

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

ESCUELA DE POSGRADO

MAESTRÍA EN METEOROLOGÍA APLICADA



**“ANÁLISIS MULTIVARIADO PARA LA GENERACIÓN DE
ESCENARIOS CLIMÁTICOS 2040-2050 EN EL PERÚ”**

Presentada por:

DELIA ACUÑA AZARTE

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAGISTER SCIENTIAE EN
METEOROLOGÍA APLICADA**

**Lima - Perú
2015**

RESUMEN

Los posibles cambios en el comportamiento de la temperatura y precipitación a escala local en Perú se ha estimado con el análisis multivariado de Correlación Canónica para el verano austral 2036-2065 escenario de alta emisión de Gases de Efecto Invernadero, relativo a 1971-2000. A partir de los patrones característicos de gran escala Espesor de la capa atmosférica 5 - 1.5km (Z2) y 12 - 5km (Z5) derivadas del reanálisis del NCAR (1971-2010), de los patrones de Temperatura Superficial del Mar (TSM) del Centro Hadley y de Z5, Z2 y TSM del modelo ECHAM4/OPYC3 (1990-2065). Los datos locales corresponden a la precipitación y temperatura (1971-2010) de 216 estaciones convencionales distribuidas sobre Perú. Se identifica el estado del clima de los últimos 40 años mediante la tendencia lineal asociada a una significancia estadística de 95 %, según Sen (1968) y Mann kendall (1976) y sobre esta base se construye los escenarios futuros. Los resultados, en promedio para Perú, indican la evidencia del aumento de la temperatura máxima en $0.15^{\circ}\text{C}/\text{década}$ y de la mínima en $0.22^{\circ}\text{C}/\text{década}$ principalmente en los Andes donde espacialmente configura un comportamiento regional. La precipitación en promedio indica incremento de 12 % relativo a su patrón actual, no obstante presenta alta variabilidad espacial. La calibración del modelo estadístico (1971-2005) presentó un índice de bondad de ajuste de 0.5 para la temperatura y 0.4 para la precipitación. La validación (2006-2010) de la temperatura indica un bias menor a $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ y para precipitación menor a $\pm 15\%$. Como consecuencia, además de otros estadísticos, los patrones evaluados fueron utilizados como predictores del modelo con posible respuesta local deducible de la relación física y correlación histórica, obteniéndose las proyecciones 2036-2065. Los resultados indican en promedio para Perú, el aumento de la temperatura máxima de 1.4°C en 88 localidades de un total de 117 evaluadas, aumento de la temperatura mínima de 1.7°C en 95 localidades de 118 evaluadas y el incremento de la precipitación de 18% en 88 localidades de un total de 153; que comparadas con la tendencia local reciente y las proyecciones globales del IPCC en sus reportes AR3 - AR5 para el escenario de alta emisión, guardan consistencia y parecen ser las más probables en el largo plazo en cuanto no se siga mitigando.

Palabras Claves: Análisis Multivariado, Análisis de Correlación Canónica, Componentes Principales, Cambio climático.

SUMMARY

Possible changes in the behavior of the temperature and rainfall at local level in Peru for the austral summer from 2036 to 2065 were estimated using the multivariate technique of Canonical Correlation Analysis (CCA) using the A2 high emissions of greenhouse gases scenario for the period 1971-2000. Based on the characteristic of large-scale patterns layer thickness 5-1.5km (Z5) and 12-5km (Z2) derived from the NCAR reanalysis (1971-2010), the patterns of sea surface temperature (SST) from the Hadley Center and the Z5, Z2 and SST derived from the ECHAM4/OPYC3 global model (1990-2065). The local scale data correspond to rainfall and temperature (1971-2010) coming from 216 conventional stations distributed over the Peruvian territory. The state of the climate of the past 40 years is identified through the linear trend associated with a statistical significance of 95% as tested by Sen (1968) and Mann Kendall (1976) and on this basis future scenarios are built upon. The results show evidence of an increase of 0.15°C/decade for maximum temperature and 0.22°C/decade for minimum temperature mainly in the Andes where it specially configures a regional behavior. For precipitation it is observed that it increases by 12% in relation to its current pattern; however it shows high spatial variability. Model calibration based on ACC (1971-2005) showed a goodness of fit index of 0.5 for the temperature and 0.4 for precipitation. Temperature validation (2006-2010) indicates a bias of less than $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ and for precipitation a bias of less than $\pm 15\%$. As a result, in addition to other statistical, the evaluated characteristic patterns were used as predictors for the statistical model with possible local response deductible of the physical relationship and historical correlation, obtaining projections from 2036 to 2065. The results, in general, indicate on average, future increases in the maximum temperature of 1.4°C in 88 locations out of a total of 117 evaluated, increases in minimum temperature of 1.7°C in 95 locations out of 118 evaluated and an increase in rainfall by 18% in 88 locations out of a total of 153 evaluated; that compared with current local and with the global IPCC projections –Reports 2000 AR3, AR4 2007 and AR5 2013 for the high emissions scenario–, they are consistent and appear to be the most likely in the long run if they are not being mitigated.

Key words: Multivariate Analysis, Canonical Correlation Analysis, Main Components Analysis, Climate Change.

ÍNDICE GENERAL

	Pag.
I. INTRODUCCIÓN	1
Objetivos.....	2
II. REVISIÓN DE LITERATURA	3
2.1 Análisis de Componentes Principales	4
2.2 Análisis de Correlación Canónica	5
2.3 Modelos de simulación del clima global	9
2.4 Modelización del Sistema Climático.....	10
2.5 Regionalización o Downscaling	13
2.5.1 Técnicas Dinámicas de Regionalización	15
2.5.2 Técnicas Estadísticas de Regionalización	16
a. Modelos lineales	18
b. Modelos no lineales	19
2.5.3 Ventajas y desventajas de la Regionalización	22
2.5.4 Aplicaciones de la regionalización	24
III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	27
3.1 Área de estudio	27
3.1.1 Ubicación geográfica y política.....	27
3.1.2 Aspecto físico ambiental	28
a. Población	28
b. Biodiversidad y ecosistema	28
c. Suelo	28
d. Glaciares y recursos hídricos	30
3.2 Materiales	31
3.2.1 Datos	31
3.2.2 Programas y herramientas utilizadas	36

3.2.3 Equipos	36
3.3 Métodos	37
3.3.1 Variabilidad climática y determinación de las tendencias recientes de temperatura y precipitación verano	38
a. Tratamiento de datos	38
b. Identificación de regiones homogéneas	39
c. Determinación de las tendencias lineales de temperatura y precipitación verano	40
3.3.2 Generación de escenarios futuros de temperatura y precipitación a escala local	42
a. Validación de modelos globales	42
b. Selección de predictores	43
c. Calibración del modelo estadístico	45
d. Validación del modelo estadístico	48
e. Generación de escenarios futuros de temperatura y precipitación a escala local	50
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	53
4.1 Tendencias recientes de temperatura y precipitación y variabilidad climática.	53
4.1.1 Regiones homogéneas	53
4.1.2 Análisis de datos climáticos	55
4.1.3 Tendencias recientes de temperatura y precipitación y variabilidad climática	58
4.2 Generación de escenarios de temperatura y precipitación a escala local para verano 2036-2065 relativo al período 1971-2000.....	74
4.2.1 Regionalización estadística con Análisis Multivariado	74
4.2.2 Escenarios de temperatura y precipitación a escala local para verano 2036-2065 relativo al período 1971-2000.....	99
V. CONCLUSIONES	109
5.1 Tendencias recientes de temperatura, precipitación, y variabilidad climática	109
5.2 Escenarios de temperatura y precipitación a escala local para verano 2036-2065 relativo a 1971-2000	112
VI. RECOMENDACIONES	115

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	119
VIII. ANEXOS	125
8.1 Red de estaciones meteorológicas evaluadas en el estudio..	126
8.2 Siglas.	127
8.3 Validación.....	128

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1: Características generales de los Modelos de Circulación General de la Atmósfera	35
Cuadro 2: Varianza acumulada de temperaturas y precipitación estandarizada	53
Cuadro 3: Temperatura promedio y precipitación totalizada multianual, período de verano 1971-2000	56
Cuadro 4: Tendencia lineal de la temperatura y precipitación, período de verano 1971- 2010	73
Cuadro 5: Tendencia de la TSM al 2050 de los diferentes GCMs para las regiones Niño 3 y Niño 4	74
Cuadro 6: Porcentaje por regiones de la varianza retenida de las cinco primeras componentes principales de la matriz de TX, TN, RR y TSM	76
Cuadro 7: Índice de bondad de Ajuste de calibración del modelo	83
Cuadro 8: Coeficientes de Correlación Canónica para las cinco primeras combinaciones lineales, período de verano 1971-2000.....	84
Cuadro 9: Estadísticos asociados a la validación	89
Cuadro 10: Cambios en la temperatura y precipitación 2036-2065 relativo al período 1971- 2000	105
Cuadro 11: Red de estaciones meteorológicas evaluadas en el estudio	125

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: El sistema climático y sus principales interacciones	11
Figura 2: Representación de la regionalización dinámica	16
Figura 3: Modelo matemático de una red neuronal artificial	20
Figura 4: Área de estudio y coordenadas del dominio geográfico	27
Figura 5: Estaciones meteorológicas convencionales de precipitación	32
Figura 6 a: Estaciones meteorológicas convencionales de temperatura máxima.....	32
Figura 6 b: Estaciones meteorológicas convencionales de temperatura mínima	33

