lo largo de todo el año con mayores discordancias en los meses invernales. El modelo JMA, es el que mejor representa el ciclo anual en esta zona, sin embargo tiende a subestimar las temperaturas en aproximadamente 3.0°C a lo largo de todo el año. Estos errores sistemáticos podrían estar asociados a la sobrestimación de las precipitaciones en esta región por los modelos (Figura 5.27 [ZC]).

En la zona sur (ZS), la más fría, el ciclo anual de temperaturas no presenta un amplio rango térmico mostrando un máximo entre 15°C y 16°C y un mínimo de 14°C en los meses fríos. Las simulaciones con RegCM3, muestran una coherencia con las observaciones a largo del todo el año, presentando errores de 1°C, en los meses más cálidos. Las simulaciones con RegCM4, no simulan correctamente el ciclo anual observado, mostrando errores groseros de hasta 6°C en los meses de verano. Esto puede ser debido a la sobrestimación de precipitaciones en los meses de verano observada en la Figura 5.26. La simulación con el modelo JMA, presenta un ciclo anual coherente con el observado, sin embargo muestra una diferencia grande principalmente en los meses fríos (Figura 5.27 [ZS]).

5. Evaluación del Clima Presente sobre Perú

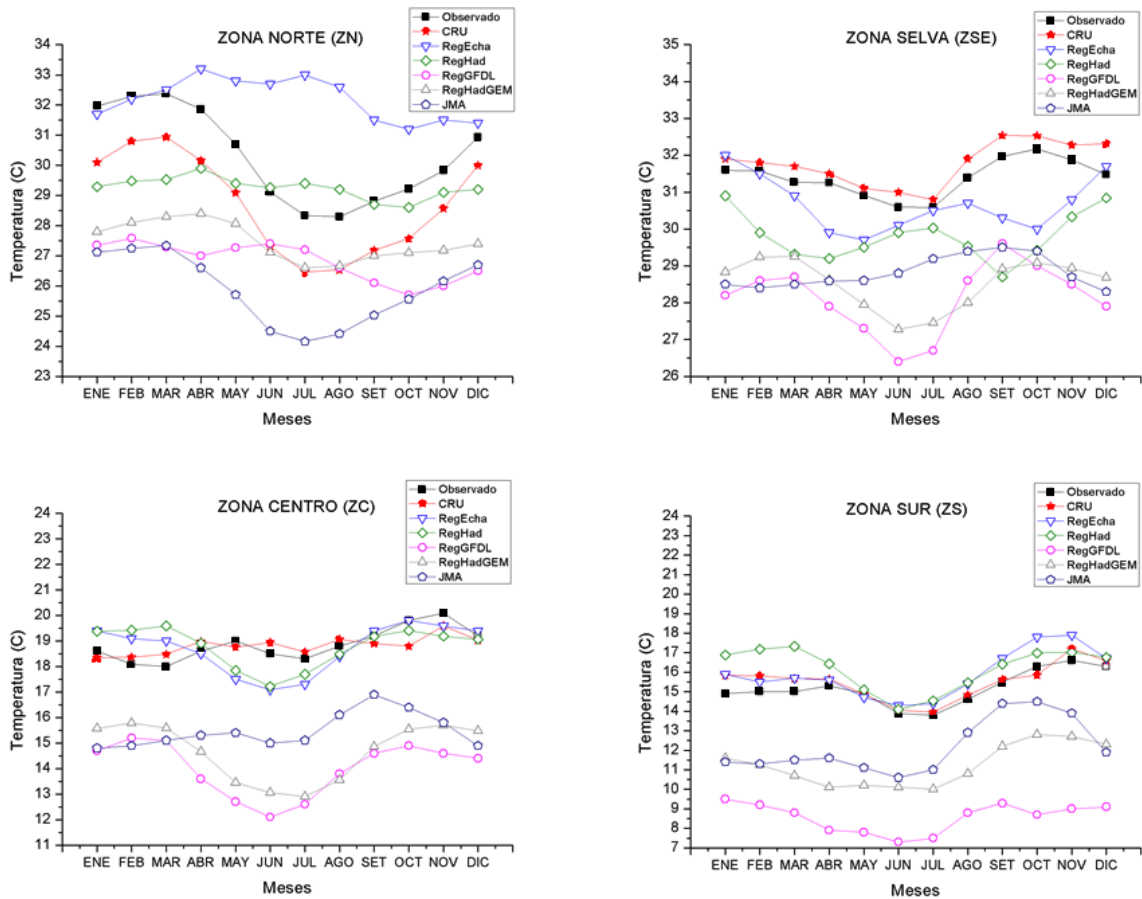


Figura 5.27 Ciclo anual de la temperatura máxima (°C).

En la Tabla 5.2 se muestran las principales medidas estadísticas que relacionan los ciclos anuales de la temperatura máxima simulados por los diferentes modelos y los obtenidos con las observaciones para las cuatro áreas de interés. En la ZN, los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL no simulan correctamente el ciclo anual en esta zona, mostrando correlaciones muy bajas y errores altos, esto puede deberse a que no estén modulando bien la variabilidad interanual asociada al ENSO y la gran influencia que tiene para esta zona los cambios de la TSM. Los modelos JMA y RegHadGEM presentan sin embargo valores altos de correlación aunque sus bias y RMSE siguen siendo muy altos. En la ZSE, los modelos RegEcha, RegHad y JMA, muestran valores muy bajos de correlaciones ya que como se observó en la Figura 5.27 sus ciclos anuales no eran coherentes con el de las observaciones. RegGFDL y RegHadGEM sin embargo sí muestran valores de correlación superiores a 0.9 y 0.8, respectivamente, sin embargo presenta elevados valores del bias y del RMSE. En la ZC, solo el modelo JMA presenta una correlación superior a 0.85 aunque sus valores de bias y RMSE siguen siendo muy elevados en este caso los modelos RegEcha y RegHad son los únicos que presentan valores de bias y RMSE bajos pero no representan bien el ciclo anual como así lo

atestigua los bajos valores de correlación. En la ZS, es en la única en la que los modelos dan resultados aceptables tanto en términos de correlación como de bias y RMSE, en esta zona son los RegHad y RegEcha, los que presentan unas mejores estadísticas en su conjunto ya que presentan valores bastante altos de correlación y los valores más bajos de bias y RMSE.

		Norte T. Max	Selva T. Max	Centro T. Max	Sur T. Max
Observado	Media	30.31	31.38	18.85	15.17
RegEcha	Media	32.19	30.67	18.78	15.88
	Bias	1.88	-0.71	-0.14	0.71
	RMSE	2.47	1.04	0.83	2.99
	Corr	0.05	0.23	0.47	0.93
RegHad	Media	29.50	29.79	18.78	16.10
	Bias	-1.06	-1.59	-0.07	1.01
	RMSE	1.69	1.79	0.88	1.23
	Corr	0.59	-0.09	0.18	0.73
RegGFDL	Media	26.83	28.11	14.03	8.57
	Bias	-3.48	-3.58	-4.83	-6.60
	RMSE	3.71	3.31	4.96	6.60
	Corr	0.49	0.91	0.17	0.58
RegHadGEM	Media	24.47	28.50	14.68	11.22
	Bias	-2.83	-2.87	-4.17	-3.95
	RMSE	4.46	2.89	4.30	4.30
	Corr	0.93	0.82	0.26	0.85
JMA	Media	25.87	28.80	16.60	12.17
	Bias	-4.43	-2.57	-2.18	-3.00
	RMSE	3.15	2.90	2.21	3.15
	Corr	0.95	0.21	0.86	0.69

Tabla 5.2 Índices estadísticos del ciclo anual de la temperatura máxima (media, bias, raíz cuadrada del error medio cuadrático: RMSE y correlación: Corr) de 4 subdominios en el Perú. De los modelos (RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA).

### 5.2.3 Ciclo Anual de Temperatura Mínima

El ciclo anual de la temperatura mínima para las simulaciones con RegCM3 (RegHad, RegEcha), RegCM4 (RegGFDL, RegHadGEM), JMA y para las observaciones (OBS y CRU) en los subdominios analizados, es mostrado en la Figura 5.28.

La Zona Norte (ZN), presenta un ciclo anual muy bien definido con máximos entre 22°C y 23°C en los meses de verano y mínimos entre 17°C y 18°C en los meses de invierno. Se observa una discrepancia entre los valores observados para esta zona por las estaciones consideradas y la base de datos CRU que subestima en casi 3°C las temperaturas a lo largo de todo el año. Las simulaciones con RegCM3, muestran discrepancias respecto al ciclo anual en esta zona, no simulan bien los valores subestimando las temperaturas en los meses cálidos. Las simulaciones con RegCM4, muestran una mejor concordancia con respecto a la simulación del ciclo anual, mostrando los mayores desfases en los valores de los meses de invierno y primavera ( $\approx 1^\circ\text{C}$  y  $3^\circ\text{C}$ ). La simulación con el modelo japonés JMA, muestra un

ciclo anual coherente con el de las observaciones, con errores mínimos de 0.5°C en los meses de invierno y primavera (Figura 5.28 [ZN]).

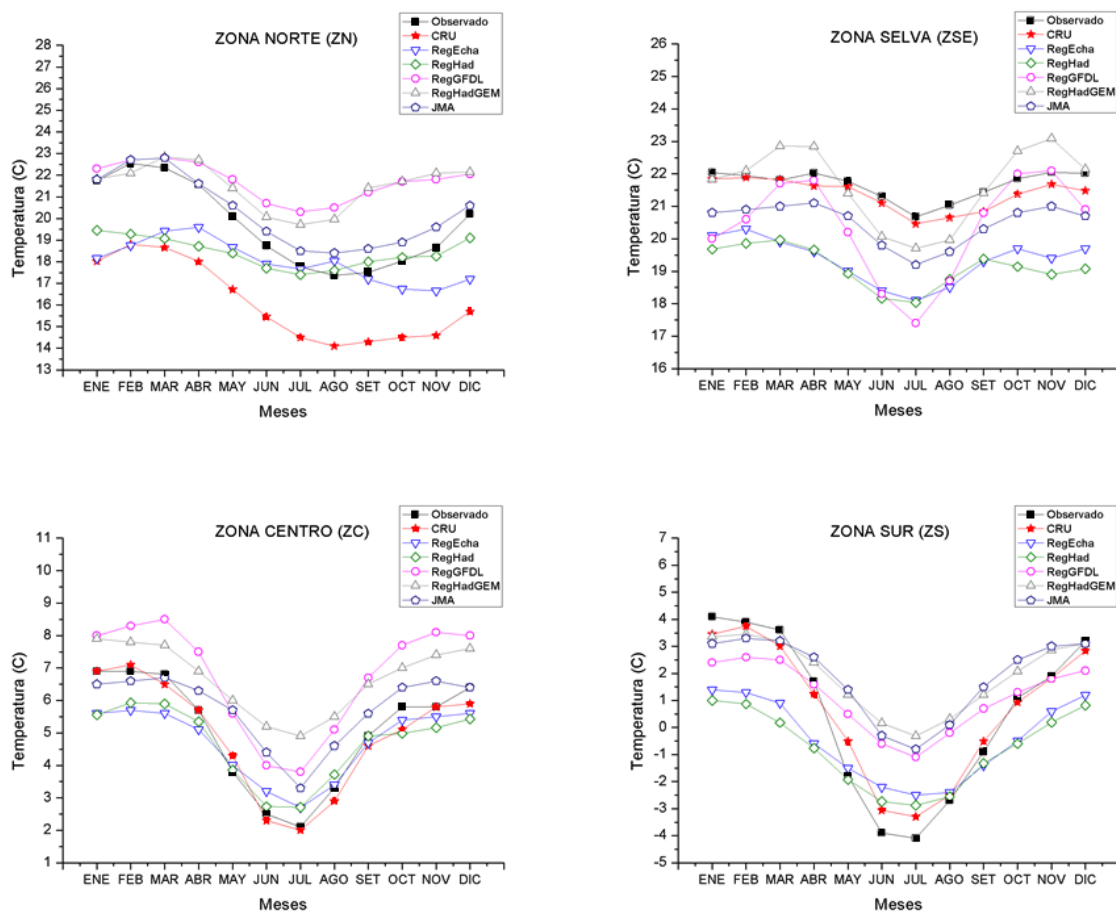


Figura 5.28 Ciclo anual de la temperatura mínima.

La Zona Selva (ZSE), al igual que ocurría con la temperatura máxima, no presenta un amplio rango térmico de temperaturas mínimas, los valores oscilan entre 21° y 22°C, a lo largo de todo el año. Las simulaciones con RegCM3, muestran un ciclo anual similar al de las observaciones, sin embargo los valores subestiman las temperaturas en unos 3°C a lo largo de todo el año. Las simulaciones con RegCM4, presentan subestimaciones (sobrestimaciones) en los meses de invierno (verano). La simulación del modelo JMA, tiene una buena simulación del ciclo anual, sin embargo, respecto a las observaciones tiende a subestimar en torno a 1°C los valores de las temperaturas (Figura 5.28 [ZSE]).

La Zona Centro (ZC), presenta en su ciclo anual un mínimo en los meses fríos, y dos máximos en los meses, de enero – marzo y octubre – diciembre. Las simulaciones del RegCM3 representan correctamente el ciclo anual, y en cuanto a los valores de las temperaturas presentan desviaciones de hasta 1.5°C en los meses de verano. Los experimentos con RegCM4, simulan coherentemente el ciclo anual de temperatura, sin embargo



sobrestiman las temperaturas a lo largo de todo el año con errores de hasta 2°C. La simulación con el modelo JMA, muestra un ciclo anual bien definido respecto a las observaciones, mostrando errores de 1.5°C en los meses de invierno y de 1°C en los meses de primavera, (Figura 5.28 [ZC]).

La Zona Sur (ZS), es la que presenta un mayor rango térmico de entre todas las zonas analizadas, posee dos máximos en los meses del periodo lluvioso, con valores que pueden llegar hasta los 4°C y un mínimo de -4°C en los meses de invierno. Los experimentos con RegCM3, simulan un ciclo anual más suavizado que el obtenido con las observaciones, presentando desviaciones de 1°C tanto en los meses de verano como en los de invierno. Las simulaciones con el RegCM4, simulan correctamente el ciclo anual, teniendo una mejor simulación en los meses asociados al periodo lluvioso, en los meses de invierno, sobrestiman las temperaturas en casi 4°C. La simulación con el modelo JMA, presenta un ciclo anual bien definido y acorde con las observaciones, sin embargo presenta desviaciones similares a las observadas con los modelos del RegCM4 (Figura 5.28, [ZS]).

En la Tabla 5.3 se muestran los estadísticos de los ciclos anuales de la temperatura mínima. En la ZN, es el modelo JMA el que mejor estadística presenta con la mejor correlación, el RMSE más bajo y un bias algo alto pero no mucho peor que el de los otros modelos. Para la ZSE, JMA de nuevo representa coherentemente el ciclo anual respecto a lo observado, obteniendo índices estadísticos aceptables, los demás modelos presentan peores estadísticas por lo explicado ya en la Figura 5.28 de que no son capaces de reproducir correctamente las temperaturas de invierno y de verano en el ciclo anual. En la ZC, prácticamente todos los modelos presentan una muy buena estadística, mostrando correlaciones muy altas ( $> 0.94$ ), valores de bias por debajo de 1 en los modelos JMA, RegEcha y RegHad y valores de RSME entorno a 0.75 en RegEcha y RegHad. Por último en la ZS, los modelos repiten su buena correlación con las observaciones del ciclo anual aunque en esta zona los valores de los bias y RMSE son un poco más elevados que los observados en la ZC debido a las subestimaciones de las temperaturas de verano y las sobrestimaciones de las temperaturas de invierno observadas en algunos modelos tal y como se explicó al describir la Figura 5.28.

		Norte T. Min	Selva T. Min	Centro T. Min	Sur T. Min
Observado	Media	19.71	21.66	5.05	0.50
RegEcha	Media	17.99	19.30	4.70	-0.47
	Bias	-1.71	-2.33	-0.37	-0.98
	RMSE	2.10	2.30	0.75	1.84
	Corr	0.72	0.87	0.99	0.97
RegHad	Media	18.43	19.12	4.68	-0.81
	Bias	-1.28	-2.54	-0.39	-1.32
	RMSE	1.83	2.56	0.72	2.06
	Corr	0.89	0.71	0.98	0.98
RegGFDL	Media	21.70	20.30	6.70	1.13
	Bias	1.99	-1.29	1.70	0.63
	RMSE	2.30	1.71	1.73	1.84
	Corr	0.88	0.84	0.99	0.99
RegHadGEM	Media	21.49	21.67	6.70	1.92
	Bias	5.38	0.31	1.63	1.41
	RMSE	2.23	2.23	1.75	2.17
	Corr	0.64	0.89	0.99	0.99
JMA	Media	20.29	20.29	5.75	1.89
	Bias	4.18	-0.87	0.68	1.29
	RMSE	0.60	1.19	1.06	2.10
	Corr	0.98	0.92	0.94	0.98

Tabla 5.3 Índices estadísticos del ciclo anual de la temperatura mínima (media, bias, raíz cuadrada del error medio cuadrático: RMSE y correlación: Corr) de 4 subdominios en el Perú. De los modelos (RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA).

### 5.3. Variabilidad Interanual

En esta sección se han seleccionado 4 de las zonas principales de Perú; Zona Norte (ZN), Zona Selva (ZSE), Zona Centro (ZC) y Zona Sur (ZS) y se ha analizado y comparado con los datos de CRU la variabilidad interanual de las simulaciones de los modelos RegCM3 (RegHad y RegEcha), para el periodo 1960-1990, RegCM4 (RegGFDL y RegHadGEM), para el periodo 1971-2000 y el modelo JMA, para el periodo 1979-2003.

Para llevar a cabo este análisis se removió el ciclo anual y semi-anual de la serie temporal y se suavizó la serie con una media móvil a 3 meses, asimismo se estandarizaron las anomalías de las zonas seleccionadas para las variables elegidas: temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación.

#### 5.3.1 Precipitación

La Figura 5.29 muestra las anomalías estandarizadas de la precipitación para la (ZN). En las simulaciones realizadas con RegCM3 (1960-1990) la variabilidad de la precipitación es amplificada dando valores más altos que las observaciones. El modelo RegHad, responde con mayores precipitaciones en los años de El Niño (líneas verticales rojas) 1972-73, 82-83 y 86-87. Para los años de La Niña (líneas verticales azules), las simulaciones son coherentes con

las observaciones. El modelo RegEcha, sin embargo, no presenta anomalías positivas de precipitación en los años El Niño como cabía esperar en esta zona. En las simulaciones con RegCM4 (1971-2000), la variabilidad es coherente con las observaciones. El modelo RegHadGEM, tiende a sobrestimar los máximos de precipitación. En los años de El Niño (1972-73, 82-83, 86-87, 97-98) el modelo RegGFDL presenta anomalías positivas de precipitación. No obstante, ha de tenerse en cuenta que en esta zona aunque el principal impacto del incremento de las precipitaciones se observa en los años El Niño, existen otros modos climáticos que modulan la precipitación en la zona (Bazo et al., 2013). Finalmente, el modelo JMA (1979-2003), simula la variabilidad con gran habilidad, presentando anomalías positivas de precipitación en los años El Niño (1982-83, 86-87, 97-98) similares a las de las observaciones de CRU aunque con los máximos de las anomalías sobrestimados. La anomalía de precipitación observa durante el evento de La Niña 1988-89 es reproducida con gran similitud por el modelo JMA pero no así la precipitación observada en La Niña 1998-2000. En la ZSE (Figura 5.30), la variabilidad es mucho mayor, esto debido a que es la zona más lluviosa de las seleccionadas. Las simulaciones en general representan con bastante acierto la variabilidad, sin embargo los picos máximos de precipitación observados con la base de datos CRU no son captados ni por los modelos simulados con RegCM3 ni con los simulados por RegCM4, subestimando algunos eventos a escala interanual. Algunos estudios indican que para la zona del Amazonas en años El Niño ocurren anomalías de precipitación negativa (Ropelewski y Halpert, 1987, 1989; Marengo, 1992, Marengo et al., 2004; Uvo et al., 1998) y en años de actuación de La Niña ocurren anomalías positivas de precipitación (Grimm, 2003). Para esta zona la simulación con el modelo JMA, es bastante deficiente.

5. Evaluación del Clima Presente sobre Perú

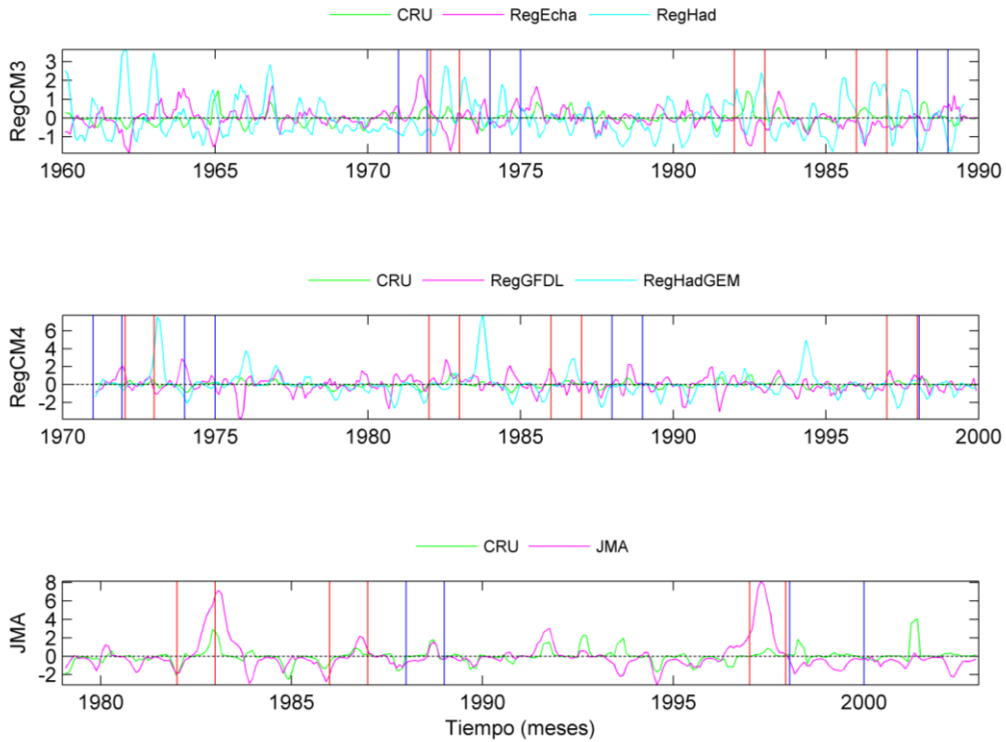


Figura 5.29 Anomalías estandarizadas de la precipitación (mm/día) para la ZN de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la precipitación obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

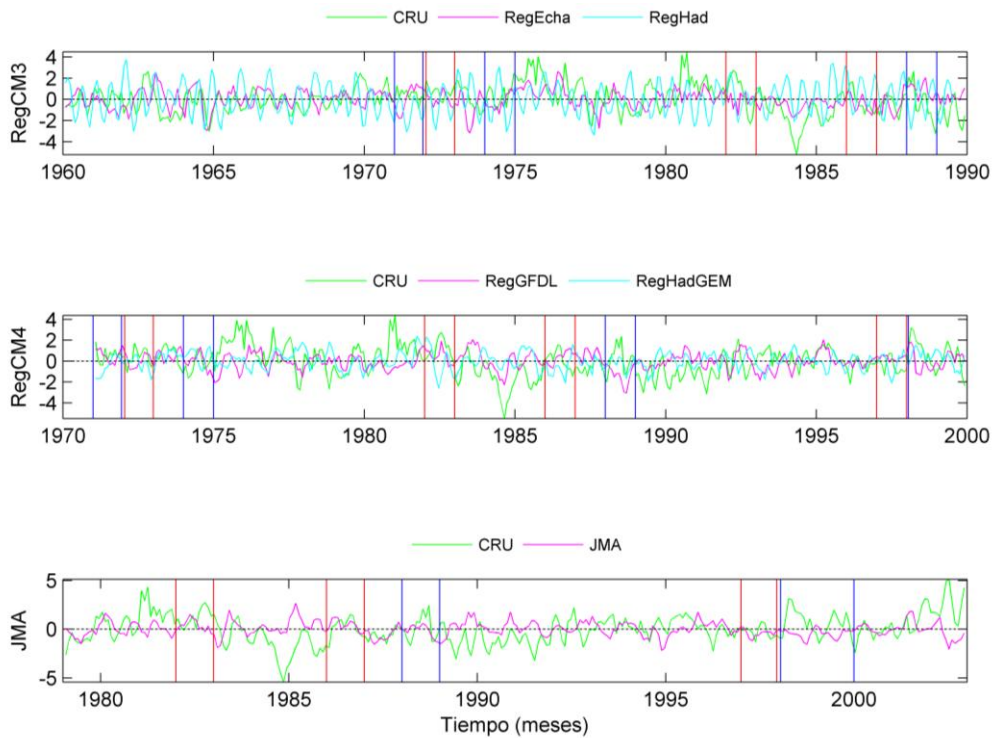


Figura 5.30: Anomalías estandarizadas de la precipitación (mm/día) para la ZSE de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la precipitación obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

La ZC (Figura 5.31), no presenta grandes amplitudes en las anomalías, mostrando sus máximos en los meses de verano. De las cinco simulaciones consideradas, el modelo

RegEcha, es el que representa con mayor similitud las anomalías observadas, en tanto que el modelo RegHad, tiende a maximizar las amplitudes y a mostrar mayor variabilidad. En cuanto a los modelos del RegCM4, RegHadGEM, sobrestima las anomalías tanto positivas como negativas mientras que el modelo RegGFDL, simula con más acierto la variabilidad tanto en fase como en amplitud. Finalmente el modelo JMA no es capaz de reproducir con acierto ni los máximos ni los mínimos registrados por las observaciones.

Finalmente en la ZS, (Figura 5.32), las simulaciones de la variabilidad de la precipitación interanual con los diferentes modelos RegCM3 y RegCM4 y JMA siguen con cierta similitud a las observaciones, aunque en determinados años la amplitud difiere de forma significativa de las observaciones.

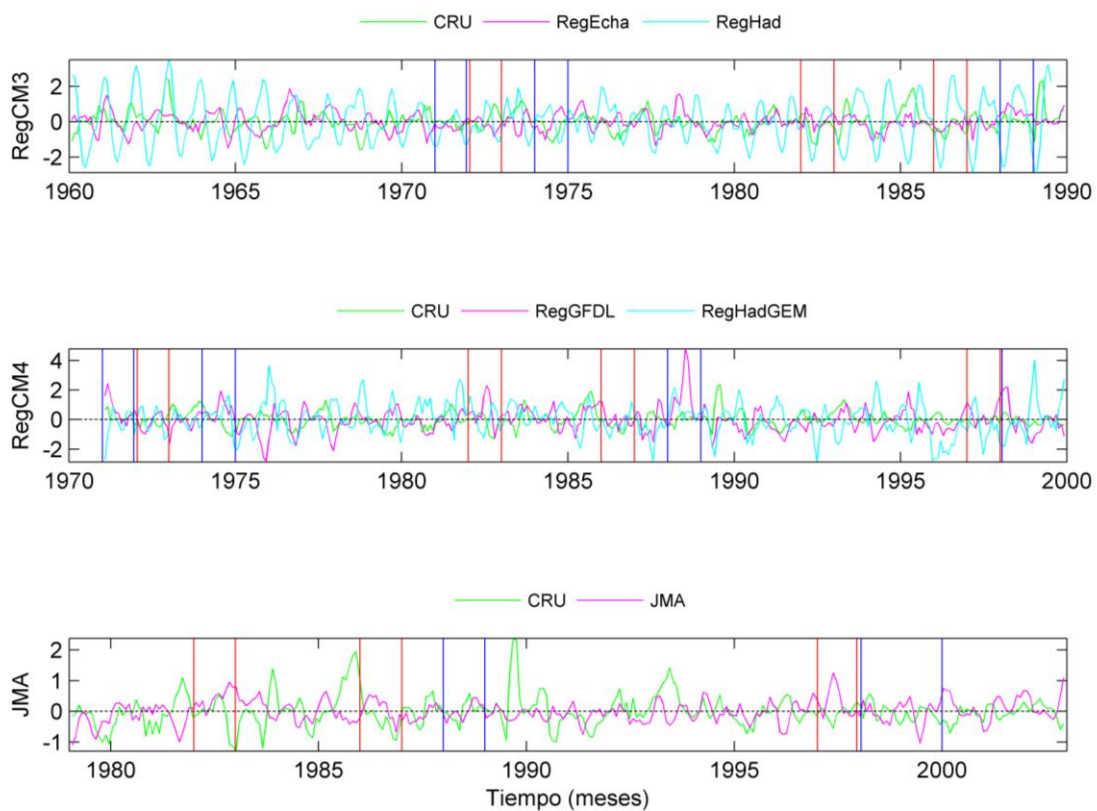


Figura 5.31 Anomalías estandarizadas de la precipitación (mm/día) para la ZC de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la precipitación obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

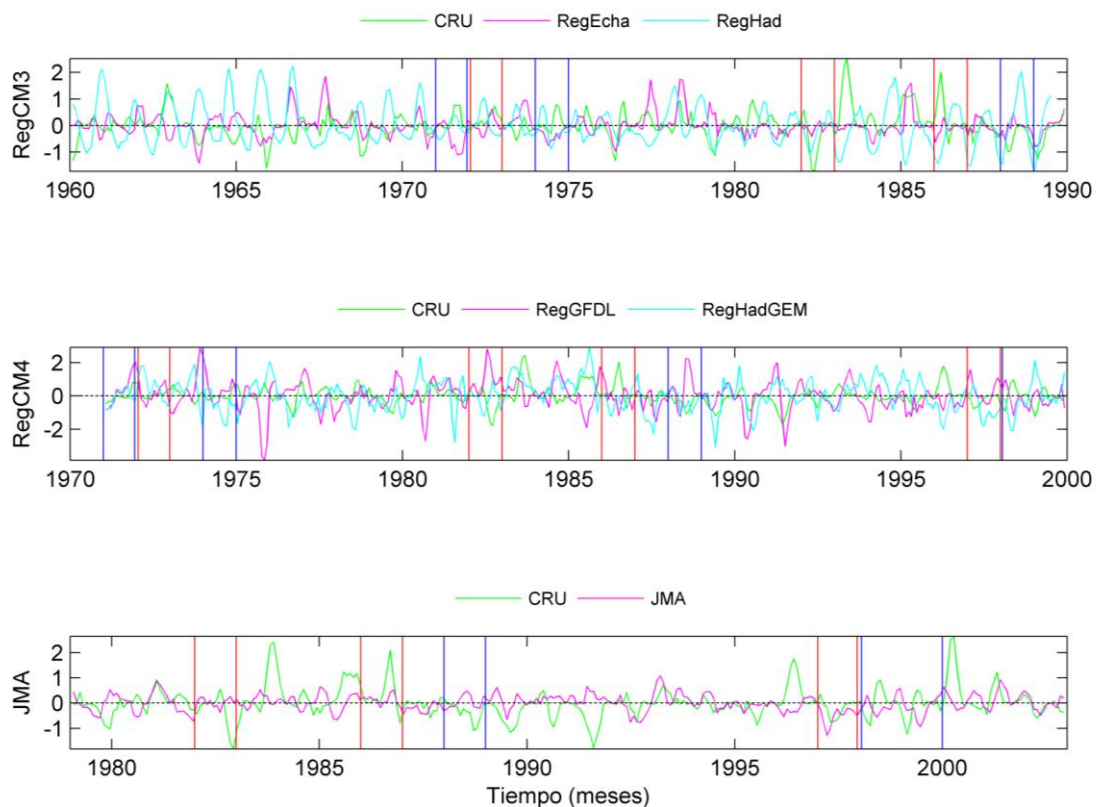


Figura 5.32 Anomalías estandarizadas de la precipitación (mm/día) para la ZS de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la precipitación obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

### 5.3.2. Temperatura Máxima

En cuanto a la variabilidad interanual para la temperatura máxima. En la Figura 5.33 se observa que para la ZN, las simulaciones con RegCM3 y RegCM4, representan con bastante similitud el comportamiento de las anomalías de las temperaturas máximas durante los años La Niña (1974-75, 1987-88, 1998-2000). En los años El Niño los modelos simulan un poco peor la variabilidad de las anomalías mostrando desfases y por lo general subestimando los valores de dichas anomalías. La simulación con el modelo JMA, es bastante coherente con las observaciones de CRU simulando con acierto la variabilidad climática de la zona, tanto en los años El Niño como en los años La Niña.

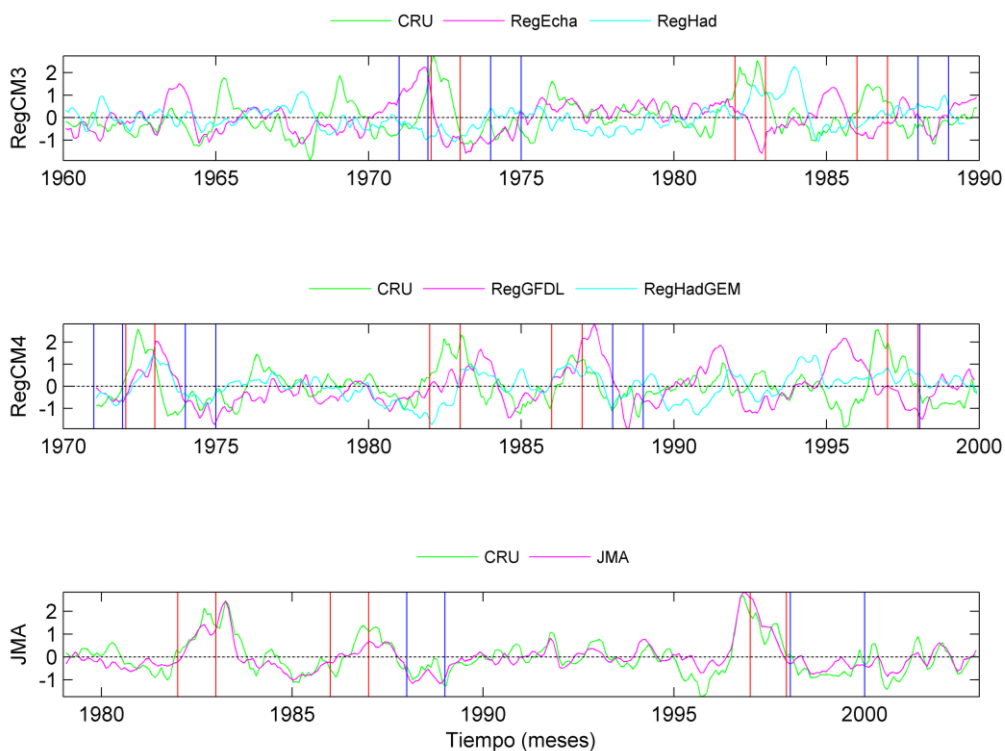


Figura 5.33 Anomalías estandarizadas de la temperatura máxima ( $^{\circ}\text{C}$ ) para la ZN de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura máxima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

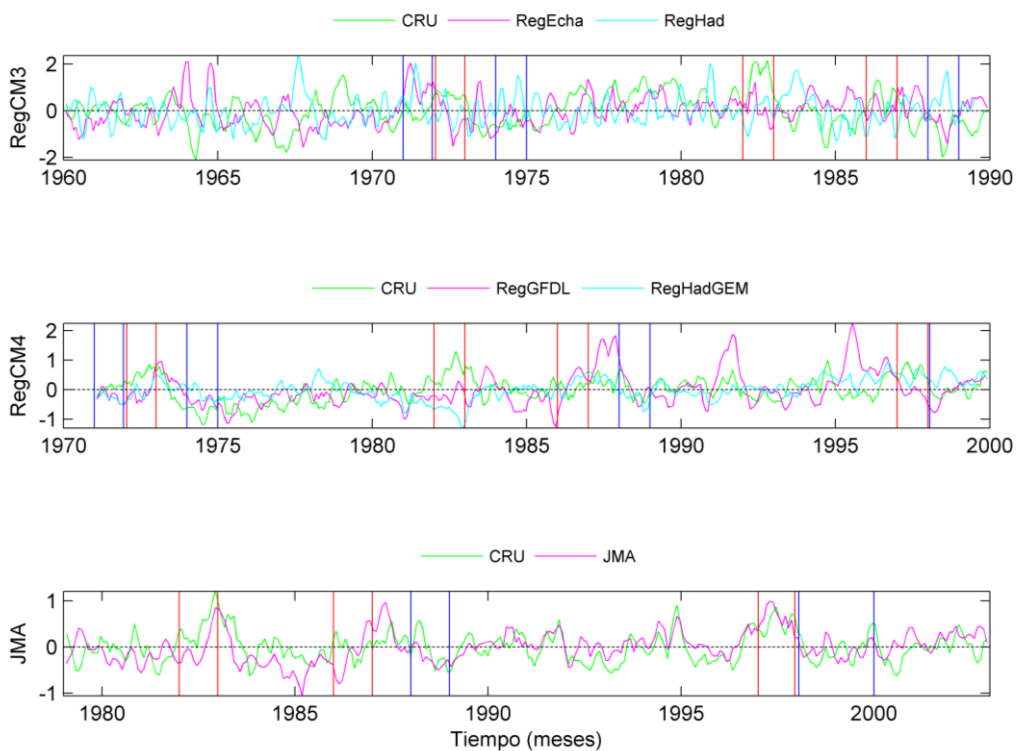


Figura 5.34 Anomalías estandarizadas de la temperatura máxima ( $^{\circ}\text{C}$ ) para la ZSE de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura máxima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

En la zona ZSE (Figura 5.34), las simulaciones de los modelos RegCM3 simulan con acierto la variabilidad de la zona, un punto a destacar es que ambas simulaciones (RegEcha y RegHad), simulan muy bien hasta antes de los 80, luego su variabilidad interanual tiende a declinar. En el RegCM4 se nota que la simulación con RegGFDL es más robusta que la de RegHadGEM, sin embargo, en determinados años es la que presenta los errores más grandes, sin saber cuál puede ser el motivo de dicha sobrestimación. Las simulaciones con JMA, representa coherentemente tanto la variabilidad como la amplitud de las anomalías en esta zona.