Figura 7: Mapa grillado del Modelo Global Alemán ECHAM.....	36
Figura 8: Diagrama de flujo del proceso metodológico para la generación de escenarios a escala local.....	37
Figura 9: Temperatura Superficial del Mar del modelo ECHAM período 1990-2005	45
Figura 10: Diagrama del proceso de calibración del modelo estadístico	48
Figura 11: Diagrama de la regionalización estadística para estimar la temperatura y precipitación futura a escala local para Perú.	50
Figura 12: Regiones homogéneas de temperatura y precipitación	54
Figura 13: Diagrama de caja de temperatura y precipitación verano 1971-2000.....	57
Figura 14a: Variabilidad de la temperatura verano 1971-2010.....	60
Figura 14b: Variabilidad de la precipitación verano 1971-2010.....	61
Figura 15: Distribución espacial de la señal de la tendencia lineal de la temperatura máxima verano 1971-2010 en °C/década.....	63
Figura 16: Distribución altitudinal de la tendencia lineal de la temperatura máxima, verano 1971-2010 en °C/década.....	65
Figura 17: Distribución espacial de la señal de la tendencia lineal de la temperatura mínima, verano 1971-2010 en °C/década.....	67
Figura 18: Distribución altitudinal de la tendencia lineal de la temperatura mínima, verano 1971-2010 en °C/década.....	68
Figura 19: Distribución espacial de la señal de la tendencia lineal de la precipitación, verano 1971-2010 en %	70
Figura 20: Distribución altitudinal de la tendencia lineal de la precipitación, verano 1971-2010 en %	71
Figura 21: Varianza retenida de las cinco primeras componentes principales de las matrices de TX, TN, RR y TSM	77
Figura 22: EOFs del campo espacial de la anomalía de TSM y principales componentes, verano 1971-2010	78
Figura 23: EOFs del campo de la anomalía de Espesores Z2 y principales componentes, verano 1971-2010	80
Figura 24: EOFs del campo de la anomalía de Espesores Z5 y principales componentes, verano 1971-2010	82
Figura 25: Distribución espacial del bias de la temperatura máxima estimada versus sus observaciones, período de verano 1996-2005	86

Figura 26: Distribución espacial del bias de la temperatura mínima estimada versus sus observaciones, período de verano 1996-2005	87
Figura 27: Distribución espacial del bias de la precipitación estimada versus sus observaciones, período de verano 1996-2005	88
Figura 28: Diagrama de Taylor de la temperatura máxima.....	90
Figura 29: Diagrama de Taylor de la temperatura mínima	91
Figura 30: Diagrama de Taylor de la precipitación.....	92
Figura 31: EOFs del campo de la anomalía de TSM y componentes principales, verano 2036-2065	94
Figura 32: EOFs del campo de la anomalía de Espesores Z2 y componentes principales, verano 2036-2065	96
Figura 33: EOFs del campo de la anomalía de Espesores Z5 y principales componentes, verano 2036-2065	98
Figura 34: Señal de cambio de la temperatura máxima a escala local verano 2036-2065 relativo a 1971-2000	100
Figura 35: Señal de cambio de la temperatura mínima verano a escala local 2036-2065 relativo a 1971-2000	102
Figura 36: Señal de cambio de la precipitación a escala local verano 2036-2065 relativo a 1971-2000	104
Figura 37: Caracterización de la temperatura y precipitación futura a escala local, verano 2036-2065 relativo 1971-2000	108
Figura 38: Cambios de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) escenario de alta emisión de GEI período 2005-2050 relativo a 1990-2005.	128
Figura 39: Bias del Espesor 200-500 hPa. Modelo Alemán ECHAM escenario de alta emisión de GEI.	128
Figura 40: Bias del Espesor 500- 850 hPa. Modelo Alemán ECHAM escenario de alta emisión de GEI.	129

I. INTRODUCCIÓN

Las técnicas estadísticas multivariadas fueron desarrolladas originalmente por Barnett y Preisendorfer (1987) y Graham, N. et al. (1987). Siendo el análisis de Componentes Principales (CPs) un método multivariado que permite resumir la información de un conjunto de series en otro de tamaño menor, reteniendo un porcentaje significativo de la varianza de los datos originales, y de esta manera obtener transformaciones lineales de un conjunto de series concentrando la máxima varianza posible en nuevas series (Bretherton et al., 1992). Estas nuevas series son ortogonales entre sí y explican en forma decreciente parte de la varianza total, donde la suma de la varianza explicada por todas las CPs es igual a la varianza total de las series originales.

El Análisis de Correlación Canónica (ACC) es otro método multivariado que permite encontrar patrones espaciales de distintas variables que presentan una variabilidad temporal común. El ACC, utiliza las CPs de un campo predictor y de un campo predictante como matrices de entrada (Preisendorfer, 1988). Entre otras técnicas lineales (regresión lineal múltiple, Descomposición de Valores Singulares), técnicas no lineales (análogos, tipos de tiempo, redes neuronales) y generadores estocásticos de tiempo; el ACC es aplicada como una función de transferencia lineal en la mejora de la resolución espacial gruesa de las salidas de los modelos globales llevándola a una resolución local denominada “downscaling o regionalización estadística” para ello se considera la información de modelos en su período de control y futuro, e información histórica registrada en las localidades de interés. Mediante el ACC se relaciona empírica y estadísticamente los factores o elementos climáticos de gran escala con los elementos de menor escala en su periodo histórico. Esta señal es considerada como valedera para la proyección del clima de largo plazo, el cual es conocido como la hipótesis de estacionariedad. La regionalización estadística está indicada para superficies heterogéneas con orografía complejas como es el caso de nuestro país, donde es un factor determinante de la diversidad de climas, de la cantidad y de la distribución espacial de las lluvias en distancias relativamente cercanas.

Entre otras alternativas en la construcción de escenarios de alta resolución espacial esta la regionalización dinámica que consiste simular el clima de largo plazo con un modelo regional que toma como condición inicial y de frontera las salidas de un modelo global. Esta técnica tiene gran demanda de infraestructura, costo y tiempo computacional. Actualmente, en el país existen esfuerzos de regionalización dinámica a 60 Km de resolución y estadística a escala local para estudios de escenarios climáticos. Sin embargo, se carece de estudios detallados y metodológicamente más robustos que aterricen las proyecciones de los posibles cambios en la temperatura y precipitación a escala local, que dada la complejidad orográfica de nuestro país van a responder con diferentes sensibilidades al cambio climático. Estos escenarios locales pueden orientar mejor cuando se tome como herramienta técnica para la gestión del cambio climático, riesgo climático y en la formulación de medidas estratégicas regionales y locales. Además, pueden ser aplicados con mayor confianza en la inicialización de modelos de impactos hidrológicos, agrometeorológicos, entre otros. En este sentido, la tesis se ha enfocado en dos objetivos importantes:

- Determinar las tendencias recientes de temperatura y precipitación para verano austral 1971 - 2010.
- Generar escenarios de temperatura y precipitación a escala local para verano 2036-2065 relativo al período 1971-2000.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

El Análisis de Componentes Principales ACP, también conocido como Funciones Ortogonales Empíricas, es una técnica estadística que permite hacer transformaciones lineales de un conjunto de series, concentrando la máxima varianza posible en nuevas series denominadas Componentes Principales CPs (Bretherton et al., 1992). Estas nuevas variables son ortogonales entre sí (no correlacionadas) y explican en forma decreciente parte de la varianza total. La suma de la varianza explicada de todas las CPs es igual a la varianza total de las series originales.

La base matemática del método de Análisis de Componentes Principales consiste en encontrar una matriz S , que sea una transformación lineal de la matriz original D , mediante la matriz T . En general, la matriz D se conforma por series o campos espaciales que representan observaciones, a las cuales se le extrae el valor medio. Esta transformación se expresa como:

$$S = DT \quad (1)$$

Se requiere que la nueva matriz S maximice la varianza de la matriz D , en el sentido que cada una de sus series retenga la máxima varianza posible de las series originales. Sea W la matriz varianza covarianza de S , la cual se puede expresar de la siguiente forma:

$$W = \frac{S'S}{(n-1)} = \frac{T'D'DT}{(n-1)} \quad (2)$$

En este caso $\frac{D'D}{(n-1)}$ corresponde a la matriz de varianza covarianza (C) de la matriz original D , con n indicando la longitud temporal de las series. EL signo ' indica la transpuesta de la matriz D . Luego la ecuación (2) queda como:

$$W = T'CT \quad (3)$$

Para evitar que los valores de T sean arbitrariamente grandes, se exige que:

$$T'T = I \quad (4)$$

Donde I es la matriz identidad.

Luego el problema de maximizar la varianza de S puede ser resuelto de la siguiente manera. Sea la función $F(T)$

$$F(T) = T'CT - \lambda (T'T - 1) = W \quad (5)$$

Donde λ es el multiplicador de Lagrange, que permite que la restricción de la longitud de T sea considerada en el problema. Luego se requiere encontrar T , tal que la función $F(T)$ este en un máximo, o sea, que la varianza de S sea máxima.

Al derivar $F(T)$ queda lo siguiente:

$$\frac{dF(T)}{dT} = 2CT - 2\lambda T \quad (6)$$

Para encontrar el valor extremo de $F(T)$, la ecuación anterior se iguala a cero, quedando el problema reducido a encontrar los valores propios λ y vectores propios (T) de la matriz C .

$$(C - \lambda)T = 0 \quad (7)$$

Ya que C es una matriz de varianza covarianza, se verifica que la sumatoria de los valores propios es igual a la sumatoria de la diagonal de C , es decir, a la varianza total de la matriz original D . Por lo tanto, la varianza explicada por cada valor propio puede ser estimada como:

$$\frac{\lambda_j}{\sum(\lambda)} \quad (8)$$

Donde j varía entre 1 y el número total de valores propios. A cada valor propio le corresponde un vector propio y una componente principal. A este conjunto de valores se les suele denominar como modos, con lo cual cada modo tiene asociado una componente principal (una nueva serie), un vector propio y un valor propio que indica la importancia relativa del modo respecto de la varianza total.