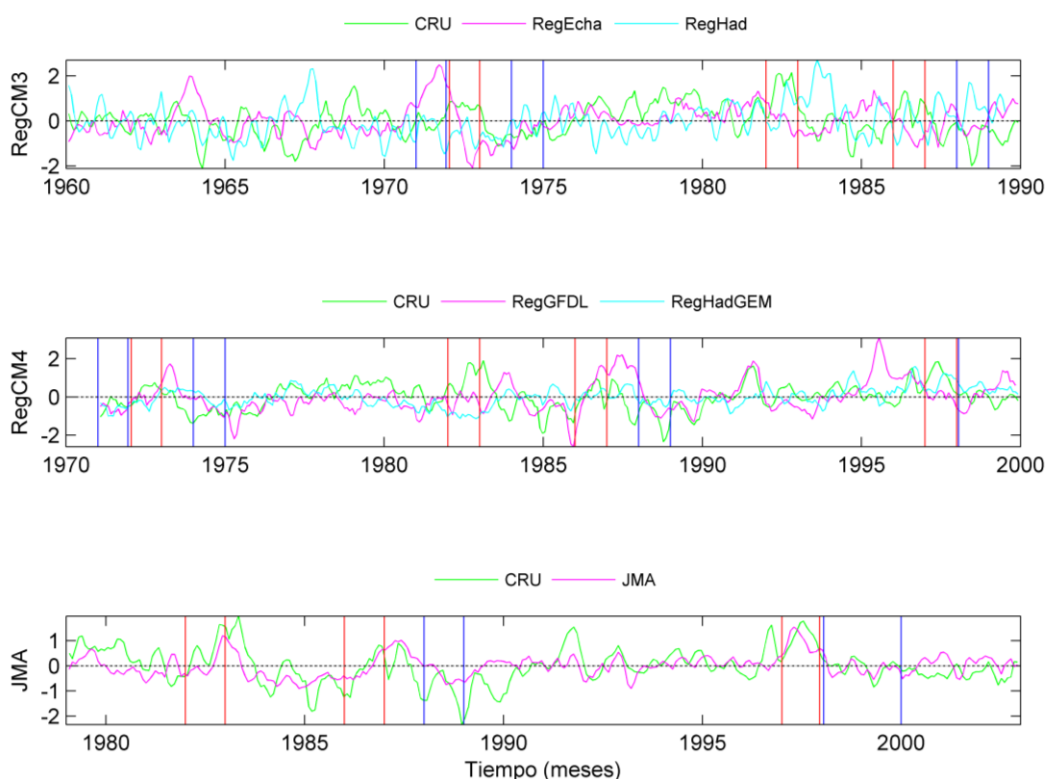


Figura 5.35 Anomalías estandarizadas de la temperatura máxima ( $^{\circ}\text{C}$ ) para la ZC de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura máxima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

En la ZC (Figura 5.35), la simulación con RegEcha no representa bien la variabilidad de temperatura máxima, el modelo RegHad, tiene un mejor comportamiento, sin embargo en algunos periodos subestima y sobrestima las anomalías con mayor amplitud. RegCM4 tiene una mejor representación respecto a las observaciones, siguiendo con bastante similitud el comportamiento de las observaciones en los años El Niño y La Niña. En esta zona el modelo JMA, también demuestra un buen comportamiento, sin embargo, en la mayoría de los años subestima los máximos observados.



La variabilidad de las temperaturas máximas en la ZS (Figura 5.36), muestra que las simulaciones con RegCM3 en general son buenas, sin embargo en algunos periodos ambos modelos sobrestiman las temperaturas. En las simulaciones con RegCM4 el modelo RegGFDL tiende a sobrestimar y subestimar las anomalías, no obstante la variabilidad de ambos modelos es coherente con la de las observaciones. La simulación con JMA, tiene una buena coherencia con las observaciones, siguiendo el comportamiento de las observaciones de CRU tanto en los años El Niño como en los años La Niña.

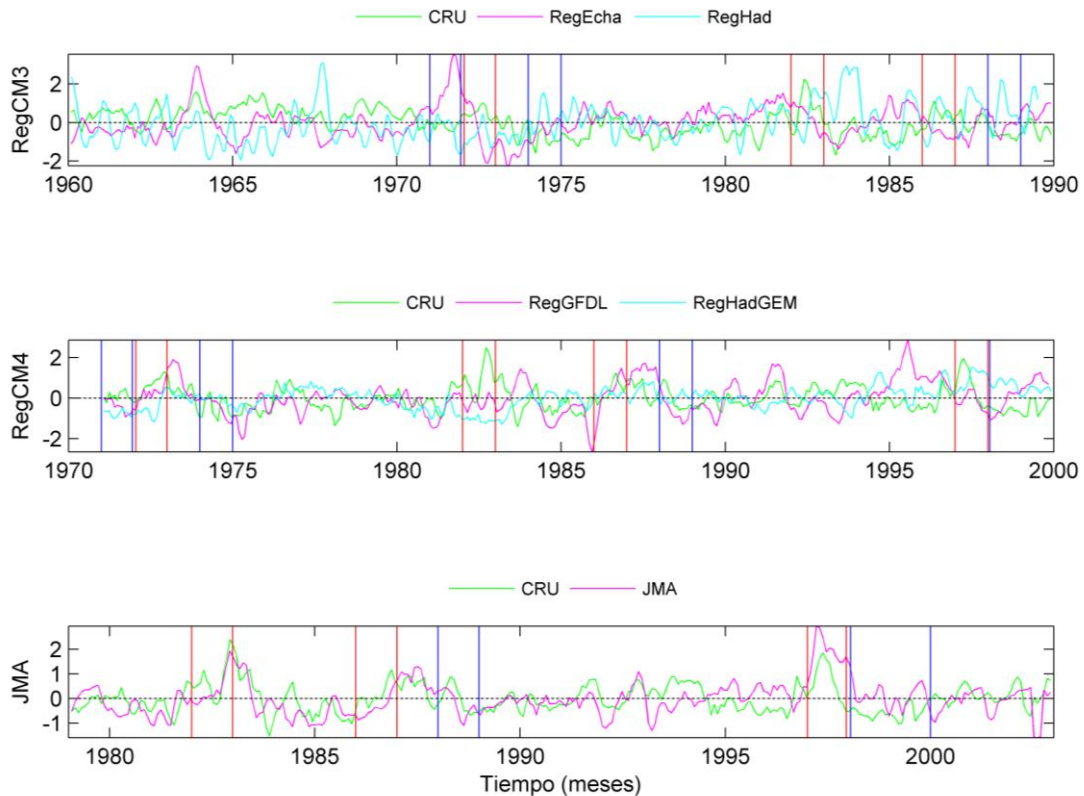


Figura 5.36 Anomalías estandarizadas de la temperatura máxima ( $^{\circ}\text{C}$ ) para la ZS de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura máxima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

### 5.3.3 Temperatura Mínima

En cuanto a las temperaturas mínimas en la ZN (Figura 5.37), la simulación con RegEcha, presenta un cierto desfase con respecto a las observaciones de CRU, más claramente perceptible en los años de máximos y mínimos. RegHad, tiene una variabilidad semejante a lo observado, siguiendo de manera coherente a las observaciones en los años El Niño 1982-83, y 86-87, aunque subestima los valores de las anomalías. JMA representa correctamente la señal de la variabilidad de la temperatura mínima para su periodo, simulando las observaciones de CRU muy bien tanto en los años El Niño como en los años La Niña.

En la ZSE (Figura 5.38), los modelos RegEcha y RegHad, muestran una señal coherente con la observación y RegGFDL tiende a sobrestimar las temperaturas mínimas tanto en las anomalías negativas como positivas, el modelo RegHadGEM simula relativamente bien la variabilidad interanual. Las simulaciones con JMA, representan muy bien la variabilidad de las anomalías observadas por CRU en los años El Niño (1982-83 y 1997-1998) y en los años La Niña (1986-87 y 1998-2000).

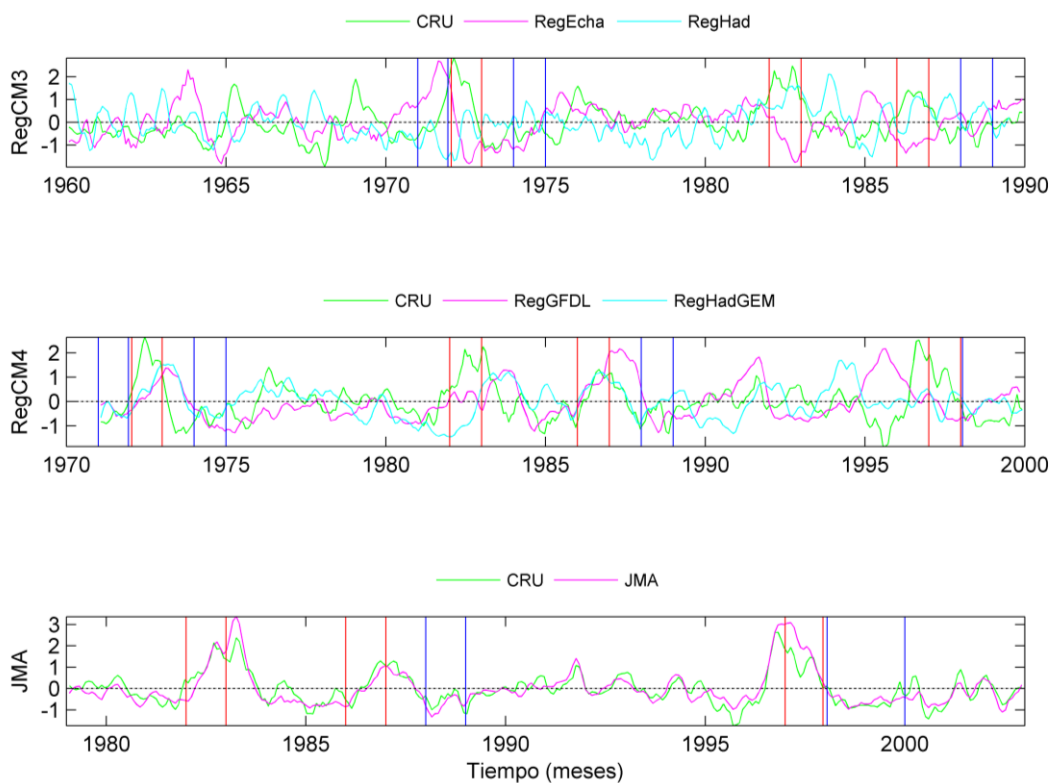


Figura 5.37 Anomalías estandarizadas de la temperatura mínima ( $^{\circ}\text{C}$ ) para la ZN de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura mínima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

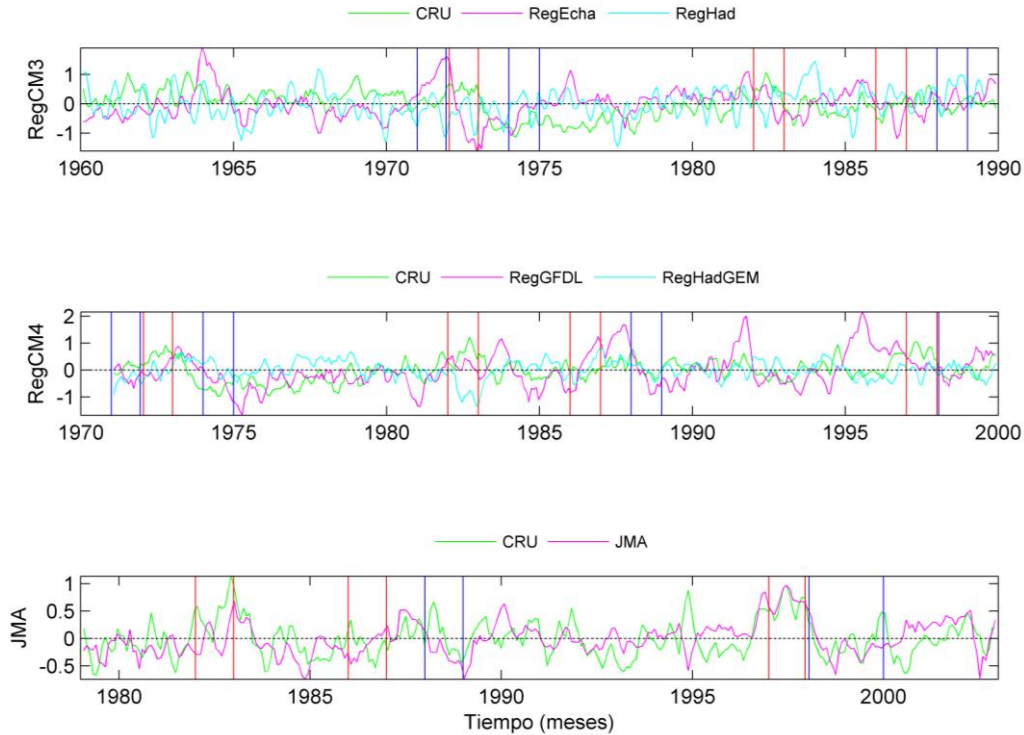


Figura 5.38 Anomalías estandarizadas de la temperatura mínima ( $^{\circ}\text{C}$ ) para la ZSE de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura mínima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

La ZC (Figura 5.39), no tiene una relación directa con El Niño, se encuentra modulada principalmente por procesos radiativos. De los modelos RegCM3, el modelo RegEcha es el que presenta una mejor habilidad para simular la variabilidad de las anomalías de la temperatura mínima ya que el modelo RegHad, tiende a incrementar la variabilidad interanual. Los Modelos de RegCM4, simulan relativamente bien la variabilidad interanual en esta zona. La simulación de JMA, es la más semejante a la observación, sin embargo en esta zona tiende a subestimar tanto las anomalías positivas como negativas.

Finalmente en la ZS (Figura 5.40), las simulaciones con RegCM4 simulan mucho mejor la variabilidad interanual que los modelos del RegCM3. Siguiendo con bastante acierto la señal de las observaciones durante los años El Niño y La Niña. La simulación con JMA, representa correctamente la variabilidad de la temperatura mínima en esta zona, siguiendo bastante bien el comportamiento de las observaciones en los años El Niño (1982-83, 1986-87 y 1997-98) y los años La Niña (1987-88, 1998-2000).

5. Evaluación del Clima Presente sobre Perú

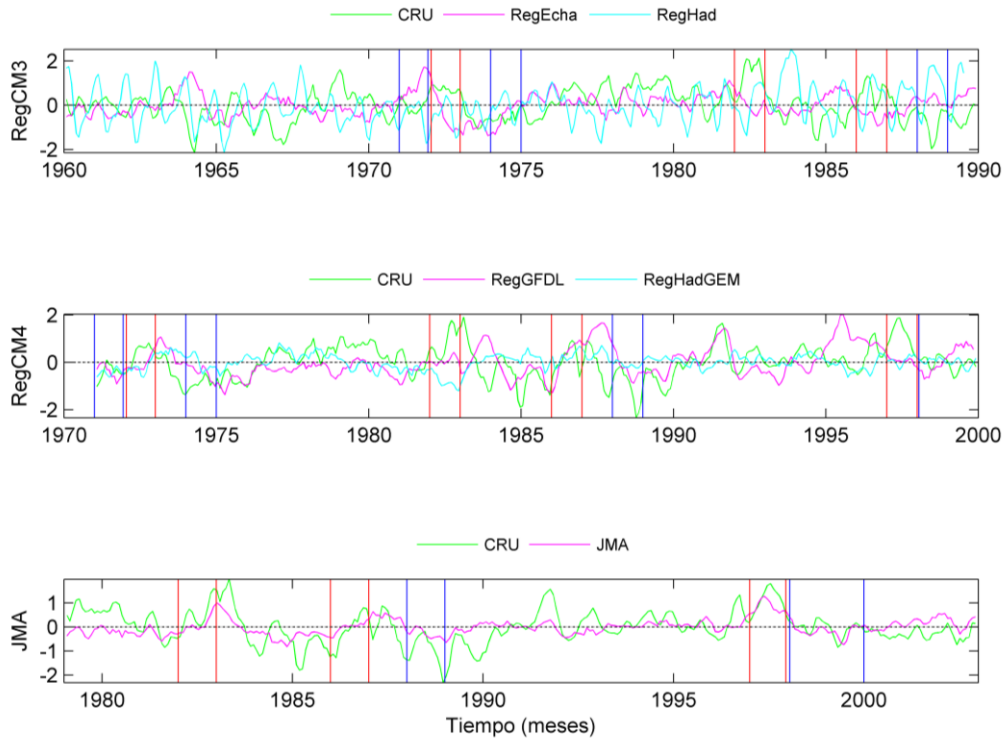


Figura 5.39 Anomalías estandarizadas de la temperatura mínima ( $^{\circ}\text{C}$ ) para la ZC de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura mínima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

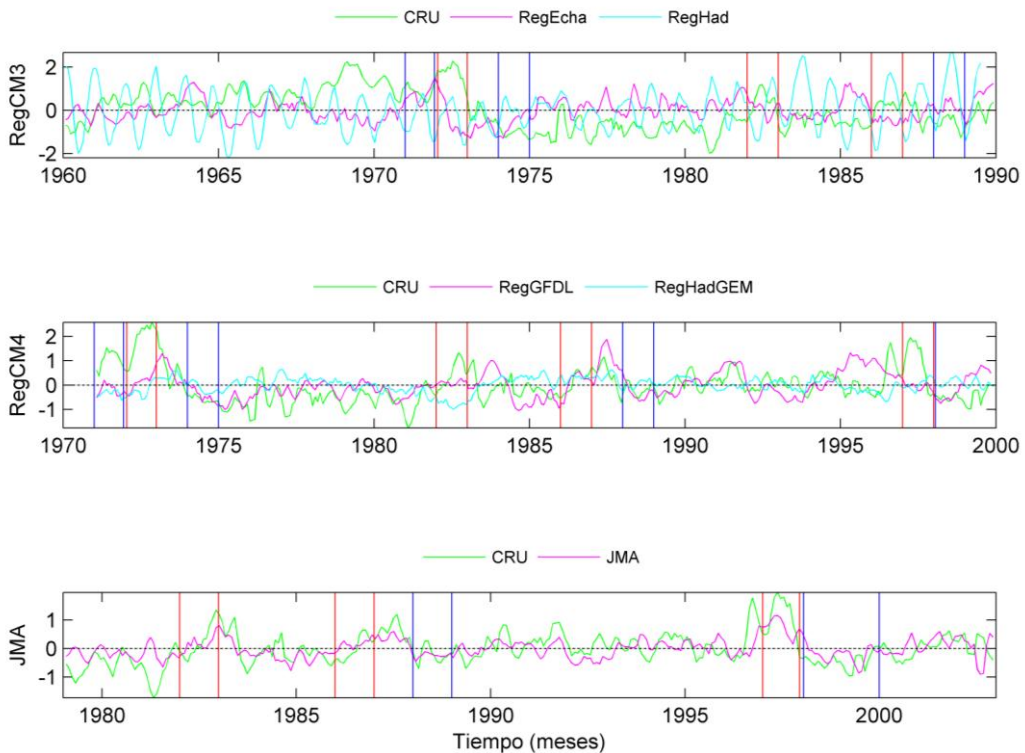


Figura 5.40 Anomalías estandarizadas de la temperatura mínima ( $^{\circ}\text{C}$ ) para la ZS de los diferentes modelos frente a la anomalía estandarizada de la temperatura mínima obtenida con las observaciones de la base de datos CRU.

## Capítulo 6

# Proyecciones Climáticas de Precipitación y Temperatura para el Siglo XXI

En este capítulo se presentan los resultados referentes a las proyecciones climáticas de las variables de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima en el Perú, realizadas con los modelos RegCM3 (CMIP3), RegCM4 (CMIP5) y JMA. Los resultados se han analizado para la primera mitad del siglo XXI (2015-2040) y para finales de dicho siglo (2075-2100). Asimismo, se analizaron algunos de los índices indicadores de cambio climático de precipitación y temperatura determinados por el Equipo de Expertos Sobre Detección del Cambio Climático e Índices (ETCCDI). Estos índices de cambio climático se centran en el análisis de fenómenos extremos. En general describen eventos extremos moderados con un tiempo de reaparición de 1 año o menos [Zhang et al, 2011].

A la hora de interpretar los resultados para el siglo XXI ha de tenerse en cuenta que el escenario de emisión considerado para los modelos del CMIP3 y JMA es diferentes del considerado para los modelos del CMIP5 lo que implica que consideran distintas concentraciones de gases de efecto invernadero, siendo mayores en el escenario de emisión utilizado en los modelos CMIP3 y JMA (SRESA1B) que en el utilizado en los modelos CMIP5 (RCP45).

Además ha de tenerse en cuenta que a finales de siglo la diferencia entre ambos escenarios de emisión es máxima. Es decir, mientras que a mediados de siglo, la concentración de CO<sub>2</sub> es casi la misma en ambos escenarios de emisiones, para el año 2100 tenemos una concentración de CO<sub>2</sub> de 720 ppm en el caso de los modelos del CMIP3, escenario SRESA1B, y una concentración de 550 ppm en el caso de los modelos del CMIP5, escenario RCP45. Una vez aclarado este punto presentamos las proyecciones de precipitación y temperatura para el siglo XXI,

## 6.1 Proyecciones de Precipitación

Primeramente se analizan los cambios en la variabilidad estacional de la precipitación respecto a la climatología de los modelos considerados (1960-1990 (RegHad, RegEcha), 1971-2000 (RegGFDL RegHadGEM) y 1973-2003(JMA)) para los dos periodos de estudio mencionados, (2015-2040) y (2075-2100). Los cambios se muestran en tanto por ciento.

La Figura 6.1, muestra que para la primera mitad de siglo (fila superior), en verano (DEF) los modelos RegGFDL y JMA, no muestran cambios significativos en la precipitación, RegHad muestra un aumento de precipitación, localizado en la costa norte y parte de la costa central, en tanto que en la zona amazónica presenta una ligera disminución, que también se observa en el modelo RegEcha. En la zona sur de los Andes y el Altiplano la disminución dada por el RegHad es más acusada. De todos los modelos, el modelo RegHadGEM, es el que mayores cambios muestra, tanto en la zona amazónica, como en la costa norte del Perú.

Para finales de siglo (fila inferior) los cambios se acentúan, principalmente en la zona noroeste del Perú y a lo largo de la costa peruana, similares resultados son observados por Marengo et al. (2009) para estas zonas. Los modelos RegHad y RegEcha, muestran que el patrón de precipitación presenta una señal negativa, en gran parte de la cuenca amazónica y zona sur de los Andes. En la región de los Andes varios estudios han demostrado que una fracción significativa de la variabilidad interanual de la precipitación se relaciona con el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) (Thompson et al., 1984; Francou y Pizarro, 1985; Aceituno, 1988; Aceituno y Garreaud, 1995; Ronchail, 1995, 1998; Lenters y Cook, 1999; Vuille, 1999). Basándose en distintas estimaciones de la precipitación de verano (datos de lluvia, el nivel del lago Titicaca, la acumulación de nieve) y diferentes técnicas estadísticas estos trabajos evidencian una tendencia a que las condiciones húmedas se presenten durante la fase fría de ENSO (años de La Niña) y las condiciones secas durante la fase cálida del ENSO (años El Niño). Para este periodo los resultados obtenidos con el modelo RegHadGEM siguen mostrando los cambios más intensos con un patrón de comportamiento similar al del modelo RegGFDL. El modelo JMA presenta incrementos de precipitación para todo el Perú más acusados en la costa.

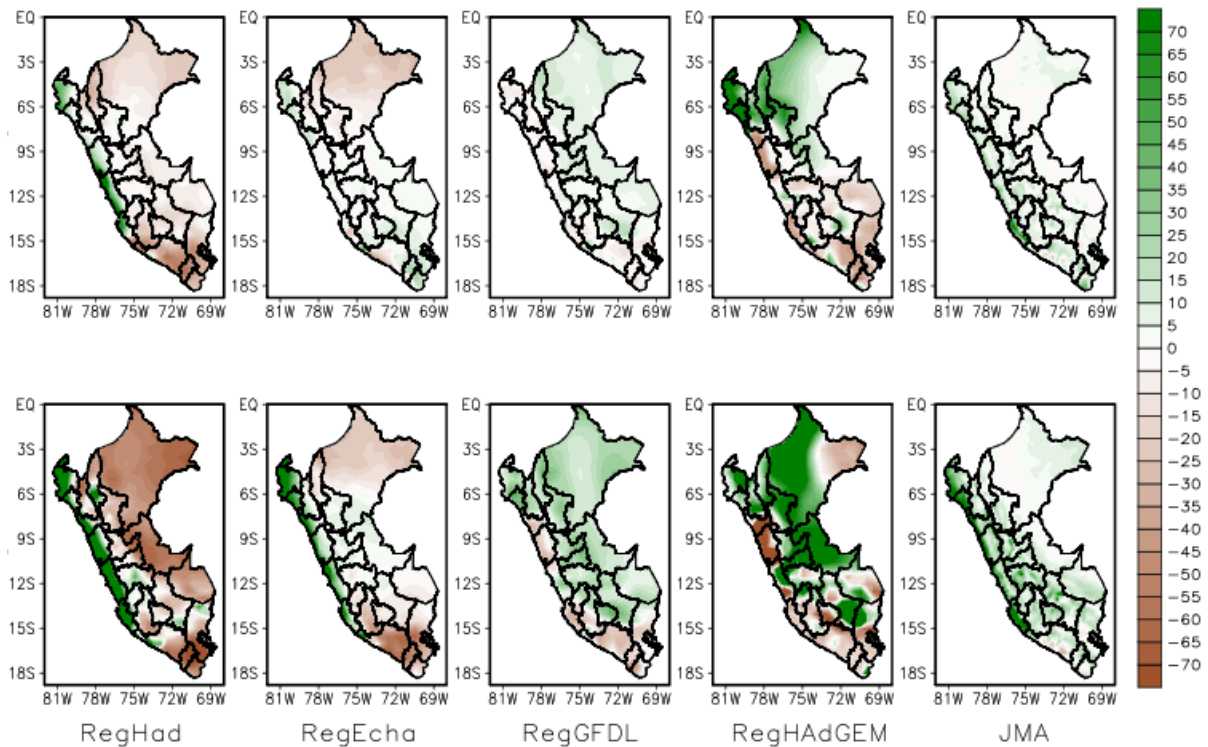


Figura 6.1 Cambios (%) en la precipitación de verano (DEF), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

En otoño (MAM), para la primera mitad de siglo (Figura 6.2), los cambios en la precipitación apenas tienen lugar siendo de carácter positivo en la zona noroeste del Perú (RegHad y JMA), y negativo en la zona sur (RegHad, RegEcha, RegGFDL). El modelo RegHadGEM, muestra un comportamiento similar al del modelo RegGFDL pero con valores más altos sobre todo en la costa noroeste del Perú donde los incrementos superan el 50% con respecto al periodo de referencia.

Para finales de siglo los modelos RegHad, RegEcha y JMA muestran que el otoño experimentará un aumento de la precipitación en la costa norte y parte de la costa central. En la zona norte de la cuenca amazónica los modelos el CMIP5 y JMA dan un aumento de precipitaciones que no se detecta en los modelos del CMIP3. En cuanto a la zona sur la mayoría de los modelos salvo el JMA pronostican una disminución de las precipitaciones. El modelo RegHadGEM es el que presenta mayores cambios en comparación con el resto de modelos que muestran un rango de valores más moderado. Similares proyecciones fueron observadas por Kitoh et al. (2011), utilizando el modelo JMA, en la cuenca amazónica. El modelo RegHadGEM, sigue siendo el modelo que mayores cambios presenta para finales de siglo. Dicho modelo muestra incrementos de precipitación que superan el 60% con respecto a su periodo de referencia para el norte del Perú y disminuciones en gran parte de la costa



peruana, zona sur y zona este del país de magnitud similar.

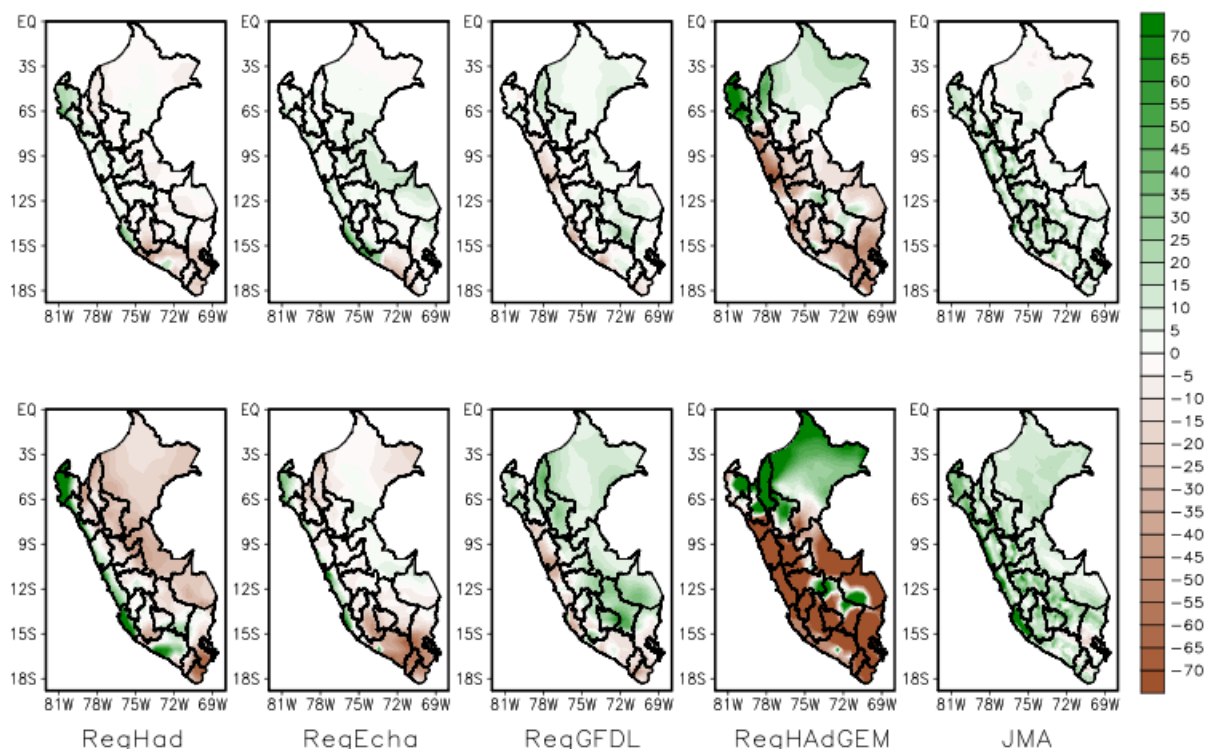


Figura 6.2 Cambios (%) en la precipitación de otoño (MAM), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

Para la estación de invierno (JJA), en la primera mitad de siglo los modelos RegHad y RegEcha muestran los incrementos más severos en la precipitación, principalmente en la zona norte, la zona sur oriental y la zona occidental de los Andes, en tanto que en el resto del Perú, se observan ligeros descensos de precipitación (Figura 6.3). Los modelos RegGFDL y RegHadGEM, muestran características similares con una disminución de la precipitación en gran parte del Perú. El modelo JMA, por su parte presenta cambios poco intensos con disminuciones de precipitación en la costa sur del país e incrementos en la cuenca amazónica. Para final de siglo, los modelos RegHad y RegEcha muestran un incremento persistente de las precipitaciones de la zona norte de Perú y de la zona sur de los Andes, en tanto que los modelos RegGFDL y RegHadGEM, presentan una reducción de las precipitaciones en gran parte de Perú, principalmente en la zona andina y en la cuenca amazónica aunque mantienen incrementos de precipitación en la costa noroeste y sur del país. Marengo et al. (2009a) encuentran similares resultados experimentando con tres diferentes modelos regionales a nivel de Sudamérica. RegHadGEM y JMA coinciden con RegHad y RegEcha, mostrando pequeños incrementos de precipitación en la costa más al norte de Perú.



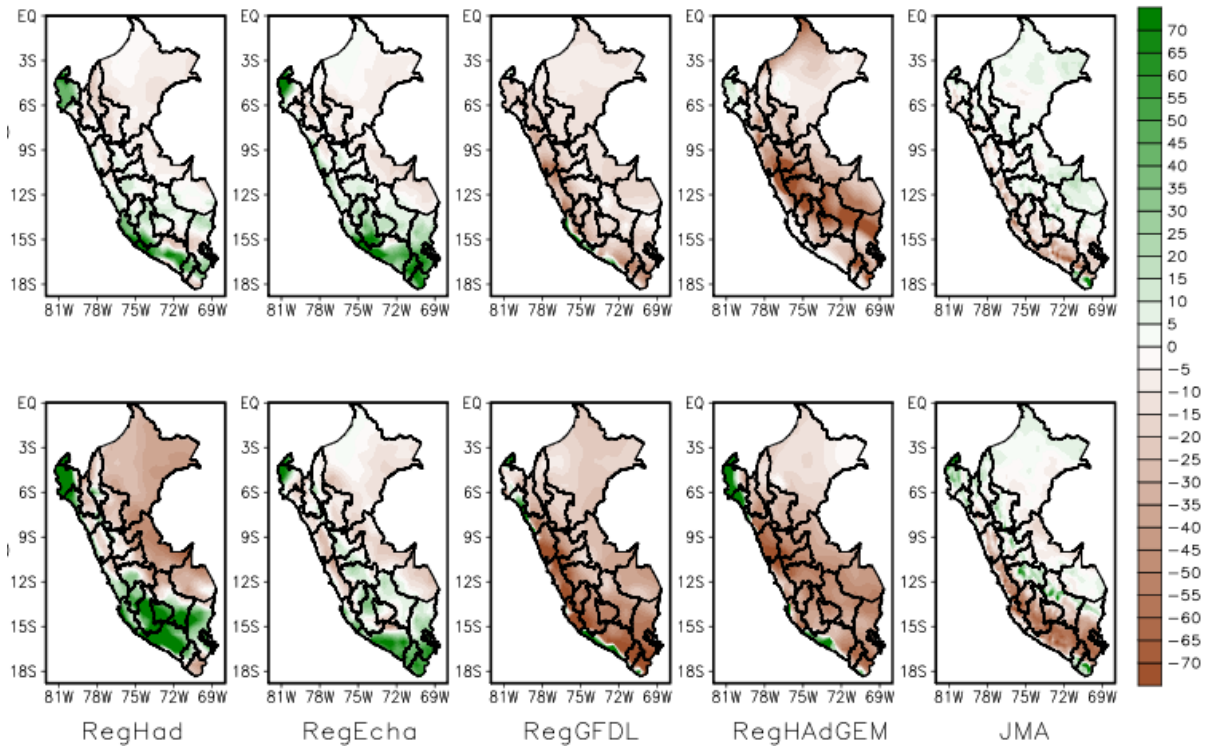


Figura 6.3 Cambios (%) en la precipitación de invierno (JJA), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

Para el trimestre de primavera (SON), los modelos muestran que para mediados de siglo (Figura 6.4), la precipitación será más intensa en la zona sur de los Andes, en tanto que en el resto los cambios apenas son perceptibles mostrando ligeras disminuciones en la cuenca amazónica (RegHad, RegHadGEM y JMA). Para finales de siglo, los cambios se intensifican. RegHad y RegEcha presentan un incremento acusado en toda la costa y zona sur de los Andes y una disminución en el resto. Los modelos RegGFDL, RegHadGEM y JMA mantienen el aumento de precipitaciones en la costa noroeste pero en el resto, salvo en el modelo JMA que presenta aumentos en las precipitaciones de la zona del Altiplano, predominan las disminuciones.

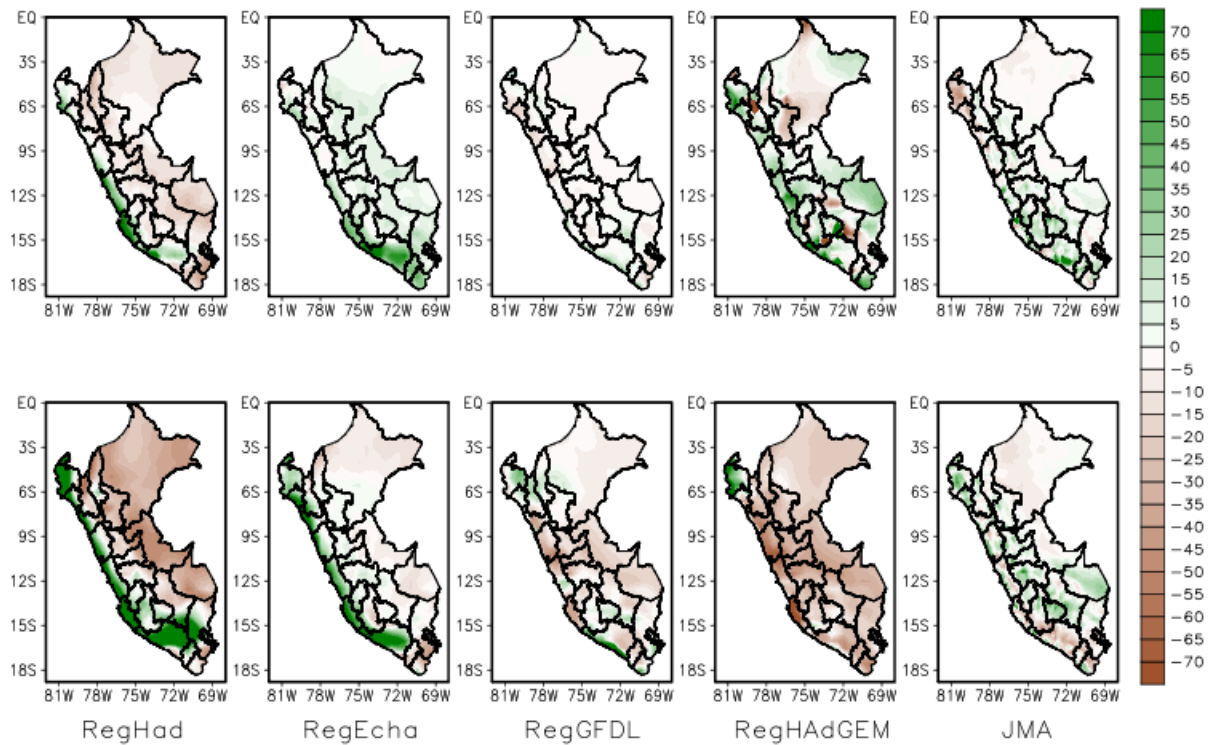


Figura 6.4 Cambios (%) en la precipitación de primavera (SON), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

## 6.2 Proyecciones de Temperatura Máxima

Tras llevar a cabo las proyecciones de temperatura máxima se ha observado que los cambios de temperatura mantienen una peculiaridad entre los conjuntos de datos (CMIP3 y CMIP5) que se repite en algunas estaciones del año y es particularmente visible en la última década del siglo: los cambios observados son mayores en los modelos del CMIP3 que en el conjunto de modelos del CMIP5. Esto tiene su explicación en que tal y como comentamos al principio de este capítulo los escenarios de emisión de un conjunto y otro son diferentes siendo mayores en el escenario de emisión utilizado en los modelos CMIP3 (SRESA1B).

En la Figura 6.5 se muestran los cambios esperados para la temperatura máxima del verano (DEF). Para mediados de siglo se observan incrementos de entre  $0.5^{\circ}$  y  $2.5^{\circ}\text{C}$ , siendo la zona de mayor calentamiento la parte norte de la cuenca Amazónica, y los Andes del sur. El modelo RegHad, es el que mayor incremento de temperatura muestra seguido del modelo RegHadGEM, los modelos RegGFDL y JMA son los más conservadores dando un calentamiento en promedio de  $0.8^{\circ}\text{C}$ .

Para finales de siglo, las proyecciones muestran que los aumentos de temperatura máxima podrían estar entre  $2.5^{\circ}$  y  $6.0^{\circ}\text{C}$ , en la zona de la cuenca Amazónica y el Altiplano, con los modelos RegHad, RegEcha y RegHadGEM. Los modelos RegGFDL y JMA continúan

mostrando incrementos mucho menores pero con un patrón muy similar al de los otros modelos. Marengo et al. (2009a), encuentran cambios de 4.0°C en gran parte de la zona amazónica.

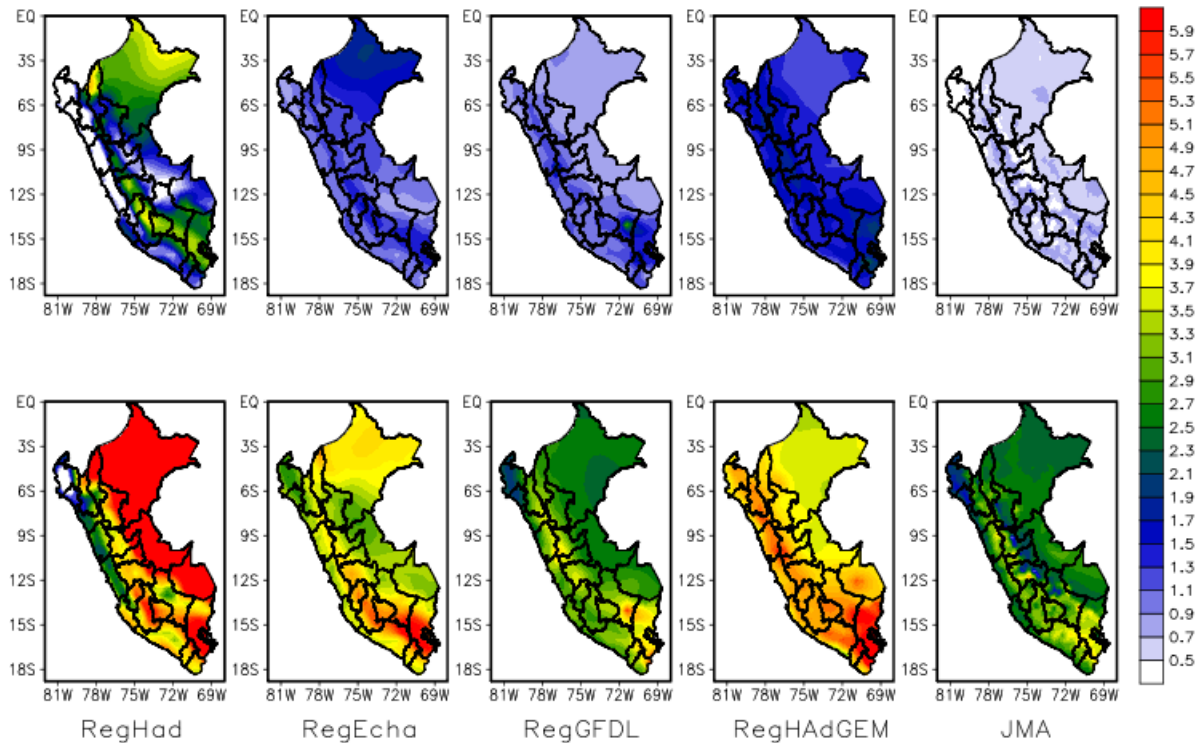


Figura 6.5 Cambios (°C) en la temperatura máxima para el verano (DEF), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

Los cambios para la temperatura máxima durante la estación de otoño (MAM) en la Figura 6.6, muestran que a mediados de siglo las temperaturas en gran parte del territorio peruano se incrementarían en el orden de 0.5°C a 3.2°C en las proyecciones más extremas (RegHad), los mayores incrementos se concentran en la cordillera de los Andes. El modelo japonés, JMA es el que presenta unos incrementos menores que oscilan entre los 0.5°C y 1.1°C.

Para finales de siglo los modelos RegHad y RegHAdGEM, muestran incrementos por encima de los 3°C principalmente en la zona andina y el Altiplano (3.5°C 5.8°C), en tanto que los modelos RegGFDL y JMA presentan aumentos en las temperaturas máximas de entre 2.5°C y 3.5°C.

6. Proyecciones Climáticas de Precipitación y Temperatura para el Siglo XXI

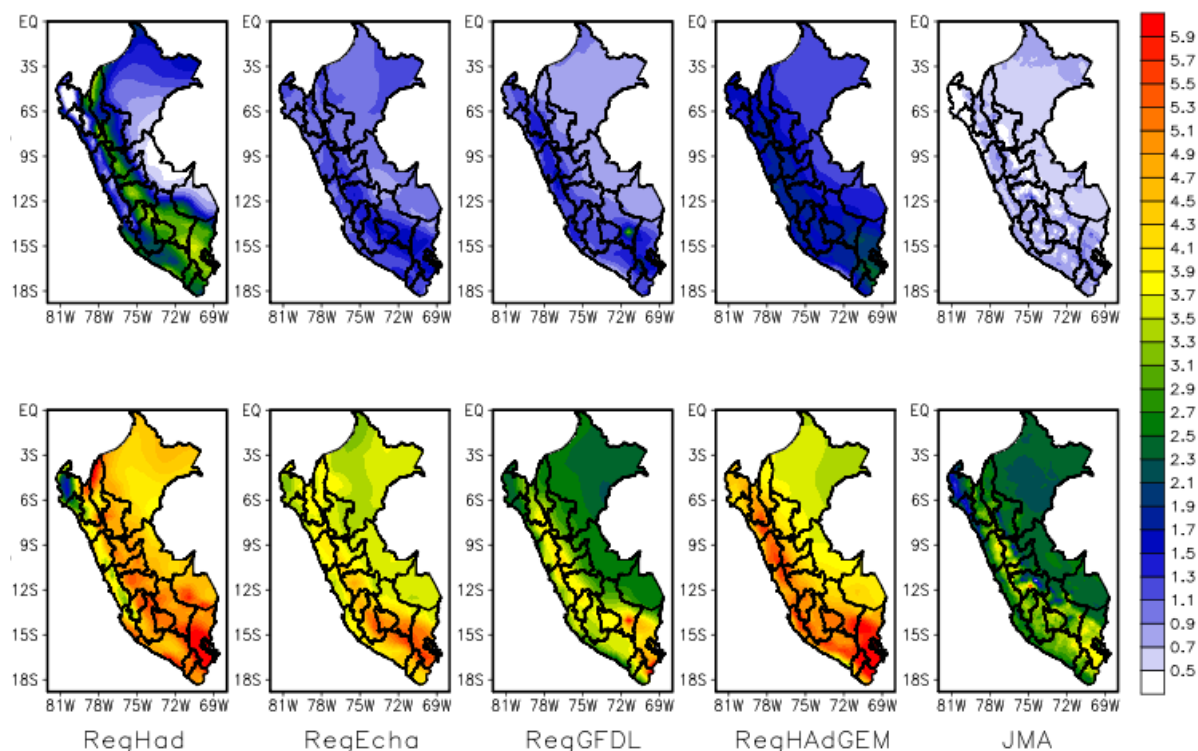


Figura 6.6 Cambios (°C) en la temperatura máxima para el otoño (MAM), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

Para mediados de siglo los cambios proyectados de la temperatura máxima para la estación de invierno (JJA), muestran incrementos de entre 0.5°C y 2.5°C repartidos por la geografía peruana para los modelos RegEcha, RegGFDL, y RegHadGEM (Figura 6.7). El modelo JMA presenta incrementos apenas superiores a 1.1°C y el modelo RegHad confina dichos aumentos a la costa y a la cuenca amazónica, manteniendo las temperaturas sin cambios en la cordillera andina (Figura 6.7).

Para finales de siglo los incrementos se acentúan con valores de entre 2.5°C y 5.8°C, principalmente en los modelos de la familia Had. El modelo JMA, es el más conservador mostrando incrementos de 2.5°C a 3.8°C. Los mayores incrementos se concentran en la zona sur de la cuenca amazónica y también en cuatro de los cinco modelos en la zona andina del Perú. Similares resultados han sido obtenidos por Marengo et al. (2009a), Urrutia et al. (2009) y Blázquez et al. (2012).

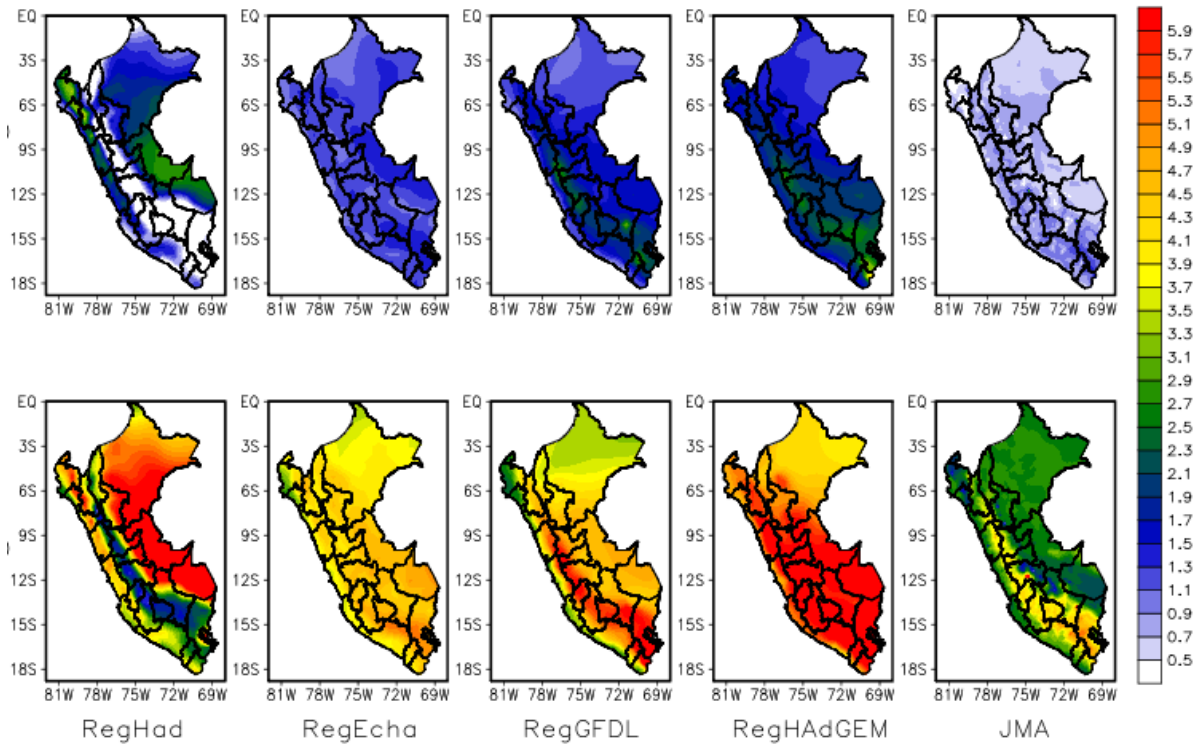


Figura 6.7 Cambios (°C) en la temperatura máxima para el invierno (JJA), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

En la Figura 6.8 se puede ver que para la estación de primavera (SON), las temperaturas proyectadas para mediados de siglo, muestran incrementos de la temperatura máxima de entre 0.5°C y 2.8°C, mostrándose los incrementos más significativos en la zona de los Andes, sur de la cuenca amazónica y costa, en los modelos de CMIP3 y CMIP5. El modelo, JMA, presenta incrementos mucho más moderados aunque con un patrón de temperaturas similar.

Para finales de siglo, el incremento de la temperatura es muy semejante al de las otras estaciones del año, mostrando los principales incrementos en los modelos de la familia Had, sobre todo en la zona sur de la selva amazónica, con cambios de temperatura alrededor de 4°C o 5.5°C, en tanto que los modelos RegEcha y RegGFDL, muestran cambios de temperatura entre 2.5° y 4.3°C, el modelo JMA, presenta valores más moderados con incrementos máximos inferiores a 4.5°C. Es importante mencionar que el modelo RegHad presenta mayores incrementos sobre la zona sur de la selva amazónica que sobre la zona andina a diferencia del resto de modelos, esto también se observa en la Figura 6.7.



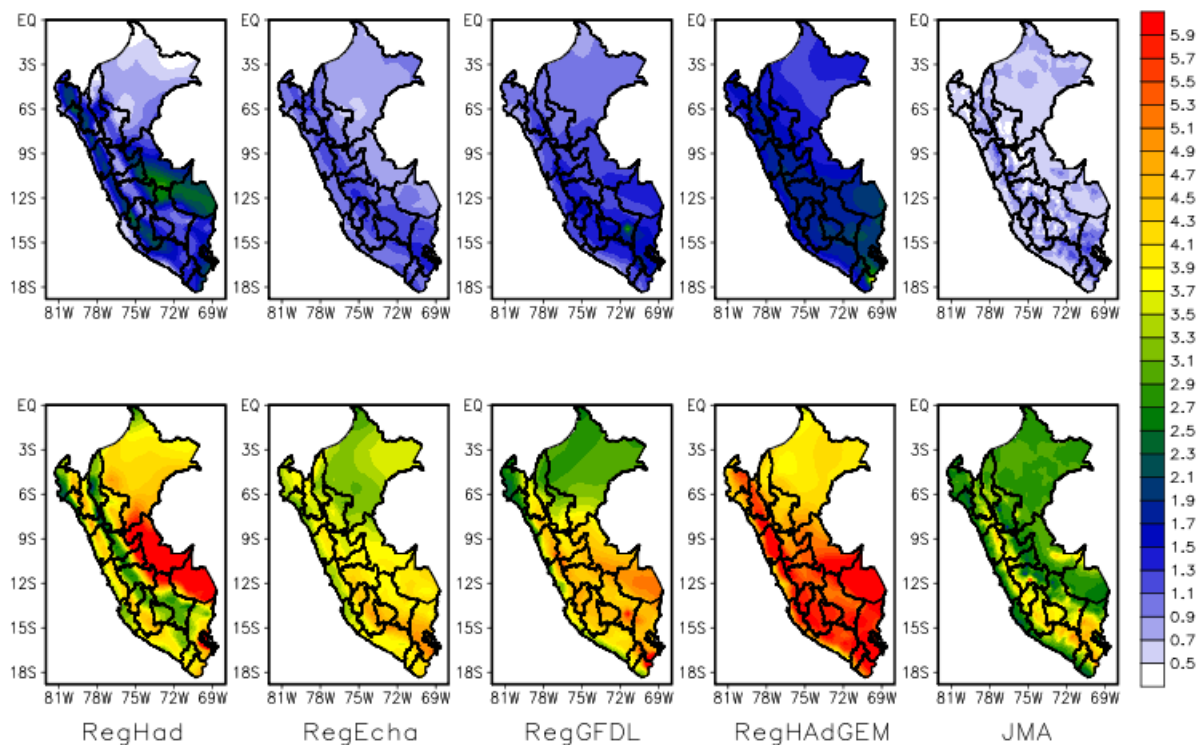


Figura 6.8 Cambios ( $^{\circ}\text{C}$ ) en la temperatura máxima para la primavera (SON), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

### 6.3 Proyecciones de Temperatura Mínima

Los cambios proyectados para la temperatura mínima durante el verano (DEF) en Figura 6.9, para mediados de siglo muestran valores, entre  $0.5^{\circ}$  y  $2.2^{\circ}\text{C}$ , siendo el modelo RegHad, el que muestra el mayor incremento a nivel de todo el Perú, principalmente en el sur de los Andes y el Altiplano. Los modelos RegEcha, RegGFDL y RegHAdGEM, muestran incrementos muy similares en todo el país, con valores promedio de  $1.3^{\circ}\text{C}$ . El modelo JMA, muestra ligeros aumentos de temperatura más intensos en la zona sur andina ( $0.7^{\circ}\text{C}$ ), en tanto que en la zona de costa y selva apenas se observan valores superiores a  $0.5^{\circ}\text{C}$ .

Para finales de siglo las proyecciones indican un incremento no tan intenso como el observado en las proyecciones de la temperatura máxima, sin embargo los valores proyectados están alrededor de  $2.5^{\circ}$  a  $4.7^{\circ}\text{C}$ , siendo el modelo RegHad, quien muestra los mayores incrementos en la cuenca amazónica y zona sur de los Andes. El JMA aun conservando un patrón de incrementos similar apenas muestra aumentos de temperatura mínima por encima de los  $3.0^{\circ}\text{C}$  (Figura 6.9).

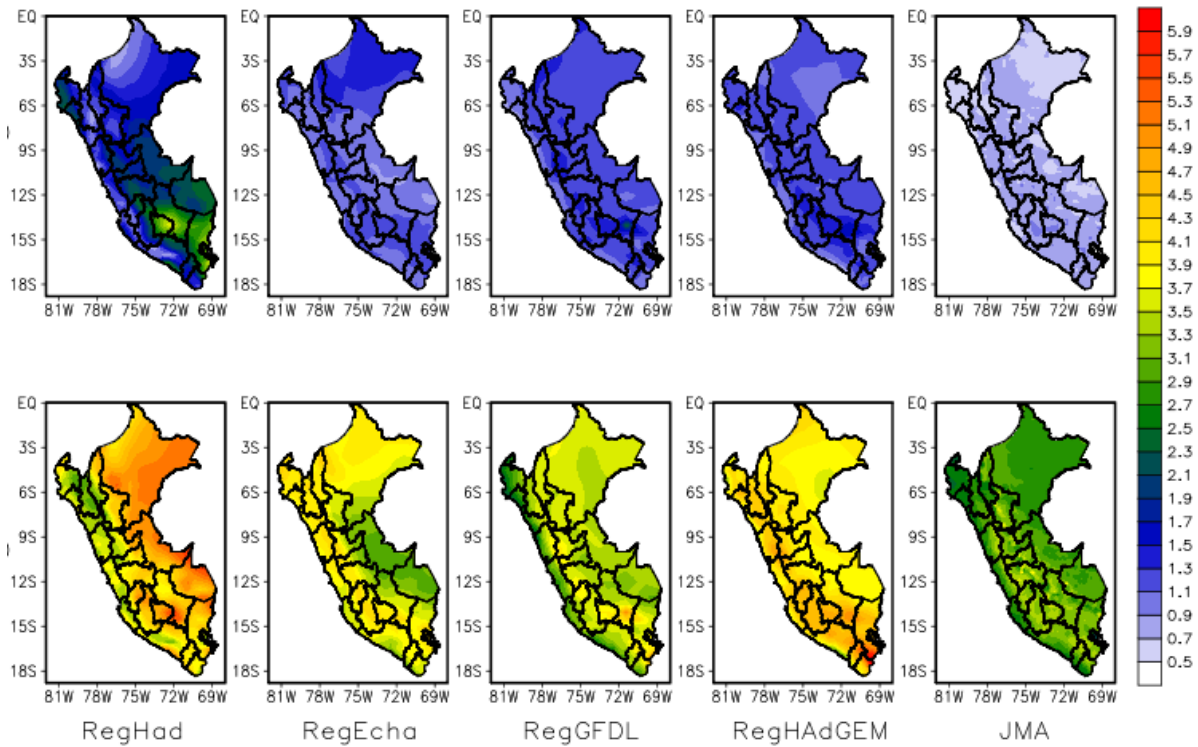


Figura 6.9 Cambios ( $^{\circ}\text{C}$ ) en la temperatura mínima para el verano (DEF), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

Para la estación de otoño (MAM), gran parte de los modelos proyectan cambios entre  $0.5^{\circ}\text{C}$  y  $1.8^{\circ}\text{C}$  para mediados de siglo, solo el modelo RegHad da incrementos de temperatura, al sur de los Andes y al sur de la selva amazónica superiores a los  $3^{\circ}\text{C}$  (Figura 6.10).

Para finales de siglo, la familia de los modelos Had (RegHad y RegHadGEM), muestran los mayores incrementos de temperatura, principalmente en la zona central y sur de los Andes y al sur de la cuenca amazónica de entre  $3.2^{\circ}\text{C}$  y  $5.2^{\circ}\text{C}$ . Los modelos RegEcha, RegGFDL y JMA, muestran aumentos menores de entre  $2.5^{\circ}\text{C}$  y  $4.5^{\circ}$  siendo los Andes y la zona oeste del país las que experimenten mayores incrementos en su temperatura mínima para finales de siglo.

6. Proyecciones Climáticas de Precipitación y Temperatura para el Siglo XXI

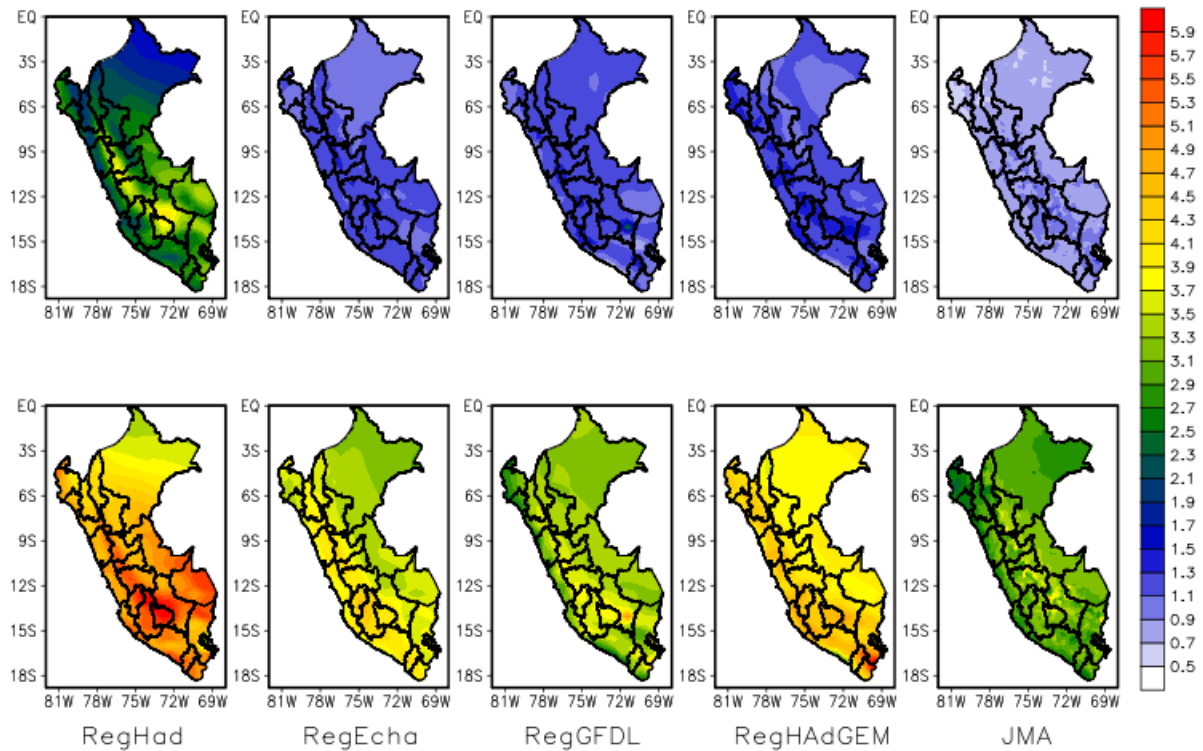


Figura 6.10 Cambios ( $^{\circ}\text{C}$ ) en la temperatura mínima para el otoño (MAM), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

En la Figura 6.11 se presentan las proyecciones de temperatura mínima para los meses de invierno (JJA). A mediados de siglo, las proyecciones de los modelos RegHad, y RegHadGEM dan incrementos superiores a  $1.5^{\circ}\text{C}$  en la zona de costa mientras que los modelos RegEcha, RegGFDL y JMA presentan incrementos similares de entre  $1.0^{\circ}\text{C}$  y  $1.5^{\circ}\text{C}$  pero en la cuenca amazónica.

Para finales de siglo los modelos RegEcha, RegGFDL y RegHadGEM, muestran los mayores incrementos de entre  $2.5^{\circ}\text{C}$  y  $4^{\circ}\text{C}$  en la cuenca amazónica y la zona costera. Los modelos RegHad y JMA son más moderados mostrando incrementos apenas superiores a  $3.5^{\circ}\text{C}$ .



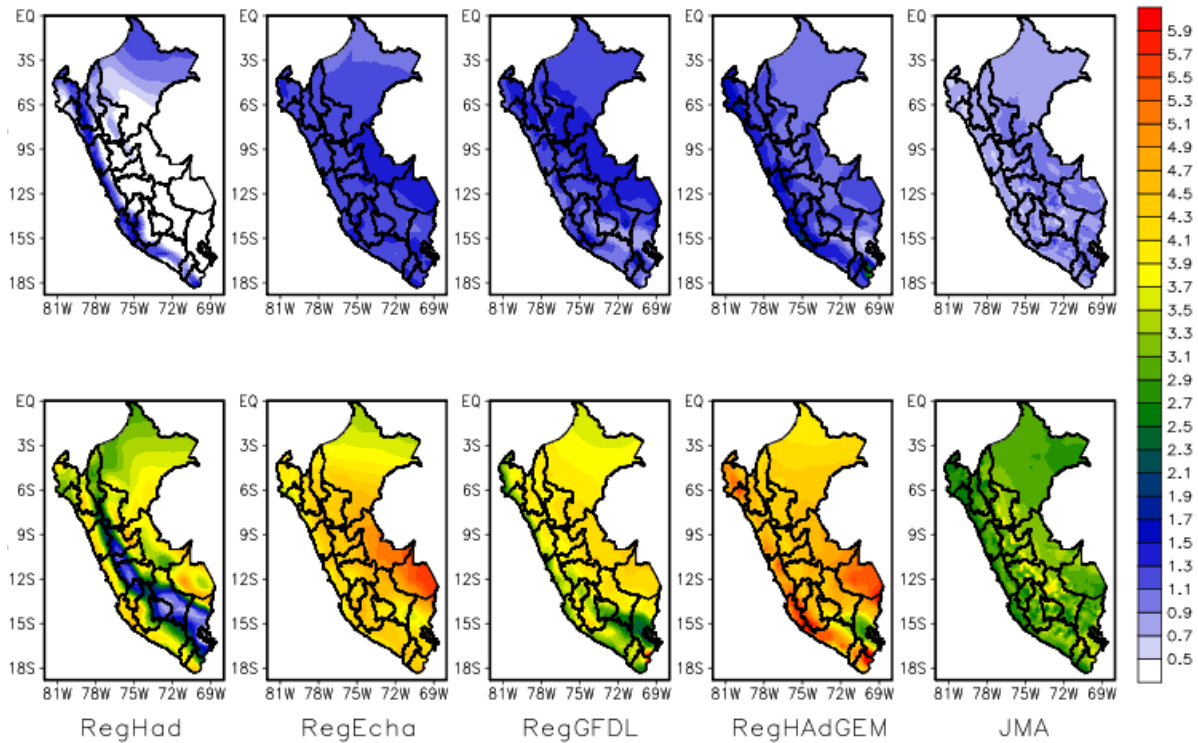


Figura 6.11 Cambios ( $^{\circ}\text{C}$ ) en la temperatura mínima para el invierno (JJA), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

En primavera (SON) las proyecciones para mediados de siglo (Figura 6.12) muestran que la temperatura mínima, presentará cambios de entre  $0.5^{\circ}\text{C}$  y  $1.9^{\circ}\text{C}$ , siendo los modelos RegHad y JMA los que menor cambio muestran en la zona andina y cuenca amazónica, en tanto que el resto de los modelos presentan cambios superiores a  $1.5^{\circ}\text{C}$  en gran parte de Perú.

A finales de siglo, los cambios en la temperatura mínima, para los modelos RegEcha, RegGFDL y RegHadGEM, están entre  $2.5^{\circ}\text{C}$  y  $5.0^{\circ}\text{C}$ , localizados en la zona andina y sur de la cuenca amazónica. Los modelos RegHad y JMA se muestran más moderados con aumentos que van de  $1.5^{\circ}\text{C}$  a  $3.5^{\circ}\text{C}$  (Figura 6.12).

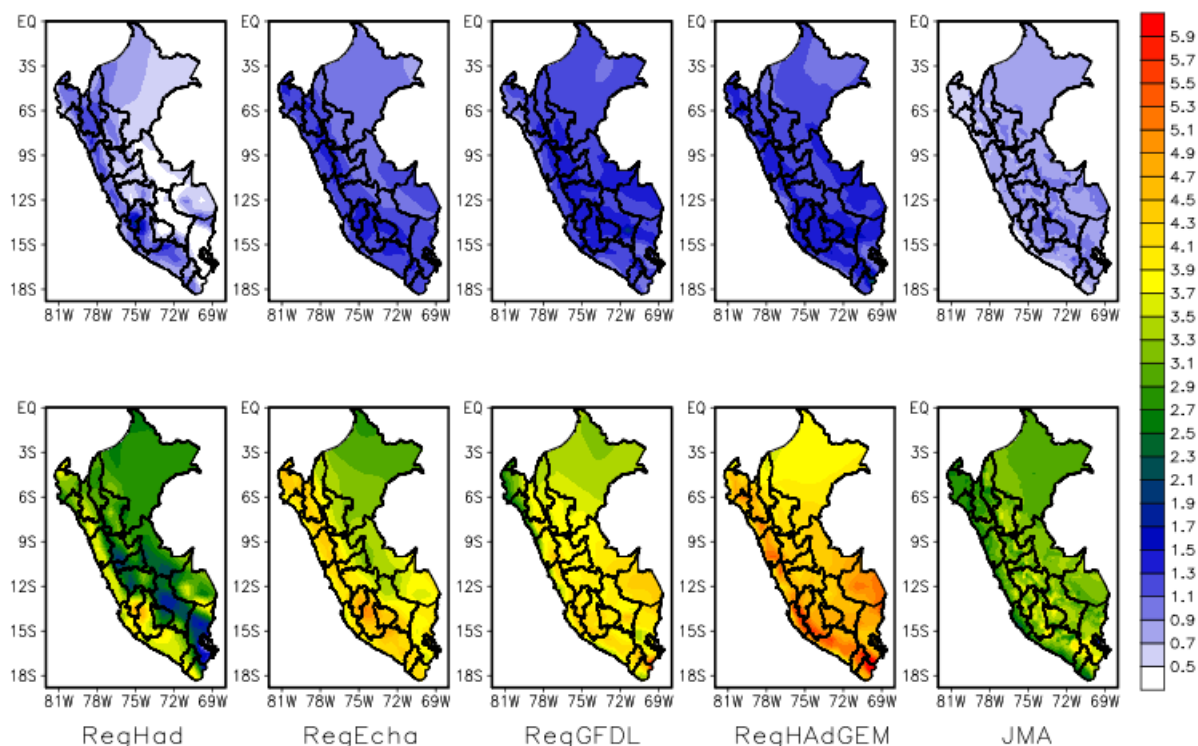


Figura 6.12 Cambios (°C) en la temperatura mínima para la primavera (SON), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

## 6.4 Índices de Extremos Climáticos

El cálculo de los índices de eventos extremos, tiene como finalidad tener un consenso general en la frecuencia y severidad de eventos extremos climáticos térmicos y pluviométricos (sequías, olas de frío (calor), heladas, lluvias intensas, etc). El grupo de expertos sobre detección de cambios climáticos del CCI-CLIVAR-JCOMM Expert Team (ET) on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) desarrolló programas y rutinas que pudiesen ser utilizados por todos los centros de predicción climática de forma universal en un mismo análisis, a través de una misma metodología que permitiese hacer una comparación global en todo el mundo (Karl et al., 1999; Peterson et al., 2001). Así, fueron desenvueltos 27 índices, que tuvieron como base de cálculo los datos diarios de precipitación, temperatura máxima y mínima. Para el presente estudio se han tomado algunos índices de los más representativos que nos puedan dar una señal de cambio. Los índices usados son mostrados en las Tablas 6.1 y 6.2 para la variable precipitación y temperatura, respectivamente.

Indicador	Nombre del Indicador	Definición	Unidades
CDD	Días secos consecutivos	Número máximo de días consecutivos con precipitaciones $\leq 1$ mm	Días
CWD	Días húmedos consecutivos	Número máximo de días consecutivos con precipitaciones $\geq 1$ mm	Días
R10mm	Días con precipitaciones fuertes	Número de días con precipitaciones $\geq 10$ mm	Días
R20mm	Días con precipitaciones fuertes	Número de días con precipitaciones $\geq 20$ mm	Días
Rx5day	5 Días de precipitación acumulada	Número de días con precipitación acumulada en 5 días $\geq 50$ mm	Días

Tabla 6.1. Índices calculados para la variable de precipitación

Indicador	Nombre del Indicador	Definición	Unidades
CSU	Días de verano consecutivos	Número máximo de días consecutivos con $T_{max} > 25^{\circ}\text{C}$	Días
TR	Noches tropicales	Número de días con $T_{min} > 20^{\circ}\text{C}$	Días
FD	Días con heladas	Número de días con $T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$	Días
CFD	Días con heladas consecutivas	Número de días consecutivos con $T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$	Días

Tabla 6.2. Índices calculados para la variable de temperatura

#### 6.4.1 Índices de Extremos Climáticos de Precipitación

Se ha realizado el cálculo para los índices de la Tabla 6.1 tanto para la primera mitad del siglo XXI (2015-2040) como para finales de siglo (2075-2100), haciendo la diferencia con el índice calculado para el periodo base de cada modelo. En la Figura 6.13, se muestra el índice de días secos consecutivos (CDD), para la primera mitad de siglo (fila superior). 3 de los 5 modelos (RegHad, RegEcha y JMA), muestran que en las zonas costeras del norte y sur del país el número de días secos consecutivos disminuye. El número de días secos aumentaría en la zona de la amazonia (RegHad, RegEcha). Para finales de siglo, los índices proyectados muestran la misma tendencia que para la primera mitad de siglo solo que ahora el cambio es más acusado y el aumento de días secos se extiende hacia el centro del país y la costa central en los modelos RegGFDL y RegHadGEM. Los resultados son coherentes con lo mostrado por Marengo et al. (2009b), quien trabajó con un modelo regional encontrando tendencias positivas de los CDD en la amazonia y sur de Perú y Bolivia y negativas en el norte del Perú. En la Figura 6.14 se observa que para la primera mitad de siglo la mayoría de los modelos dan casi de forma generalizada una disminución del número de días húmedos consecutivos en la zona este del país. En la costa el acuerdo no es generalizado de forma que algunos modelos dan un aumento del número de días húmedos en la costa norte del Perú. El modelo RegHadGEM se desmarca de las proyecciones de los demás modelos dando un aumento importante en el número de días húmedos consecutivos en la región noreste del Perú. Los resultados mantienen el mismo comportamiento pero más acusado para finales de siglo. Trabajos realizados para la segunda comunicación nacional por SENAMHI 2009, indican que las actuales tendencias del índice CWD, son negativas (es decir, menos días) para los Andes del sur y positivas (es decir, más días) para la zona norte.

6. Proyecciones Climáticas de Precipitación y Temperatura para el Siglo XXI

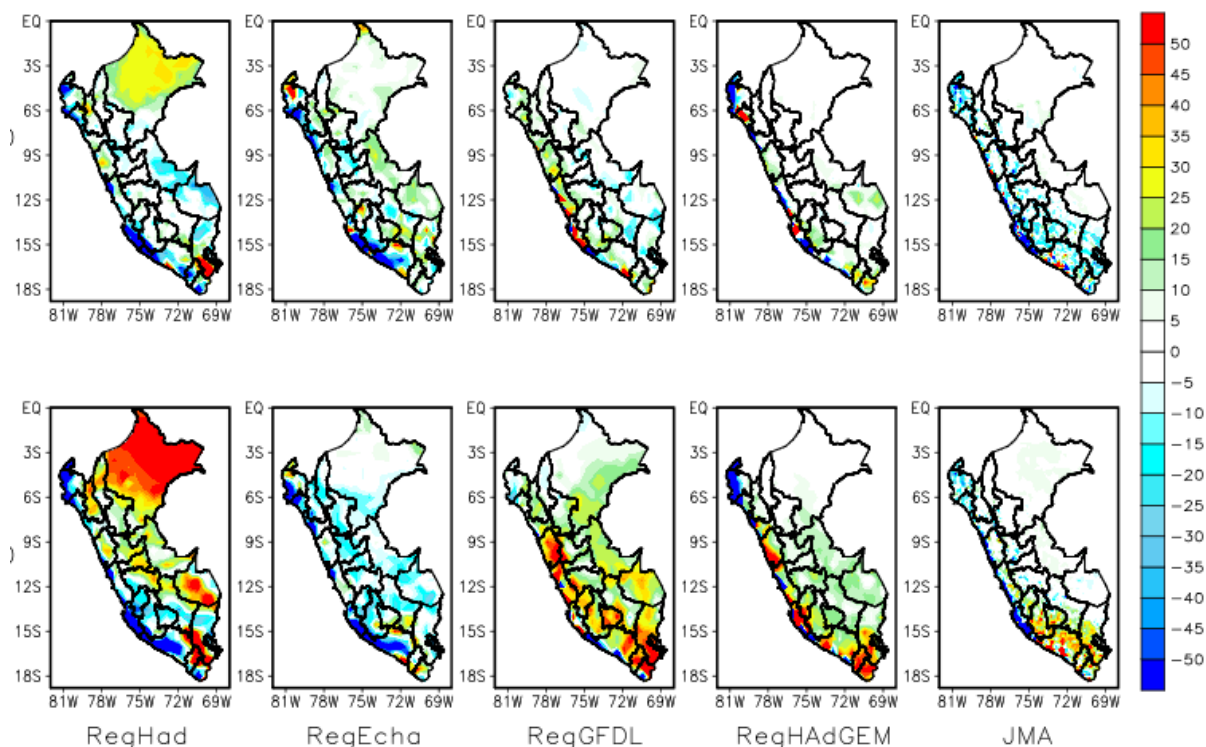


Figura 6.13 Cambios (días) en el número de días secos consecutivos (CDD), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

Los índices de precipitaciones fuertes (R10mm y R20mm), se muestran en las Figuras 6.15-6.16, dichos índices, apenas muestran cambios significativos durante la primera mitad de siglo si bien parece ser algo menor el índice R10mm en la zona norte de la cuenca amazónica en los modelos RegHad y RegEcha extendiéndose a gran parte de la zona amazónica en el modelo JMA. En cuanto al índice R20mm, los modelos RegHadGEM y JMA, muestran que se tendrían valores menores en la zona central de los Andes y de la selva. Para finales de siglo las disminuciones del índice R10mm que apenas se intuían en la primera mitad de siglo se hacen más acusadas sobre la zona norte de la cuenca amazónica en 3 de los modelos. Sin embargo los modelos RegGFDL y JMA muestran un incremento de dicho índice, en la selva sur y en la costa noroeste. En estos modelos se observa también un aumento de dicho índice en la zona costera del norte, lo que podría estar asociado a un incremento de la temperatura del mar en dicha zona o a una mayor recurrencia del fenómeno ENSO.

El índice R20mm para finales de siglo muestra incrementos menores que el índice R10mm. De nuevo los modelos RegGFDL y JMA dan incrementos en el valor del índice para varias áreas del Perú mientras que los modelos (RegHad y RegHADGEM) persisten en la disminución de dicho índice salvo en la zona noroeste del Perú donde se observan ligeros incrementos al igual que ocurría con el índice R10mm.