El ACP se utiliza de tal forma que se retiene un número pequeño de componentes principales. Existen varias reglas que sirven para determinar el número de modos que se deben retener (Preisendorfer, 1988), con el fin de separar la señal (aquello que pueda tener explicación) del ruido (lo que no es posible explicar). Se exige que la varianza acumulada por los modos retenidos sea aproximadamente mayor al 50% de la varianza total.

Según Cano, R. et al. (2001) el ACP es una herramienta estadística eficiente para representar el máximo de varianza de un conjunto de datos con la menor dimensión posible. Por ejemplo la dimensión de los vectores de estado de modelos contiene elevada

redundancia espacial y temporal. Por tanto, antes de realizar cualquier cálculo resulta conveniente reducir esta dimensión minimizando la pérdida de precisión en la especificación de campos tratados.

2.2 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN CANÓNICA

El Análisis de Correlación Canónica (ACC), es un método Multivariado que permite encontrar patrones espaciales de distintas variables que presentan una variabilidad temporal común. Parte del desarrollo del ACC que se describe a continuación se encuentra en Barnett y Preisendorfer (1987). En este caso, se utiliza el Análisis de Componentes Principales (ACP) como preproceso que permite reducir las dimensiones espaciales de un campo. El ACC, por tanto, utiliza las componentes principales de un campo predictor y de un campo predictante como matrices de entrada, siendo el caso general la utilización de los campos o matrices sin utilizar el ACP como paso previo.

La descripción de la base matemática del método de Análisis de Correlación Canónica, se detalla a continuación:

Sea $Z(z,t)$ la matriz que representa el campo de la precipitación, $Y(y,t)$ la matriz que representa el campo de la TSM, donde t es un contador del tiempo, z indica la posición espacial de la variable precipitación. En este caso, a cada serie se le extrae el valor medio del período total (estandariza).

En primer lugar se obtienen las componentes principales de ambos campos mediante las siguientes expresiones

$$\begin{aligned}
 a_j(t) &= \sum Y(y,t)e_j(y) & j = 1 \dots p^u \\
 b_j(t) &= \sum Z(z,t)f_j(z) & j = 1 \dots q^u
 \end{aligned}
 \tag{9}$$

Donde a y b son las componentes principales (matrices de dimensiones tiempo x espacio), e y f son los vectores propios o patrones espaciales de las componentes principales de las matrices Y y Z , respectivamente. Además, p^u y q^u representan el número de modos extraídos con el ACP.

Luego se normalizan las componentes principales, igualando su amplitud y dando de esta manera el mismo peso a cada componente, de la forma siguiente

$$\begin{aligned}\alpha_j(t) &= \frac{a_j(t)}{k_j^{1/2}} \\ \beta_j(t) &= \frac{b_j(t)}{l_j^{1/2}}\end{aligned}\quad (10)$$

Donde k y l son los valores propios de los campos (Y) y (Z).

Al utilizar un número menor de modos extraídos por el ACP ($p < p^u$, $q < q^u$), las matrices originales Y y Z se pueden reestimar de la siguiente manera:

$$\underline{Y}(y, t) = \sum_{j=1}^p k_j^{1/2} \alpha_j(t) e_j(y) \quad (11)$$

$$\underline{Z}(z, t) = \sum_{j=1}^q l_j^{1/2} \beta_j(t) f_j(z) \quad (12)$$

Donde \underline{Y} y \underline{Z} representan matrices truncadas de las matrices originales Y y Z , respectivamente.

El método de ACC requiere encontrar un par de series, u en el caso del campo TSM y v en el caso del campo de la precipitación, que sean una combinación lineal de las respectivas componentes principales (α y β), tal que su correlación sea máxima, es decir, que la siguiente expresión sea máxima,

$$\frac{\sum uv}{(\sum u^2 \sum v^2)^{1/2}} \quad (13)$$

Donde u y v se expresan como:

$$u = \alpha r, \quad v = \beta s \quad (14)$$

Siendo r y s los vectores que transforman linealmente las componentes principales normalizadas en las series u y v . Luego, el problema consiste en maximizar la ecuación (13), donde las varianzas de u y v pueden ser expresadas como

$$\sum u^2 = r' \alpha' \alpha r = r' S_{\alpha\alpha} r$$

$$\sum v^2 = s' \beta' \beta s = s' S_{\beta\beta} s \quad (15)$$

Donde $S_{\alpha\alpha}$ y $S_{\beta\beta}$ representan las matrices varianza y covarianza de las componentes principales normalizadas α y β , respectivamente. Además, el signo ($'$) indica la transpuesta de la matriz. La covarianza de u y v puede expresarse como:

$$\sum uv = r' \alpha' \beta s = r' S_{\alpha\beta} s \quad (16)$$

Donde $S_{\alpha\beta}$ es la matriz de correlación entre α y β . Luego la expresión 13 puede ser reescrita como:

$$\frac{r' S_{\alpha\beta} s}{(r' S_{\alpha\alpha} r s' S_{\beta\beta} s)^{1/2}} \quad (17)$$

La cual representa la correlación entre u y v que se debe maximizar. Para hacer más simple la solución de este problema, se exige que la varianza total de u y v sean unitarias, es decir:

$$\begin{aligned} r' S_{\alpha\alpha} r &= I \\ s' S_{\beta\beta} s &= I \end{aligned} \quad (18)$$

Donde I es la matriz identidad. Por lo tanto, solo se necesita maximizar la covarianza de u y v . Se introducen los multiplicadores de Lagrange $\mu/2$ y $\varphi/2$, los cuales permiten introducir las restricciones del problema. Luego, sea la función:

$$F(r,s) = r' S_{\alpha\beta} s - (\varphi/2) (s' S_{\beta\beta} s - I) - (\mu/2) (r' S_{\alpha\alpha} r - I) \quad (19)$$

Derivando $F(r,s)$ con respecto a r y con respecto a s , y luego igualando a cero para maximizar la función $F(r,s)$, se obtienen las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} S_{\alpha\beta} s - \mu S_{\alpha\alpha} r &= 0 \\ r' S_{\alpha\beta} - \varphi s' S_{\beta\beta} &= 0 \end{aligned} \quad (20)$$

Luego se multiplica la ecuación (20) por r' y la ecuación (21) por s

$$r' S_{\alpha\beta} s - \mu r' S_{\alpha\alpha} r = 0 \quad (21)$$

$$r' S_{\alpha\beta} s - \varphi s' S_{\beta\beta} s = 0 \quad (22)$$

Pero $(r' S_{\alpha\alpha} r)$ y $(s' S_{\beta\beta} s)$ son iguales a I de acuerdo a la restricción expresada en la ecuación 18, lo que demuestra que $\mu = \varphi$ al maximizar la correlación entre u y v .

Luego la ecuación puede ser escrita como

$$S_{\alpha\beta} s = \varphi S_{\alpha\alpha} r \quad (23)$$

Al transponer la ecuación 21 y reemplazar φ por μ , la ecuación 23 queda como

$$S_{\beta\alpha} r = \mu S_{\beta\beta} s \quad (24)$$

De la ecuación 24, s es igual

$$s = \frac{1}{\mu} S_{\beta\beta}^{-1} S_{\beta\alpha} r \quad (25)$$

reemplazando esta expresión en la ecuación 23, queda como:

$$S_{\alpha\beta} \frac{1}{\mu} S_{\beta\beta}^{-1} S_{\beta\alpha} r = \mu S_{\alpha\alpha} r \quad (26)$$

Al multiplicar la ecuación 26 por $(\mu S_{\alpha\beta}^{-1})$ y luego reordenando, se obtiene la siguiente expresión:

$$(S_{\alpha\alpha}^{-1} S_{\alpha\beta} S_{\beta\beta}^{-1} S_{\beta\alpha} - \mu^2) r = 0 \quad (27)$$

Por lo tanto, el problema de maximizar la correlación entre u y v se reduce a encontrar los valores y vectores propios de la matriz $(S_{\alpha\alpha}^{-1} S_{\alpha\beta} S_{\beta\beta}^{-1} S_{\beta\alpha})$. En este caso, el parámetro μ^2 representa los valores propios, y corresponde a la correlación cuadrada entre u y v (μ se denomina correlación canónica), y r representa los vectores propios que transforman las componentes principales normalizadas α en u (ecuación 14). Para obtener los vectores propios s que transforman las componentes principales normalizadas β en v (ecuación 14), se utiliza la expresión (25).

Las series u y v se denominan componentes canónicas de los campos predictor (Y) y predictante (Z), respectivamente, y se pueden calcular con las siguientes expresiones:

$$u_j(t) = \sum_{i=1}^p \alpha_j(t) r_{ij} \quad (28)$$

$$v_j(t) = \sum_{i=1}^q \beta_j(t) s_{ij} \quad (29)$$

Donde j es un contador de los modos canónicos que se obtienen mediante el ACC, que corresponde al valor menor entre p y q . Además, estos valores (p y q) representan el número de componentes principales utilizadas en el ACC, que se obtienen de los campos predictor y predictante, respectivamente.

Al igual que el caso del ACP (ecuaciones 11 y 12), las matrices Y y Z pueden ser reestimadas a partir de los modos canónicos obtenidos por el ACC. En este caso se utilizan las siguientes expresiones:

$$\underline{Y}(y, t) = \sum_{i=1}^p \underline{u}_j(t) \underline{g}_j(y) \quad (30)$$

$$\underline{Z}(z, t) = \sum_{i=1}^q \underline{v}_j(t) \underline{h}_j(z) \quad (31)$$

Se definen \underline{g} y \underline{h} como:

$$\underline{g}_j(y) = \langle \underline{Y}(y, t) \underline{u}_j(t) \rangle_t \quad (32)$$

$$\underline{h}_j(z) = \langle \underline{Z}(z, t) \underline{v}_j(t) \rangle_t \quad (33)$$

Donde $\langle \rangle_t$ indica el promedio en t

Los vectores \underline{g} y \underline{h} son conocidos como los mapas canónicos del campo predictor y predictante, y representan los patrones espaciales asociados a las componentes canónicas \underline{u} y \underline{v} , respectivamente. Además, los mapas canónicos se pueden interpretar como la correlación entre las componentes canónicas y las matrices truncadas de los campos predictor y predictante.