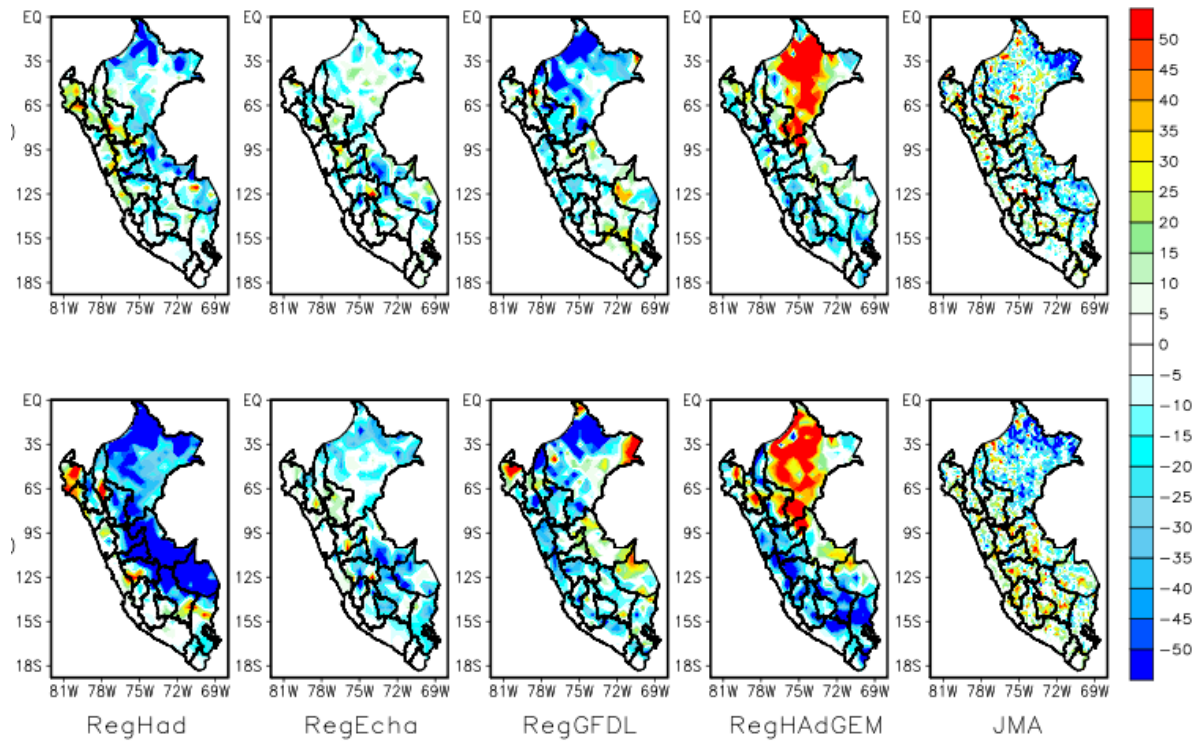


Figura 6.14 Cambios (días) en el número de días húmedos consecutivos (CWD) primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

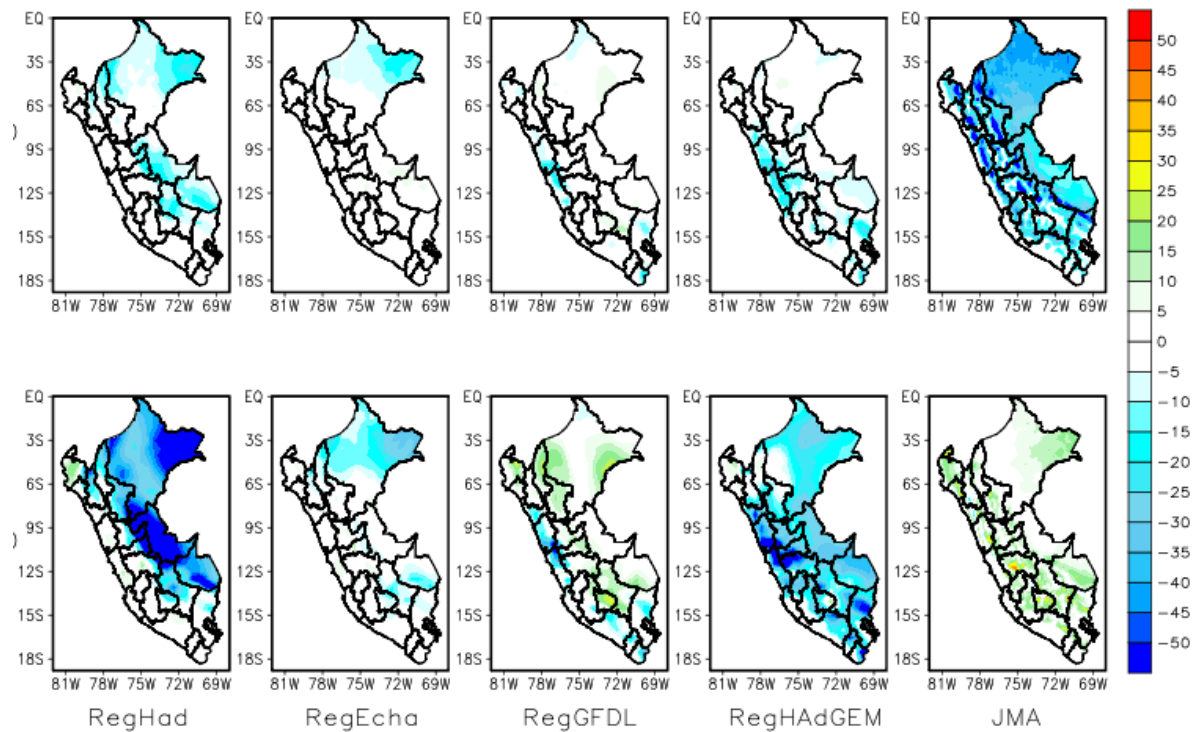


Figura 6.15 Cambios (días) en el número de días con precipitaciones  $\geq 10\text{mm}$  (R10mm), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

6. Proyecciones Climáticas de Precipitación y Temperatura para el Siglo XXI

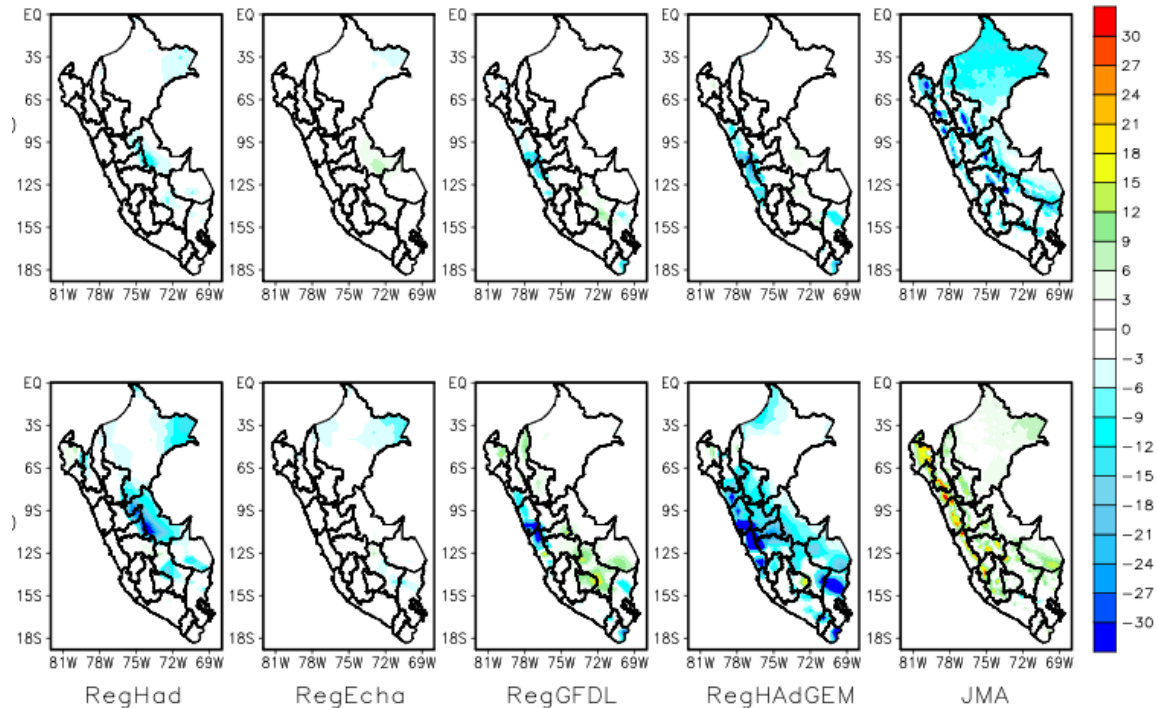


Figura 6.16 Cambios (días) en el número de días con precipitaciones  $\geq 20$ mm (R20mm), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

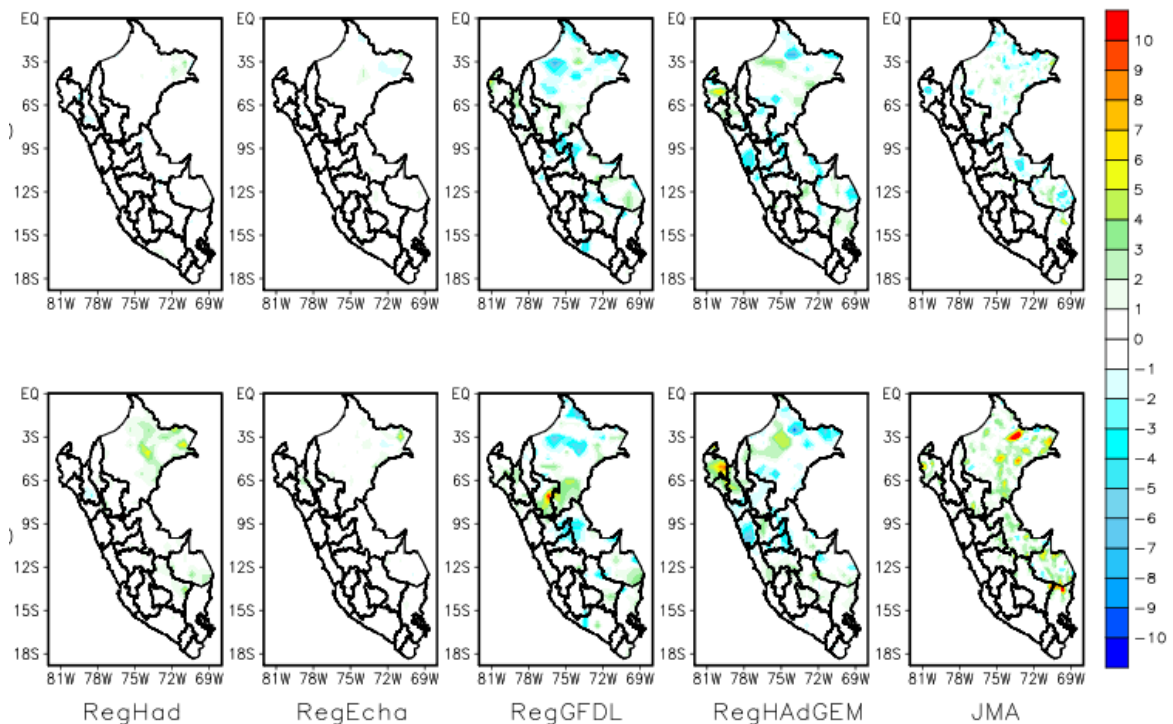


Figura 6.17 Cambios (días) en el número de días con precipitaciones acumuladas en 5 días  $\geq 50$ mm (Rx5day), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

La señal de precipitaciones extremas (Rx5day), muestra que durante el siglo XXI las precipitaciones con mas 50mm en 5 días podrían ser más frecuentes en la zona de la cuenca

amazónica y zona este del país, sin embargo estas precipitaciones podrían acentuarse también en la costa norte (RegHadGEM y JMA) (Figura 6.17).

Los aumentos en la frecuencia e intensidad de la precipitaciones extremas en la costa norte del Perú y cuenca amazónica, podrían estar asociados al incremento de la temperatura en el Pacífico ecuatorial oriental y en la zona de la selva, estos aumentos podrían ser debidos a una intensificación del sistema de jet de niveles bajos (SALLJ) descrito por Solares y Marengo (2008), lo que llevaría mayor humedad a la zona sur y central de la selva peruana (desarrollo de tormentas e intensos eventos extremos).

### 6.4.2 Índices de Extremos Climáticos de Temperatura

Para la primera mitad de siglo (Figura 6.18), los días consecutivos de verano (CSU), serán mas frecuentes principalmente en la zona norte de la costa y selva, sin embargo para finales de siglo la mayoría de modelos incrementa los CSU principalmente a lo largo de toda la cuenca amazónica y el norte de la costa peruana, estos dos factores estarían determinados principalmente por el incremento de la temperatura superficial del mar en la costa norte y la deforestación en la cuenca amazónica. Para finales de siglo la totalidad de los modelos muestra que los días con temperaturas máximas por encima de 25°C, se incrementarán principalmente en la zona amazónica, en la costa norte y en parte de la costa central (Figura 6.18).

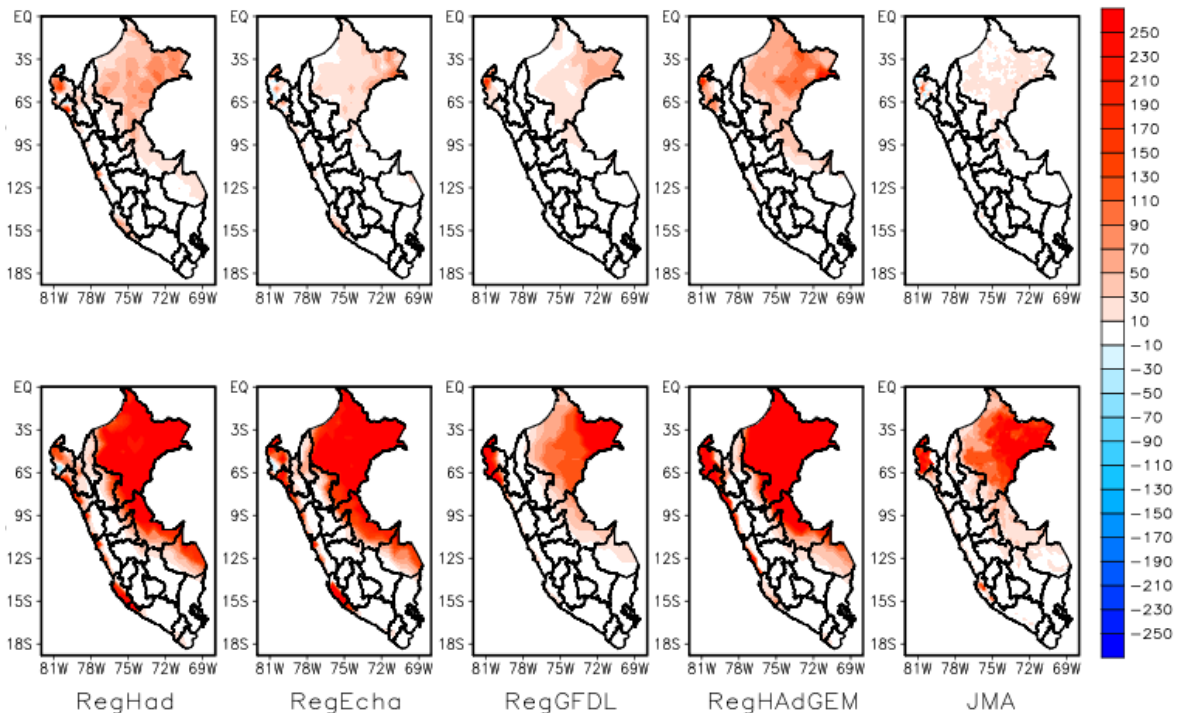


Figura 6.18 Cambios (días) en el número de días de verano consecutivos con  $T_{max} > 25^{\circ}\text{C}$  (CSU), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

Las noches tropicales (TR), con temperaturas mínimas por encima de 20°C, aumentarán durante la primera mitad de siglo principalmente en la zona amazónica y en la costa norte. Para finales de siglo este índice se incrementará en prácticamente todo el Perú exceptuando la zona sur y la región montañosa de Perú (Figura 6.19). El incremento de la temperatura superficial del mar, global y del Pacífico estaría asociado directamente con el incremento de las temperaturas mínimas en la zona costera. Sillman et. al. (2013) llevó a cabo un análisis de los modelos CMIP3 y CMIP5 del IPCC, en el que calculaba los índices extremos, aquí analizados, a nivel global, y encontró un incremento significativo del índice (TR), en las zonas tropicales.

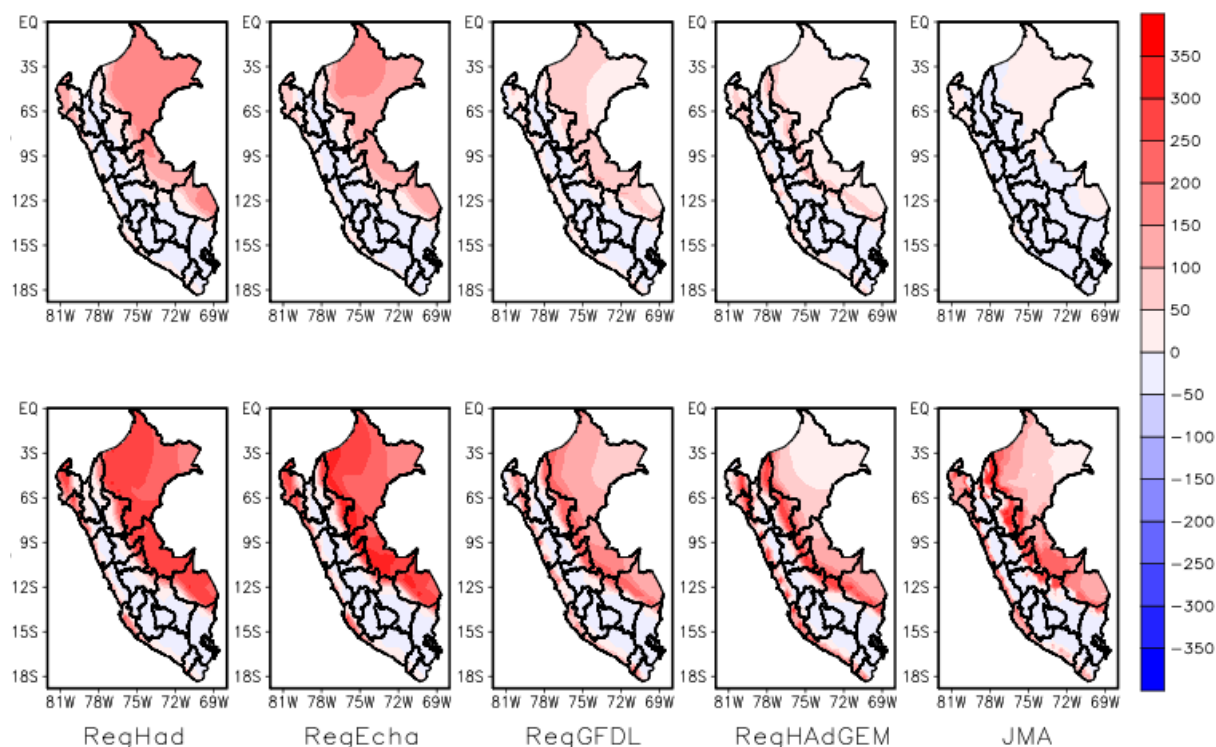


Figura 6.19 Cambios (días) en el número de días con  $T_{min} > 20^{\circ}\text{C}$  (TR), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

Los días con temperaturas mínimas consecutivas menores a 0°C (CFD), para la primera mitad de siglo se concentran principalmente en la zona andina desde el extremo sur de los Andes hasta la zona de los Andes centrales (Figura 6.20). Los modelos RegHad y RegEcha del CMIP3, muestran un mayor incremento de dicho índice que los modelos del CMIP5 (RegGFDL y RegHADGEM), en tanto que el modelo JMA, apenas muestra cambios en dicho índice. Para finales de siglo la totalidad de los modelos muestran una disminución de dicho índice, salvo el modelo JMA donde sigue siendo apenas visible dicha disminución. Esto sería reflejo del calentamiento global sobre las zonas de entre 3500 y 5000 metros sobre el nivel del



mar. Los días con temperaturas menores a  $0^{\circ}\text{C}$  (FD), también muestran que la disminución para mediados de siglo, ocurre a lo largo de toda la zona andina, principalmente en la sierra sur y el Altiplano, para finales de siglo la disminución es mayor y esto se observa en la totalidad de los modelos (Figura 6.21).

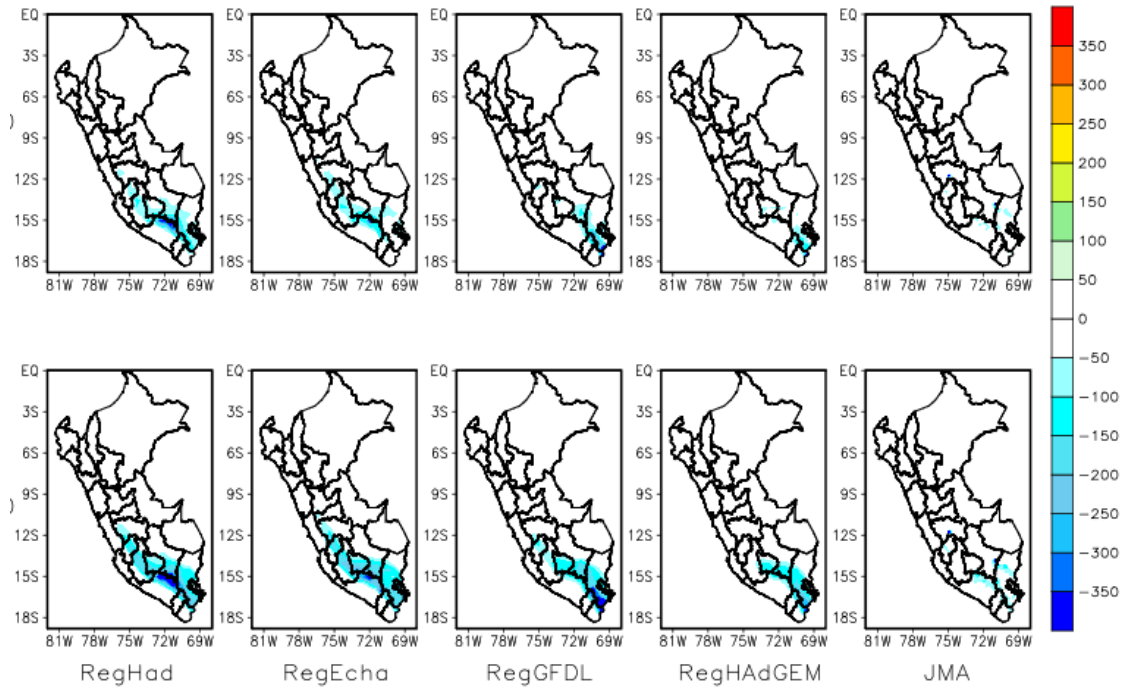


Figura 6.20 Cambios (días) en el número de días consecutivos con  $T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$  (CFD), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

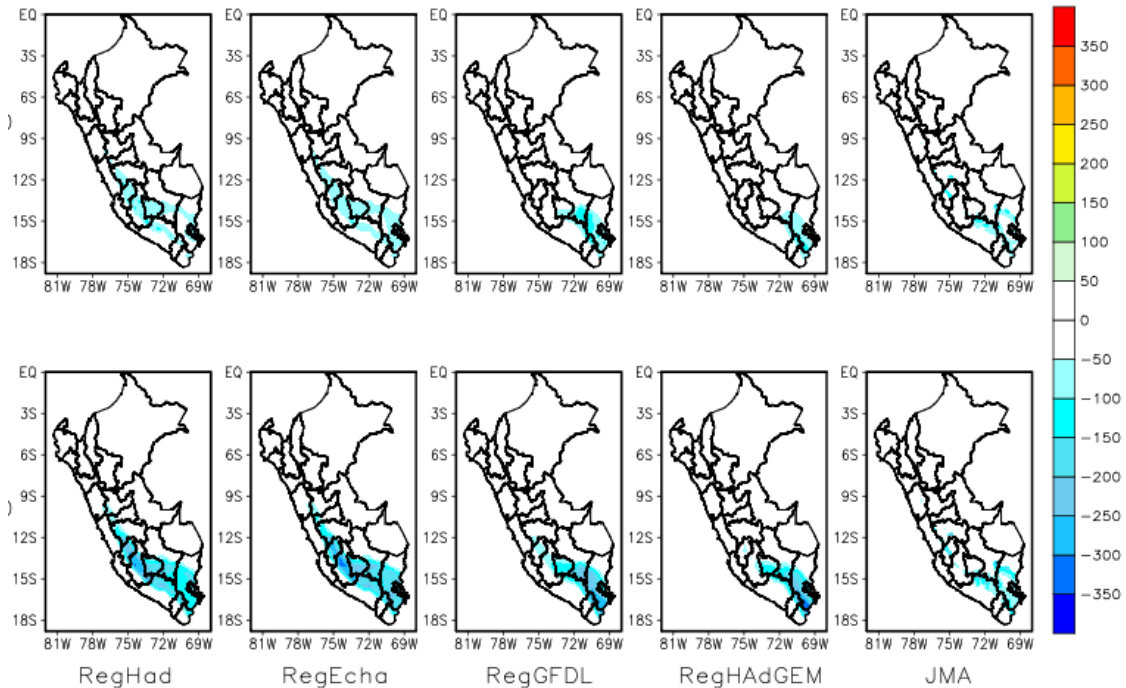


Figura 6.21 Cambios (días) en el número de días con  $T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$  (FD), primera mitad de siglo (fila superior) y finales de siglo (fila inferior).

## 6.5 Conclusiones

En este capítulo se han analizado las proyecciones climáticas tanto para mediados como para finales del siglo XXI de 5 modelos para el Perú. Para el análisis se tuvieron en cuenta diferentes modelos regionales así como un modelo global con una malla horizontal de 20km. También se consideraron dos posibles escenarios de emisiones de CO<sub>2</sub>.

Los resultados aunque con diferencias particulares según los modelos y escenarios considerados muestran no obstante, concordancias considerables en sus proyecciones. De este modo podemos decir que para mediados y finales de siglo se evidencia en los meses lluviosos un incremento de la precipitación en la costa norte y parte de la costa central, mientras que las precipitaciones en la cuenca amazónica parece que sufrirán una disminución más intensa a finales de siglo. También se refleja en casi todos los modelos una disminución de las precipitaciones en los meses de (DEF), en gran parte de los Andes del sur. En el otoño (MAM), las proyecciones pronostican un incremento de las precipitaciones especialmente en la costa norte y central, (influencia clara de El Niño). Para los meses de invierno (JJA), los modelos discrepan en sus resultados para la zona costera y andina, sin embargo mantiene un patrón regular de disminución de precipitaciones en la zona de selva amazónica. Finalmente, en primavera (SON) hay un acuerdo unánime en las proyecciones manifestando un aumento de precipitaciones en la costa noroeste del país y una disminución en la cuenca amazónica

Respecto a las temperaturas los modelos proyectan incrementos de temperatura tanto máxima como mínima. En cuanto a las temperaturas máximas los aumentos para la primera mitad de siglo varían entre 0.2°C y 2.3°C, en gran parte de las estaciones del año. Para finales de siglo los incrementos se acentúan, especialmente en la zona de los Andes y en la amazonia peruana, con aumentos que oscilan entre 2.5°C y 5.5°C. Estos resultados coinciden con los mostrados en algunos trabajos previos (Marengo et al., 2009a y 2009b; Urrutia et al., 2009; Blázquez et al., 2012; Kitoh et al., 2011; Llopart et al., 2014). Las temperaturas mínimas, muestran un comportamiento similar, en la primera mitad de siglo se observan cambios que oscilan entre los 0.2°C y 2.3°C, en gran parte del Perú y para finales de siglo los modelos tienden a mostrar las mayores variaciones de temperatura mínima en los Andes, costa norte y selva con valores que van de los 2.5°C a 5.5°C en las proyecciones más extremas.

En cuanto a los índices climáticos de eventos extremos se evidencia una disminución de los días secos consecutivos (CDD) en la zona norte, y un aumento en la zona sur de los Andes y en la selva amazónica más acusado a finales de siglo. Los días húmedos consecutivos (CWD), aumentarán en la zona de la costa y selva norte del Perú. En el análisis de los índices de

lluvias extremas no se observan cambios muy acusados. Sin embargo, sí que se refleja en las figuras analizadas un aumento de las lluvias de 20mm y 50mm en la selva norte y una disminución de las mismas en la zona de los Andes.

Finalmente, el estudio de los índices relacionados con las temperaturas revelan que los días de verano consecutivos ( $T_{max} > 25^{\circ}\text{C}$ ) serán más frecuentes en la zona costera y en la selva amazónica. Asimismo, los días con noches tropicales ( $T_{min} > 20^{\circ}\text{C}$ ) se irán incrementando desde mediados hasta finales de siglo en gran parte de la amazonia y costa peruana. Por último, como era de esperar tanto el número de días con heladas como el número de días con heladas consecutivos ( $T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$ ) decrecerá en la zona andina y particularmente en los Andes del sur.



## Capítulo 7

# Proyecciones Climáticas sobre Perú y su Relación con el Fenómeno ENSO

### 7.1 Definición Histórica de "El Niño"

"El Niño" era el nombre usado por los pescadores en la costa norte del Perú durante el siglo pasado, para referirse a la llegada de una corriente cálida proveniente del área ecuatorial, y cuya fecha comúnmente coincidía con la época navideña de ahí, el nombre de "Niño Jesús". Algunos años este evento llegaba tan fuerte que traía consigo graves consecuencias. A tal efecto, hoy en día el término "fenómeno de El Niño" se refiere más bien al evento anómalo y no al anual. A partir de 1960 los avances científicos permitieron ver que "El Niño" tiene manifestaciones a lo largo de todo el Pacífico tropical, y que lo observado en el Perú no es más que un aspecto muy regional de una interacción entre todo el Pacífico tropical y la atmósfera global (Enfield, 1987). La parte atmosférica de dicha interacción se conoce como "Oscilación del Sur", y el proceso acoplado atmósfera-océano se denomina El Niño-Oscilación del Sur o ENSO (Enfield, 1995).

Las primeras publicaciones científicas sobre El Niño parecen haberse dado en el Perú a finales del siglo pasado, refiriéndose a la "Corriente del Niño", fenómeno anual que se produce en las costas del norte del Perú y sur del Ecuador, consistente en la aparición de una corriente caliente proveniente del Pacífico ecuatorial. Los marinos paítenos (ciudad costera del norte del Perú), que navegan frecuentemente cerca de la costa en embarcaciones pequeñas, conocen esta corriente y la denominan "Corriente del Niño", porque se hace más intensa después de la Pascua de Navidad (Carrillo, 1892; Vegas, 1983). Otras publicaciones como las de Carranza, también en 1892, hablan de la "Contracorriente marítima observada en Paita y Pacasmayo" en el norte del Perú. El geógrafo peruano Pezet también observó la existencia de esta contracorriente que Pezet relacionó con lluvias muy intensas que superaban los valores de una estación lluviosa normal. (Pezet, 1895).

Eguiguren es el primero en establecer el patrón de las lluvias en la región de Piura (Revesz et al., 1997). En 1894, Eguiguren hace una clasificación de la intensidad de las lluvias durante un siglo (1791-1891) en cinco clases: "Años secos", "Ligeras lluvias", "Años regulares", "Años buenos" y "Años extraordinarios" (Eguiguren, 1894) y llega a la conclusión de que los años con mayores precipitaciones se encuentran relacionados con la presencia de la "contracorriente del Niño". Lo importante del caso es destacar que la relación establecida por Eguiguren entre esta corriente y el régimen de lluvias en Piura, muestra que esta literatura científica inicial sobre El Niño se encuentra motivada por los impactos sobre la sociedad de esta corriente oceánica que afecta no solo a los recursos pesqueros sino al clima de toda la región. En particular en 1891 las consecuencias fueron bastante graves. Todos los ferrocarriles sufrieron graves daños, incluyendo las vías de Arequipa, Puno y Cuzco. El Ferrocarril Central que aún hoy une Lima con la sierra central del país (despensa alimentaria de la capital y también trae varios productos mineros para su exportación) fue bloqueado a la altura de Ñaña por dos grandes deslizamientos de tierra. El departamento de Ancash resultó gravemente afectado por aluviones, quedando Huaraz aislada durante 80 días. Trujillo y Chiclayo soportaron, durante setenta días consecutivos, lluvias tormentosas torrenciales. Chimbote, muy pequeña por entonces, quedó destruido en un 95%; Piura y Ancash resultaron también seriamente castigadas por las lluvias. Las provincias que más sufrieron fueron Chancay, Huarochirí, Lima, Cañete, Canta y Yauyos. Casma quedó en ruinas y Supe, por entonces con algo más de dos mil habitantes, desapareció totalmente el 24 de febrero bajo las aguas de la enorme crecida del río Seco (López Martínez, 1983). En 1891 tuvo lugar un Niño que afectó el territorio nacional mucho más allá del norte del país. Nos recuerda a la extensión territorial afectada y tipo de impacto climático ocurrido en el Perú durante el más reciente Niño de 1997-98.

Actualmente, para identificar y definir el fenómeno del ENSO se han diseñado numerosos índices basados tanto en anomalías oceánicas como atmosféricas.

Los índices basados en las anomalías oceánicas pueden utilizar para su cálculo las anomalías de temperatura de 4 zonas localizadas en el Pacífico oriental y central a lo largo de la línea ecuatorial, entre la costa oeste de América del Sur y el meridiano de 180° (Figura 7.1). En estas regiones se encuentran localizados instrumentos de observación meteorológica ubicados en boyas y además dichas regiones se encuentran bajo observación satelital de forma permanente dentro de la red de observación del ENSO. En la Tabla 7.1, se pueden ver las diferentes regiones y cuales son sus límites exactos.

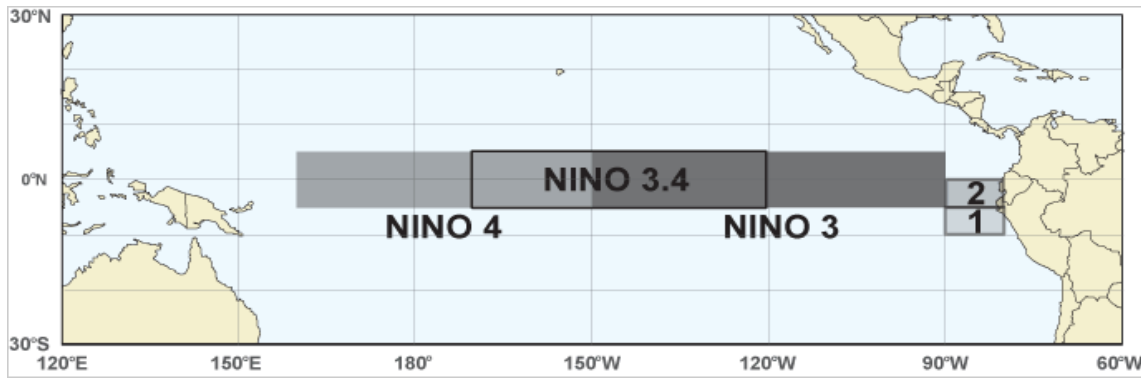


Figura 7.1 Regiones Niño en el Pacífico ecuatorial.

Región	Latitud	Longitud
Niño 1+2	0°-10°S	80°O-90°O
Niño 3	5°N-5°S	90°O-150°O
Niño 3.4	5°N-5°S	120°O-170°O
Niño 4	5°N-5°S	160°E-150°O

Tabla 7.1 Coordenadas de las regiones Niño en el Pacífico ecuatorial.

Los índices basados en las anomalías de la TSM del Pacífico ecuatorial que se usan para identificar el ENSO se calculan de diferentes maneras pero siempre utilizando promedios móviles (Trenberth, 1997; Guevara, 2008). Para nuestro estudio consideraremos el índice ONI y el índice ICEN. En el capítulo 4 en la sección de metodología se explica con detalle el procedimiento utilizado para su cálculo.

## 7.2 Oscilación del Sur

La parte atmosférica del fenómeno ENSO se conoce como la Oscilación del Sur. Esta denominación fue utilizada por primera vez por Walker en 1928, para describir la oscilación de la presión atmosférica en el océano Pacífico tropical occidental y el Pacífico tropical oriental aproximadamente cada cuatro años. Más tarde se determinó que dichos períodos de oscilación variaban entre dos y diez años (Trenberth, 1976; Trenberth, 1984). Según Walker y Bliss (1928) cuando la presión es alta en el océano Pacífico, tiende a ser baja en el océano Índico de África a Australia; estas condiciones están asociadas con bajas temperaturas en ambas áreas, y las precipitaciones varían en la dirección opuesta a la presión. Walker encontró que la Oscilación del Sur se asocia con la sequía en la India, y los inviernos fríos y húmedos en el sureste de Estados Unidos (Kiladis y Díaz, 1989). La Oscilación del Sur es la señal más destacada de variabilidad climática global con un patrón coherente de presión, temperatura y

precipitación (Rasmusson y Wallace, 1983; Philander y Rasmusson, 1985; Philander, 1990). Dicha oscilación se asocia con cambios importantes en la ZCIT y en la Zona de Convergencia del Pacífico sur (ZCPS) (Trenberth, 1984b). El ZCPS es el punto focal para los eventos ENSO, y se desplaza al noreste de su posición media durante los eventos de El Niño y al suroeste durante los eventos de La Niña (Vincent, 1994). Los centros de acción de la Oscilación del Sur se encuentran en Indonesia y la zona tropical del océano Pacífico sur (Figura 7.2) y están unidos por una circulación de este a oeste a lo largo del ecuador zonal con el movimiento ascendente en el Pacífico occidental y el movimiento descendente en el este (Trenberth, 1976; Trenberth, 1991). Bjerknes llamó a este sistema de circulación “circulación de Walker” (Bjerknes, 1969).

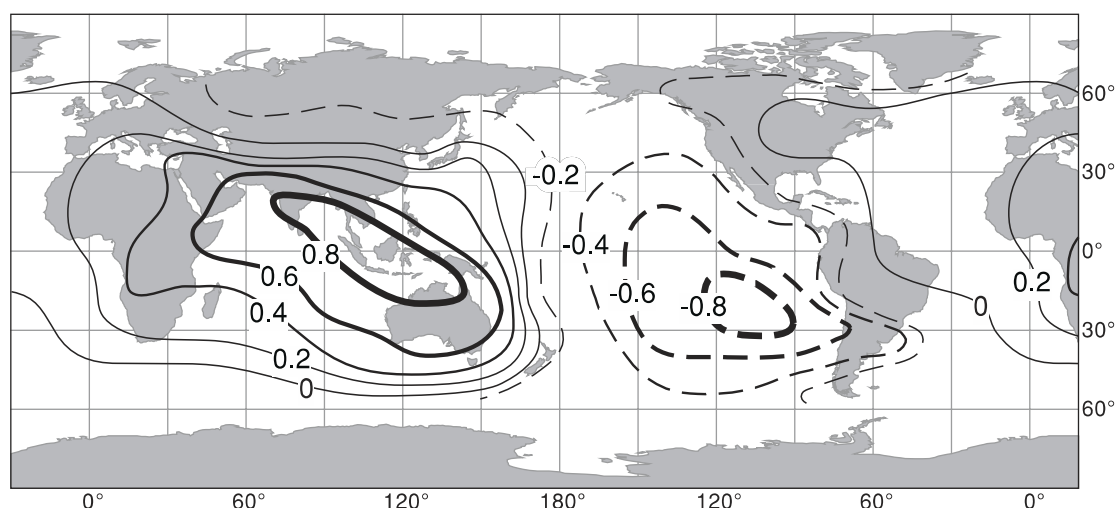


Figura 7.2 Centros de acción de la Oscilación del Sur. Las líneas continuas muestran correlaciones positivas de la presión atmosférica con Darwin/Yakarta en la región occidental, y las líneas discontinuas muestran correlaciones negativas con Tahití en la región oriental, durante años de El Niño (Caviedes, 2001).

La Oscilación del Sur es identificada a través del índice de la Oscilación del Sur que se define como la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar estandarizada entre la estación Papeete de Taití, en la Polinesia francesa, y la estación de Darwin, en Australia. Al igual que ocurría con los índices oceánicos, también existen diferentes expresiones para calcular el índice SOI (Guevara, 2008). En este trabajo nos centraremos en la parte oceánica del ENSO y no usaremos la Oscilación del Sur para nuestro estudio.

### 7.3 Clasificación de Eventos ENSO

Aunque la Corriente de El Niño era conocida en las Costas de Ecuador y Perú desde hace un siglo, es a partir del evento El Niño 82-83 cuando se empezó a prestar atención al fenómeno



ENSO (El Niño-Southern Oscillation) como generador potencial de desastres (Zevallos, 2000). La “Corriente de El Niño” tenía una connotación positiva y era motivo de regocijo para los pescadores y agricultores de la costa ecuatoriana y peruana. El “Fenómeno de El Niño”, tiene por el contrario, una connotación negativa y es sinónimo de destrucción.

El cambio de percepción es sin duda consecuencia de la ocurrencia de dos eventos “El Niño” o eventos ENSO de gran magnitud en apenas 15 años: el primero el de 1982-1983 y el segundo en 1997-1998. Asociados ambos a graves daños y pérdidas ocasionadas entre el primero y el segundo de los eventos.

Los eventos ENSO se clasifican de acuerdo con el signo de las anomalías que presenta la temperatura en el océano Pacífico. Durante los eventos "fríos" hay una lengua de agua fría a lo largo del ecuador, con una reducción de la temperatura del mar y con presiones atmosféricas por encima de la media en el Pacífico oriental. Durante los eventos "cálidos", las temperaturas son más altas de lo normal, y como resultado se da El Niño. Tales temperaturas cálidas dan como resultado el calentamiento de la atmósfera inferior y por lo tanto baja la presión. Los términos "fríos", "cálidos" fueron utilizados por primera vez por Horel y Wallace en 1981 y Rasmusson y Carpenter en 1982 para clasificar los eventos en función de la respuesta de la presión a nivel del mar y la temperatura del aire en el Pacífico oriental tropical. Durante las condiciones más frías, tenemos altas presiones debido a una reducción de la temperatura en el Pacífico oriental, mientras que se dan bajas presiones en el Pacífico occidental, donde la temperatura tiende a ser mayor, lo que conduce a un gradiente de presión fortalecido y fuertes ascensos de nubosidad. A niveles más altos, durante condiciones frías, el flujo correspondiente es del oeste, lo que forma una célula de circulación conocida como la circulación Walker (Figura 7.3). Estas condiciones frías se caracterizan por el afloramiento a gran escala de agua fría frente a la costa occidental de América del Sur provocado por una intensificación de los vientos alisos que soplan normalmente hacia el oeste a lo largo del Pacífico tropical. El reforzamiento de los vientos alisos inducidos por estas diferencias en la temperatura superficial del mar también favorece el fortalecimiento de la corriente Ecuatorial del Sur, especialmente cerca del ecuador, arrastrando aguas frías que disminuyen las temperaturas del Pacífico tropical oriental y central (Bigg, 1990). Estos mecanismos forman parte de un gran bucle de retroalimentación positiva, en la que las condiciones se amplifican durante un período de tiempo.

Cada pocos años la circulación de agua fría, que tiende a ser el sistema más frecuente, se interrumpe y se revierte dando lugar a un estado de calentamiento extremo. En la primera etapa del evento cálido, el anticiclón del Pacífico sureste (APS), se debilita (Philander y

Rasmusson, 1985) y los vientos alisios también lo hacen (Cane, 1983). La alteración de los vientos alisios genera ondas de Kelvin oceánicas que se propagan hacia el este, alcanzando la costa de América del Sur en unos pocos meses. Las ondas de Kelvin se asocian con la profundización de la termoclina, que es la capa que separa las aguas cálidas de la superficie del agua fría de las profundidades, lo que resulta en un calentamiento de la superficie del Pacífico oriental, y evita que el agua fría pueda aflorar (Trenberth, 1996; Philander y Rasmusson, 1985) (Figura 7.3). En este momento se producen anomalías de la circulación en la parte superior-tropical de la troposfera con el desarrollo de una célula de circulación anticiclónica anómala al sur del ecuador que ocurre aproximadamente en el momento de la segunda fase del ENSO (Philander, 1983). La segunda etapa del ENSO se inicia a mediados del año siguiente, unos seis meses después de la aparición de condiciones inusuales en el este, y consiste en un desplazamiento hacia el este de la zona convectiva, con un aumento en las anomalías de precipitación ecuatorial central (Ramage y Hori, 1981; Philander, 1983; Philander y Rasmusson, 1985). Philander y Rasmusson (1985) encontraron que el patrón de anomalías que se produce durante esta segunda etapa, refleja una extensión hacia el este del monzón superior de la troposfera alta, que normalmente se encuentra en el Pacífico occidental, a menudo esto conduce a la disminución de las precipitaciones en el monzón de la India (Meehl, 1987; Kripalani y Kulkarni, 1997). Estas condiciones alcanzan su máximo cerca de final de año, y/o principios del año siguiente, restableciéndose las condiciones normales gradualmente durante el resto del año (Philander y Rasmusson, 1985). Un evento ENSO generalmente evoluciona a través de estas dos etapas, la primera etapa que implica principalmente el Pacífico oriental, y la segunda etapa que también implica el Pacífico central y occidental (Philander, 1983).

Si bien es cierto que los episodios cálidos y fríos del ciclo ENSO pueden ser muy diferentes el uno del otro, a finales de la década de los setenta, Quinn et al. identificaron y categorizaron eventos de El Niño hacia atrás, hasta los comienzos del año 1500. Para ello reunieron información de la temperatura del océano y las precipitaciones desde una gran variedad de fuentes, incluyendo los diarios personales de viajeros de la región, registros de la minería del guano, registros de plantaciones en Indonesia, bitácoras de buques y evidencias físicas e históricas de las inundaciones y deslizamientos de tierra que se produjeron siglos atrás (Quinn et al., 1987). De acuerdo a esta categorización se clasificó a El Niño en tres categorías: débil, moderado y fuerte y lo mismo con La Niña.

La diferente intensidad de los eventos ENSO generalmente dependerá de la intensidad de los calentamientos y de la ocurrencia o evolución que siguen las dos principales etapas por las

que se desarrolla el fenómeno y que comentamos anteriormente. Hasta antes de 1982-83, se habían documentado varios eventos conocidos como Niño Canónico (Rasmusson y Carpenter, 1982), en función de su evolución temporal. Es decir, cuando el calentamiento del mar se inicia en la costa peruana durante el otoño y se extiende hacia el oeste, con un máximo calentamiento en el Pacífico central-oriental durante el verano siguiente. No obstante, El Niño de 1982-83 rompió estos esquemas. El Niño 1982-83 respondió a un patrón de formación diferente, no tuvo lugar la primera etapa (Rasmusson y Wallace, 1983; Philander y Rasmusson, 1985), se presentó de forma repentina y desfasado, con tres meses de adelanto al comienzo de la estación invernal, las causas de su formación responden a cambios en la interacción del océano y la atmósfera a gran escala. El Niño 1982-83 creó una serie de interrogantes, fundamentalmente por no seguir el patrón de formación conocido. Si bien se cree que el fenómeno ocurrió como consecuencia de las fluctuaciones climáticas de la Oscilación del Sur. No se sabe que motivó que el índice de presión Tahití-Darwin, que se mantuvo dentro la normalidad entre finales de 1981 y comienzos de 1982, descendiera a valores negativos considerablemente bajos en los meses siguientes. El evento el Niño 1997-98 ha sido también uno de los más fuerte del siglo. Su duración aproximada desde febrero de 1997 hasta agosto de 1998 (19 meses), supera ampliamente el de 1982-83 que fue de 11 meses. El Niño 1997-98 comenzó a registrar temperaturas anormalmente altas en la costa de Perú en la primavera de 1997. Durante el siguiente par de meses, estas anomalías aumentaron de forma sorprendente.

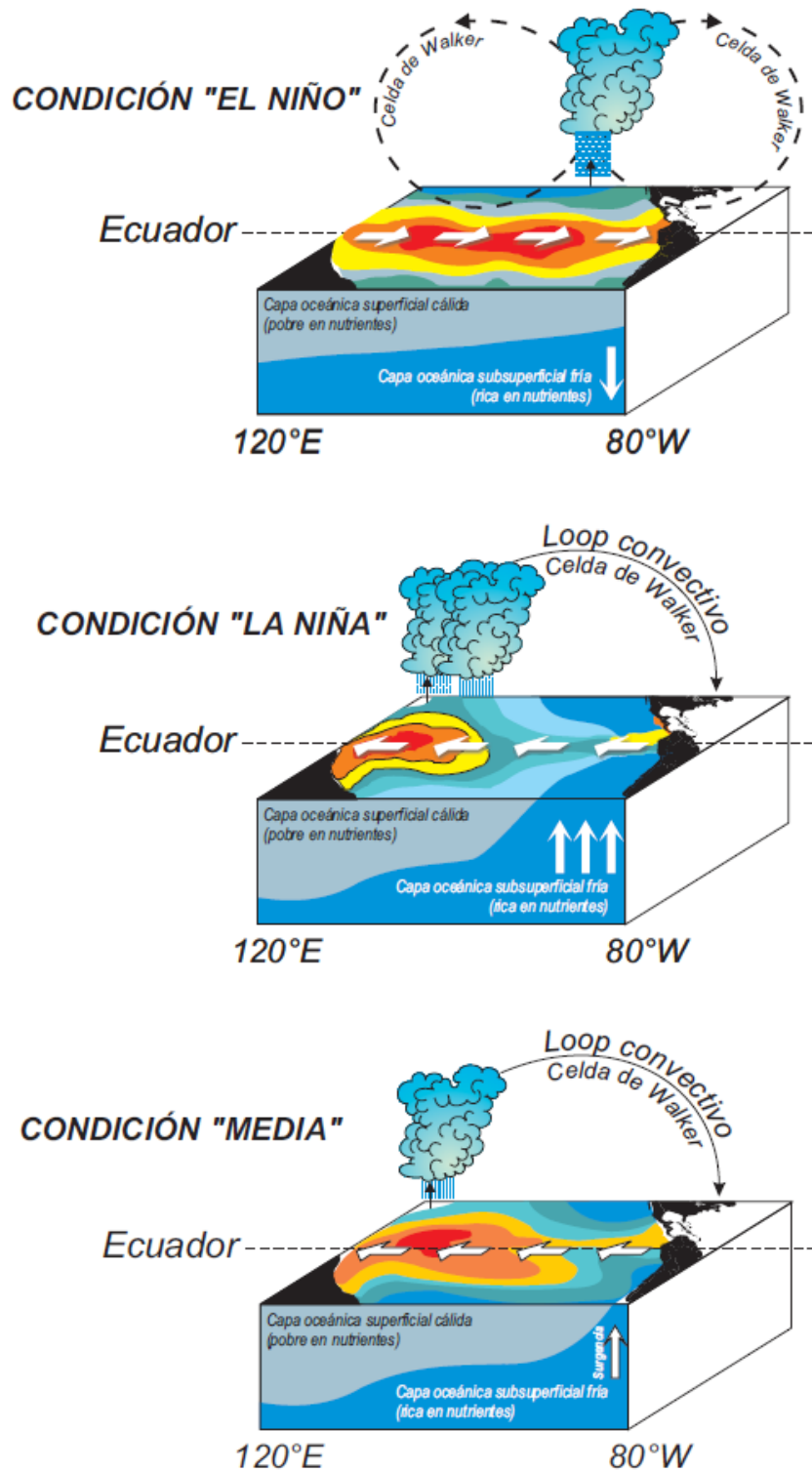


Figura 7.3 Condiciones normales y condiciones ENSO en el Pacífico Ecuatorial. (Maturana et al., 2004)

Las anomalías crecieron tanto en octubre de 1997, que por esas fechas ya se había convertido en El Niño más fuerte de los últimos 50 años de recopilación de datos. Investigaciones recientes (Ashok et al., 2007; Ku et al., 2009; Kao et al., 2009; Takahashi et al., 2011) dan cuenta de otro patrón de anomalías de temperatura superficial en el Pacífico central que no

necesariamente llega a acoplarse con el Pacífico oriental, convirtiéndose en el segundo modo dominante de variabilidad interanual en el Pacífico tropical: Este patrón se conoce con el nombre de El Niño Modoki.

Por otro lado, debe tenerse en cuenta que El Niño no actúa solo, sobre él se acopla otro fenómeno conocido como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), una fluctuación natural que alterna fases de calentamiento y de enfriamiento cada 20 o 30 años. Existen algunos estudios que dicen que la PDO podría influir en la frecuencia e intensidad de El Niño (Mantua et al., 1997; Bove, 2000). Hoy existe mucha incertidumbre en cuanto a la evolución de la intensidad y frecuencia de El Niño en el futuro, debido a la recurrencia de patrones asociados a nuevos modos de variabilidad interanual, y al contexto del cambio climático.

#### **7.4 Teleconexiones**

Los impactos del ENSO, se cree que se extienden a latitudes fuera del cinturón ecuatorial por la rotación de la tierra, asimismo dan paso a un gran patrón de ondas cuasi-estacionario que da lugar a importantes anomalías en la circulación extratropical (Rasmusson y Wallace, 1983). Estas anomalías afectan a diversos aspectos del clima global a través de una serie de "teleconexiones" (Trenberth, 1976). En los últimos años son muchos los estudios que se han llevado a cabo para determinar la asociación de muchos fenómenos climáticos con el fenómeno ENSO. No siempre ha sido posible encontrar o justificar dicha asociación entre El Niño y los cambios climáticos propuestos, pero en muchos lugares se han encontrado correlaciones significativas, lo que ha permitido generar mapas de impactos globales tal como el que se muestra en la Figura 7.4, en la que se diferencian los cambios en el invierno y en el verano según tenga lugar un evento El Niño o La Niña. Como efectos más relevantes, se aprecian variaciones notables en los Estados Unidos, en el este de África y en Japón (Chong-Yin, 1994; Normand, 1953; Webster y Yang, 1992; van Heerden et al., 1988; Lindsay, 1988; Nicholson y Kim, 1997; Rutllant y Fuenzalida, 1991; Pisciottano et al., 1994).

Los efectos del ENSO sobre el clima de las diferentes regiones tienen serias repercusiones sobre la agricultura y la alimentación. Esto representa riqueza para algunos países y hambrunas para otros. De ahí la importancia de establecer estrategias comunes por regiones que puedan aumentar la eficiencia de cara a mitigar los efectos o a aprovechar los recursos del clima, tales como tipos de cultivo y regadíos.

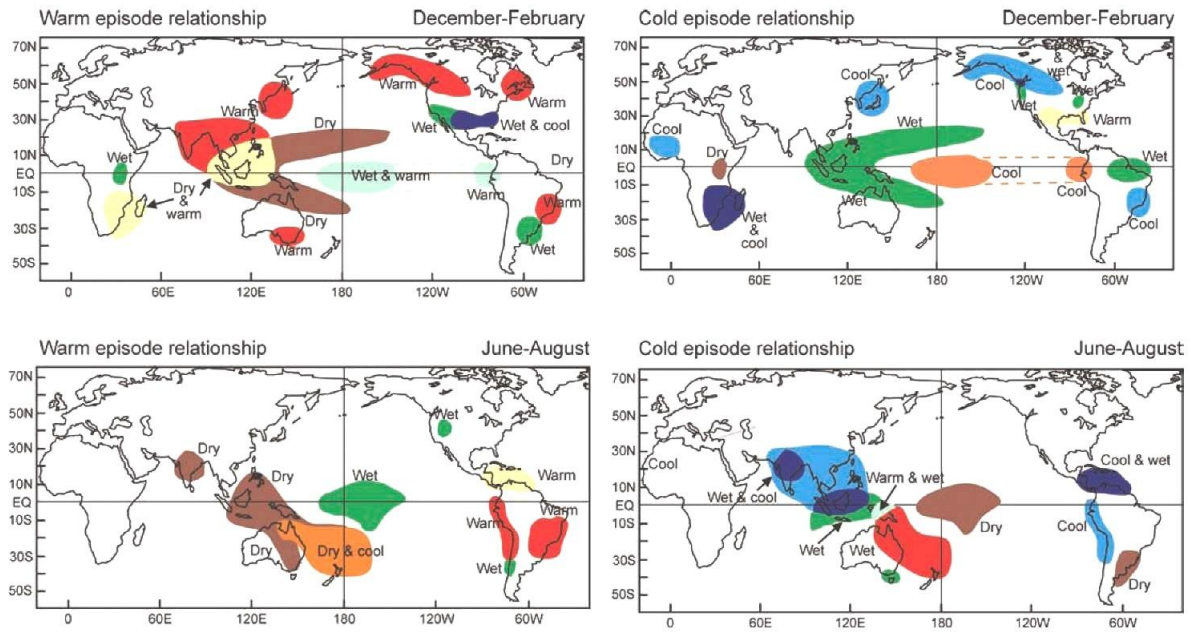


Figura 7.4 Teleconexiones ENSO. Episodios Cálidos (El Niño) y episodios Fríos (La Niña), También se incluye la variación de las teleconexiones por temporada para cada episodio (NOAA-CPC).

## 7.5 Relación entre el Fenómeno ENSO y Perú

La influencia del fenómeno ENSO sobre el Perú es de vital importancia debido a los impactos socio-económicos directos e indirectos que se dan en el país dependiendo de si nos encontramos en un año Niño o Niña. Las proyecciones de escenarios de cambio climático elaboradas por el IPCC, en el último informe del AR5-IPCC, indican que los modelos CMIP5 muestran una cierta mejora en comparación con los del CMIP3, en la reproducción de la amplitud del fenómeno ENSO. Los modelos del CMIP5 que simulan bien los eventos fuertes de El Niño muestran un aumento gradual de la intensidad de El Niño, especialmente en el Pacífico central (Kim y Yu, 2012). Los modelos del CMIP3 sugerían un cambio hacia el oeste de la variabilidad de la TSM en las proyecciones futuras (Boer, 2009; Yeh et al., 2009). Generalmente los cambios en la intensidad de El Niño en los modelos CMIP5 son muy dependientes de cada modelo (Guilyardi et al., 2012; Kim y Yu, 2012; Stevenson et al., 2012), y no se distinguen significativamente de las modulaciones naturales (Stevenson, 2012). Debido a que el cambio en las condiciones medias tropicales (sobre todo el gradiente zonal) depende fuertemente del modelo, los cambios en la intensidad del ENSO para el siglo XXI aún presentan una gran incertidumbre (Figura 7.5) (Salomón y Newman, 2011; Hu et al., 2012). Los cambios en ENSO dependen de los cambios en la retroalimentación océano-atmósfera (Philip y Van Oldenborgh, 2006; Collins et al., 2010; Vecchi y Wittenberg, 2010), y del régimen dinámico del modelo en cuestión. No obstante es muy probable, que el ENSO

seguirá siendo el modo dominante de la variabilidad natural del clima en el siglo XXI (Collins et al., 2010). Además, debido a una mayor disponibilidad de humedad, la variabilidad de las precipitaciones inducida a escala regional también es probable que se intensifique.

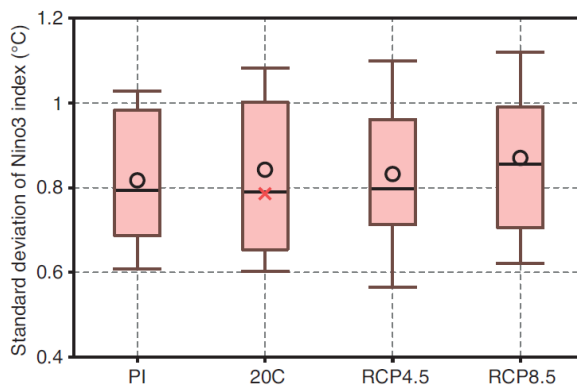


Figura 7.5 Desviación estándar en el conjunto de modelos del CMIP5 de la variabilidad de la TSM en la región NIÑO3 [5°S 5°N, 150°W - 90°W], una medida de la amplitud de El Niño, para la era pre-industrial (PI) control, simulaciones del siglo XX (20C), y proyecciones para el siglo XXI usando los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 (Stoker et al., 2013).

Respecto a las teleconexiones, hay poca mejora en el conjunto de modelos del CMIP5 respecto a la del CMIP3, principalmente en la amplitud y la correlación espacial de las teleconexiones de precipitación en respuesta al fenómeno ENSO, en particular dentro de las regiones de fuertes teleconexiones respecto a la precipitación (Langenbrunner y Neelin, 2013). Las proyecciones de diferentes escenarios en CMIP3 y CMIP5 mostraron un desplazamiento sistemático hacia el este en los patrones de teleconexión (Meehl y Teng, 2007; Stevenson et al., 2012), lo que podría deberse a una migración de los centros de convección tropical en un clima cálido (Muller y Roeckner, 2006; Müller y Roeckner, 2008; Cravatte et al., 2009; Kug et al., 2010), o a cambios de la circulación (Meehl y Teng, 2007). Algunos modelos pronostican un patrón de teleconexión ENSO intensificado en la región del Atlántico norte (Müller y Roeckner, 2008; Bulic et al., 2012) y un patrón de teleconexión debilitado en el Pacífico norte (Stevenson, 2012). No está claro si el desplazamiento hacia el este de la convección tropical está relacionado con los cambios longitudinales en El Niño (anomalías máximas de TSM) o a los cambios en el estado medio del Pacífico tropical.

El impacto del ENSO en el Perú, viene principalmente asociado a lluvias muy intensas en la costa norte y sequías en la zona del sur de los Andes (Dipolo del ENSO en el Perú), y a un incremento de las temperaturas extremas del aire a nivel de toda la costa. En este capítulo el estudio se centrará en los probables escenarios de lluvias que se esperan para mediados del

siglo XXI (2015-2040) y para finales de siglo (2075-2100) a nivel de todo el Perú. Para dicho estudio se usarán las TSM de los modelos empleados en los capítulos anteriores y se calcularán las correlaciones de Pearson (ver capítulo 4, sección 4.4) de dichas TSM con las precipitaciones pronosticadas para el escenario RCP4.5 de los modelos CMIP5 y para el escenario A1B de los modelos del CMIP3 y JMA. Asimismo se usarán dos índices que analizan la variabilidad del ENSO: El índice ONI (Ocean Niño Index) calculado por la NOAA y que tiene en cuenta la TSM del Pacífico central (<https://catalog.data.gov/dataset/climate-prediction-center-cpcoceanic-nino-index>) y el índice ICEN (Índice del Niño Costero), establecido por el Comité Multisectorial del Estudio del fenómeno el Niño (ENFEN-PERU) y que tiene en cuenta la TSM de parte de la costa Peruana (<http://www.met.igp.gob.pe/variabclim/indices.html>). Estos índices se usarán para evaluar la intensidad de los episodios ENSO en los tres periodos de estudio considerado. En el capítulo 4 se presenta la metodología considerada para el cálculo de dichos índices.

### **7.5.1 Relación de las Precipitaciones con las Regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4 en el Presente**

Como se mencionó en la sección 7.1 existen diferentes áreas en el Pacífico ecuatorial para estudiar el fenómeno ENSO y no siempre las influencias de dichas áreas son las mismas sobre una región concreta. En particular en este trabajo se estudió la correlación que las 4 áreas NIÑO tienen sobre la precipitación de Perú y se encontró que las dos áreas que más influencia mostraban con la precipitación de Perú eran la región NIÑO1+2 y la región NIÑO3.4. La importancia de estas áreas es ya conocida. Trabajos previos describen la relación de las precipitaciones en el norte del Perú y la TSM del Pacífico oriental usando la región NIÑO1+2 (Woodman, 1999; Vuille et al., 2000; Takahashi, 2004; Lagos et al., 2008). Esta zona del Pacífico tiende a ser la más fría del Pacífico ecuatorial y es conocida como lengua fría o “Cold Tongue” (Deser y Wallace, 1990). Otros trabajos también asocian el área NIÑO3.4 con ausencia de lluvias en la zona de los Andes centrales y Andes del sur del Perú (Lagos et al., 2008; Lavado et al., 2014; Bourrel et al., 2014; Bazo et al., 2013). Importante también mencionar que esta zona del Pacífico se encuentra relacionada con el llamado “El Niño Modoki” (Ashok et al., 2007), el cual tiene una gran influencia en el cambio del régimen de precipitaciones a nivel global.

En la Figura 7.6 se muestran los patrones de correlación obtenidos entre la TSM de ERSSTv3 y los datos de las estaciones de precipitación pertenecientes al Perú de la base de datos CRU



para el periodo 1965-2008. En esta figura solo se muestran las correlaciones significativas al 95%. Como se puede ver la influencia de ambas áreas se muestra de forma ligeramente diferente. Así, el área NIÑO3.4, presenta una mayor influencia sobre las precipitaciones del centro y sur de la cordillera andina, disminuyendo estas cuando se da un evento El Niño y aumentando cuando ocurre La Niña (Lavado et al., 2014). En el norte la correlación es positiva pero menos intensa que la mostrada por el área NIÑO1+2 para la misma región. Estos resultados coinciden con el trabajo de Woodman (1998) donde se observa que temperaturas del mar en la costa norte peruana superiores a 27°C traen consigo lluvias importantes en la costa norte.

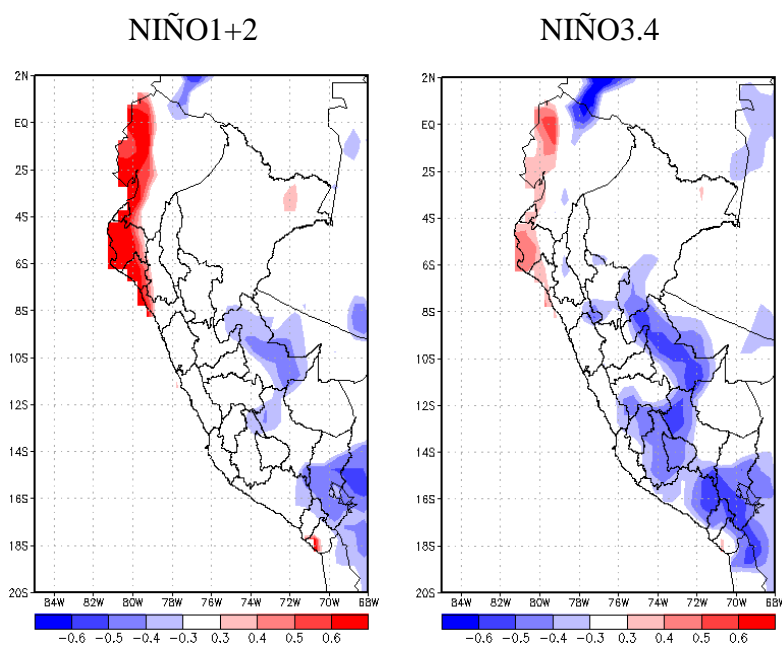


Figura 7.6 Correlación entre la TSM del área NIÑO1+2 y NIÑO3.4 con la precipitación del Perú para los meses de DEF del periodo 1965-2008. Solo se muestran aquellas correlaciones con una significatividad superior al 95%.

En ambas subfiguras de la Figura 7.6 se puede observar el “Dipolo del ENSO” muy marcado entre la zona norte del Perú y la zona central y sur de los Andes, esto se revela como una influencia inversa del fenómeno ENSO con el norte y sur del país, Estos resultados son coherentes con los mostrados por Garreaud et al. en 2001 donde hacen un análisis del efecto del ENSO en el Altiplano. También Lagos et al. (2008) encontró resultados similares al correlacionar las índices NIÑO1+2 y 3.4, con datos de lluvias de estaciones meteorológicas de Perú.

### **7.5.2 Relación de las Precipitaciones con las Regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4 para Mediados y Finales del Siglo XXI**

Para analizar la relación entre el fenómeno ENSO y las precipitaciones de Perú en el siglo XXI se siguió un esquema similar al mostrado en los capítulos 5 y 6. Se consideraron 5 modelos dos del CMIP3, dos del CMIP5 y el modelo JMA y se correlacionaron las TSM con las precipitaciones proyectadas para el siglo XXI tanto en el escenario A1B como en el escenario RCP4.5. Al igual que se había hecho en los capítulos posteriores se analizaron dos periodos futuros uno para mediados de siglo y otro para finales de siglo. Aunque el estudio se hizo para las cuatro áreas NIÑO de la Figura 7.1 solo mostraremos los resultados obtenidos para las áreas NIÑO3.4 y NIÑO1+2 que son las que presentan una mayor correlación en el periodo actual con las precipitaciones del verano (DEF).

En la Figura 7.7 se presentan los resultados obtenidos con los modelos del CMIP3 en el escenario A1B para mediados (2015-2040) y finales de siglo (20175-2100).

El modelo, RegEcha muestra que la influencia del área NIÑO1+2 se intensifica hacia finales de siglo especialmente en la zona de la costa norte y parte de la costa central, mientras que la correlación negativa observada entre dicha área del Pacífico y la selva norte y selva sur tiende a debilitarse hacia finales de siglo y deja de ser significativa al 95%. Para el área NIÑO3.4 las lluvias apenas muestran correlaciones significativas al 95% para los meses de estudio (DEF). En cuanto al modelo RegHad, las correlaciones significativas se restringen a la zona norte y parte de la costa central intensificándose hacia finales de siglo. No obstante, ni el área NIÑO1+2, ni el área NIÑO3.4 reproducen para el siglo XXI el Dipolo del ENSO observado en la Figura 7.6.

En la Figura 7.8 se muestran los resultados obtenidos al correlacionar la TSM con las precipitaciones de los modelos del CMIP5 (RegGFDL y RegHadGEM) para el escenario RCP4.5. En este caso sí se aprecia la configuración del Dipolo del ENSO con correlaciones positivas en la costa norte y central y correlaciones negativas en la zona central de la cordillera andina. En cuanto a la intensidad de las correlaciones parece que el modelo RegGFDL presenta disminución de dichas correlaciones para finales de siglo mientras que el modelo RegHadGEM considera un incremento en la intensidad de dichas correlaciones sobre todo las referentes al área NIÑO3.4.

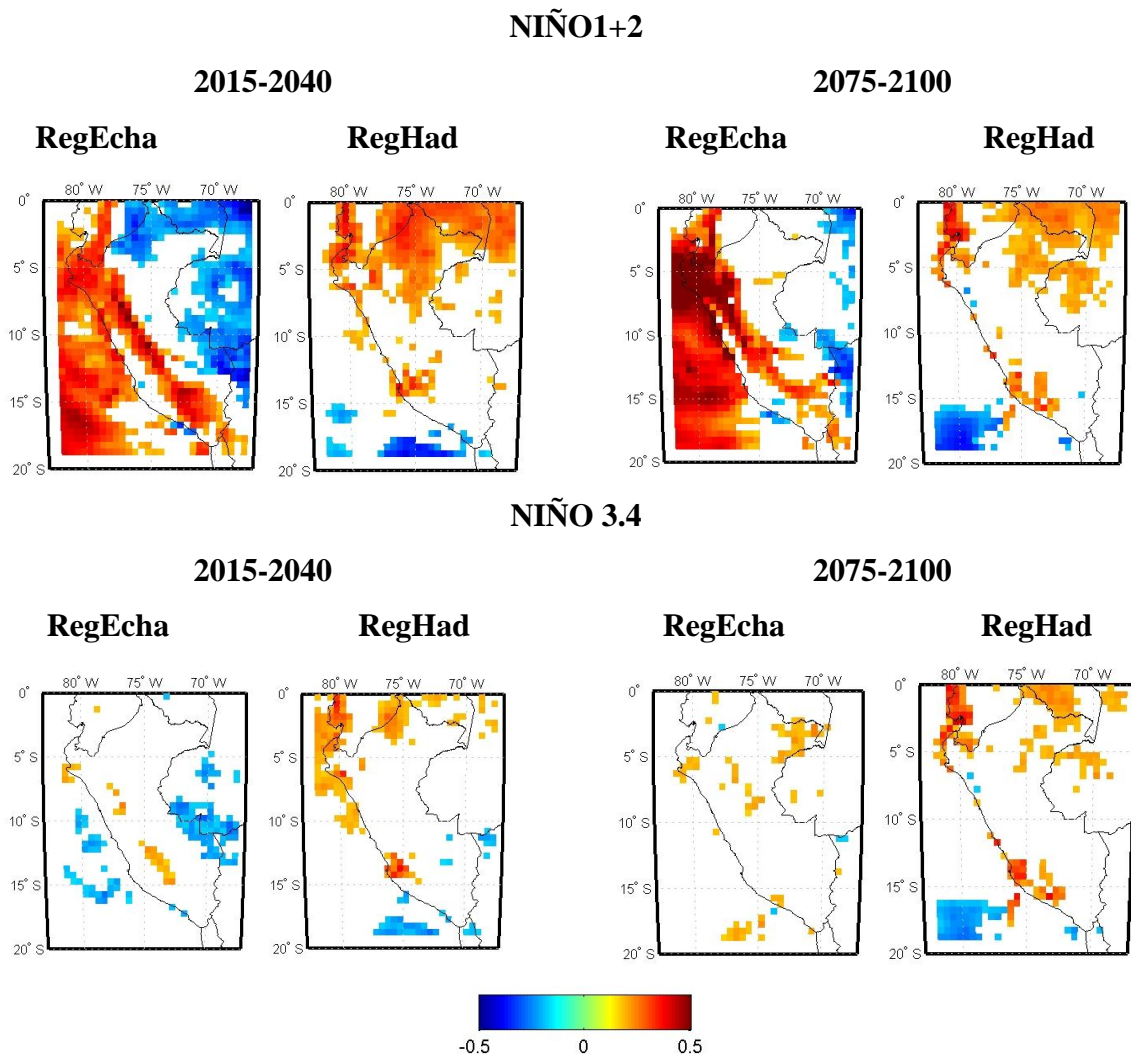


Figura 7.7 Correlación entre la TSM del área NIÑO 1+2 y área NIÑO 3.4 con la precipitación simulada de los modelos del CMIP3 (RegEcha y RegHad) para DEF de mediados y finales del siglo XXI en el escenario A1B.

Solo se muestran los valores de correlación significativos al 95%.

Por último en la Figura 7.9 se muestran los resultados obtenidos con el modelo global JMA en el escenario A1B. Para el área NIÑO1+2 los resultados reproducen bien las correlaciones positivas con la costa norte y central así como las correlaciones negativas con la cordillera central y sur de los Andes. No obstante a finales de siglo las correlaciones positivas se intensifican y generalizan a toda la costa del país. En las correlaciones con el área NIÑO3.4 se

mantiene hasta finales de siglo el Dipolo del ENSO con correlaciones positivas en gran parte de la costa norte y parte de la central y correlaciones negativas en la zona de los Andes centrales y del sur siendo más intensas las positivas a finales de siglo.

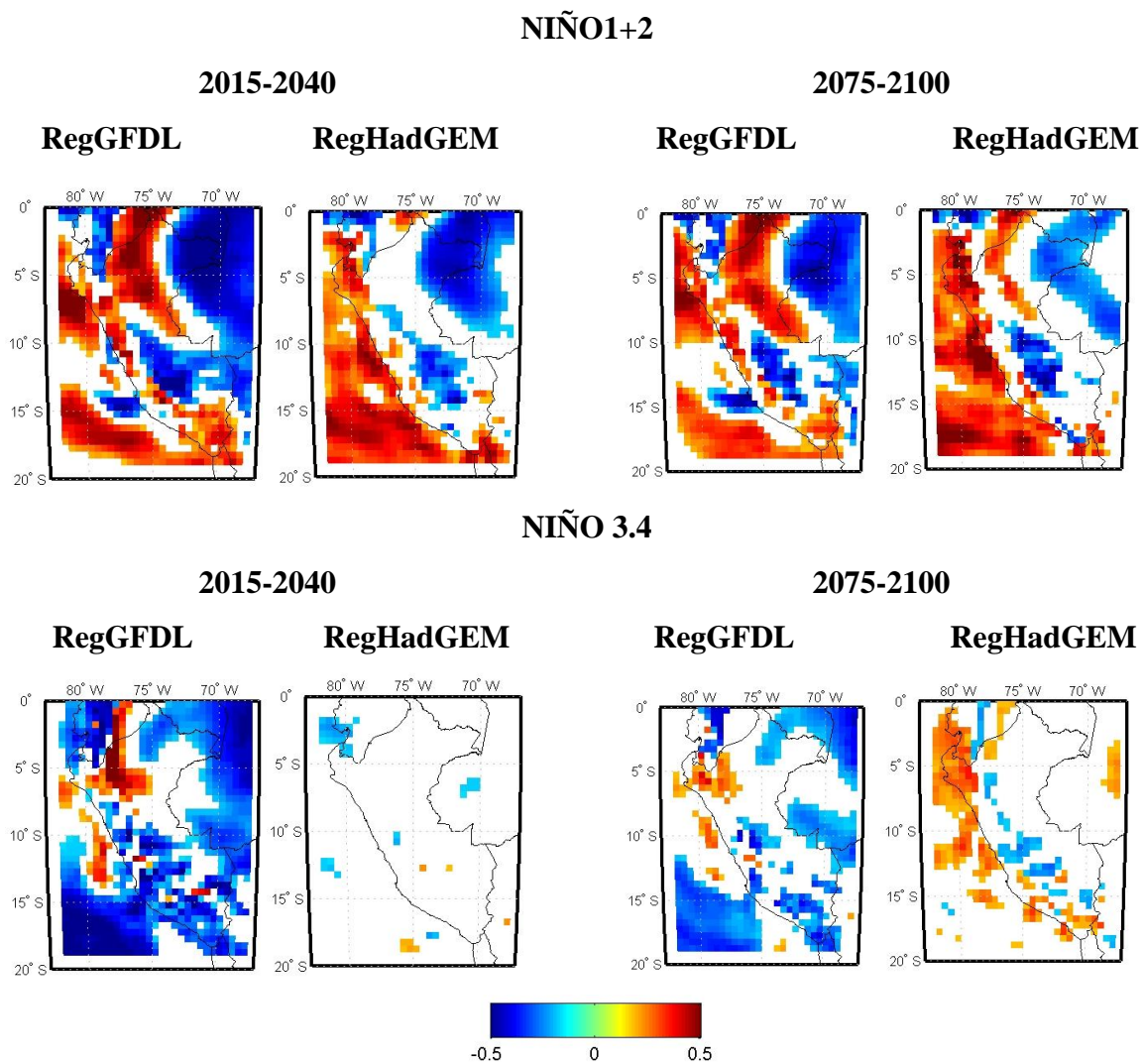


Figura 7.8 Correlación entre la TSM del área NIÑO 1+2 y área NIÑO 3.4 con la precipitación simulada de los modelos del CMIP5 (RegGFDL y RegHadGEM) para DEF de mediados y finales del siglo XXI en el escenario RCP4.5. Solo se muestran los valores de correlación significativos al 95%.