Para obtener una estimación de los valores del campo predictante \underline{Z} a partir de las componentes canónicas \underline{u} del campo predictor \underline{Y} , se puede utilizar la siguiente expresión.

$$\underline{Ze} = \underline{Z} \underline{u}' \frac{\underline{u}}{N-1} \quad (34)$$

lo cual es equivalente a:

$$\underline{Ze}(z, t) = \sum_{j=1}^{q'} \underline{u}_j \underline{u}_j(t) \underline{h}_j(z) \quad (35)$$

Donde q' es menor que q (número total de modos canónicos), y se elige de modo que la relación entre \underline{Ze} y \underline{Z} sea máxima.

2.3 MODELOS DE SIMULACIÓN DEL CLIMA GLOBAL

Montecinos, A. (1998) señala que el desarrollo de modelos de predicción climática se realiza mediante tres aproximaciones: i) dinámica, en la cual se utilizan métodos numéricos para resolver las ecuaciones dinámicas y termodinámicas que definen el funcionamiento del sistema acoplado océano-atmósfera, a partir de condiciones iniciales y de borde, ii) empírica o estadística, en la cual se utilizan relaciones estadísticas para

anticipar las condiciones medias de una variable en el futuro; y iii) híbridas, que es una combinación de modelos dinámicos y estadísticos.

Hoy en día las salidas de un modelo dinámico atmosférico u oceánico de gran escala y los registros de observaciones de variables atmosféricas que garantizan relaciones físicas y estadísticas entre ellas a través de una función de transferencia estadística, son aplicadas para predecir el clima estacional en localidades interés. Asimismo, Montecinos, A. (1998) señala que la predicción climática de tipo estadística está basada en la aplicación de diversas técnicas (regresión, métodos de los Análogos, análisis de discriminante, Redes Neuronales, entre otras) para detectar y proyectar la “memoria” del sistema integrado océano atmósfera. Los modelos autoregresivos y de análisis espectral singular, por ejemplo, buscan la predictabilidad en la evolución de las mismas variables cuyo comportamiento futuro se desea saber predecir. En este caso la predictabilidad se origina en la “memoria” representada por la existencia de oscilaciones y persistencia. Otros modelos se basan en la existencia de relaciones entre variables de un mismo lugar o de sitios remotos (teleconexiones climáticas) que reflejan mecanismos físicos del funcionamiento del sistema atmosférico. En este caso el conocimiento de los procesos dinámicos que determinan la variable por predecir es esencial en la búsqueda de potenciales variables predictoras. Por lo general, se establece relaciones empíricas o estadísticas desfasadas o simultáneas en el tiempo para maximizar la asociación entre predictor y predictando, entre las técnicas estadísticas más aplicadas en la actualidad basadas en relaciones lineales como el análisis de CPs y ACC; además de las no lineales basadas en tipos de tiempo, método de análogos y los generadores estocásticos de tiempo.

2.4 MODELIZACIÓN DEL SISTEMA CLIMÁTICO

El sistema climático es representado con los llamados modelos climáticos acoplados océano-atmósfera-tierra que incorporan los procesos físicos-químicos internos de la atmósfera y el conjunto de sus interacciones con el océano, los continentes, las grandes masas de hielo, nieve, y mediante esquemas de parametrización incorporan los procesos de radiación, convección, entre otros. Los modelos como el ECHAM4/OPYC3 del Instituto Max Planck de Alemania (MPI por sus siglas en Inglés) y el CCSM3 del Centro de Investigación de la Atmósfera de los Estados Unidos (NCAR por sus siglas en inglés), entre otros tratan de simular las componentes principales del sistema climático y sus

principales interacciones, ver figura 1. Estos modelos climáticos dinámicos funcionan resolviendo fórmulas matemáticas que representan los procesos químicos y físicos que conducen el clima terrestre, y se resuelven en grillas para cientos de puntos en la atmósfera, en los océanos, en el hielo marino y en la superficie terrestre. Incorporan fenómenos tales como los efectos de las erupciones volcánicas en los patrones de temperaturas, el impacto de la movilidad del hielo marino en la cantidad de luz solar absorbida por los océanos; permitiendo simular el clima terrestre y proyectarla hacia el futuro.

La mejora de los modelos climáticos en la línea de tiempo refleja los avances experimentados por los científicos en el conocimiento de la atmósfera y sistema climático. De esta forma, los resultados de las proyecciones están cada vez más de acuerdo con los efectos climáticos reales del dióxido de carbono (CO_2) y son consistentes con el clima actual. La física del modelo están siendo más cercanas a la realidad y los errores o bias (modelo menos observación) son cada vez menores y por tanto las incertezas van reduciéndose.

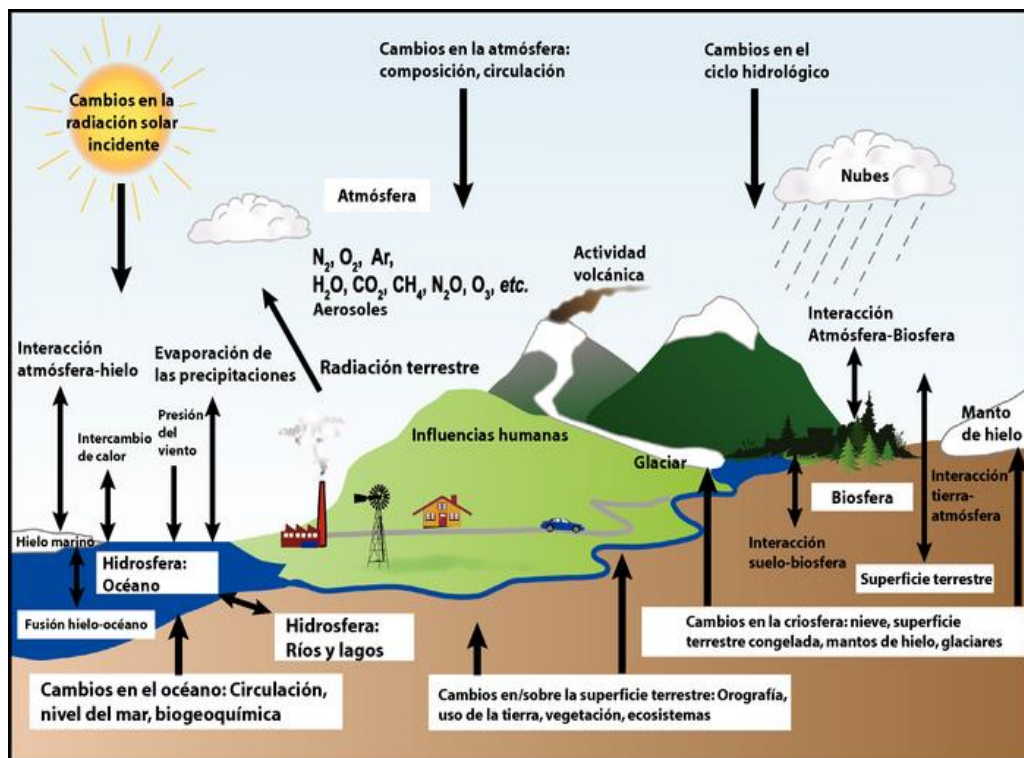


Figura 1: El sistema climático y sus principales interacciones. Fuente NCAR.

La simulación de los modelos climáticos es procesada en supercomputadores debido a que demandan gran costo computacional. Los Centros Internacionales de Predicción

Mundial como el MPI (Alemania), NCAR (Estados Unidos), Hadley Center (Reyno Unido) y Instituto de Investigación Meteorológica y Agencia de Meteorológica de Japón (MRI/JMA), entre otros, han desarrollado grandes esfuerzos para simular la variabilidad del clima a largo plazo (para los próximos 100 años) mediante el empleo de modelos globales acoplados océano-atmósfera-tierra y modelos puramente atmosféricos, corridos a gruesa (≈ 280 Km) y fina (20 Km) resolución espacial horizontal, respectivamente. Estos Centros simulan el comportamiento del clima global y regional utilizando modelos que están siendo desarrollados y adaptados para el clima de esas regiones en particular, obteniendo resultados satisfactorios para el clima actual, y para proyección del clima a diferentes escalas espaciales y temporales. Entre los modelos globales acoplados para generar escenarios climáticos se destaca el ECHAM4/OPYC3 desarrollado por el Instituto Max Planck (MPI) de Alemania, el cual es un modelo que presenta resolución horizontal T42 (280 Km). Este modelo ha sido desarrollado a partir del modelo atmosférico del Centro Europeo ECMWF con mejoras sustanciales en la mayoría de los esquemas de parametrización física (radiación, nube, convección, capa límite planetaria, procesos de superficie, difusión horizontal, ondas de gravedad) y al cual se acopla el modelo oceánico OPYC3 que considera sistemas de coordenada vertical isopícnica (fluido conservativo). El modelo en su conjunto está diseñado para proyectar el clima futuro a gran escala. El ECHAM ha tenido mejoras en su versión 4, con cambios introducidos en la física que incluyen un nuevo esquema de parametrización de la radiación en onda larga, nuevo esquema de microfísica de nubes, de transporte semilagrangiano de las componentes del agua y los trazadores químicos (Roekener, E. et. al 2003), y en su versión actual (MPI-ESM-LR) presenta mejoras en sus procesos de química atmosférica y biósfera.