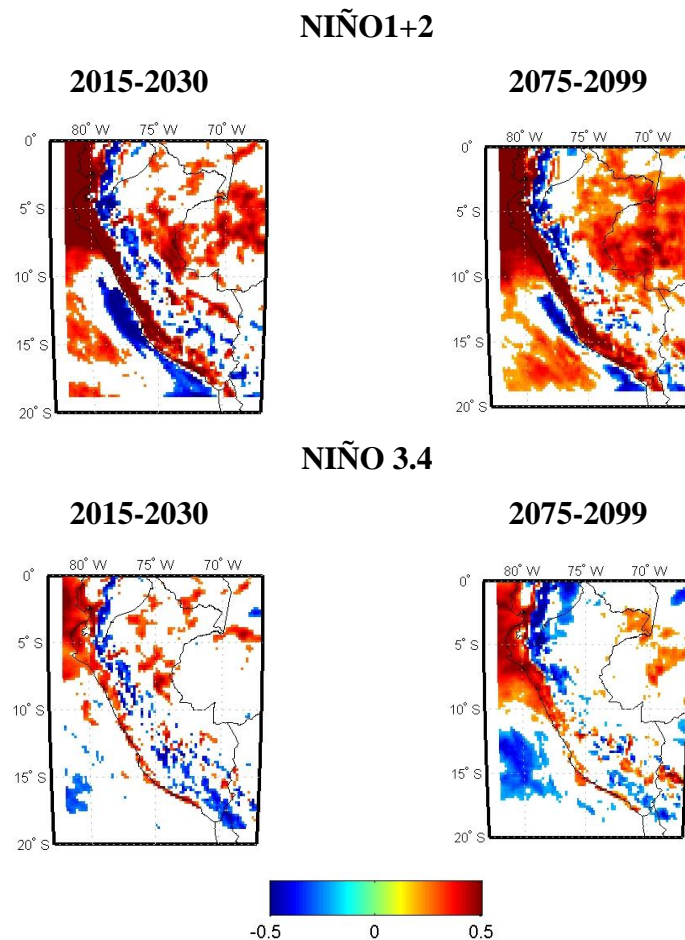


Figura 7.9 Correlación entre la TSM del área NIÑO 1+2 y área NIÑO 3.4 con la precipitación simulada del modelo global JMA para DEF de mediados y finales del siglo XXI en el escenario A1B. Solo se muestran los valores de correlación significativos al 95%.

## 7.6 Variabilidad de los Índices ICEN y ONI

En la sección 7.5 hemos visto la influencia directa de la TSM de las regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4 sobre las precipitaciones de DEF. Los resultados parecen mostrar una intensificación de la relación con la TSM del área NIÑO1+2 y las precipitaciones de la costa norte y central peruana. La relación con la región NIÑO3.4 parece un poco más frágil pero sí que parecen mantener su influencia sobre las precipitaciones de la costa norte y de la zona central y sur de los Andes en los modelos del CMIP5 y JMA. No obstante, sabemos de la complejidad de la relación de la señal ENSO con una variable como la precipitación, relación que no siempre es lineal (Woodman 1998). Por otro lado, aunque los modelos han mejorado mucho en su modelización del clima aún quedan muchos detalles por perfeccionar y la

variable de la precipitación es uno de ellos. Otro aspecto de interés y quizás menos complejo de modelizar es analizar la variabilidad de la intensidad de los fenómenos ENSO. Es decir, en el futuro va a ver más años de ENSO fuertes o más años de ENSO débiles, van a predominar los eventos cálidos (El Niño) o los eventos fríos (La Niña). Para ello, en este trabajo se han considerados los índices ICEN y ONI que son calculados con la TSM de las regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4, respectivamente, y analizamos como los modelos reproducen su variabilidad tanto en el siglo XX como para el siglo XXI en los escenarios RCP4.5 y A1B.

### **7.6.1 Variabilidad de los Índices ICEN y ONI en el Presente**

Primeramente se calculó el índice ONI (ver sección 4.4) para el periodo 1950-2011 con los datos de TSM de los modelos regionales del CMIP3, CMIP5 y los datos de la base ERSSTv3; con el modelo JMA solo se pudo calcular el índice para el periodo 1979-2003 que era el periodo para el que disponemos de datos. En la Figura 7.10 se muestran dichas series temporales. Los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL y JMA detectan coherentemente El Niño extraordinario de (1997-98), sin embargo los dos primeros muestra una sobrestimación en su intensidad, RegGFDL y JMA presenta intensidades similares a lo observado, en tanto que el modelo RegHadGEM, no llega a diferenciar un evento intenso. Para El Niño extraordinario 1982-83, los modelos RegHad, RegGFDL y JMA muestran picos similares, incluso similares intensidades a lo observado, RegEcha y RegHadGEM, muestran deficiencias para capturar la señal en este evento. Otro Niño categorizado como fuerte 1972-73, es muy bien explicado por los modelos RegEcha, RegHad y RegGFDL, el modelo RegHadGEM simula gran parte de los El Niño extraordinarios y fuertes. Para los eventos La Niña determinados con el índice ONI, 1974-75, gran parte de los modelos muestran coherencia tanto en intensidad como en duración. La Niña 1988-89, es captada correctamente por los modelos RegEcha, RegGFDL, RegHadGEM, sin embargo, la mayoría tiende a sobrestimar la intensidad del evento. Para la Niña fuerte del 1998-2000, solo algunos modelos (RegEcha, RegGFDL y JMA) fueron capaces de captar la señal.



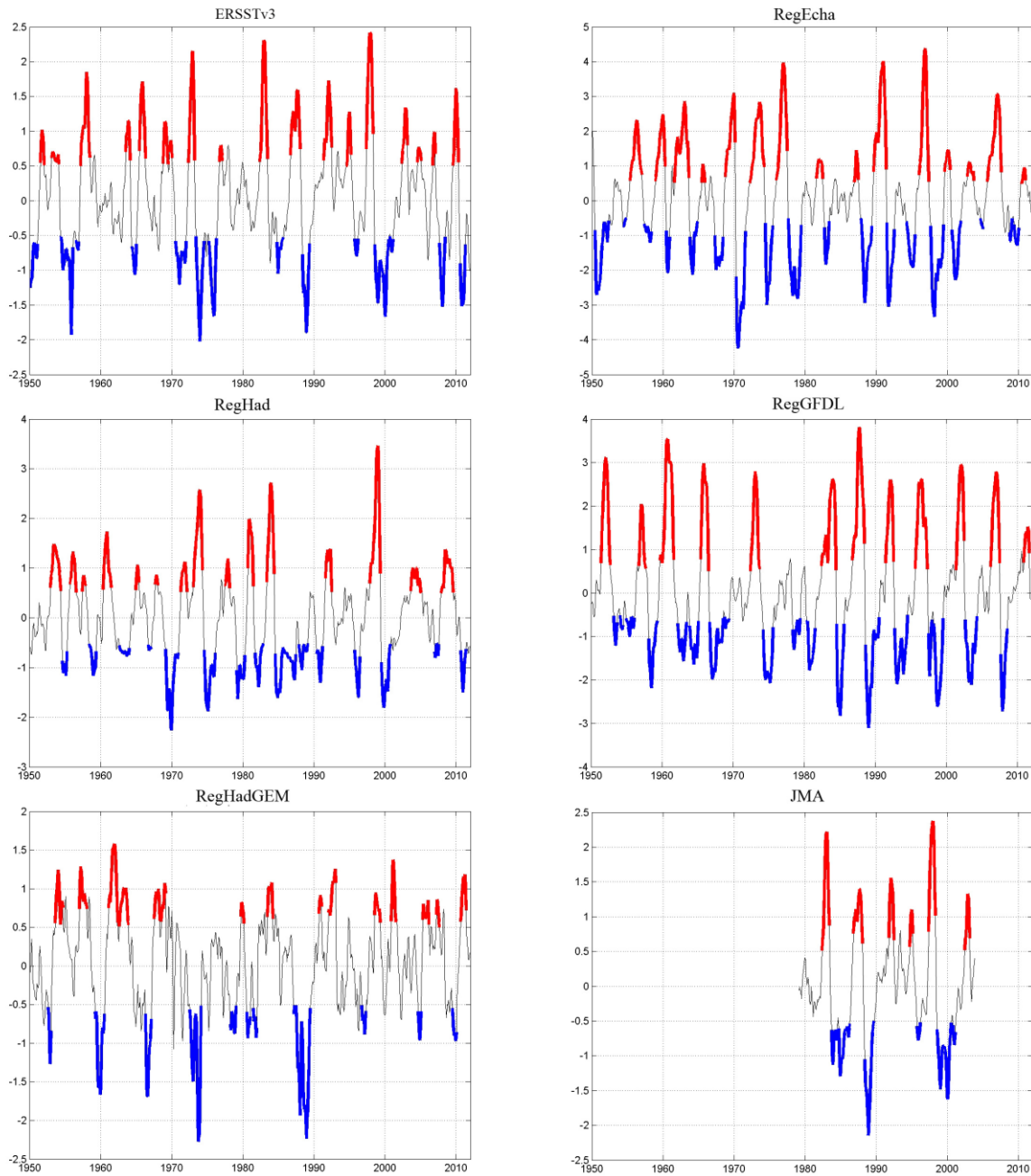


Figura 7.10 Series temporales del índice ONI calculado con la TSM de las observaciones del ERSST y de los modelos RegEcha, Reghad, RegGFDL, RegHadGEM, y JMA.

Un análisis similar se realizó con el índice ICEN (ver sección 4.4 y apéndice B). En la Figura 7.11 mostramos las series de dicho índice. Los Niños extraordinarios 1997-98 y 1982-83, son muy bien reproducidos por el modelo JMA, quien muestra similar intensidad y duración, que la observación, el modelo Reghad, muestra coherentemente los picos de estos eventos sin embargo subestima sus intensidades, RegEcha, solo capta la señal del evento del 1997-98, en tanto que el evento de 1982-83 pasa desapercibido, los modelos RegGFDL y RegHadGEM no

detectan particularmente bien los eventos extraordinarios, sin embargo si detectan algunos El Niño entre débiles y fuertes como es el caso del año 1972-73. Según la tabla del ICEN (apéndice B), para el evento moderado de La Niña de 1974-75, gran parte de modelos detectan la señal, en cuanto al evento de 1988, gran parte de los modelos logran detectar la señal, aunque la mayoría tiende a sobrestimar las intensidades, el modelo JMA es el que mejor rendimiento tiene respecto a las observaciones. En el evento del año 2007 ningún modelo detectó una señal clara de La Niña.

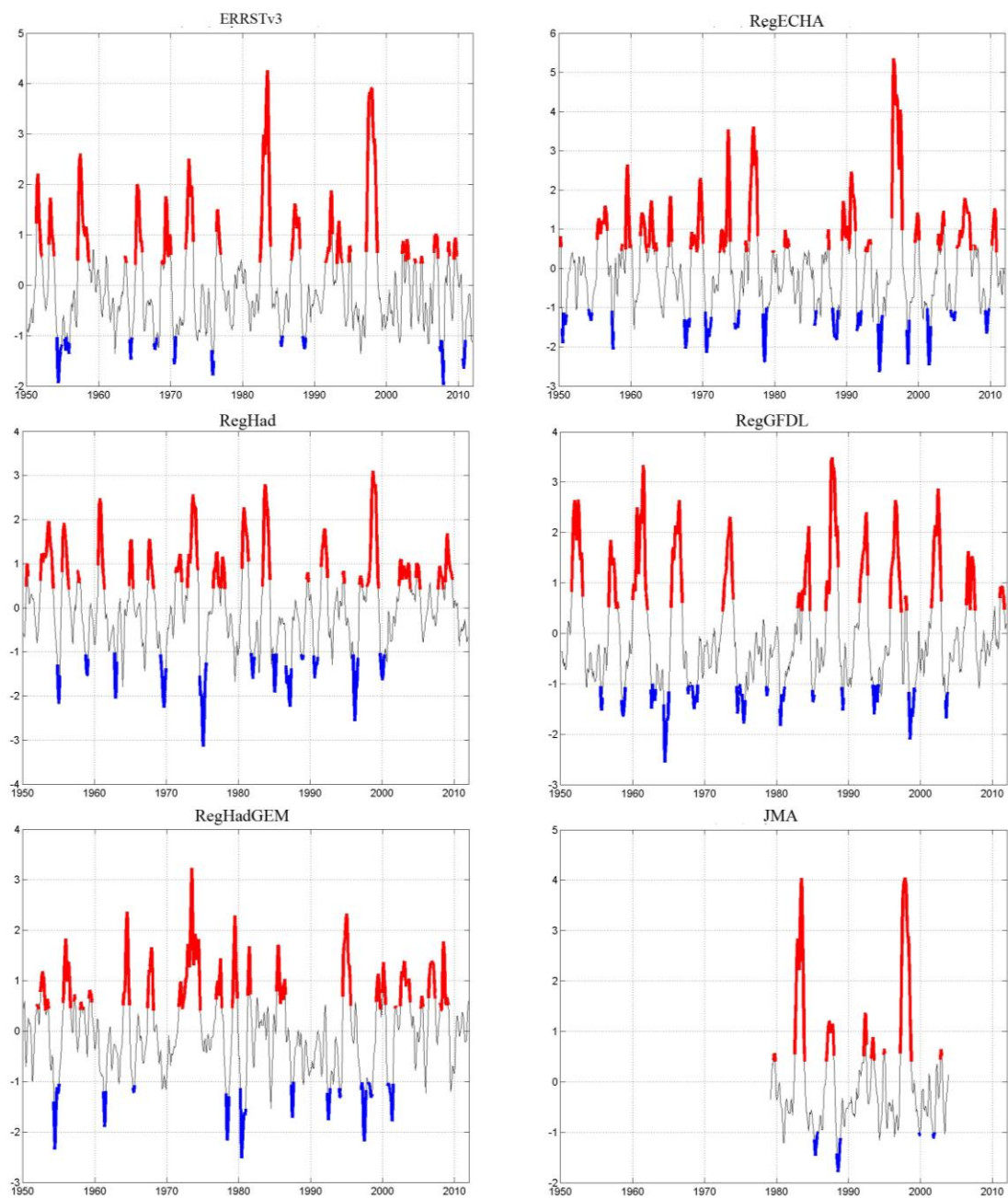


Figura 7.11 Series temporales del índice ICEN calculado con la TSM de las observaciones del ERSST y de los modelos RegEcha, Reghad, RegGFDL, RegHadGEM, y JMA.



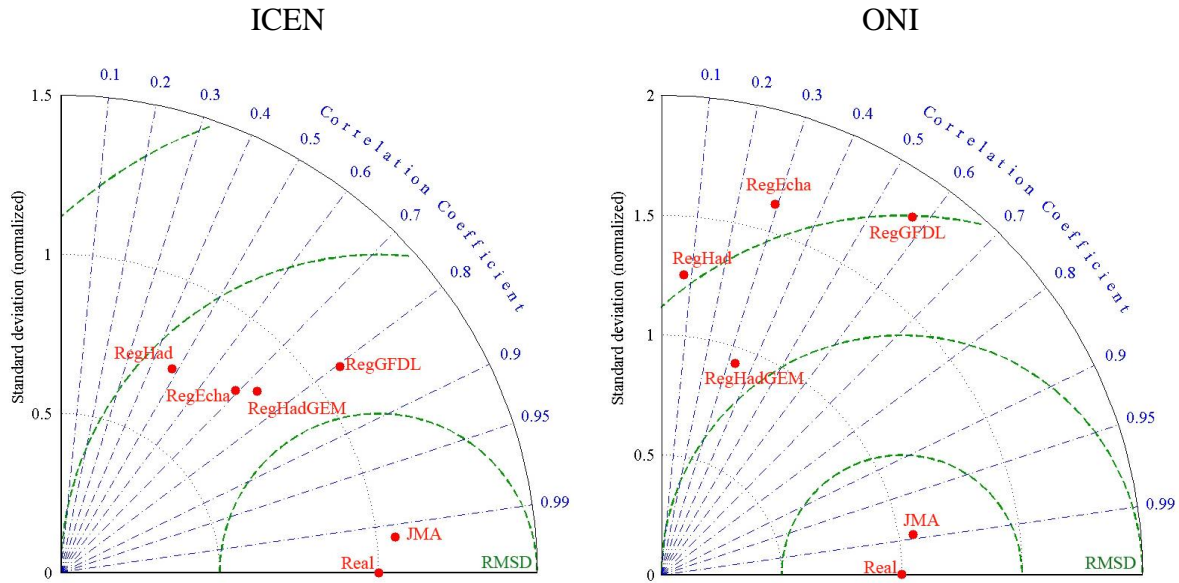


Figura 7.12 Diagramas de Taylor para el índice ICEN y ONI en el que se comparan las series de dichos índices calculadas con los datos de los diferentes modelos considerados con las observaciones de la base ERSSTv3 para el periodo común de 1979-1990.

Como una forma de validar, la mejor señal de las simulaciones de la TSM de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA, se elaboraron dos diagramas de Taylor (Taylor 2001), donde se muestran la afinidad entre las series temporales de los índices calculados con los modelos y las series temporales de los índices calculados con las observaciones de TSM. El modelo que se sitúe dentro del diagrama de Taylor más cerca del valor real será el que mejor simule la variabilidad del índice analizado. En la Figura 7.12, se muestra los diagramas de Taylor para ambos índices, ICEN y ONI. Para el índice ICEN se observa que el modelo japonés (JMA) tiene un error muy bajo con una correlación superior 0.99 y una desviación estándar alrededor de 0.2, el modelo que más se le aproxima es el RegGFDL, mostrando correlaciones de 0.8 y errores de 0.6, seguido del modelo RegHadGEM, quien presenta una correlación de 0.75, un error de alrededor 0.8 y una desviación estándar de 0.3, los modelos del CMIP3 (RegEcha y RegHad) son los que menores correlaciones muestran con las observaciones (0.7 y 0.5 respectivamente) y errores de alrededor de 0.9. Esto en parte se debe a que los modelos del CMIP3 modelizan peor el Pacífico ecuatorial que los modelos actuales. En cuanto al índice ONI, también aquí el modelo JMA es el que mejor se comporta dando un valor de correlación de 0.99 y un error de 0.1. El modelo RegGFDL es el siguiente que mejor se comporta aunque su correlación con la serie de las observaciones es inferior a 0.6 y su error supera el valor de 1.5. El resto de

modelos, RegHadGEM, RegEcha y RegHad presentan estadísticas muy pobres en comparación con el modelo JMA.

Visto como los modelos simulan la variabilidad de los dos índices, el siguiente paso fue elaborar las tablas de clasificación de eventos El Niño y La Niña para ver su frecuencia de aparición. En las Tablas 7.2 y 7.3, se muestra el número y la categoría de años ENSO fríos (LN) y cálidos (EN) obtenidos con los datos de la TSM observada (ERSSTv3) y con los modelos analizados. En estas tablas se ha optado por considerar para una mejor comprensión solo tres categorías incluyendo en la categoría de fuerte los dos eventos extraordinarios de este periodo de estudio 1982-83 y 1997-98. La aparición de años EN y LN según los índices ONI y ICEN con los datos reales ERSSTv3 corrobora los resultados de Kayano y Andreoli, (2006) y Da Rocha et al., (2014), para el ONI, y los de ENFEN, (2012) para el ICEN.

Observado/Modelos	Débiles	Moderados	Fuertes	Débiles	Moderados	Fuertes
ERSSTv3	5	7	3	4	6	9
RegEcha	5	9	6	1	3	13
RegHad	6	7	5	3	1	13
RegGFDL	3	3	8	4	7	5
RegHadGEM	6	10	3	1	2	9
JMA	3	1	2	1	1	1

Tabla 7.2 Clasificación de los eventos ENSO según el índice ICEN para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 1950-2011 según los datos observado de la base ERSSTv3 y los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 1979-2003).

Si observamos con detalle la Tabla 7.2 se observa que aunque el modelo RegGFDL era el que mostraba una mejor modelización de la variabilidad del índice ICEN después del modelo JMA (Figura 7.12). No es el que mejor detecta los eventos ENSO. Esto se explica porque la intensidad de los eventos EN es sobrestimada por este modelo y es por ello que la mayoría de los eventos EN los sitúa en la categoría de fuerte. No hace lo mismo sin embargo con los eventos fríos, LN, en donde el modelo detecta con bastante acierto los eventos débiles y moderados pero subestima los fuertes. El modelo RegHadGEM detecta con bastante acierto los eventos EN aunque es el que más sobrestima los EN moderados. En cuanto a los eventos LN, detecta los eventos fuertes, pero subestima los eventos LN, débiles y moderados, igual que los modelos del CMIP3 RegHad y RegEcha. El modelo JMA al contrario de lo que refleja la tabla es el que mejor detecta los eventos definidos por el índice ICEN. La falsa apariencia

reflejada en la tabla se debe a que el modelo JMA solo ha sido testeado para el periodo 1979-2003 y no para el periodo 1950-2011, pero en esos pocos años es el que mejor reproduce la variabilidad del índice y el que mejor detecta los eventos EN y LN.

Observado/Modelos	Débiles	Moderados	Fuertes	Débiles	Moderados	Fuertes
ERSSTv3	8	7	3	6	3	5
RegEcha	3	3	9	3	2	13
RegHad	4	7	4	4	7	4
RegGFDL	0	1	11	4	4	10
RegHadGEM	7	7	1	7	1	3
JMA	1	3	2	3	1	2

Tabla 7.3 Clasificación de los eventos ENSO según el índice ONI para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 1950-2011 según los datos observado de la base ERSSTv3 y los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 1979-2003).

Para la clasificación de eventos ENSO según el índice ONI (Tabla 7.3), el modelo RegHadGEM parece ser el que más se aproxima a los datos reales para el periodo 1950-2011, a pesar de no ser el que mejor simulaba la variabilidad de dicho índice (Figura 7.12). El resto de modelos salvo el JMA, sobrestima los EN fuertes y subestiman los débiles, los EN moderados son detectados con acierto por los modelos RegHad pero RegEcha y RegGFDL los subestiman. En cuanto a los eventos LN los resultados son en general peores, manteniéndose el modelo RegHadGEM como el que más se aproxima a los datos reales en el periodo 1950-2011. Al igual que ocurría con el índice JMA un análisis específico para el periodo 1979-2003 demuestra que el modelo JMA detecta ambos tipos de eventos con acierto.

### 7.6.2 Variabilidad de los Índices ICEN y ONI en el Siglo XXI

Para el siglo XXI se llevó a cabo una clasificación de eventos ENSO similar a la de la sección anterior con los datos de los modelos para los escenarios RCP4.5 y A1B. Tal y como se ha hecho a lo largo de toda la tesis se han escogido dos periodos uno a mediados de siglo (2015-2040) y otro a finales (2075-2100). En la Tabla 7.4 se muestra la clasificación obtenida para mediados de siglo (2015-2040) con el índice ICEN, en general los modelos muestran frecuencias de aparición de eventos ENSO similares a la observadas en el periodo del siglo XX analizado (1950-2011). Sin embargo, se observa un incremento en la intensidad de dichos eventos, apareciendo un mayor número de eventos fuertes o muy fuertes. El modelo

RegGFDL por el contrario, se desmarca de dicha tendencia, pronosticando con el índice ICEN un menor número de eventos EN fuertes y muy fuertes. En cuanto a los eventos LN, no se observa una tendencia uniforme. Así, mientras algunos modelos como el RegEcha mantienen su frecuencia de aparición, otros la disminuyen como el RegGFDL y el RegHadGEM la aumenta.

Modelos	Débiles	Moderados	Fuertes	Muy Fuerte	Débiles	Moderados	Fuertes
RegEcha	3	1	2	2	1	1	4
RegHad	5	4	2	0	0	0	3
RegGFDL	5	4	0	0	1	0	0
RegHadGEM	3	3	2	1	3	1	4
JMA	1	2	0	1	0	1	1

Tabla 7.4 Clasificación de los eventos ENSO según el índice ICEN para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 2015-2040 según los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 2015-2030).

Para finales de siglo (2075-2100) los modelos, a excepción del RegGFDL, intensifican la aparición de eventos EN siendo así en general mayor el número de eventos cálidos que el de eventos fríos (Tabla 7.5). No obstante solo el modelo JMA pronostica la aparición de eventos muy fuertes o extraordinarios EN. Los eventos LN dependiendo del modelo se mantienen (RegEcha), disminuyen (RehHad y RegHadGEM) o aumentan (RegGFDL y JMA) en este último caso aumentarían dichos eventos siendo más frecuentes los eventos fuertes de LN.

Modelos	Débiles	Moderados	Fuertes	Muy Fuerte	Débiles	Moderados	Fuertes
RegEcha	8	3	1	0	2	3	2
RegHad	5	5	2	0	0	2	1
RegGFDL	2	0	4	0	2	2	4
RegHadGEM	7	3	1	0	1	1	0
JMA	4	1	0	2	0	0	2

Tabla 7.5 Clasificación de los eventos ENSO según el índice ICEN para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 2075-2100 según los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 1979-2003).

Modelos	Débiles	Moderados	Fuertes	Débiles	Moderados	Fuertes
RegEcha	1	2	4	3	1	3
RegHad	1	4	1	2	1	3
RegGFDL	2	1	3	0	4	2
RegHadGEM	4	2	0	2	3	0
JMA	0	2	1	1	1	1

Tabla 7.6 Clasificación de los eventos ENSO según el índice ONI para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 2015-2040 según los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 2015-2030).

Los resultados con el índice ONI son similares a los observados con el índice ICEN aunque con ciertos matices. Para mediados de siglo (2015-20140) no parece cambiar mucho la frecuencia de aparición de los dos eventos ENSO (Tabla 7.6). Es a finales de siglo (2075-2100) donde se observa un incremento más definido de eventos EN con respecto al periodo analizado de 1950-2011. Este incremento es más acusado en los eventos EN de las categorías moderada y fuerte (Ye et al., 2009; Kim y Yu, 2012; Da Rocha, 2014; Cai et al., 2014). En cuanto a los eventos LN se mantiene más o menos su frecuencia de aparición pero en comparación con el periodo analizado en el siglo XX (1950-2011) disminuyen los eventos fuertes y débiles aumentando los moderados en casi todos los modelos analizados (Tabla 7.7).

Modelos	Débiles	Moderados	Fuertes	Débiles	Moderados	Fuertes
RegEcha	3	3	5	0	1	4
RegHad	2	2	3	2	6	0
RegGFDL	1	1	4	0	2	5
RegHadGEM	4	1	0	2	3	0
JMA	2	2	2	3	2	1

Tabla 7.7 Clasificación de los eventos ENSO según el índice ONI para EN (Rojo) y LN (azul) para el periodo 2075-2100 según los datos de los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL, RegHadGEM y JMA. (Nota: el modelo JMA solo analiza el periodo 2075-2099).

## 7.7. Conclusiones

En este capítulo se han analizado, las proyecciones climáticas para la relación entre las precipitaciones en Perú y el fenómeno ENSO. En un primer análisis se consideró la relación entre las proyecciones de precipitación y las de TSM de las regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4

para mediados (2015-2040) y finales (2075-2100) del siglo XXI. Los resultados muestran que algunos modelos regionales mantienen el patrón de configuración ENSO sobre el Perú para mediados y finales del siglo XXI, intensificando la influencia de la región NIÑO1+2, sobre la costa norte y central. Otros modelos como el RegGFDL o el RegHadGEM muestran una correlación negativa importante con la zona central y sur de la cordillera andina hacia finales de siglo. Estos resultados son coherentes con los escenarios proyectados en el capítulo 6 de la tesis, que pronostican mayores precipitaciones en la costa norte y central y disminuciones en la zona centro y sur andina. Sin embargo estos resultados se deben de tratar con cuidado y necesitan de un mayor análisis ya que sabemos que aunque los modelos han tenido una importante mejora en sus configuraciones la precipitación sigue siendo una variable muy compleja de modelizar.

Posteriormente se estudió como los modelos considerados en este trabajo modelizan los diferentes eventos El Niño y La Niña. Para ello se elaboraron las series de los índices ONI e ICEN para cada uno de los modelos y se compararon con las series de dichos índices calculadas con datos observacionales. Los resultados revelan que los modelos; RegEcha, RegHad, RegGFDL y JMA detectan coherentemente El Niño extraordinario de 1997-98, sin embargo los modelos RegEcha y RegHad, sobrestiman el evento, similar comportamiento se observa en el RegHad, RegGFDL y JMA con el Niño extraordinario 1982-83. El modelo RegHadGEM no detecta bien los eventos extraordinarios de El Niño, pero si simula coherentemente los eventos La Niña aunque al igual que el resto de los modelos sobrestima la intensidad del evento. Aunque el modelo JMA es el que tiene un menor número de años para ser comparado con los datos observacionales, solo 24 años frente a los 61 años de los otros modelos, es el que mejor reproduce los eventos ENSO. Para el tiempo presente los modelos RegHadGEM y JMA son lo que simulan mejor la cantidad de eventos ocurridos, los otros modelos tienden a sobrestimar los eventos El Niño Fuerte y La Niña Fuerte.

Evaluados los modelos se llevaron a cabo las proyecciones climáticas de dichos índices, ICEN y ONI, para mediados y finales del siglo XXI. Para mediados de siglo (2015-2040) el índice ICEN muestra una señal de frecuencia de eventos ENSO muy similar a la observada en el periodo 1950-2011, aunque pronostica una mayor cantidad de eventos La Niña fuertes. Para finales de siglo (2075-2100) presenta mayor número de eventos fuertes El Niño y un menor número de eventos fuertes La Niña. Resultados similares se encuentran con el índice ONI, los cambios en frecuencia e intensidad se observan a finales del siglo XXI con una mayor presencia de eventos El Niño pertenecientes a la categoría de moderados y fuertes. Esto es

coherente con aquellas investigaciones que predicen incrementos de El Niño en el Pacífico central (Ye et al., 2009; Kim y Yu, 2012; Cai et al., 2014).





## Capítulo 8

### Conclusiones Generales y Trabajos Futuros

#### 8.1 Conclusiones Generales

En el presente trabajo se ha analizado y validado la sensibilidad de 4 modelos climáticos regionales, así como del modelo japonés global de alta resolución, MRI/JMA con la finalidad de reconstruir la climatología y la variabilidad climática de Perú, y de poder evaluar las proyecciones climáticas para el siglo XXI de las variables de precipitación y temperatura y de algunos de sus índices climáticos extremos. Estos experimentos se realizaron con el modelo Regional (RegCM en sus versiones 3 y 4) con una resolución horizontal de 50km y diferentes parametrizaciones, usando los modelos globales del CMIP3 (HadCM3 y Echem) y los modelos del CMIP5 (HadGEM y GFDL), como condiciones de frontera. Asimismo se utilizó el modelo japonés de alta resolución MRI/JMA que posee una resolución horizontal de 20km. Para el clima presente, el análisis de los patrones espaciales simulados con los modelos usados muestra que los modelos RegEcha, RegHad, RegHadGEM y JMA, simulan con un rendimiento bastante bueno la distribución espacial de lluvias en el Perú para el periodo húmedo (DEF). Esto se visualiza en los diagramas de Taylor, elaborados para los subdominios considerados en la tesis, (Zona Norte (ZN), Zona Selva (ZSE), Zona Centro (ZC) y Zona Sur (ZS)). No obstante, se observa que el modelo RegHadGEM y el modelo RegGFDL tienden a sobrestimar las lluvias. Esto podría deberse al tipo de parametrización de superficie usado en la configuración del modelo RegCM3 (Bats) y en el modelo RegCM4 (CLM). Llopart (2014) obtuvo resultados similares en sus estudios.

Para el periodo seco (JJA), los modelos en general presentan una buena configuración espacial de la lluvia respecto a las observaciones, sin embargo algunos modelos tienden a sobrestimar la intensidad de las mismas (RegHad, RegGFDL y JMA) principalmente en la zona de los Andes centrales y del sur. Para los periodos de transición otoño (MAM) y primavera (SON) la mayoría de los modelos sobrestiman las precipitaciones, principalmente

los modelos forzados con CMIP5.

Podemos decir por lo tanto, que en la mayoría de las simulaciones se sobrestiman las precipitaciones aunque cualitativamente son capaces de reproducir la distribución espacial de las mismas. Este comportamiento era esperado ya que los esquemas de superficie y convección de los modelos son diferentes entre sí y no siempre son los más adecuados para todas las regiones de estudio. Según Seth et al. (2007), la superficie responde a la precipitación y cada parametrización de superficie interactúa de forma diferente con el esquema de convección. En estos casos, la sobrestimación de las precipitaciones puede ser debida a que los esquemas de superficie están respondiendo a la precipitación resultante de una parametrización de convección que puede no ser la más adecuada.

Con las temperaturas ocurre algo similar a lo observado con las precipitaciones. Las simulaciones son bastante coherentes en la reproducción del patrón espacial de temperaturas, sin embargo cuantitativamente se observan ciertas diferencias. En general, durante el verano, los modelos del CMIP3 tienden a sobrestimar las temperaturas máximas y los modelos del CMIP5 tienden a subestimar las temperaturas máximas. El modelo JMA es el más moderado manteniendo un buen rendimiento en el periodo DEF. Para los meses de invierno (JJA), la mayoría de los modelos tienden a subestimar las temperaturas máximas en la zona amazónica, y los modelos RegHad y RegEcha, tienden a sobrestimar las temperaturas máximas en la costa norte. Para los meses de transición los modelos del CMIP5 muestran sistemáticamente una subestimación de las temperaturas especialmente en los Andes.

En cuanto a las temperaturas mínimas, estas son mucho mejor representadas por los modelos que las temperaturas máximas, tanto en lo que se refiere a la distribución espacial como en la intensidad de su valor. Para los meses de verano los modelos JMA y RegEcha, muestran los mejores resultados. En los meses de invierno los modelos del CMIP3 tienden a subestimar las temperaturas en la zona de los Andes y los modelos del CMIP5 tienden a sobrestimar los valores de las temperaturas en dicha región.

En relación al ciclo anual de precipitación los modelos tienden a simular coherentemente el comportamiento de las observaciones, aunque se observan ciertas variaciones en la intensidad. En los meses de verano, se observa una sobrestimación en la zona norte, con los modelos RegHadGEM y JMA. En la zona de selva sin embargo, todos los modelos muestran valores dentro del ciclo anual, con dos máximos muy marcados entre los meses de marzo y octubre, sin embargo las observaciones no muestran este tipo de ciclo anual (bimodal) tan pronunciado. En la zona andina del centro y sur del Perú, el ciclo anual es bien simulado por los modelos, sin embargo los modelos del CMIP5 tienden a sobrestimar los valores,

presentando sesgos muy altos en los meses húmedos y secos, tanto en la zona centro y como en la zona sur.

En las temperaturas máximas para la zona norte los modelos tanto del CMIP3 como del CMIP5, muestran errores al representar el ciclo anual, con sobrestimaciones en los meses de invierno y subestimaciones en los meses de verano. El modelo JMA es coherente en su representación del ciclo anual, sin embargo muestra valores menores que los observados. En la zona selva y los Andes centrales los modelos no están en fase con las observaciones manifestando un comportamiento similar, CMIP3 sobrestima y CMIP5 subestima. En la zona sur de los Andes, los modelos del RegCM3 tienen una buena representación respecto a las observaciones, en tanto que los modelos RegCM4 y JMA tienden a subestimar las temperaturas.

El ciclo anual de las temperaturas mínimas es mejor representado por los modelos principalmente en la zona andina, donde la totalidad de modelos describe muy bien el ciclo anual, siendo mejor simulado por los modelos del CMIP3 en los meses de invierno; los modelos del CMIP5 tienden a sobrestimar los valores en todo el año en la zona central.

Las simulaciones de anomalías interanuales de precipitación muestran que los modelos representan con bastante coherencia la variabilidad interanual de la zona norte. Los modelos de la familia Had tienden a ser mucho más ruidosos y en determinados años sobrestiman la intensidad de los valores con respecto a las observaciones. El modelo que mejor representa la variabilidad interanual es JMA, incluso en los periodos anómalos de años El Niño y La Niña. En la zona de Selva caracterizada por ser una zona muy lluviosa, la señal interanual es más ruidosa, y es bien representada por los modelos, sin embargo los años con máximos muy altos los modelos los subestiman. En la zona centro y sur los modelos de la familia Had, muestran una señal muy ruidosa, en estas zonas el modelo que mejor representan la variabilidad interanual de las precipitaciones es el modelo RegEcha.

Las anomalías interanuales de las temperaturas máximas y mínimas dadas por los modelos muestran una variabilidad muy semejante a la de las observaciones, aunque en algunos años se observa un desfase en las señales. Algunos modelos responden bastante bien a las condiciones de El Niño o La Niña, principalmente en la zona norte y central. El modelo JMA tiene una gran capacidad para detectar los picos de temperatura de los años El Niño. En general los modelos en cierta medida muestran una buena capacidad para simular las variaciones estacionales en los periodos simulados.

Respecto a las proyecciones climáticas, los resultados aunque con diferencias propias de cada modelo y escenario, muestran bastantes concordancias en sus proyecciones. De este modo

podemos señalar que para mediados y finales de siglo se evidencia en los meses lluviosos un incremento de la precipitación en la costa norte y parte de la costa central, mientras que las precipitaciones en la cuenca amazónica parece que sufrirán una disminución que se intensificará a finales de siglo. También se refleja en casi todos los modelos una disminución de las precipitaciones en los meses de verano en gran parte de los Andes. En el otoño (MAM), las proyecciones pronostican un incremento de las precipitaciones especialmente en la costa norte y central, muy probablemente producido por los eventos de El Niño. Para los meses de invierno (JJA), los modelos discrepan en sus resultados para la zona costera y andina, sin embargo mantienen un patrón común de disminución de precipitaciones en la zona de selva amazónica. Finalmente, en primavera (SON) hay un acuerdo unánime en las proyecciones manifestando un aumento de precipitaciones en la costa noroeste del país y una disminución en la cuenca amazónica

Respecto a las temperaturas los modelos proyectan incrementos de temperatura tanto máxima como mínima. En las temperaturas máximas los aumentos para la primera mitad de siglo varían entre 0.2°C y 2.3°C, en gran parte de las estaciones del año. Para finales de siglo los incrementos se acentúan, especialmente en la zona de los Andes y en la amazonia peruana, con aumentos que oscilan entre 2.5°C y 5.5°C; estos resultados coinciden con los mostrados en algunos trabajos previos (Marengo et al., 2009a y 2009b; Urrutia et al., 2009; Blázquez et al., 2012; Kitoh et al., 2011; Llopart et al., 2014). Las temperaturas mínimas, presentan un comportamiento similar, en la primera mitad de siglo se observan cambios que oscilan entre los 0.2°C y 2.3°C, en gran parte del Perú y para finales de siglo los modelos tienden a mostrar las mayores variaciones de temperatura mínima en los Andes, costa norte y selva con valores que van de los 2.5°C a 5.5°C en las proyecciones más extremas.

En cuanto a los índices climáticos de eventos extremos se evidencia una disminución de los días secos consecutivos (CDD) en la zona norte, y un aumento en la zona sur de los Andes y en la selva amazónica más acusado a finales de siglo. Los días húmedos consecutivos (CWD), aumentarán en la zona de la costa y selva norte del Perú. En el análisis de los índices de lluvias extremas no se observan cambios muy acentuados. Sin embargo, sí que se refleja en las figuras analizadas un aumento de las lluvias de 20mm y 50 mm en la selva norte y una disminución de las mismas en la zona de los Andes.

Finalmente, el estudio de los índices relacionados con las temperaturas revelan que los días de verano consecutivos ( $T_{max} > 25^{\circ}\text{C}$ ) serán más frecuentes en la zona costera y en la selva amazónica. Asimismo, los días con noches tropicales ( $T_{min} > 20^{\circ}\text{C}$ ) se irán incrementando desde mediados hasta finales de siglo en gran parte de la amazonia y costa peruana. Por

último, como era de esperar tanto el número de días con heladas como el número de días consecutivos con heladas ( $T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$ ) decrecerá en la zona andina y particularmente en los Andes del sur.