Espinoza, J. (2009) realiza la comparación de vientos a 850 hPa de modelos de cambio climático con la información de reanálisis ERA40 a través de la técnica Tipos de Tiempo basado en redes neuronales (técnica que sintetiza estados atmosféricos recurrentes y reconocibles, asociados a características determinadas de tiempo: sensible a nubosidad, lluvias, temperaturas, vientos y otros), determina que entre los modelos del Instituto Geofísico de Italia y CNRS de Francia, el ECHAM4 es uno de los que mejor representa la circulación atmosférica a 850 hPa sobre Sudamérica.

Acuña, D. (2009) realiza la comparación de lluvias del modelo ECHAM4 con las lluvias mensuales del periodo 1990-2005 en las localidades andinas de Ccatcca,

Urumbamba, Granja Kayra y Anta ubicadas en la región Cusco encontrando que el ECHAM4 a pesar de ser un modelo de gruesa resolución espacial cuantifica valores de lluvias cercanos a lo real de estas localidades.

En líneas generales, los Modelos de Circulación General (GCMs) representan una importante herramienta para el estudio del clima regional y global. Los modelos globales con forzante natural y antrópica representan mejor el calentamiento observado en los últimos 50 años a diferencia de los modelos inicializados solo con forzante natural (IPCC 2007). Sin embargo; no dan una descripción detallada del clima local debido a su gruesa resolución espacial, ya que no ofrecen una perfecta aproximación y descripción del sistema climático debido a que incluyen “parametrizaciones físicas” que implican modelos matemáticos aproximados para representar los procesos de la sub-grilla, adicionando incertidumbre. Por tanto, es común a los resultados de los GCMs, aplicar técnicas de reducción de escala o downscaling, ya sea de tipo empírico/estadístico (Von Storch et al., 1993a; Rummukainen, 1997) y/o dinámico. El downscaling dinámico se realiza a través de un Modelo Climático Regional (RCM, siglas en inglés) de alta resolución (Christensen y Christensen, 2002; Christensen et al., 2001, 1998).

Las técnicas de downscaling que se describen a continuación son una alternativa razonable para este problema, Sordo, C. (2006) plantea su fundamento, las cuales son descritas líneas abajo.

2.5 REGIONALIZACIÓN O DOWNSCALING

Los Modelos Circulación General (GCMs, por su sigla en inglés) son la herramienta principal para la predicción meteorológica y proyección del clima en sus distintos alcances temporales. Las salidas de estos modelos proporcionan la predicción y proyección del valor futuro de un conjunto reducido de variables sobre grillas o cuadrículas. Sin embargo, en diversas aplicaciones prácticas las salidas directas de los modelos no proporcionan la solución óptima como las que se señala a continuación:

- Debido a que la resolución espacial del modelo resulta insuficiente y gruesa cuando se desean obtener predicciones locales en puntos concretos de interés. La resolución

espacial típica de los GCMs del CMIP3 del IPCC (2007) es de 100 a 300 km. Esta resolución espacial permite hacer estimaciones de la evolución del clima sobre grandes regiones. Pero los GCMs no son capaces de simular circulaciones de locales generadas por una topografía compleja como los Andes y con contrastes en el uso del suelo.

- El modelo solo proporciona predicciones y proyecciones directas de las variables que forman parte de su dinámica, e indirectas de otras variables que se deducen de estas. Sin embargo, existen variables de interés práctico que no pueden obtenerse a partir del modelo ya que utilizan como entradas las predicciones y proyecciones de ciertas variables (normalmente de superficie) en grillas concretas de resolución fina como es el caso de los modelos de impactos agroclimático, hidrológico e hidráulico, entre otros.
- La calidad de las predicciones y proyecciones no es homogénea para todas las variables y niveles del modelo, aquellas variables afectadas por parametrizaciones aproximadas de los efectos de los procesos físicos tienen mayores errores en su predicción y proyección.

El conocimiento detallado de las condiciones climáticas actuales y la estimación de sus proyecciones en una región son elementos cruciales para la evaluación de los impactos, la vulnerabilidad y la adaptación al cambio climático. Por tanto, se hace necesario disponer de herramientas que transformen, o proyecten, las salidas directas de los modelos sobre las variables requeridas en las grillas de alta resolución, o en las localidades de interés. Este problema se denomina *downscaling*, para referirse a la necesidad de incrementar la resolución a escala regional y local de las predicciones climáticas en todos sus alcances temporales.

El *downscaling* es el proceso de interpolación de una grilla de baja resolución a una de mayor resolución, llamado problema de “inversión climática” según Gates, 1985.

Para Hewitson BC, Crane RG, 1996 el *downscaling* o regionalización es un término adoptado en los últimos años que describe un conjunto de técnicas que relacionan las variables climáticas de la escala local o regional con los forzamientos atmosféricos/oceánicos de la gran escala.

Goodess C., (1998) señala que las relaciones entre las variables climáticas de gran escala y las variables locales pueden ser aplicadas en la generación de escenarios climáticos, dado dos asunciones la confiabilidad de los modelos climáticos para generar las variables de gran escala y la estacionaridad, por la cual la relación entre la gran escala y pequeña escala permanece inalterable en el tiempo.

Benestad R. (2007) define al downscaling como el proceso de hacer un enlace entre el estado de alguna variable que representa un gran espacio (gran escala) y el estado de alguna variable que representa a muchos espacios pequeños (pequeña escala).

Lorenzi, D. (2011) menciona que la solución para obtener información del clima futuro para lugares o regiones cuyas áreas son menores a la resolución espacial de los GCMs es necesario aplicar técnicas de downscaling a las proyecciones generadas por los GCMs para aumentar la resolución espacial.

Existen diferentes métodos para abordar este problema utilizando no solo las predicciones/proyecciones de los modelos numéricos, sino también las series temporales de registros históricos de observaciones confiables y disponibles en una región o localidad de interés.

Sordo, C. (2006) fundamenta el downscaling dinámico, analiza sus limitaciones y presenta la metodología de downscaling estadístico, que son descritas líneas abajo.

2.5.1 TÉCNICAS DINÁMICAS DE REGIONALIZACIÓN

Estas técnicas incrementan la resolución del modelo global anidando a este un modelo regional de mayor resolución, limitando a la zona de interés (ver figura 2). Se utiliza operativamente en la predicción a corto y medio plazo para ganar detalle espacial en la predicción. Se pueden representar mejor la orografía y algunos procesos que ocurren a pequeña escala y que son importantes para la nueva resolución del modelo. Poseen parametrizaciones aproximadas que son ajustadas a las características de la zona de interés. Este proceso introduce una fuente de incertidumbre adicional en las predicciones, proyecciones, pues distintas parametrizaciones pueden dar lugar a resultados muy diferentes en variables relacionadas, como la precipitación o el viento en superficie. Otra fuente de incertidumbre adicional a esta técnica es la proveniente de los errores

sistemáticos del modelo global, que son trasladadas al modelo anidado. Para eliminar la influencia de los errores sistemáticos del modelo global, se incorpora a las salidas de los modelos regionales la variabilidad natural mediante las observaciones disponibles.

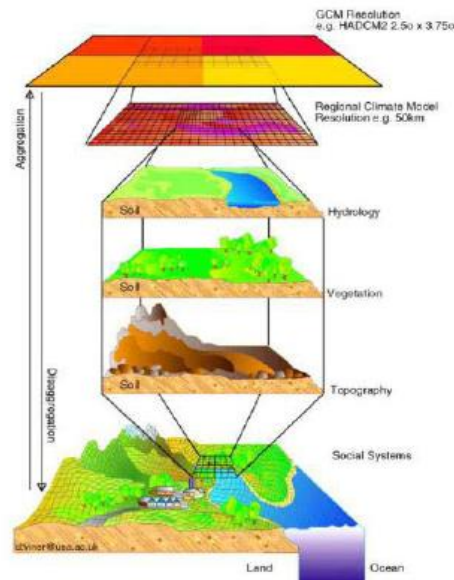


Figura 2: Representación del Downscaling Dinámico (reducción de escala) donde se adaptan las salidas Modelo de Circulación General a las características fisiográficas (topografía, vegetación, etc) de una determinada región Fuente: Climate Research Unit CRU, 2000.

Frecuentemente la resolución espacial de los Modelos Climáticos Regionales (RCM) todavía no es suficiente para simular el clima local, y además demandan gran costo y tiempo computacional. La técnica estadística que se describe a continuación es una alternativa razonable para este problema.

2.5.2 TÉCNICAS ESTADÍSTICAS DE REGIONALIZACIÓN

Las técnicas de downscaling estadístico combinan las salidas de GCMs con datos registrados en estación meteorológica para mejorar la escala temporal y espacial de las proyecciones de cambio climático. Estas técnicas se conocen y se han aplicado desde los 70s y 80s en la Predicción Numérica del Tiempo basadas en regresiones lineales, MOS y Perfect Prog.

Cano, R. et al. (2001) señalan que la aplicación de técnicas estadísticas han sido impulsadas por la disponibilidad de base de datos de predicciones desarrolladas en diversos proyectos (p. ej., reanálisis ERA-15 del ECMWF que incluye las salidas diarias de un mismo modelo para el clima presente); estas bases de datos sirven de puente entre las salidas de los modelos numéricos y los registros históricos locales, permitiendo aplicar técnicas de regresión, correlación, etc. para combinar la información.

Las técnicas estadísticas utilizan las series de registros observados en una localidad o región de interés; en ocasiones estas observaciones se trasladan a formato de grillas regulares donde se interpolan y homogenizan los datos. La resolución temporal de estos registros es variable, y se dispone de distintas series de datos diarios, semanales y mensuales. También se utilizan series temporales de distintos índices de oscilación (IOS, PDO, NAO, TSM niño 1+2, 3, 3.4 y 4, otros.) con la finalidad de predecir el carácter de las anomalías de los correspondientes patrones y, por tanto, poder inferir el futuro carácter de las variables en superficie principalmente temperatura y precipitación en las regiones afectadas por estos índices tomando como base los registros pasados (modelos autoregresivos, AR, ARIMA). Los modelos ARIMA permiten tratar series no estacionarias en la media; por otra parte, los modelos SARIMA incluyen componentes periódicas estacionales.

En general, las técnicas estadísticas aplicadas a los registros históricos disponibles por sí solas no proporcionan resultados satisfactorios, deben combinarse con las predicciones de los modelos numéricos para conseguir resultados comparables a las técnicas de downscaling dinámico. Para ello se utilizan distintos métodos estadísticos que permiten relacionar las salidas sobre la grilla de los modelos numéricos “X”, con las variables locales contenidas en los registros de observaciones de una zona “Y”, obteniendo modelos empíricos de predicción $Y = f(X)$ que proyecten las salidas de los modelos numéricos en las variables locales. Una vez obtenido el modelo empírico, se pueden proyectar las predicciones futuras del modelo numérico X, obteniendo predicciones locales \hat{Y} .

Knutti, R., Schär, C. et al. (2011) sostienen que el downscaling estadístico es el puente entre las salidas de resolución gruesa del modelo climático y las condiciones locales

meteorológicas, y aplican la extensión del método del “delta change” para la generación de escenarios climáticos diarios a nivel de punto de estación para Suiza.

En síntesis, el downscaling estadístico consiste en buscar las relaciones empíricas-estadísticas entre las variables climáticas en la región de interés y las variables que representan las condiciones del clima a gran escala que deben ser representados debidamente por los modelos climáticos globales. A priori estas relaciones deben explicar físicamente y conceptualmente la relación del clima de la gran escala con la pequeña escala. Entonces la relación encontrada puede ser aplicada a los datos de escenarios climáticos globales para determinar escenarios locales y regionales. La relevancia de esta técnica es que incorpora implícitamente los efectos geográficos regionales y locales (topografía, montañas, lagos, lagunas, vegetación, distribuciones tierra-mar, entre otros).

Derivar información local o regional a través de la inferencia de las relaciones estadísticas que existen entre las diferentes escalas se realiza a través de una función de transferencia. Existen numerosos métodos de Downscaling estadístico que pueden ser utilizados para calcular la función de transferencia:

a. Modelos Lineales

La regresión lineal es la técnica estadística más utilizada en la práctica para obtener estos proyectores en el caso unidimensional. Para ello, dado un único predictando Y se pueden usar modelos de regresión lineal o no lineal de la forma:

$$\hat{y} = f(x_1, \dots, x_n) = f(x)$$

Y obtener f a partir de una muestra $\{(x_k, y_k), k = 1, \dots, n\}$, de forma que los residuos $t_k = y_k - \hat{y}_k$, con $\hat{y}_k = f(x_k)$, sean mínimos (Minimiza el Error Cuadrático Medio, RMSE).

Un problema común a estas técnicas es la elevada dimensionalidad que puede presentar el conjunto de predictandos. Para estos casos se utilizan técnicas de reducción de información, como el análisis de CPs para elegir variables importantes como predictores del modelo. Sin embargo, cuando se tiene más de un predictando suele considerarse las relaciones entre ellos a la hora de definir un modelo, donde las variables tienen una gran correlación espacial o están teleconectadas/relacionadas espacialmente y tienen

variabilidad temporal común siendo el ACC un método de gran relevancia, donde se trata de maximizar la correlación.

Descomposición de Valores Singulares (SVD, por su sigla en inglés) permite identificar parejas de patrones que están correlacionadas óptimamente, donde la covarianza es maximizada.

b. Modelos no-lineales

Las redes neuronales artificiales han despertado un gran interés en las últimas décadas por su probado valor como técnicas estadísticas no lineales para resolver problemas complejos en diversos campos, incluyendo la predicción meteorológica y oceánica. En analogía a los modelos biológicos, los modelos computacionales de redes neuronales están compuestos por un número de unidades simples de procesos (neuronas) conectadas entre sí en base a una topología definida. La funcionalidad de la red neuronal viene dada por la topología de conexión de las neuronas, por la función concreta que realice cada neurona (actividad neuronal), y por los pesos de conexión de unas neuronas con otras. La topología de conexión y la actividad neuronal definen el tipo de red neuronal concreta (multicapa, competitiva, entre otros), y los pesos de las conexiones son los parámetros que ajustados a un problema concreto, permiten a la red “aprender” y generalizar el conocimiento aprendido. Este aprendizaje se realiza de forma automática a partir de una muestra de datos utilizando técnicas matemáticas y estadísticas de optimización.

Una de las topologías de red más comunes son las llamadas redes multicapa que consta de una capa de entrada, una de salida y un número arbitrario de capas procesadoras ocultas. Los nodos de las capas de entrada alimentan la red con señales de entrada; cada nodo en las capas ocultas y de salida recibe una entrada de los nodos de las capas previas y calcula un valor de salida para la siguiente capa.

Valverde, M. (2009) aplica el modelo matemático de neurona artificial para previsión y análisis de precipitación en el sur de Brasil.

La filosofía método consiste en que la neurona recibe un conjunto de señales x_i de otras neuronas; se realiza una sumatoria ponderada s de los datos de entrada x_i y los pesos w_i de las conexiones, el resultado de este proceso es aplicado a una función de activación o

de transferencia $f(s)$, el cual proporciona una salida que constituye el resultado ya procesado por la neurona, este proceso o de entrenamiento de red es repetido hasta conseguir ajustar sus pesos tal que la aplicación de un vector o patrón de entrada produzca un vector deseado o patrón de salida. El entrenamiento supone que cada vector de entrada esté relacionado con un vector de salida, y este par de vectores es llamado también de par de entrenamientos. La red neuronal puede aproximar relaciones no lineales y sus derivadas, sin un conocimiento previo de una función no lineal específica. Así, puede ser usada para realizar predicciones con un desempeño de sistemas altamente no lineales. La característica muy ventajosa de las redes neuronales es su capacidad de generalizar, favoreciendo la respuesta rápida y representativa cuando es sometida a una situación no contemplada durante el entrenamiento, en la figura 3 se esquematiza el diagrama de flujo metodológico.

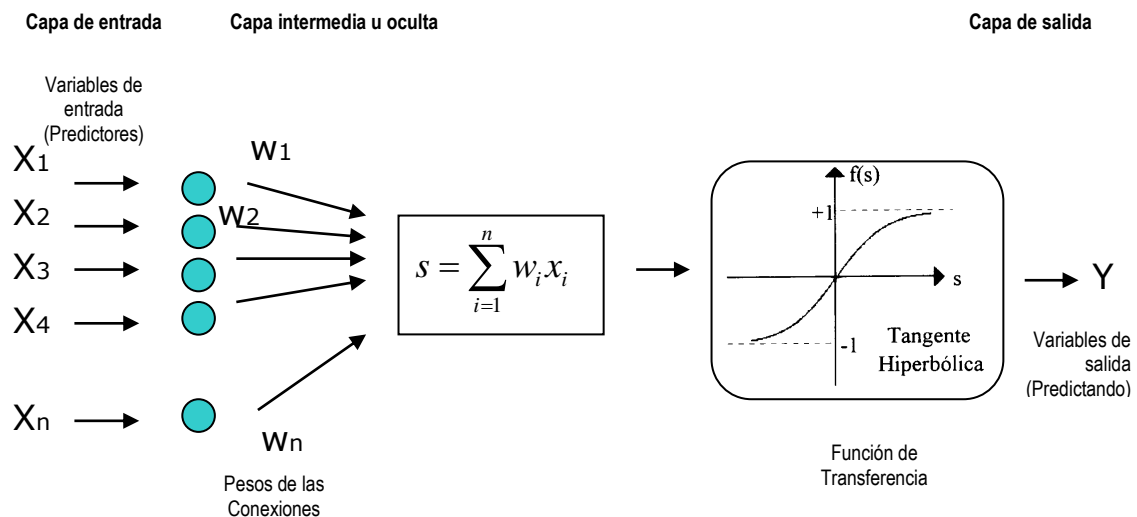


Figura 3: Modelo matemático de una neurona artificial

Técnicas Locales de Análogos fue introducido por Lorenz en 1969, en el marco de la predicción de series temporales, es una versión particular de una metodología más general llamada “vecinos próximos” que obtienen modelos locales de predicción en base a un conjunto de situaciones pasadas similares a la que se desea predecir.

La técnica de Análogos consiste en que a partir de un vector de predictores (patrón atmosférico previsto por el modelo numérico) se obtiene un modelo local para el predictando deseado (la precipitación local en una estación concreta) utilizando la relación predictando y predictores proporcionada por aquellas situaciones atmosféricas análogas ocurridas en un histórico disponible. Una limitación importante de la técnica de análogos

es que considera siempre la misma cantidad de análogos sin tener en cuenta la estructura del espacio donde se buscan los vecinos del patrón previsto.

Cano, R. et al. (2001) señalan que el método de análogos opera en dos etapas, la primera, dada una predicción realizada por el modelo numérico, se obtiene un número de configuraciones de la atmósfera análogas en una base de datos disponibles (reanálisis). La eficiencia de los distintos métodos basados en análogos depende en gran medida del algoritmo específico utilizado para la selección de análogos, donde el más utilizado es el de los k-vecinos que consiste en seleccionar los k días más similares al día problema utilizando una cierta métrica. En la segunda etapa se realiza la predicción local de un variable concreta a partir de la estadística dada por sus sucesos en las fechas correspondientes a sus análogos hallados.