En el capítulo 7 se han analizado, las proyecciones climáticas para la relación entre las precipitaciones en Perú y el fenómeno ENSO. En un primer análisis se consideró la relación entre las proyecciones de precipitación y las de TSM de las regiones NIÑO1+2 y NIÑO3.4 para mediados (2015-2040) y finales (2075-2100) del siglo XXI. Los resultados muestran que algunos modelos regionales mantienen el patrón de configuración ENSO sobre el Perú para mediados y finales del siglo XXI, intensificando la influencia de la región NIÑO1+2, sobre la costa norte y central. Otros modelos como el RegGFDL o el RegHadGEM muestran una correlación negativa importante con la zona central y sur de la cordillera andina hacia finales de siglo. Estos resultados son coherentes con los escenarios proyectados en el capítulo 6 de la tesis, que pronostican mayores precipitaciones en la costa norte y central y disminuciones en la zona centro y sur andina. Sin embargo estos resultados se deben de tratar con cuidado y necesitan de un mayor análisis ya que sabemos que aunque los modelos han tenido una importante mejora en sus configuraciones la precipitación sigue siendo una variable muy compleja de modelizar.

Posteriormente se estudió como los modelos considerados en este trabajo modelizan los diferentes eventos El Niño y La Niña. Para ello se elaboraron las series de los índices ONI e ICEN para cada uno de los modelos y se compararon con las series de dichos índices calculadas con datos observacionales. Los resultados revelan que los modelos RegEcha, RegHad, RegGFDL y JMA detectan coherentemente El Niño extraordinario de 1997-98, sin embargo los modelos RegEcha y RegHad, sobrestiman el evento. Similar comportamiento se observa en el RegHad, RegGFDL y JMA con el Niño extraordinario 1982-83. El modelo RegHadGEM no detecta bien los eventos extraordinarios de El Niño, pero sí simula coherentemente los eventos La Niña aunque al igual que el resto de los modelos sobrestima la intensidad de los mismos. Aunque el modelo JMA es el que tiene un menor número de años para ser comparado con los datos observacionales, solo 24 años frente a los 61 años de los otros modelos, es el que mejor reproduce los eventos ENSO. Para el tiempo presente los modelos RegHadGEM y JMA son los que simulan mejor la cantidad de eventos ocurridos. Los otros modelos tienden a sobrestimar los eventos El Niño Fuerte y La Niña Fuerte.

Evaluated los modelos, se llevaron a cabo las proyecciones climáticas de dichos índices, ICEN y ONI, para mediados y finales del siglo XXI. Para mediados de siglo (2015-2040) el índice ICEN muestra una señal de frecuencia de eventos ENSO muy similar a la observada en

el periodo 1950-2011, aunque pronostica una mayor cantidad de eventos La Niña fuertes. Para finales de siglo (2075-2100) presenta mayor número de eventos fuertes El Niño y un menor número de eventos fuertes La Niña. Resultados muy parecidos se encuentran con el índice ONI, los cambios en frecuencia e intensidad se observan a finales del siglo XXI con una mayor presencia de eventos El Niño pertenecientes a la categoría de moderados y fuertes. Esto es coherente con aquellas investigaciones que predicen incrementos de El Niño en el Pacífico central (Ye et al., 2009; Kim y Yu, 2012; Cai et al., 2014).

## **8.2 Perspectivas Futuras**

Dentro del análisis detallado en este trabajo, ciertas variables no necesariamente mejoran al aumentar la resolución horizontal de los modelos, sin embargo se podría sugerir hacer similares estudios con modelos a una resolución mayor y alternar con otras parametrizaciones tanto de convección, como de superficie. Esto nos permitiría un mejor entendimiento de las simulaciones principalmente en zonas con una topografía compleja.

Otra interesante línea de trabajo sería profundizar en el entendimiento del fenómeno ENSO y en su relación con la climatología del Perú. En el estudio de las proyecciones se podría hacer uso de modelos netamente oceánicos que permitan poder entender mejor esa relación entre la TSM y las precipitaciones y su evolución durante el siglo XXI, ya que la influencia de ENSO sobre Perú es de gran relevancia socio-económica.

## **Apéndice A**

### **Los Escenarios de Emisiones Usados en el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC)**

Cualquier descripción posible del clima futuro dependerá de suposiciones sobre las emisiones futuras de los gases de invernadero y otros agentes contaminantes; es decir, dependerá de la opción del panorama de las emisiones. Un panorama en el cual la emisión de gases de efecto invernadero (GEI) es baja, debe conllevar un cambio menos rápido del clima que uno en el cual las emisiones son altas. El Tyndall Centre (2002), señala que los escenarios futuros son una descripción del clima futuro, el cual depende de suposiciones acerca de futuras emisiones de gases de efecto invernadero y otros contaminantes, dependiendo de las opciones de los escenarios de emisiones.

En el 2000, el IPCC finalizó su Informe Especial de Escenarios de Emisiones (IEEE) ideado por (Nakicenovic et al., 2000). Estos escenarios examinan el período de 1990 al 2100 e incluyen diversos supuestos socioeconómicos como la población mundial y el producto interior bruto. Los escenarios IEEEE se han utilizado como base de las proyecciones climáticas de modelos de circulación general de la atmósfera (MCG) y modelos acoplados hasta el cuarto informe del IPCC (Figura A.1).

Los escenarios comprenden una línea evolutiva similar en lo que respecta a sus características demográficas, sociales, económicas y de cambio tecnológico y están constituidos por cuatro familias de escenarios: A1, A2, B1 y B2.

La familia de escenarios y línea evolutiva A1 describe un mundo futuro de crecimiento económico muy rápido; la población mundial alcanza su nivel más alto a mitad de siglo y disminuye posteriormente, produciéndose una rápida introducción de nuevas tecnologías más eficientes. Las cuestiones más importantes son la interacción cultural y social entre las regiones y la capacitación, con una importante reducción de las diferencias regionales en los ingresos per cápita. La familia de los escenarios A1 se divide en tres grupos que describen las distintas direcciones del cambio tecnológico en el sistema energético. Los tres grupos A1 se

distinguen por su énfasis tecnológico: fuentes de energía intensivas de origen fósil (A1F1), de origen no fósil (A1T) o un equilibrio entre todas las fuentes (A1B) donde el equilibrio se define como la no dependencia excesiva de una fuente de energía concreta, suponiendo que se apliquen ritmos similares de mejoras en todas las formas de aprovisionamiento energético y en las tecnologías de uso final.

La familia de escenarios y línea evolutiva A2 describe un mundo muy heterogéneo. La cuestión subyacente es la autosuficiencia y preservación de las identidades locales. Los perfiles de fertilidad en las distintas regiones tienden a converger muy lentamente, lo cual acarrea un aumento continuo y constante de la población. El desarrollo económico tiene una orientación principalmente regional y el crecimiento económico per cápita y el cambio tecnológico están fragmentados y son más lentos que en otras líneas evolutivas.

La familia de escenarios y línea evolutiva B1 describe un mundo convergente, con la misma población mundial, que alcanza su nivel más alto a mediados del siglo para disminuir posteriormente, como la línea evolutiva A1 pero con cambios rápidos en las estructuras económicas hacia una economía de la información y de los servicios, con reducciones en el consumo de materiales e introducción de tecnologías limpias y de recursos eficaces. En esta línea evolutiva se hace hincapié en la sostenibilidad económica social y ambiental, lo que comprende una mejora de la equidad.

La familia de escenarios y línea evolutiva B2 describe un mundo en el que se hace hincapié en las soluciones locales a la sostenibilidad económica, social y ambiental. Se trata de un mundo cuya población mundial crece continuamente, a un ritmo menor al de la línea evolutiva A2, con niveles medios de desarrollo económico y cambios tecnológicos menos rápidos y más variados que en las líneas evolutivas B1 y A1. Aunque el escenario también está orientado hacia la protección ambiental y a la equidad social, se centra en las escalas local y regional.

























Escenario / Scenario	Población / Population	Economía / Economy	Medio Ambiente / Environment	Tecnología / Technology
A1F1				
A1B				
A1T				
B1				
A2				
B2				

Figura A.1 Escenarios de emisión de los modelos utilizados en el CMIP3.



Después del último informe del IPCC (AR4, 2007) se hizo clara la necesidad de nuevos escenarios de emisiones, pasando así a los escenarios “Representative Concentration Pathways” (RCPs). La necesidad de nuevos escenarios vino por varios frentes, pero principalmente por el lado de los tomadores de decisiones y científicos del ámbito de la mitigación. Había un interés creciente en tener escenarios que explícitamente evaluaran distintas estrategias y políticas climáticas de mitigación y de adaptación. De esta manera, se puede ligar directamente una respuesta climática a una estrategia de mitigación y así evaluar los costos y beneficios de distintas estrategias de adaptación y mitigación. Además, el desarrollo de los modelos climáticos, con vegetación interactiva, ciclo de carbono y con mejor representación de la química atmosférica, requerían información más detallada tanto espacial como temporalmente incluyendo escenarios de cambio de uso de suelos.

Los nuevos escenarios fueron desarrollados por la “Integrated Assessment Modelling Community” (IAMC). El proceso de desarrollo de estos nuevos escenarios es fundamentalmente distinto a la manera en la que se habían desarrollado los escenarios anteriores (Moss et al., 2010; van Vuuren et al., 2011). A continuación se describen brevemente las principales supuestos y características de estos 4 escenarios. En Van Vuuren et al (2011) se puede encontrar un resumen del proceso y los detalles de las metodologías empleadas en el proceso de crear los RCPs.

RCP 2.6: Esta vía o ruta de emisiones y concentraciones es representativo de la literatura sobre escenarios de mitigación cuyo objetivo es limitar el calentamiento global por debajo de los 2°C a fin de siglo. Aunque existen importantes incertezas, se supone que un calentamiento de 2°C a fin de siglo, se logra limitando el forzamiento radiativo a valores menores 3 W/m<sup>2</sup>, por ello la meta de este RCP es de 2.6 W/m<sup>2</sup>. Esta meta requiere de reducciones netas en emisiones bastante drásticas, que algunos sugieren que no son posibles de alcanzar (Van Vuuren et al, 2011b). Los autores, usando el “Integrated Assessment Model” IMAGE, prueban que, al menos en ese modelo, es posible encontrar vías para llegar a un forzamiento radiativo de 2.6 W/m<sup>2</sup> en el año 2100.

RCP4.5: Este es un escenario de estabilización, que llega a un forzamiento radiativo de 4.5 W/m<sup>2</sup> al 2100, sin haberlo excedido antes (Thomson et al., 2011). La población mundial llega a 9 mil millones en 2065 y se reduce a 8.7 en 2100. El crecimiento de PIB mundial crece un orden de magnitud, y la necesidad energética en 3 órdenes de magnitud. Además de imponer precios al CO<sub>2</sub> emitido, la tecnología de captura y almacenamiento de carbono (CCS) se desarrolla de manera que la industria eléctrica llega a ser un sumidero neto de carbono. En

este escenario las emisiones de GEI llegan a su máximo alrededor del año 2040, y comienzan a bajar hasta el año 2080, donde se estabilizan.

RCP 6.0: Esta vía representa emisiones y concentraciones de gases de efecto invernadero y cambio de uso de suelo que se traducen en un forzamiento radiativo de  $6 \text{ W/m}^2$  al año 2100 (Masui et al, 2011). Esto requiere disminuciones significativas a partir del año 2060, que se logran a través de la imposición de políticas que limiten las emisiones vía precios al  $\text{CO}_2$  emitido y tecnología de CCS. La población mundial crece hasta 9.8 en el año 2100. Por ejemplo el promedio global de cambio de PIB per cápita varía 1.6% anualmente durante 2000–2060 y 1.3%–1.4% durante 2060–2100. La intensidad energética disminuye de -1.2% al año antes de 2060 a -1.5% al año entre 2060-2100.

RCP 8.5: Este escenario representa una vía de emisiones y concentraciones de GEI relativamente altas. Sus principales supuestos incluyen alto crecimiento poblacional, relativamente bajo crecimiento de PIB, con tasas modestas de cambios tecnológicos y de eficiencia energética. Esto lleva a importantes demandas energéticas y consecuentes emisiones de gases de efecto invernadero. En este escenario no se implementan políticas de cambio climático.

En la Figura 3.5 se muestran la evolución de la concentración de  $\text{CO}_2$  en cada uno de los escenarios desarrollados tanto por el IPCC en su IEEA como por la “Integrated Assessment Modelling Community” (IAMC) desde 1990 hasta 2100.

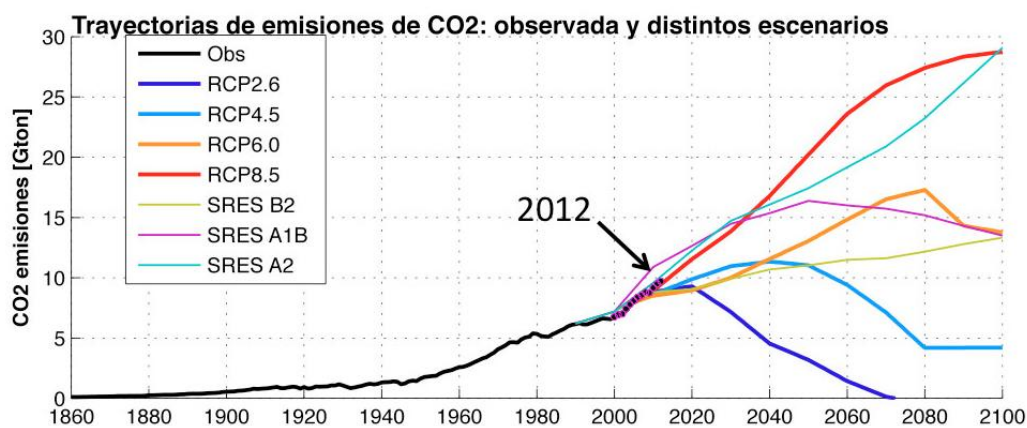


Figura A.2 Trayectorias de emisiones de  $\text{CO}_2$ . Línea negra: observaciones hasta el año 2012. En colores, los distintos escenarios de emisiones usados por el IPCC. Líneas gruesas: los escenarios RCP, por comparación también se muestran los escenarios antiguos SRES (Rojas, 2014).

## **Apéndice B**

### **Definición Operacional de los Eventos El Niño y La Niña y sus Magnitudes en la Costa del Perú (Comité Multisectorial de Estudio del Fenomeno de El Niño-ENFEN)**

#### **B.1 Índice Costero El Niño (ICEN)**

Consiste en la media móvil de tres meses de las anomalías mensuales de la temperatura superficial del mar (TSM) en la región NIÑO1+2. Estas anomalías se calcularán usando la climatología mensual calculada para el periodo base 1981-2010.

La fuente de datos para este índice son las TSM absolutas del producto ERSSTv3b de la NOAA (EEUU) para la región NIÑO1+2, las cuales se pueden obtener de internet de: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/ersst3b.nino.mth.ascii>.

Para el cálculo y uso en tiempo real, si fuera necesario, se puede utilizar temporalmente el valor aproximado ICEN<sub>tmp</sub>, que se calculará igual que el ICEN pero reemplazando los datos mensuales faltantes con datos observados semanales y pronósticos mensuales consensuados por el Comité Técnico del ENFEN. Este índice tendrá carácter transitorio y su valor será reemplazado por el ICEN correspondiente cuando se tengan disponibles los datos necesarios.

#### **B.2 Categorías**

A cada mes se le asignará una categoría. La categoría de "Condiciones Frías" incluye las magnitudes de "Débil", "Moderada", y "Fuerte". La categoría "Condiciones Cálidas" incluye las magnitudes de "Débil", "Moderada", "Fuerte" y "Extraordinaria". Las categorías y magnitudes de estas se asignan de acuerdo con el valor correspondiente de ICEN según indicado en la Tabla B.1.

<b>Categorías</b>	<b>ICEN</b>
Fría Fuerte	Menor que -1.4
Fría Moderada	Mayor o igual que -1.4 y menor que -1.2
Fría Débil	Mayor o igual que -1.2 y menor que -1.0
Neutras	Mayor o igual que -1.0 y menor o igual que 0.4
Cálida Débil	Mayor que 0.4 y menor o igual que 1.0
Cálida Moderada	Mayor que 1.0 y menor o igual que 1.7
Cálida Fuerte	Mayor que 1.7 y menor o igual que 3.0
Cálida Extraordinaria	Mayor que 3.0

Tabla B.1 Categorías para el índice ICEN costero

### **B.3 Identificación de "Eventos"**

Para la identificación y magnitud de los "eventos" La Niña y El Niño se adoptan los siguientes criterios:

- Se denomina "Evento La Niña en la región costera de Perú" al periodo en el cual el ICEN indique "condiciones frías" durante al menos 3 meses consecutivos. La magnitud de este evento es la mayor alcanzada o excedida por las condiciones de al menos 3 meses durante el evento.
- Se denomina "Evento El Niño en la región costera de Perú" al periodo en el cual el ICEN indique "condiciones cálidas" durante al menos 3 meses consecutivos. La magnitud de este evento es la mayor alcanzada o excedida en al menos 3 meses durante el evento.

### **B.4 Resultados**

Aplicando los criterios detallados en las secciones anteriores a los datos correspondientes al periodo 1950-2011, se obtiene la lista de eventos El Niño y La Niña en la costa del Perú indicados en las Tablas B.2 y B.3, respectivamente. La serie del ICEN, indicando los eventos, se presenta en la Figura B.1.

B. Definición Operacional de los Eventos El Niño y La Niña y sus Magnitudes en la Costa del Perú

Año inicial	Mes inicial	Año final	Mes final	Duración (meses)	Magnitud
1951	5	1951	10	6	Moderado
1953	3	1953	6	4	Débil
1957	3	1958	5	15	Moderado
1965	3	1965	10	8	Moderado
1969	4	1969	7	4	Moderado
1972	3	1973	2	12	Fuerte
1976	5	1976	10	6	Débil
1982	7	1983	11	17	Extraordinario
1986	12	1987	12	13	Moderado
1991	10	1992	6	9	Moderado
1993	3	1993	9	7	Débil
1994	11	1995	1	3	Débil
1997	3	1998	9	19	Extraordinario
2002	3	2002	5	3	Débil
2002	9	2003	1	5	Débil
2003	11	2004	1	3	Débil
2004	10	2004	12	3	Débil
2006	8	2007	2	7	Moderado
2008	7	2008	9	3	Débil
2009	5	2009	10	6	Débil

Tabla B.2 El Niño en la costa de Perú.

Año inicial	Mes inicial	Año final	Mes final	Duración (meses)	Magnitud
1950	2	1950	12	11	Fuerte
1952	8	1952	10	3	Débil
1954	1	1956	2	26	Fuerte
1956	9	1956	12	4	Moderado
1960	5	1960	7	3	Débil
1961	6	1961	10	5	Débil
1962	2	1962	8	7	Fuerte
1964	3	1964	11	9	Fuerte
1966	4	1966	7	4	Moderado
1967	7	1968	6	12	Fuerte
1970	4	1971	11	20	Fuerte
1973	5	1974	2	10	Moderado
1974	10	1975	1	4	Moderado
1975	7	1976	1	7	Fuerte
1978	4	1978	9	6	Débil
1985	2	1985	9	8	Moderado
1988	5	1988	10	6	Fuerte
1996	4	1996	7	4	Débil
2001	9	2001	12	4	Débil
2007	5	2007	12	8	Fuerte
2010	8	2010	11	4	Moderado

Tabla B.3 La Niña en la costa de Perú.

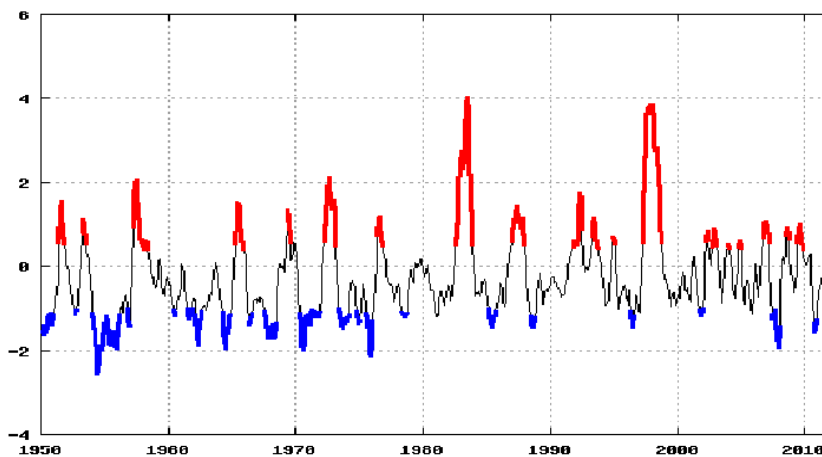


Figura B.1 Índice Costero El Niño. Eventos El Niño y La Niña costeros indicados en rojo y azul, respectivamente.

## Bibliografía

- Aceituno, P. “Impacto de Los Fenómenos El Niño Y La Niña En Regímenes Fluviométricos Andinos.” *Revista de La Sociedad Chilena de Hidráulica* 10, no. 2 (n.d.): 63–76.
- Aceituno, Patricio. “On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate.” *Monthly Weather Review* 116, no. 3 (1988): 505–24.
- Anthes, Richard A. “A Cumulus Parameterization Scheme Utilizing a One-Dimensional Cloud Model.” *Monthly Weather Review* 105, no. 3 (1977): 270–86 1520–0493.
- Arakawa, Akio. “The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future.” *Journal of Climate* 17, no. 13 (2004): 2493–2525.
- Arakawa, Akio, and Wayne Howard Schubert. “Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 31, no. 3 (1974): 674–701.
- Ashok, Karumuri, Swadhin K. Behera, Suryachandra A. Rao, Hengyi Weng, and Toshio Yamagata. “El Niño Modoki and Its Possible Teleconnection.” *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* 112, no. C11 (2007).
- Bazo, Juan, Maria de las Nieves Lorenzo, and Porfirio da Rocha Rosmeri. “Relationship between Monthly Rainfall in NW Peru and Tropical Sea Surface Temperature.” *Advances in Meteorology* 2013 (2013).
- Bellenger, Hugo, Eric Guilyardi, Julie Leloup, Matthieu Lengaigne, and Jérôme Vialard. “ENSO Representation in Climate Models: From CMIP3 to CMIP5.” *Climate Dynamics* 42, no. 7–8 (2014): 1999–2018 0930–7575.
- Berberly, Ernesto H, and Estela A Collini. “Springtime Precipitation and Water Vapor Flux over Southeastern South America.” *Monthly Weather Review* 128, no. 5 (2000): 1328–46 1520–0493.
- Berlato, MA, and DC Fontana. “El Niño E La Niña.” *Impactos No Clima, Na Vegetação E Na Agricultura Do Rio Grande Do Sul. Porto Alegre: Editora Da Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul (UFRGS)*, 2003.
- Betts, A. K. “The Betts-Miller Scheme.” *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteor. Monogr* 46 (1993): 107–21.

- Biasutti, M., A. H. Sobel, and Y. Kushnir. "AGCM Precipitation Biases in the Tropical Atlantic." *Journal of Climate* 19, no. 6 (2006): 935–58.
- Bidegain, M., and Inés Camilloni. "Performance of GCMs and Climate Future Scenarios for Southeastern South America," 2006.
- Bigg, G. R. "El Nino and the Southern Oscillation." *Weather* 45, no. 1 (1990): 2–8.
- Bjerknes, Jakob. "Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific 1." *Monthly Weather Review* 97, no. 3 (1969): 163–72.
- Blunden, J., and Eds D. S. Arndt. *State of the Climate in 2013*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 2014.
- Boer, G. J., N. A. McFarlane, and M. Lazare. "Greenhouse Gas-Induced Climate Change Simulated with the CCC Second-Generation General Circulation Model." *Journal of Climate* 5, no. 10 (1992): 1045–77.
- Bonan, Gordon B. "The Land Surface Climatology of the NCAR Land Surface Model Coupled to the NCAR Community Climate Model\*." *Journal of Climate* 11, no. 6 (1998): 1307–26 1520–0442.
- Bony, Sandrine, and Kerry A. Emanuel. "A Parameterization of the Cloudiness Associated with Cumulus Convection; Evaluation Using TOGA COARE Data." *Journal of the Atmospheric Sciences* 58, no. 21 (2001): 3158–83.
- Boulangier, Jean-Philippe, Fernando Martinez, and Enrique C. Segura. "Projection of Future Climate Change Conditions Using IPCC Simulations, Neural Networks and Bayesian Statistics. Part 2: Precipitation Mean State and Seasonal Cycle in South America." *Climate Dynamics* 28, no. 2–3 (2007): 255–71.
- Bourrel, Luc, Pedro Rau, Boris Dewitte, David Labat, Waldo Lavado, Aude Coutaud, Andrea Vera, Abigail Alvarado, and Julio Ordonez. "Low frequency Modulation and Trend of the Relationship between ENSO and Precipitation along the Northern to Center Peruvian Pacific Coast." *Hydrological Processes*, 2014.
- Bove, Mark Christopher, and James J. O'Brien. "PDO Modification of U.S. ENSO Climate Impacts." Tesis Florida State University, 2000.
- Bulić, Ivana Herceg, Čedo Branković, and Fred Kucharski. "Winter ENSO Teleconnections in a Warmer Climate." *Climate Dynamics* 38, no. 7–8 (2012): 1593–1613.
- Cai, Wenju, Simon Borlace, Matthieu Lengaigne, Peter Van Rensch, Mat Collins, Gabriel Vecchi, Axel Timmermann, Agus Santoso, Michael J. McPhaden, and Lixin Wu. "Increasing Frequency of Extreme El Niño Events due to Greenhouse Warming." *Nature Climate Change*, 2014.



- Cane, Mark A. "Oceanographic Events during El Niño." *Science* 222, no. 4629 (1983): 1189–95.
- Cane, Mark A., and Stephen E. Zebiak. "A Theory for El Niño and the Southern Oscillation." *Science* 228, no. 4703 (1985): 1085–87.
- Carril, A. F., C. G. Menéndez, A. R. C. Remedio, F. Robledo, A. Sörensson, B. Tencer, J. -P. Boulanger, M. De Castro, D. Jacob, and Hervé Le Treut. "Performance of a Multi-RCM Ensemble for South Eastern South America." *Climate Dynamics* 39, no. 12 (2012): 2747–68.
- Carril, Andrea F., Claudio G. Menéndez, and Mario N. Nuñez. "Climate Change Scenarios over the South American Region: An Intercomparison of Coupled General Atmosphere-Ocean Circulation Models." *International Journal of Climatology* 17, no. 15 (1997): 1613–33.
- Carrillo, Camilo. "Hidrografía Oceánica." *Bol. Soc. Geogr. Lima* 1 (1892): 72–111.
- Cavalcanti, Iracema FA, JoséA. Marengo, Prakki Satyamurty, Carlos A. Nobre, Igor Trosnikov, JoséPaulo Bonatti, Antonio Ocimar Manzi, Tatiana Tarasova, Luciano P. Pezzi, and Cassiano D'Almeida. "Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM." *Journal of Climate* 15, no. 21 (2002): 2965–88.
- Cavalcanti, Iracema FA, Marcos Mendonça, Silvio Nilo, Pablo R Fernandez, Dirceu Herdies, and Eni Oliveira. *Experimentos Com Mudanças Na Parametrização De Convecção Nos Modelos De Circulação Global Atmosférico Cptec/Cola E Regional Eta E Com Mudança De CO<sub>2</sub> No Mcga.*, 2009.
- Caviedes, C. *El Niño in History: Storming through the Ages*. University Press of Florida, 2001
- Chang, Ping, Link Ji, and Hong Li. "A Decadal Climate Variation in the Tropical Atlantic Ocean from Thermodynamic Air-Sea Interactions." *Nature* 385, no. 6616 (1997): 516–18 0028–0836.
- Chong-Yin, Li, and Zhou Ya-ping. "Relationship Between Intraseasonal Oscillation In The Tropioal Atmosphere And Enso." *Chinese Journal of Geophysics* 1 (1994).
- Chou, Sin Chan, Ana Maria Bueno Nunes, and Iracema FA Cavalcanti. "Extended Range Forecasts over South America Using the Regional Eta Model." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 105, no. D8 (2000): 10147–60.
- Cocke, S., and T. E. LaRow. "Seasonal Predictions Using a Regional Spectral Model Embedded within a Coupled Ocean-Atmosphere Model." *Monthly Weather Review* 128, no. 3 (2000): 689–708.

- Collins, Mat, Soon-Il An, Wenju Cai, Alexandre Ganachaud, Eric Guilyardi, Fei-Fei Jin, Markus Jochum, Matthieu Lengaigne, Scott Power, and Axel Timmermann. “The Impact of Global Warming on the Tropical Pacific Ocean and El Niño.” *Nature Geoscience* 3, no. 6 (2010): 391–97.
- Collins, WJ, N Bellouin, M Doutriaux Boucher, N Gedney, P Halloran, T Hinton, J Hughes, CD Jones, M Joshi, and S Liddicoat. “Development and Evaluation of an Earth System Model HadGEM2.” *Geoscientific Model Development Discussions* 4, no. 2 (2011): 997–1062 1991–9611.
- Corporación Andina de Fomento, Las lecciones de El Niño, CAF. “Memorias Del Fenómeno El Niño 1997-1998. Retos y Propuestas para la Región Andina. Perú, Vol. V. Corporación Andina de Fomento, Caracas, Venezuela. Imp.” Ex Libris, 2000.
- Cravatte, Sophie, Thierry Delcroix, Dongxiao Zhang, Michael McPhaden, and Julie Leloup. “Observed Freshening and Warming of the Western Pacific Warm Pool.” *Climate Dynamics* 33, no. 4 (2009): 565–89.
- Dai, Aiguo, and Kevin E Trenberth. “The Diurnal Cycle and Its Depiction in the Community Climate System Model.” *Journal of Climate* 17, no. 5 (2004): 930–51 1520–0442.
- Da Rocha, Rosmeri P., Carlos A. Morales, Santiago V. Cuadra, and Tercio Ambrizzi. “Precipitation Diurnal Cycle and Summer Climatology Assessment over South America: An Evaluation of Regional Climate Model Version 3 Simulations.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 114, no. D10 (2009).
- Da Rocha, Rosmeri Porfirio, Santiago Vianna Cuadra, Michelle Simões Reboita, Luiz F. Kruger, Tércio Ambrizzi, and Nisia Krusche. “Effects of RegCM3 Parameterizations on Simulated Rainy Season over South America.” *Climate Research* 2 (2012).
- Da Rocha, Rosmeri Porfírio, Michelle Simões Reboita, Livia Márcia Mosso Dutra, Marta Pereira Llopart, and Erika Coppola. “Interannual Variability Associated with ENSO: Present and Future Climate Projections of RegCM4 for South America-CORDEX Domain.” *Climatic Change*, 2014, 1–15 0165–0009.
- Delworth, Thomas L, Anthony J Broccoli, Anthony Rosati, Ronald J Stouffer, V Balaji, John A Beesley, William F Cooke, Keith W Dixon, John Dunne, and KA Dunne. “GFDL’s CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and Simulation Characteristics.” *Journal of Climate* 19, no. 5 (2006): 643–74 1520–0442.
- Deser, Clara, and John M. Wallace. “Large-Scale Atmospheric Circulation Features of Warm and Cold Episodes in the Tropical Pacific.” *Journal of Climate* 3, no. 11 (1990): 1254–81.

- Diaz, Henry F., Martin P. Hoerling, and Jon K. Eischeid. "ENSO Variability, Teleconnections and Climate Change." *International Journal of Climatology* 21, no. 15 (2001): 1845–62.
- Dickinson, Robert E. "Land Processes in Climate Models." *Remote Sensing of Environment* 51, no. 1 (1995): 27–38 0034–4257.
- Dickinson, Robert E., Ronald M. Errico, Filippo Giorgi, and Gary T. Bates. "A Regional Climate Model for the Western United States." *Climatic Change* 15, no. 3 (1989): 383–422.
- Dunne, John P, Jasmin G John, Elena Shevliakova, Ronald J Stouffer, John P Krasting, Sergey L Malyshev, PCD Milly, Lori T Sentman, Alistair J Adcroft, and William Cooke. "GFDL's ESM2 Global Coupled Climate Carbon Earth System Models. Part II: Carbon System Formulation and Baseline Simulation Characteristics." *Journal of Climate* 26, no. 7 (2013): 2247–67 0894–8755.
- Eguiguren, Víctor. "Las Lluvias En Piura." *Boletín de La Sociedad Geográfica de Lima*. 7, 8, 9. 241 (1894): 258.
- Elguindi, Nellie, Xunqiang Bi, Filippo Giorgi, Badrinath Nagarajan, Jeremy Pal, Fabien Solmon, S Rauscher, and A Zakey. "RegCM Version 3.0 User's Guide." *Trieste: PWCG Abdus Salam ICTP* 48 (2004).
- Emanuel, Kerry A., and Marina Živkovic-Rothman. "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models." *Journal of the Atmospheric Sciences* 56, no. 11 (1999): 1766–82.
- Enfield, David B. "El Niño, Past and Present." *Reviews of Geophysics* 27, no. 1 (1989): 159–87 1944–9208.
- Enfield, David B. "The Intraseasonal Oscillation in Eastern Pacific Sea Levels: How Is It Forced?" *Journal of Physical Oceanography* 17, no. 11 (1987): 1860–76.
- Enfield, DAVID B., and ALBERTO M. Mestas-Nuñez. "Global Modes of ENSO and Non-ENSO Sea Surface Temperature Variability and Their Associations with Climate." *El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2000, 89–112.
- Fernandez, J. P. R., S. H. Franchito, and V. B. Rao. "Simulation of the Summer Circulation over South America by Two Regional Climate Models. Part I: Mean Climatology." *Theoretical and Applied Climatology* 86, no. 1–4 (2006): 247–60.
- Figueroa, Silvio Nilo, Prakki Satyamurty, and Pedro Leite Da Silva Dias. "Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model." *Journal of the Atmospheric Sciences* 52, no. 10 (1995): 1573–84 1520–0469.

- Francou, Bernard, and Luis Pizarro. "El Niño Y La Sequia En Los Altos Andes Centrales (Peru Y Bolivia)." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 14, no. 2 (1985): 1–18.
- Fritsch, JM, and CF Chappell. "Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems. Part II. Mesoscale Model." *Journal of the Atmospheric Sciences* 37, no. 8 (1980): 1734–62 1520–0469.
- Fu, Rong, Bin Zhu, and Robert E Dickinson. "How Do Atmosphere and Land Surface Influence Seasonal Changes of Convection in the Tropical Amazon?" *Journal of Climate* 12, no. 5 (1999): 1306–21 1520–0442.
- Gandu, Adilson W., and Pedro L. Silva Dias. "Impact of Tropical Heat Sources on the South American Tropospheric Upper Circulation and Subsidence." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 103, no. D6 (1998): 6001–15.
- Garreaud, RD. "The Andes Climate and Weather." *Advances in Geosciences* 22, no. 22 (2009): 3–11 1680–7340.
- Garreaud, RenéD. "Intraseasonal Variability of Moisture and Rainfall over the South American Altiplano." *Monthly Weather Review* 128, no. 9 (2000): 3337–46.
- . "Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes." *Monthly Weather Review* 127, no. 5 (1999): 901–21 1520–0493.
- Garreaud, René D, and Patricio Aceituno. "Interannual Rainfall Variability over the South American Altiplano." *Journal of Climate* 14, no. 12 (2001): 2779–89.
- Garreaud, RenéD, and José Rutllant. "Coastal Lows along the Subtropical West Coast of South America: Numerical Simulation of a Typical Case." *Monthly Weather Review* 131, no. 5 (2003): 891–908 1520–0493.
- Garreaud, René D, Mathias Vuille, Rosa Compagnucci, and José Marengo. "Present-Day South American Climate." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, no. 3 (2009): 180–95 0031–0182.
- Giorgi, F, E Coppola, F Solmon, L Mariotti, MB Sylla, X Bi, N Elguindi, GT Diro, V Nair, and G Giuliani. "RegCM4: Model Description and Preliminary Tests over Multiple CORDEX Domains." *Climate Research* 2 (2012): 7 0936–577X.
- Giorgi, Filippo. "Climate Change Hotspots." *Geophysical Research Letters* 33, no. 8 (2006).
- . "Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model." *Journal of Climate* 3, no. 9 (1990): 941–63.
- Giorgi, Filippo, and Xunqiang Bi. "Regional Changes in Surface Climate Interannual Variability for the 21st Century from Ensembles of Global Model Simulations."

- Geophysical Research Letters* 32, no. 13 (2005).
- Giorgi, Filippo, Colin Jones, and Ghassem R Asrar. “Addressing Climate Information Needs at the Regional Level: The CORDEX Framework.” *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin* 58, no. 3 (2009): 175–9767.
- Giorgi, Filippo, and Linda O. Mearns. “Approaches to the Simulation of Regional Climate Change: A Review.” *Reviews of Geophysics* 29, no. 2 (1991): 191–216.
- . “Introduction to Special Section: Regional Climate Modeling Revisited.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 104, no. D6 (1999): 6335–52.
- Gnanadesikan, Anand, Keith W Dixon, Stephen M Griffies, V Balaji, Marcelo Barreiro, J Anthony Beesley, William F Cooke, Thomas L Delworth, Rudiger Gerdes, and Matthew J Harrison. “GFDL’s CM2 Global Coupled Climate Models. Part II: The Baseline Ocean Simulation.” *Journal of Climate* 19, no. 5 (2006): 675–97 1520–0442.
- Gordon, Chris, Claire Cooper, Catherine A. Senior, Helene Banks, Jonathan M. Gregory, Timothy C. Johns, John FB Mitchell, and Richard A. Wood. “The Simulation of SST, Sea Ice Extents and Ocean Heat Transports in a Version of the Hadley Centre Coupled Model without Flux Adjustments.” *Climate Dynamics* 16, no. 2–3 (2000): 147–68.
- Grell, Georg A., Jimy Dudhia, and David R. Stauffer. “A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5).” *NCAR TECHNICAL NOTE*, 1994.
- Griffies, SM, AWDK Gnanadesikan, Keith W Dixon, JP Dunne, Rüdiger Gerdes, Matthew J Harrison, Anthony Rosati, JL Russell, Bonita L Samuels, and Michael J Spelman. “Formulation of an Ocean Model for Global Climate Simulations.” *Ocean Science* 1, no. 1 (2005): 45–79.
- Griffies, Stephen M, MARTIN Schmidt, and MIKE HERZFELD. “Elements of mom4p1.” *GFDL Ocean Group Tech. Rep* 6 (2009): 444.
- Grimm, Alice M, Vicente R Barros, and Moira E Doyle. “Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events.” *Journal of Climate* 13, no. 1 (2000): 35–58 1520–0442.
- Grimm, Alice M, and Renata G Tedeschi. “ENSO and Extreme Rainfall Events in South America.” *Journal of Climate* 22, no. 7 (2009): 1589–1609 1520–0442.
- Grotjahn, Richard. “Remote Weather Associated with South Pacific Subtropical Sea Level High Properties.” *International Journal of Climatology* 24, no. 7 (2004): 823–39 1097–0088.
- Guevara, José Manuel. “El ABC de Los Índices Usados En La Identificación Y Definición Cuantitativa de El Niño Oscilación Del Sur (ENSO).” *Terra* 24, no. 35 (2008): 85–140.