Sordo, C. (2006) encontró que el método de análogos funciona bien como otras técnicas más complejas de downscaling, e indica que es alternativa suficiente para diversos problemas de downscaling.

En síntesis, la técnica de Análogos consiste en buscar en una base de datos histórica situaciones atmosféricas pasadas similares a la que se desea predecir. Por tanto, es necesaria una base de datos con patrones atmosféricos y otra simultánea con los registros históricos de observaciones para buscar análogos.

La técnica de Análogos es computacionalmente costosa, una medida alternativa para reducir el tiempo de procesamiento es la técnica de Tipos de Tiempo que utilizan algoritmos de agrupamiento para determinar un conjunto reducido de Tipos de Tiempo o clases de patrones atmosféricos.

Tipos de Tiempo esta técnica consiste en clasificar los patrones de circulación atmosférica dentro de un limitado número de clases, y relacionar estadísticamente los datos meteorológicos a uno de estos patrones de manera subjetiva u objetiva. Este método es ventajoso debido se basa en relaciones físicas entre el clima de gran escala y el tiempo local. Las clases de tiempo pueden ser definidos sinópticamente usando funciones empíricas ortogonales (Goodes y Palutikof, 1998) o aplicando un análisis de clúster (Fowler et al. 2005).

Generadores estocásticos de tiempo tratan de simular estocásticamente los valores diarios a partir de las predicciones/proyecciones de los valores mensuales, como sucede con la mayoría de las salidas de experimentos con GCM disponibles.

2.5.3 VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LA REGIONALIZACIÓN

Las principales ventajas del downscaling dinámico es que los Modelos Climáticos Regionales (RCM) están basados en principios físicos y pueden resolver explícitamente algunos de los procesos que son parametrizados en los GCMs. Es una técnica que no supone que las relaciones entre el clima global y el clima local son estacionarias. En tanto, las desventajas consisten, en que los RCMs presentan errores sistemáticos y pueden heredar los errores de los GCMs. Computacionalmente requieren gran capacidad de cálculo y son costosas. La resolución espacial de los RCMs aún no es suficiente para simular el clima a escala local.

Las principales ventajas del downscaling estadístico es la menor demanda computacional, permite cuantificar la incertidumbre, determinar escenarios locales cuando se incorpora información histórica de estaciones y es una buena herramienta para la verificación, para realizar predicciones operativas y proyecciones del clima. En tanto, las desventajas consisten en se requieren grandes cantidades y series largas y continuas de datos observados para establecer las relaciones estadísticas. La naturaleza empírica de este método no incluye explícitamente el conocimiento de las leyes físicas. Asumir que las relaciones detectadas en el pasado sean recurrentes o se mantengan en el futuro (relaciones estacionarias) esto no es posible conocer a priori, puede incurrirse en sobre ajuste (overfitting), en algunos casos no garantizan coherencia espacial y entre las variables.

Para afrontar estas desventajas de relaciones estacionarias y sobre ajuste “overfitting” Ribalaygua J. (2007) menciona que se deben elegir predictores y estos deben ser patrones espaciales y/o forzamientos físicos de los predictandos, ya que aportan información sobre flujos, advecciones, teleconexiones y los vínculos físicos con el predictando no cambian en el tiempo.

Benestad, R. (2007) menciona que el Downscaling Estadístico Empírico (ESD) es un análisis estadístico avanzado de los resultados de un modelo, donde la variable de gran escala puede representar el patrón de circulación de una extensa región y que la pequeña escala puede ser la temperatura local medido en un punto dado (estación). Señala que una característica importante, es que la variable de gran escala varía lenta y suavemente en el espacio en relación a la de pequeña escala y es crucial que el vínculo entre la gran escala sea real y física, no sólo debido a la fluctuación estadística, coincidencia, o un artificio de los métodos estadísticos empleados. Por tanto, el ESD asumirá un vínculo implícito y fundamental entre las dos escalas.

Vrac M. et al. (2007) propone un método general para la validación del downscaling estadístico para proyecciones futuras de cambio climático obtenidas desde los GCMs, donde primero compara las simulaciones históricas obtenidas por el modelo estadístico que incorpora la información de reanálisis con las observaciones. Segundo, mediante el uso del SDMS genera las proyecciones futuras y se compara su consistencia en similar periodo con las salidas proyectadas de un RCM que toma como condición de entrada las salidas del mismo GCM del modelo estadístico, la cual es considerada como información patrón.

CH2011 (2011) señala que entre las ventajas del DS, es que están libre de bias durante el periodo de calibración el cual hace que las salidas sean aceptables para estudios de impactos; también facilitan la generación de ensembles de realizaciones climáticas el cual es posible por su bajo costo computacional. Entre las desventajas señala las derivadas de la hipótesis de estacionariedad, y sobre el clima local no solo está controlada por el clima de gran escala, sino también por la escala regional.

Hasta aquí se han descrito las ventajas y desventajas del downscaling dinámico y estadístico, estas técnicas pueden ser complementarias para llegar a resultados con alta resolución espacial regional y local, más robustos y confiables cuando se requiera realizar proyecciones del clima de largo plazo para ello deben considerarse que las condiciones de frontera y los predictores provenientes de los GCMs en ambas técnicas sean previamente validados; a pesar de que la reducción de escala contiene implícitamente una variedad de fuentes de incertidumbre como la imperfección de los GCMs, sus forzamientos naturales y antrópicos como las emisiones de GEI, la técnica de downscaling, la calidad - cantidad de datos observados y el número de estaciones; todos estos afectan los pasos del proceso de la

generación de escenarios así como también en el post proceso de los modelos dinámicos como las técnicas aplicadas de ajuste de las salidas, y en la calibración del modelo estadístico.

2.5.4 APLICACIONES DE LA REGIONALIZACIÓN

Estudios de escenarios de cambio climático proyectados para finales del siglo XXI en Latinoamérica, Andes tropicales y Perú están focalizados en dos parámetros temperatura y precipitación anual. Estas proyecciones son obtenidas principalmente mediante técnicas de downscaling dinámico y a través de evaluación de modelos globales y regionales. Sin embargo, son pocos los esfuerzos generados a través del downscaling estadístico para la obtención de proyecciones futuras del clima a escala local.

Takahashi, K. (2005) evalúa un modelo estadístico para la estimación de lluvia en la cuenca del río Mantaro, usando como predictor la temperatura y humedad específica provenientes de modelos globales de diferentes escenarios de emisiones de gases invernadero. Los resultados indican para el periodo 2045-54 relativo a 1990-99 el aumento de temperatura en 1.3°C y la humedad específica en 1 g/kg, la disminución de la humedad relativa en 6% y precipitación en la región centro de la cuenca en 19%, en la región sur en 16%, en la subcuenca de Chinchaycocha en 10%. Además señala que las estimaciones obtenidas con modelos y escenarios individuales muestran dispersión relativamente pequeña.

SENAMHI (2009) mediante la técnica downscaling basada en Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs por sus siglas en inglés) obtiene las proyecciones de precipitación al 2030 en la cuenca de los ríos Santa y Mayo, utilizando como predictores la temperatura superficial del mar provenientes de 5 modelos acoplados del IPCC, encontrando zonas potenciales de teleconexión en el pacífico y atlántico, responsables de las lluvias en las cuenca andina del Santa y la cuenca amazónica del Mayo.

Labraga, J.C. (2009) basado en técnicas estadísticas de regresión múltiple de downscaling estima las tendencias de lluvias en las dos últimas décadas del siglo pasado en el lado oriental de los Andes Argentinos, caracterizada por tres diferentes regímenes de lluvias con gran variabilidad espacio-temporal, donde el centro oeste de Argentina de

transición rápida entre dos diferentes regímenes de lluvia, la performance del modelo fue pobre (en promedio 50% explicada por la varianza), aun así el modelo logró capturar óptimamente algunas diferencias entre la tendencia lineal de precipitación entre en el sector norte y sur de la región, siendo las variables predictoras más importantes el agua precipitable, la temperatura 850 hPa, la componente meridional del viento a 700 hPa y la divergencia a 250 hPa. En tanto, en el sur de Argentina donde predomina el régimen de lluvias de invierno, la varianza mensual del modelo de downscaling fue de 71% y fueron capaces de reproducir el cambio singular de las lluvias durante los 90s, donde las variables predictoras fueron la componente zonal del viento y vorticidad a 250 hPa, Geopotencial a 500 hPa y la componente meridional del viento a 850 hPa. Labraga señala que es factible establecer significancia y usar relaciones estadísticas entre las variables atmosféricas y las lluvias mensuales a escala de cuenca con topografía compleja.

Brunet, M. et al. (2009) utilizan cuatro métodos de empíricos de regionalización estadística para la generación de escenarios de cambio climático en España. Los dos primeros métodos se basan en técnicas de análogos, el tercero en técnicas de regresión lineal que proporcionan información de regionalización de precipitación, temperatura máxima y mínima del aire; para ello utilizan la base de datos termopluviométrica del INM (Instituto Nacional de Meteorología de España) de escala diaria. La cuarta técnica incluye un método de regionalización basado en índices de circulación que proporciona volúmenes de agua por cuenca hidrográfica.

Ribalaygua, J. (2010) basado en el método de análogos de downscaling, desarrollada por la Fundación para la Investigación del Clima (FIC) probada en territorio español, adapta dicha metodología para Nicaragua, cuyas características climáticas no se asemejan a territorio español, la cual es verificada y validada. Los resultados obtenidos son satisfactorios en la simulación de temperatura y precipitación para 17 estaciones de temperatura y 197 de precipitación, siendo mejores para la temperatura.