- Guilyardi, Eric, Hugo Bellenger, Mat Collins, Samantha Ferrett, Wenju Cai, and Andrew Wittenberg. "A First Look at ENSO in CMIP5." *Clivar Exchanges* 17, no. 1 (2012): 29–32.
- Gutman, Gabriel Jules, and Werner Schwerdtfeger. "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 (1965): 69–75.
- Hastenrath, Stefan. *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Academic Publishers, 1991.
- Hawkins, Ed, and Rowan Sutton. "The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions." *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, no. 8 (2009): 1095–1107.
- Hobbs, J. E., Lindesay, J. A., and Bridgeman, H. A. (1998) Introduction: A southern hemisphere overview. In J. E. Hobbs, J. A. Lindesay, and H. A. Bridgeman, eds., *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future*. New York, NY: Wiley.
- Holtzlag, AAM, and FTM Nieuwstadt. "Scaling the Atmospheric Boundary Layer." *Boundary Layer Meteorology* 36, no. 1–2 (1986): 201–9 0006–8314.
- Horel, John D, Andrea N Hahmann, and John E Geisler. "An Investigation of the Annual Cycle of Convective Activity over the Tropical Americas." *Journal of Climate* 2, no. 11 (1989): 1388–1403 1520–0442.
- Horel, John D., and John M. Wallace. "Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation." *Monthly Weather Review* 109, no. 4 (1981): 813–29.
- Hostetler, Steven, Nicklas Pias, and Alan Mix. "Sensitivity of Last Glacial Maximum Climate to Uncertainties in Tropical and Subtropical Ocean Temperatures." *Quaternary Science Reviews* 25, no. 11 (2006): 1168–85.
- Hostetler, S. W. "Hydrologic and Atmospheric Models: The (continuing) Problem of Discordant Scales." *Climatic Change* 27, no. 4 (1994): 345–50.
- Houghton, JT, Y Ding, DJ Griggs, M Noguera, PJ Van Der Linden, X Dai, K Maskell, and C Johnson. *IPCC 2001, Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001.
- Hu, Aixue, Gerald A. Meehl, Warren M. Washington, and Aiguo Dai. "Response of the Atlantic Thermohaline Circulation to Increased Atmospheric CO<sub>2</sub> in a Coupled Model." *Journal of Climate* 17, no. 21 (2004): 4267–79.
- Iacobellis, Sam F., Greg M. McFarquhar, David L. Mitchell, and Richard CJ Somerville.

- “The Sensitivity of Radiative Fluxes to Parameterized Cloud Microphysics.” *Journal of Climate* 16, no. 18 (2003): 2979–96.
- Janjic, Zaviša I. “The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes.” *Monthly Weather Review* 122, no. 5 (1994): 927–45.
- Ji, Yimin, and Anandu D. Vernekar. “Simulation of the Asian Summer Monsoons of 1987 and 1988 with a Regional Model Nested in a Global GCM.” *Journal of Climate* 10, no. 8 (1997): 1965–79 1520–0442.
- Joseph, Renu, and Sumant Nigam. “ENSO Evolution and Teleconnections in IPCC’s Twentieth-Century Climate Simulations: Realistic Representation?” *Journal of Climate* 19, no. 17 (2006): 4360–77.
- Kain, JOHN S. “Convective Parameterization for Mesoscale Models: The Kain–Fritsch Scheme.” *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteor. Monogr* 46 (1993): 165–70.
- Kao, Hsun-Ying, and Jin-Yi Yu. “Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO.” *Journal of Climate* 22, no. 3 (2009): 615–32 1520–0442.
- Karl, Thomas R, and David R Easterling. “Climate Extremes: Selected Review and Future Research Directions.” *Weather and Climate Extremes*, 1999, 309–25 9048152232.
- Kayano, Mary T., and Rita V. Andreoli. “Relations of South American Summer Rainfall Interannual Variations with the Pacific Decadal Oscillation.” *International Journal of Climatology* 27, no. 4 (2007): 531–40.
- Kida, Hideji, Takashi Koide, Hidetaka Sasaki, and Masaru Chiba. “A New Approach for Coupling a Limited Area Model to a GCM for Regional Climate Simulations.” *Journal of the Meteorological Society of Japan* 69, no. 6 (1991): 723–28.
- Kiehl, JT, JJ Hack, GB Bonan, BA Boville, DL Williamson, and PJ Rasch. “The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3.” *Journal of Climate* 11, no. 6 (1998): 1131–49 1520–0442.
- Kiehl, J. T., T. L. Schneider, P. J. Rasch, M. C. Barth, and J. Wong. “Radiative Forcing due to Sulfate Aerosols from Simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 105, no. D1 (2000): 1441–57.
- Kiehl, JT, TL Schneider, PJ Rasch, MC Barth, and J Wong. “Radiative Forcing due to Sulfate Aerosols from Simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*

- (1984–2012) 105, no. D1 (2000): 1441–57 2156–2202.
- Kiladis, George N., and Henry F. Diaz. “Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation.” *Journal of Climate* 2, no. 9 (1989): 1069–90.
- Kim, Seon Tae, and Jin-Yi Yu. “The Two Types of ENSO in CMIP5 Models.” *Geophysical Research Letters* 39, no. 11 (2012).
- Kitoh, Akio, Shoji Kusunoki, and Tosiya Nakaegawa. “Climate Change Projections over South America in the Late 21st Century with the 20 and 60 Km Mesh Meteorological Research Institute Atmospheric General Circulation Model (MRI AGCM).” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 116, no. D6 2156–2202 (2011).
- Klein, Stephen A, and Dennis L Hartmann. “The Seasonal Cycle of Low Stratiform Clouds.” *Journal of Climate* 6, no. 8 (1993): 1587–1606 1520–0442.
- Kodama, Y-M. “Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones.” *J. Meteor. Soc. Japan* 70 (1992): 813–36.
- Koster, Randal D, and Max J Suarez. “A Comparative Analysis of Two Land Surface Heterogeneity Representations.” *Journal of Climate* 5, no. 12 (1992): 1379–90 1520–0442.
- Kousky, Vernon E. “Frontal Influences on Northeast Brazil.” *Monthly Weather Review* 107, no. 9 (1979): 1140–53 1520–0493.
- Kripalani, R. H., and Ashwini Kulkarni. “Rainfall Variability over South-east Asia—connections with Indian Monsoon and ENSO Extremes: New Perspectives.” *International Journal of Climatology* 17, no. 11 (1997): 1155–68.
- Krishnamurti, Tiruvalam Natarajan, C. M. Kishtawal, D. Wj Shin, and C. Eric Williford. “Improving Tropical Precipitation Forecasts from a Multianalysis Superensemble.” *Journal of Climate* 13, no. 23 (2000): 4217–27.
- Krüger, Luiz Fernando, Rosmeri Porfírio da Rocha, Michelle Simões Reboita, and Tércio Ambrizzi. “RegCM3 Nested in HadAM3 Scenarios A2 and B2: Projected Changes in Extratropical Cyclogenesis, Temperature and Precipitation over the South Atlantic Ocean.” *Climatic Change* 113, no. 3–4 (2012): 599–621.
- Kug, Jong-Seong, Jung Choi, Soon-Il An, Fei-Fei Jin, and Andrew T. Wittenberg. “Warm Pool and Cold Tongue El Niño Events as Simulated by the GFDL 2.1 Coupled GCM.” *Journal of Climate* 23, no. 5 (2010): 1226–39.
- Kug, Jong-Seong, Fei-Fei Jin, and Soon-Il An. “Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño.” *Journal of Climate* 22, no. 6 (2009): 1499–1515



1520–0442.

- Lagos, Pablo, and James Buizer. *EL Niño And Peru: A Nation's Response The Interannual Climate Variability*. Natural and Technological Disasters: Causes, effects and Preventive Measures, 1992.
- Lagos, P., Y. Silva, E. Nickl, and K. Mosquera. "El Niño? Related Precipitation Variability in Perú." *Advances in Geosciences* 14 (2008): 231–37.
- Langenbrunner, Baird, and J. David Neelin. "Analyzing ENSO Teleconnections in CMIP Models as a Measure of Model Fidelity in Simulating Precipitation." *Journal of Climate* 26, no. 13 (2013): 4431–46.
- Las lecciones de El Niño, CAF. "Memorias Del Fenómeno El Niño 1997-1998. Retos Y Propuestas Para La Región Andina. Perú, Vol. V. Corporación Andina de Fomento, Caracas, Venezuela. Imp." *Ex Libris*, 2000.
- Latif, Mojib, M Collins, Holger Pohlmann, and Noel Keenlyside. "A Review of Predictability Studies of Atlantic Sector Climate on Decadal Time Scales." *Journal of Climate* 19, no. 23 (2006): 5971–87 1520–0442.
- Lavado-Casimiro, Waldo, and Jhan Carlo Espinoza. "Impacts of El Niño and La Niña in the Precipitation over Perú(1965-2007)." *Revista Brasileira de Meteorologia* 29, no. 2 (2014): 171–82.
- Lenters, JD, and KH Cook. "On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate." *Journal of the Atmospheric Sciences* 54, no. 5 (1997): 656–78 1520–0469.
- Lenters, JD, KH Cook, and TD Ringler. "Comments on "On the Influence of the Andes on the General Circulation of the Southern Hemisphere." *Journal of Climate* 8, no. 8 (1995): 2113–15 1520–0442.
- Liang, Xin-Zhong, Li Li, Aiguo Dai, and Kenneth E. Kunkel. "Regional Climate Model Simulation of Summer Precipitation Diurnal Cycle over the United States." *Geophysical Research Letters* 31, no. 24 (2004).
- Lindesay, J. A. "South African Rainfall, the Southern Oscillation and a Southern Hemisphere Semi- annual Cycle." *Journal of Climatology* 8, no. 1 (1988): 17–30.
- Li, Wenhong, Rong Fu, and Robert E Dickinson. "Rainfall and Its Seasonality over the Amazon in the 21st Century as Assessed by the Coupled Models for the IPCC AR4." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 111, no. D2 2156–2202 (2006).
- Llopart, Marta, Erika Coppola, Filippo Giorgi, Rosmeri P. da Rocha, and Santiago V. Cuadra.

- “Climate Change Impact on Precipitation for the Amazon and La Plata Basins.” *Climatic Change*, 2014, 1–15.
- Lock, A. P. “The Numerical Representation of Entrainment in Parameterizations of Boundary Layer Turbulent Mixing.” *Monthly Weather Review* 129, no. 5 (2001): 1148–63.
- Lock, A. P., A. R. Brown, M. R. Bush, G. M. Martin, and R. N. B. Smith. “A New Boundary Layer Mixing Scheme. Part I: Scheme Description and Single-Column Model Tests.” *Monthly Weather Review* 128, no. 9 (2000): 3187–99.
- López-Moreno, Juan Ignacio, S. Fontaneda, J. Bazo, J. Revuelto, César Azorin-Molina, B. Valero-Garcés, Enrique Morán-Tejeda, Sergio M. Vicente-Serrano, R. Zubieta, and J. Alejo-Cochachín. “Recent Glacier Retreat and Climate Trends in Cordillera Huaytapallana, Peru.” *Global and Planetary Change* 112 (2014): 1–11.
- Luzimar de Abreu, Magda, and Peter R Bannon. “Dynamics of the South American Coastal Desert.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 50, no. 17 (1993): 2952–64 1520–0469.
- Ma, Chung-Chun, Carlos R Mechoso, Andrew W Robertson, and Akio Arakawa. “Peruvian Stratus Clouds and the Tropical Pacific Circulation: A Coupled Ocean-Atmosphere GCM Study.” *Journal of Climate* 9, no. 7 (1996): 1635–45.
- Manabe, Syukaro, R. J. Stouffer, M. J. Spelman, and Ke Bryan. “Transient Responses of a Coupled Ocean-Atmosphere Model to Gradual Changes of Atmospheric CO<sub>2</sub>. Part I. Annual Mean Response.” *Journal of Climate* 4, no. 8 (1991): 785–818.
- Mantua, Nathan J, and Steven R Hare. “The Pacific Decadal Oscillation.” *Journal of Oceanography* 58, no. 1 (2002): 35–44 0916–8370.
- Marengo, JA. “Interdecadal Variability and Trends of Rainfall across the Amazon Basin.” *Theoretical and Applied Climatology* 78, no. 1–3 (2004): 79–96 0177–0798X.
- Marengo, JA, R Jones, Lincoln M Alves, and MC Valverde. “Future Change of Temperature and Precipitation Extremes in South America as Derived from the PRECIS Regional Climate Modeling System.” *International Journal of Climatology* 29, no. 15 (2009): 2241–55 1097–0088.
- Marengo, Jose A., Tercio Ambrizzi, Rosmeri P. Da Rocha, Lincoln M. Alves, Santiago V. Cuadra, Maria C. Valverde, Roger R. Torres, Daniel C. Santos, and Simone ET Ferraz. “Future Change of Climate in South America in the Late Twenty-First Century: Intercomparison of Scenarios from Three Regional Climate Models.” *Climate Dynamics* 35, no. 6 (2010): 1073–97.
- Marengo, José A, IFA Cavalcanti, P Satyamurty, I Trosnikov, CA Nobre, JP Bonatti, H Camargo, G Sampaio, MB Sanches, and AO Manzi. “Assessment of Regional Seasonal

- Rainfall Predictability Using the CPTEC/COLA Atmospheric GCM.” *Climate Dynamics* 21, no. 5–6 (2003): 459–75 0930–7575.
- Marengo, Jose A., Sin Chan Chou, Gillian Kay, Lincoln M. Alves, JoséF. Pesquero, Wagner R. Soares, Daniel C. Santos, AndréA. Lyra, Gustavo Sueiro, and Richard Betts. “Development of Regional Future Climate Change Scenarios in South America Using the Eta CPTEC/HadCM3 Climate Change Projections: Climatology and Regional Analyses for the Amazon, São Francisco and the ParanáRiver Basins.” *Climate Dynamics* 38, no. 9–10 (2012): 1829–48.
- Marengo, Jose A, Wagner R Soares, Celeste Saulo, and Matilde Nicolini. “Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability.” *Journal of Climate* 17, no. 12 (2004): 2261–80 1520–0442.
- Marengo, José A, Javier Tomasella, and Cintia R Uvo. “Trends in Streamflow and Rainfall in Tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil, and Northwestern Peru.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 103, no. D2 (1998): 1775–83 2156–2202.
- Martin, G. M., and R. C. Levine. “The Influence of Dynamic Vegetation on the Present-Day Simulation and Future Projections of the South Asian Summer Monsoon in the HadGEM2 Family.” *Earth System Dynamics Discussions* 3, no. 2 (2012): 759–99.
- Masui, Toshihiko, Kenichi Matsumoto, Yasuaki Hijioaka, Tsuguki Kinoshita, Toru Nozawa, Sawako Ishiwatari, Etsushi Kato, P. R. Shukla, Yoshiki Yamagata, and Mikiko Kainuma. “An Emission Pathway for Stabilization at 6 Wm<sup>-2</sup> Radiative Forcing.” *Climatic Change* 109, no. 1–2 (2011): 59–76.
- Maturana, J., Bello, M. and Manley, M. "Antecedentes históricos y descripción del fenómeno El Niño, Oscilación del Sur". History and description of “El Niño, Southern Oscillation” phenomenon. S. Avaria, J. Carrasco, J. Rutilant y E. Yáñez. (eds.). 2004. El Niño-La Niña 1997-2000. Sus Efectos en Chile. CONA, Chile, Valparaíso. (2004): 13-27.
- Meehl, Gerald A. “The Annual Cycle and Interannual Variability in the Tropical Pacific and Indian Ocean Regions.” *Monthly Weather Review* 115, no. 1 (1987): 27–50.
- Meehl, Gerald A., Curt Covey, Karl E. Taylor, Thomas Delworth, Ronald J. Stouffer, Mojib Latif, Bryant McAvaney, and John FB Mitchell. “The WCRP CMIP3 Multimodel Dataset: A New Era in Climate Change Research.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 88, no. 9 (2007): 1383–94.
- Meehl, Gerald A, Aixue Hu, and Benjamin D Santer. “The Mid-1970s Climate Shift in the

- Pacific and the Relative Roles of Forced versus Inherent Decadal Variability.” *Journal of Climate* 22, no. 3 (2009): 780–92 1520–0442.
- Meehl, Gerald A., Claudia Tebaldi, Haiyan Teng, and Thomas C. Peterson. “Current and Future US Weather Extremes and El Niño.” *Geophysical Research Letters* 34, no. 20 (2007).
- Mellor, George L., and Tetsuji Yamada. “A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 31, no. 7 (1974): 1791–1806 1520–0469.
- . “Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems.” *Reviews of Geophysics* 20, no. 4 (1982): 851–75 1944–9208.
- Menéndez, C. G., M. de Castro, J. -P. Boulanger, A. D’onofrio, E. Sanchez, A. A. Sörensson, J. Blazquez, A. Elizalde, D. Jacob, and H. Le Treut. “Downscaling Extreme Month-Long Anomalies in Southern South America.” *Climatic Change* 98, no. 3–4 (2010): 379–403.
- Misra, Vasubandhu, Paul A. Dirmeyer, and Ben P. Kirtman. “Dynamic Downscaling of Seasonal Simulations over South America.” *Journal of Climate* 16, no. 1 (2003): 103–17.
- Mitchell, Timothy D., and Philip D. Jones. “An Improved Method of Constructing a Database of Monthly Climate Observations and Associated High Resolution Grids.” *International Journal of Climatology* 25, no. 6 (2005): 693–712.
- Mitchell, Todd P, and John M Wallace. “The Annual Cycle in Equatorial Convection and Sea Surface Temperature.” *Journal of Climate* 5, no. 10 (1992): 1140–56 1520–0442.
- Mizuta, Ryo, Hiromasa Yoshimura, Hiroyuki Murakami, Mio Matsueda, Hirokazu Endo, Tomoaki Ose, Kenji Kamiguchi, Masahiro Hosaka, Masato Sugi, and Seiji Yukimoto. “Climate Simulations Using MRI-AGCM3. 2 with 20-Km Grid.” *Journal of the Meteorological Society of Japan* 90, no. 0 (2012): 233–58.
- Montecinos, Aldo, Alvaro Díaz, and Patricio Aceituno. “Seasonal Diagnostic and Predictability of Rainfall in Subtropical South America Based on Tropical Pacific SST.” *Journal of Climate* 13, no. 4 (2000): 746–58 1520–0442.
- Moss, Richard H., Jae A. Edmonds, Kathy A. Hibbard, Martin R. Manning, Steven K. Rose, Detlef P. Van Vuuren, Timothy R. Carter, Seita Emori, Mikiko Kainuma, and Tom Kram. “The next Generation of Scenarios for Climate Change Research and Assessment.” *Nature* 463, no. 7282 (2010): 747–56.
- Moura, Antonio D, and Jagadish Shukla. “On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model.”

- Journal of the Atmospheric Sciences* 38, no. 12 (1981): 2653–75 1520–0469.
- Müller, W. A., and E. Roeckner. “ENSO Impact on Midlatitude Circulation Patterns in Future Climate Change Projections.” *Geophysical Research Letters* 33, no. 5 (2006).
- . “ENSO Teleconnections in Projections of Future Climate in ECHAM5/MPI-OM.” *Climate Dynamics* 31, no. 5 (2008): 533–49.
- Nakicenovic, Nebojsa, Joseph Alcamo, Gerald Davis, Bert De Vries, Joergen Fenhann, Stuart Gaffin, Kermeth Gregory, Amulf Griibler, Tae Yong Jung, and Tom Kram. *Emissions Scenarios*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, July 2000. 1 (2000)., 2000.
- Nicholson, Sharon E. “An Analysis of the ENSO Signal in the Tropical Atlantic and Western Indian Oceans.” *International Journal of Climatology* 17, no. 4 (1997): 345–75.
- Normand, Charles. “Monsoon Seasonal Forecasting.” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 79, no. 342 (1953): 463–73.
- Nunez, Mario N., Silvina A. Solman, and Maria Fernanda Cabré. “Regional Climate Change Experiments over Southern South America. II: Climate Change Scenarios in the Late Twenty-First Century.” *Climate Dynamics* 32, no. 7–8 (2009): 1081–95.
- Peterson, Thomas, Christopher Folland, George Gruza, William Hogg, Abdallah Mokssit, and Neil Plummer. *Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs*. World Meteorological Organization Geneva, 2001.
- Pezet, Federico Alfonso. “La Contra-Corriente ‘El Niño’, En La Costa Norte Del Perú.” *Boletín de La Sociedad Geografica de Lima*, 1896.
- Philander, S. G. H. “El Niño and La Niña.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 42, no. 23 (1985): 2652–62.
- Philip, Sjoukje, and Geert Jan Van Oldenborgh. “Shifts in ENSO Coupling Processes under Global Warming.” *Geophysical Research Letters* 33, no. 11 (2006).
- Pisciottano, Gabriel, Alvaro Díaz, Gabriel Cazess, and Carlos R. Mechoso. “El Niño-Southern Oscillation Impact on Rainfall in Uruguay.” *Journal of Climate* 7, no. 8 (1994): 1286–1302.
- Quartly, Graham D, Elizabeth A Kyte, Meric A Srokosz, and Michael N Tsimplis. “An Intercomparison of Global Oceanic Precipitation Climatologies.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 112, no. D10 2156–2202 (2007).
- Quinn, William H, Victor T Neal, and Santiago E Antunez De Mayolo. “El Niño Occurrences over the Past Four and a Half Centuries.” *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* 92, no. C13 (1987): 14449–61 2156–2202.
- Rajagopalan, Balaji, Upmanu Lall, and Stephen E. Zebiak. “Categorical Climate Forecasts

- through Regularization and Optimal Combination of Multiple GCM Ensembles\*.” *Monthly Weather Review* 130, no. 7 (2002): 1792–1811.
- Ramage, C. S., and A. M. Hori. “Meteorological Aspects of El Niño.” *Monthly Weather Review* 109, no. 9 (1981): 1827–35.
- Randall, David, Marat Khairoutdinov, Akio Arakawa, and Wojciech Grabowski. “Breaking the Cloud Parameterization Deadlock.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 84, no. 11 (2003): 1547–64.
- Rasmusson, Eugene M., and Thomas H. Carpenter. “Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño.” *Monthly Weather Review* 110, no. 5 (1982): 354–84.
- Rasmusson, Eugene M., and John M. Wallace. “Meteorological Aspects of the El Niño/southern Oscillation.” *Science* 222, no. 4629 (1983): 1195–1202 0036–8075.
- Ratnam, J. Venkata, and K. Krishna Kumar. “Sensitivity of the Simulated Monsoons of 1987 and 1988 to Convective Parameterization Schemes in MM5.” *Journal of Climate* 18, no. 14 (2005): 2724–43 1520–0442.
- Rayner, N.A., De E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, and A. Kaplan. “Global Analyses of Sea Surface Temperature, Sea Ice, and Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 108, no. D14 2156–2202 (2003).
- Robertson, Andrew W., Upmanu Lall, Stephen E. Zebiak, and Lisa Goddard. “Improved Combination of Multiple Atmospheric GCM Ensembles for Seasonal Prediction.” *Monthly Weather Review* 132, no. 12 (2004): 2732–44.
- Rodwell, Mark J., and Brian J. Hoskins. “Monsoons and the Dynamics of Deserts.” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 122, no. 534 (1996): 1385–1404 1477–1870X.
- Roeckner, E. “Coauthors, 2003: The Atmospheric General Circulation Model ECHAM5.” *Part I: Model Description. Max Planck Institute for Meteorology Rep* 349 (13).
- Rojas, Maisa. *Cambio Climático Chile IPCC 2013*. Revista Beauchef Magazine, 2014.
- Ronald, Woodman. *El Fenómeno El Niño Y El Clima En El Perú (The El Niño Phenomenon and Climate in Peru)*, 1999.
- Ronchan, Josyane. “Variabilidad Interanual de Las Precipitaciones En Bolivia.” *Bull. Inst. Fr. Études Andines* 24, no. 3 (1995): 369–78.
- Ropelewski, Chester F., and Michael S. Halpert. “Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation.” *Monthly Weather Review*

- 115, no. 8 (1987): 1606–26 1520–0493.
- Rosati, AmKaGR, K. Miyakoda, and R. Gudgel. “The Impact of Ocean Initial Conditions on ENSO Forecasting with a Coupled Model.” *Monthly Weather Review* 125, no. 5 (1997): 754–72.
- Rutllant, JoséA, Humberto Fuenzalida, and Patricio Aceituno. “Climate Dynamics along the Arid Northern Coast of Chile: The 1997–1998 Dinámica Del Clima de La Región de Antofagasta (DICLIMA) Experiment.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 108, no. D17 (2003).
- Rutllant, José, and Humberto Fuenzalida. “Synoptic Aspects of the Central Chile Rainfall Variability Associated with the Southern Oscillation.” *International Journal of Climatology* 11, no. 1 (1991): 63–76.
- Sato, N, PJ Sellers, DA Randall, EK Schneider, J Shukla, JL Kinter III, YT Hou, and E Albertazzi. “Effects of Implementing the Simple Biosphere Model in a General Circulation Model.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 46, no. 18 (1989): 2757–82 1520–0469.
- Schwerdtfeger, Werner. *World Survey of Climatology. Climates of Central and South America*. Elsevier, Amsterdam, 1976.
- Seluchi, Marcelo E, and José A Marengo. “Tropical–midlatitude Exchange of Air Masses during Summer and Winter in South America: Climatic Aspects and Examples of Intense Events.” *International Journal of Climatology* 20, no. 10 (2000): 1167–90 1097–0088.
- SENAMHI. *El Niño 1997/98*. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), 1999.
- SENAMHI. *Escenarios de Cambio Climatico En La Cuemca Del Rio Urubamba Para El Año 2100*. Reporte. Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia Peru, 2008.
- . *Escenarios de Cambio Climatico Para La Cuenca Del Rio Mantaro Para El 2100*. Reporte. Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia Peru, 2009.
- . *Mapa de Clasificacion Climatica Según Thornthwaite*. Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia Peru, 1998.
- Seth, Anji, Sara A Rauscher, Suzana J Camargo, Jian-Hua Qian, and JS Pal. “RegCM3 Regional Climatologies for South America Using Reanalysis and ECHAM Global Model Driving Fields.” *Climate Dynamics* 28, no. 5 (2007): 461–80 0930–7575.
- Seth, Anji, and Maisa Rojas. “Simulation and Sensitivity in a Nested Modeling System for South America. Part I: Reanalyses Boundary Forcing.” *Journal of Climate* 16, no. 15 (2003): 2437–53.

- Sillmann, J., V. V. Kharin, X. Zhang, F. W. Zwiers, and D. Bronaugh. “Climate Extremes Indices in the CMIP5 Multimodel Ensemble: Part 1. Model Evaluation in the Present Climate.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, no. 4 (2013): 1716–33.
- Silva Dias, MAF da, S Rutledge, P Kabat, PL da Silva Dias, C Nobre, G Fisch, AJ Dolman, E Zipser, M Garstang, and AO Manzi. “Cloud and Rain Processes in a Biosphere Atmosphere Interaction Context in the Amazon Region.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 107, no. D20 (2002): LBA 39–1 – LBA 39–18 2156–2202.
- Silva Dias, Pedro L, Wayne H Schubert, and Mark DeMaria. “Large-Scale Response of the Tropical Atmosphere to Transient Convection.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 40, no. 11 (1983): 2689–2707 1520–0469.
- Silva, Gyrlene AM, T Ambrizzi, and JA Marengo. “Observational Evidences on the Modulation of the South American Low Level Jet East of the Andes According the ENSO Variability.” *Annales Geophysicae: Atmospheres, Hydrospheres and Space Sciences* 27, no. 2 (2009): 645 0992–7689.
- Smith, Thomas M., and Richard W. Reynolds. “Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997).” *Journal of Climate* 16, no. 10 (2003): 1495–1510.
- Solman, Silvina A, Mario N Nunez, and María Fernanda Cabré. “Regional Climate Change Experiments over Southern South America. I: Present Climate.” *Climate Dynamics* 30, no. 5 (2008): 533–52 0930–7575.
- Solman, Silvina A., E. Sanchez, P. Samuelsson, R. P. da Rocha, L. Li, J. Marengo, N. L. Pessacg, A. R. C. Remedio, S. C. Chou, and H. Berbery. “Evaluation of an Ensemble of Regional Climate Model Simulations over South America Driven by the ERA-Interim Reanalysis: Model Performance and Uncertainties.” *Climate Dynamics* 41, no. 5–6 (2013): 1139–57.
- Solomon, Amy, and Matthew Newman. “Decadal Predictability of Tropical Indo- Pacific Ocean Temperature Trends due to Anthropogenic Forcing in a Coupled Climate Model.” *Geophysical Research Letters* 38, no. 2 (2011).
- Solomon, S, Dahe Qin, Martin Manning, Z Chen, M Marquis, KB Averyt, M Tignor, and HL Miller. “IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis.” *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007.*
- Sörensson, Anna A., and Claudio G. Menéndez. “Summer Soil–precipitation Coupling in



- South America.” *Tellus A* 63, no. 1 (2011): 56–68.
- Stevenson, S. L. “Significant Changes to ENSO Strength and Impacts in the Twenty-first Century: Results from CMIP5.” *Geophysical Research Letters* 39, no. 17 (2012).
- Stieglitz, Marc, David Rind, James Famiglietti, and Cynthia Rosenzweig. “An Efficient Approach to Modeling the Topographic Control of Surface Hydrology for Regional and Global Climate Modeling.” *Journal of Climate* 10, no. 1 (1997): 118–37 1520–0442.
- Stocker, TF, D Qin, GK Plattner, M Tignor, SK Allen, J Boschung, A Nauels, Y Xia, B Bex, and BM Midgley. *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2013.
- Sud, Y. C., and G. K. Walker. “Microphysics of Clouds with the Relaxed Arakawa-Schubert Scheme (McRAS). Part I: Design and Evaluation with GATE Phase III Data.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 56, no. 18 (1999): 3196–3220.
- Tadross, M. A., W. J. Gutowski Jr, B. C. Hewitson, C. Jack, and M. New. “MM5 Simulations of Interannual Change and the Diurnal Cycle of Southern African Regional Climate.” *Theoretical and Applied Climatology* 86, no. 1–4 (2006): 63–80.
- Takahashi, Ken. “The Atmospheric Circulation Associated with Extreme Rainfall Events in Piura, Peru, during the 1997–1998 and 2002 El Niño Events,” 22:3917–26. Copernicus GmbH, 2004.
- Takahashi, K, A Montecinos, K Goubanova, and Boris Dewitte. “ENSO Regimes: Reinterpreting the Canonical and Modoki El Niño.” *Geophysical Research Letters* 38, no. 10 1944–8007 (2011).
- Takemura, Toshihiko, Toru Nozawa, Seita Emori, Takashi Y. Nakajima, and Teruyuki Nakajima. “Simulation of Climate Response to Aerosol Direct and Indirect Effects with Aerosol Transport Radiation Model.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 110, no. D2 (2005).
- Taylor, Karl E. “Summarizing Multiple Aspects of Model Performance in a Single Diagram.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 106, no. D7 (2001): 7183–92 2156–2202.
- Thompson, Lonnie G., Ellen Mosley-Thompson, and Benjamín Morales Arnao. “El Niño–Southern Oscillation Events Recorded in the Stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap, Peru.” *Science* 226, no. 4670 (1984): 50–53.
- Thomson, Allison M., Katherine V. Calvin, Steven J. Smith, G. Page Kyle, April Volke, Pralit Patel, Sabrina Delgado-Arias, Ben Bond-Lamberty, Marshall A. Wise, and Leon E.

- Clarke. “RCP4. 5: A Pathway for Stabilization of Radiative Forcing by 2100.” *Climatic Change* 109, no. 1–2 (2011): 77–94.
- Tiedtke, M. “Representation of Clouds in Large-Scale Models.” *Monthly Weather Review* 121, no. 11 (1993): 3040–61.
- Timmermann, Axel, Josef Oberhuber, Andreas Bacher, Monika Esch, Mojib Latif, and Erich Roeckner. “Increased El Niño Frequency in a Climate Model Forced by Future Greenhouse Warming.” *Nature* 398, no. 6729 (1999): 694–97 0028–0836.
- Tompkins, Adrian M. “A Prognostic Parameterization for the Subgrid-Scale Variability of Water Vapor and Clouds in Large-Scale Models and Its Use to Diagnose Cloud Cover.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 59, no. 12 (2002): 1917–42.
- Trenberth, Kevin E. “Signal versus Noise in the Southern Oscillation.” *Monthly Weather Review* 112, no. 2 (1984): 326–32.
- . “Spatial and Temporal Variations of the Southern Oscillation.” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 102, no. 433 (1976): 639–53.
- . “Storm Tracks in the Southern Hemisphere.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 48, no. 19 (1991): 2159–78.
- . “The Definition of El Niño.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, no. 12 (1997): 2771–77.
- Trenberth, Kevin E., and Timothy J. Hoar. “The 1990–1995 El Niño- Southern Oscillation Event: Longest on Record.” *Geophysical Research Letters* 23, no. 1 (1996): 57–60.
- Trenberth, Kevin E., and James W. Hurrell. “Decadal Atmosphere-Ocean Variations in the Pacific.” *Climate Dynamics* 9, no. 6 (1994): 303–19.
- Trenberth, Kevin E., and Daniel A. Paolino Jr. “Characteristic Patterns of Variability of Sea Level Pressure in the Northern Hemisphere.” *Monthly Weather Review* 109, no. 6 (1981): 1169–89.
- Urrutia, Rocío, and Mathias Vuille. “Climate Change Projections for the Tropical Andes Using a Regional Climate Model: Temperature and Precipitation Simulations for the End of the 21st Century.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 114, no. D2 (2009).
- Uvo, Cíntia Bertacchi, and Nicholas E. Graham. “Seasonal Runoff Forecast for Northern South America: A Statistical Model.” *Water Resources Research* 34, no. 12 (1998): 3515–24.
- Van Heerden, Johan, Deon E. Terblanche, and Gerhard C. Schulze. “The Southern Oscillation and South African Summer Rainfall.” *Journal of Climatology* 8, no. 6 (1988): 577–97.

- Van Vuuren, Detlef P., Jae Edmonds, Mikiko Kainuma, Keywan Riahi, Allison Thomson, Kathy Hibbard, George C. Hurtt, Tom Kram, Volker Krey, and Jean-Francois Lamarque. "The Representative Concentration Pathways: An Overview." *Climatic Change* 109 (2011): 5–31.
- Vecchi, Gabriel A., and Andrew T. Wittenberg. "El Niño and Our Future Climate: Where Do We Stand?" *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 1, no. 2 (2010): 260–70.
- Vera, Carolina, and Gabriel Silvestri. "Precipitation Interannual Variability in South America from the WCRP-CMIP3 Multi-Model Dataset." *Climate Dynamics* 32, no. 7–8 (2009): 1003–14.
- Vera, Carolina, Gabriel Silvestri, Brant Liebmann, and Paula González. "Climate Change Scenarios for Seasonal Precipitation in South America from IPCCAR4 Models." *Geophysical Research Letters* 33, no. 13 1944–8007 (2006).
- Vernekar, Anandu D., Ben P. Kirtman, and Michael J. Fennessy. "Low-Level Jets and Their Effects on the South American Summer Climate as Simulated by the NCEP Eta Model\*." *Journal of Climate* 16, no. 2 (2003): 297–311.
- Vincent, Dayton G. "The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): A Review." *Monthly Weather Review* 122, no. 9 (1994): 1949–70.
- Vincent, Lucie A, TC Peterson, VR Barros, MB Marino, M Rusticucci, G Carrasco, E Ramirez, LM Alves, T Ambrizzi, and MA Berlato. "Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960-2000." *Journal of Climate* 18, no. 23 (2005): 5011–23 1520–0442.
- Virji, Hassan. "A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds." *Monthly Weather Review* 109, no. 3 (1981): 599–610.
- Von Storch, Hans, Heike Langenberg, and Frauke Feser. "A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes." *Monthly Weather Review* 128, no. 10 (2000): 3664–73 1520–0493.
- Vuille, M. "Atmospheric Circulation over the Bolivian Altiplano during Dry and Wet Periods and Extreme Phases of the Southern Oscillation." *International Journal of Climatology*, 1999.
- Vuille, Mathias, Bernard Francou, Patrick Wagon, Irmgard Juen, Georg Kaser, Bryan G Mark, and Raymond S Bradley. "Climate Change and Tropical Andean Glaciers: Past, Present and Future." *Earth-Science Reviews* 89, no. 3 (2008): 79–96 0012–8252.
- Walker, Gilbert. "World Weather." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 54,

- no. 226 (1928): 79–87.
- Wang, Bin, and Yuqing Wang. “Dynamics of the ITCZ-Equatorial Cold Tongue Complex and Causes of the Latitudinal Climate Asymmetry.” *Journal of Climate* 12, no. 6 (1999): 1830–47 1520–0442.
- Webster, Peter J, and Timothy N Palmer. “The Past and the Future of El Niño.” *Nature* 390, no. 6660 (1997): 562–64 0028–0836.
- Webster, Peter J., and Song Yang. “Monsoon and ENSO: Selectively Interactive Systems.” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 118, no. 507 (1992): 877–926.
- Winkler, M, I Juen, T Mölg, Patrick Wagnon, J Gómez, and G Kaser. “Measured and Modelled Sublimation on the Tropical Glaciar Artesonraju, Perú.” *The Cryosphere* 3, no. 1 (2009): 21–30.
- Wolter, Klaus, and Michael S Timlin. “Measuring the Strength of ENSO Events: How Does 1997/98 Rank?” *Weather* 53, no. 9 (1998): 315–24 1477–8696.
- Wyrtki, Klaus. “El Niño-The Dynamic Response of the Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing.” *Journal of Physical Oceanography* 5, no. 4 (1975): 572–84 1520–0485.
- Xie, Pingping, and Phillip A. Arkin. “Analyses of Global Monthly Precipitation Using Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Predictions.” *Journal of Climate* 9, no. 4 (1996): 840–58.
- Yeh, Sang-Wook, Jong-Seong Kug, Boris Dewitte, Min-Ho Kwon, Ben P. Kirtman, and Fei-Fei Jin. “El Niño in a Changing Climate.” *Nature* 461, no. 7263 (2009): 511–14.
- Yu, Jin-Yi, and Carlos R. Mechoso. “A Discussion on the Errors in the Surface Heat Fluxes Simulated by a Coupled GCM.” *Journal of Climate* 12, no. 2 (1999): 416–26.
- Yu, Jin-Yi, and Carlos R Mechoso. “Links between Annual Variations of Peruvian Stratocumulus Clouds and of SST in the Eastern Equatorial Pacific.” *Journal of Climate* 12, no. 11 (1999): 3305–18 1520–0442.
- Zeng, Xubin, Muhammad Shaikh, Yongjiu Dai, Robert E Dickinson, and Ranga Myneni. “Coupling of the Common Land Model to the NCAR Community Climate Model.” *Journal of Climate* 15, no. 14 (2002): 1832–54 1520–0442.
- Zhang, Rong, and Thomas L Delworth. “Impact of Atlantic Multidecadal Oscillations on India/Sahel Rainfall and Atlantic Hurricanes.” *Geophysical Research Letters* 33, no. 17 1944–8007 (2006).
- Zhang, Xuebin, Lisa Alexander, Gabriele C. Hegerl, Philip Jones, Albert Klein Tank, Thomas C. Peterson, Blair Trewin, and Francis W. Zwiers. “Indices for Monitoring Changes in

- Extremes Based on Daily Temperature and Precipitation Data.” *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2, no. 6 (2011): 851–70.
- Zhang, Xuebin, and Feng Yang. “RClimDex (1.0) User Manual.” *Climate Research Branch Environment Canada* 22 (2004).
- Zhou, Jiayu, and KM. Lau. “Does a Monsoon Climate Exist over South America?” *Journal of Climate* 11, no. 5 (1998): 1020–40 1520–0442.
- Zhou, Jiayu, and K. M. Lau. “Principal Modes of Interannual and Decadal Variability of Summer Rainfall over South America.” *International Journal of Climatology* 21, no. 13 (2001): 1623–44 1097–0088.