Souvignet, M., Gaese, H. et al. (2010) señalan que el downscaling es necesario para transferir proyecciones potenciales de escenarios de cambio climático a nivel local, principalmente en áreas de montañas, las cuales son particularmente vulnerables al cambio climático debido al riesgo de la disponibilidad de agua, ya que estas áreas juegan una rol importante en el ciclo hidrológico, las cuales después de recibir altas cantidades de

precipitación local que son almacenados en forma de nieve en los glaciares. De otro lado, la habilidad para simular eventos extremos mediante downscaling estadístico aplicando SDSM fueron probados por Souvignet, M. et al. en la zona árida de Chile. Los resultados indican que las tendencias lineales de eventos extremos de temperatura máxima y mínima, fueron simuladas adecuadamente y estarían asociadas a una posible fuerte perturbación interestacional. Sin embargo, señalan que el SDSM no es un método muy robusto para la simulación de los eventos extremos de precipitación.

Hofer, M., Mölg, T., Marzeion, B., Kaser, G. (2010) basados en el modelo Empírico Estadístico Downscaling (ESD) extienden series de tiempo cortas de temperatura y humedad específica del glaciar Artesonraju (norte de la Cordillera Blanca - Perú) hacia el pasado 1960-2008, para el cual utilizan datos de cada 6h de temperatura y humedad específica del reanálisis del National Centers for Environmental Prediction (NCEP). El procedimiento de modelado ESD es realizado a través de CPA y regresión múltiple, en tanto la evaluación del modelo es realizada mediante el método de validación cruzada. La selección de los campos predictores es automatizado en el cual no se incluye favoritismo subjetivo. Sin embargo; la sensibilidad al modelo ESD es incorporado ingresando campos predictores simples o mezclados, encontrando que la performance de los campos predictores mezclados es baja en relación a los campos simples. Asimismo encuentran que el skill de la predicción es de 0 a 0.8 y depende largamente de la escala de tiempo a predecir (día o mes), concluyendo que el ESD para generación de series de tiempo del pasado, refleja claramente la variabilidad interanual relacionada a El Niño Oscilación del Sur, pero que también es sensible al tipo de predictores impuestos.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDIO

3.1.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y POLÍTICA

El área comprende el dominio 3°N - 20°S y 85°W - 65°W, correspondiente en gran parte al territorio peruano localizado en el sector occidental de Sudamérica. El Perú cuenta con un área de 1'285,215.6 Km² con un litoral de ~2000 Km de longitud, de sur a norte es atravesado por la cordillera de los Andes que lo divide en tres regiones geográficas; la costa que comprende 11% del territorio, la sierra el 29% y la selva el 60%; políticamente está dividido en 24 regiones, Figura 4.

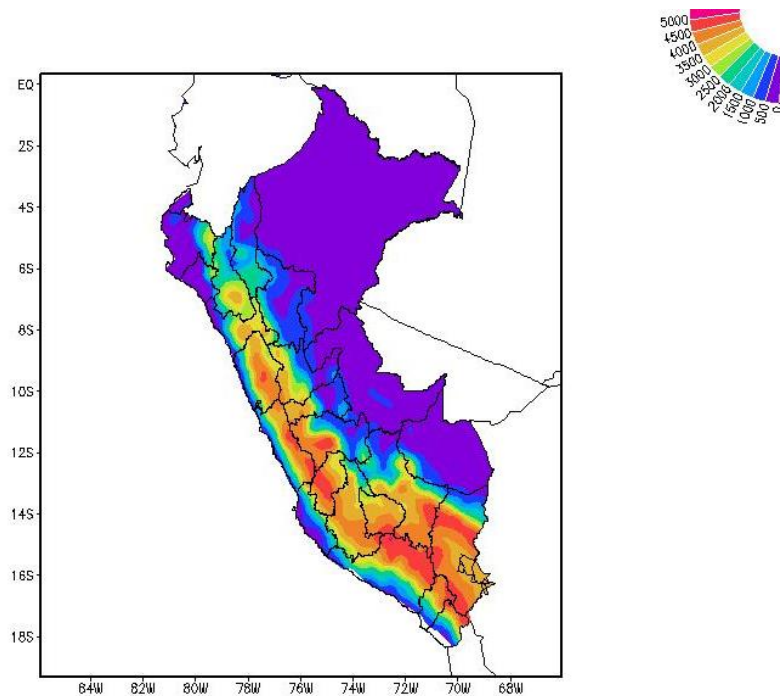


Figura 4: Área de estudio territorial peruano.

3.1.2 ASPECTO FÍSICO AMBIENTAL

La cordillera de los Andes es uno de los factores para la heterogeneidad climática en el país dando lugar a la presencia de microclimas variados en distancias relativamente cercanas, “haciendo de él un país mega diverso, con múltiples zonas de vida natural, dotadas de gran variedad de especies de flora y fauna (SCNCC, 2010)”.

En el verano austral el régimen de precipitación y temperatura dependiendo de su magnitud de ocurrencia, aspectos físicos locales, aunado al tipo de suelo y altitud, ocasionan pérdidas de vidas humanas, agropecuario, con efectos en la variación de la disponibilidad del recurso hídrico, con daños en la infraestructura, en el ecosistema y la economía, entre los principales. En el contexto del cambio climático global, el aumento de la temperatura en el largo plazo empieza a cobrar mayor importancia por lo que su magnitud y sus posibles efectos en los cambios de la temperatura y precipitación futura a escala local responderán con diferentes sensibilidades. En este contexto, se describe la situación actual de la población, biodiversidad, ecosistema, suelo, glaciares y recursos hídricos en el Perú.

a. Población

La población estimada actual al 30 de junio de 2014 para el Perú es de 30 814 175 personas, para el Bicentenario de la República año 2021 se estima en 33 149 016 y se proyecta para el 2050 en 40 111 393 personas. (INFOINEI, 2014).

b. Biodiversidad y ecosistema

El Perú es uno de los 10 países con la mayor diversidad biológica-genética de especies y de ecosistemas. Según el MINAM 2010, existen 777 especies de flora silvestre y 301 de fauna silvestre amenazadas principalmente por el cambio de uso de suelo, tala de los bosques y el tráfico ilícito de especies.

c. Suelo

En el Perú la clasificación de suelo más usada es la propuesta por la FAO y está basada en regiones geodáficas que caracterizan la costa, sierra y selva.

La Costa pertenece a la región yermosólica, que es el desierto con grandes extensiones de planicies sedimentarias, cerros y colinas, terrazas marinas, valles costeros,

dunas y los inicios de las estribaciones andinas. En los valles irrigados predominan los suelos denominados “fluvisoles”, suelos fértiles y de alta calidad, debido a los sedimentos minerales depositados por los 53 ríos que la irrigan. En los desiertos predominan los suelos arenosos (regosoles), los salobres (solonchaks) y los aluviales en los cauces secos (fluvisoles secos). En los cerros y colinas predominan los suelos rocosos (litosoles). En la costa norte (Piura y Tumbes), los suelos son arcillosos y alcalinos (vertisoles). La costa sur se caracteriza por presentar suelos volcánicos (andosoles) de reacción neutra.

La vertiente occidental de los Andes entre 1000 y 5000 msnm, presenta un relieve de gran pendiente y muy agreste donde predominan los “litosoles”, que son suelos superficiales sobre rocas y rocas expuestas. En las zonas bajas se encuentran suelos arenosos ó “regosoles” y suelos áridos con calcio en el subsuelo, llamados “yermosoles cálcicos”.

En la vertiente oriental e intermedia de los andes, se ubican los suelos “yermosoles lúvicos” que contienen arcilla y cal; los “xerosoles” que poseen una capa oscura y cal, y los “kastanozems” ó suelos pardos. La zona alto Andina entre los 4000 y 5000 msnm, cuyo relieve es suave de origen glacial predominan los “paramosoles”, que son suelos ácidos y ricos en materia orgánica. Los “páramo andosoles” son suelos similares, pero derivados de rocas volcánicas arcillosas, también existen los suelos rocosos (litosoles), calcárea (rendzinas) y suelos neutros arcillosos oscuros (chernozems). Cerca de lagunas y zonas pantanosas se encuentran suelos con muy alto contenido de materia orgánica, denominados “histosoles”. La agricultura en la zona altoandina es muy limitada por las bajas temperaturas, salvo para algunas especies como la Maca. Esta zona tiene un buen potencial para pastos, aprovechados con la actividad pecuaria de camélidos y ovinos. Los valles interandinos altos y zonas intermedias pertenece a la Región kastanosólica, ubicada ente los 2200 y 4000 msnm.

Existen diversos tipos de suelos, principalmente los “kastanozems cálcicos”, de textura media, alcalinos y de color rojizo o pardo rojizo. Los “kastanozems lúvicos” son suelos arcillosos; así como los suelos profundos y de textura fina (phaeozems). En las zonas de alta pendiente, predominan los suelos rocosos y calcáreos. En las mesetas y grandes planicies, como el Titicaca, predominan los suelos originados de lagos (planosoles), con mal drenaje (gleisoles) y suelos volcánicos. Esta región es un área

agrícola tradicional, con un uso intensivo hace miles de años, cultivándose cereales, tubérculos, leguminosas y algunas hortalizas. Las zonas altas son usadas como pastizales con fines pecuarios y las partes bajas para cultivos permanentes como frutales.

La Selva, en su zona alta, entre los 2200 y 3600 msnm, abarca una gran extensión de la vertiente oriental andina. El terreno es muy disectado y con pendiente muy escarpada, con suelos pobres y expuestos a la erosión de las fuertes lluvias. Caracterizada por suelos superficiales y de desarrollo reciente, con un horizonte superficial amarillento, denominados “cambisoles”. Entre los 500 y 2200 msnm presenta un relieve escarpado pero con ciertos valles. Los suelos provienen de la región lito-cambisólica, pero son más profundos con una fuerte meteorización o descomposición del material parental y de reacción ácida. Los suelos profundos son de tonalidad amarilla-rojiza, ácidos y de buen drenaje, llamados “acrisoles” o “rojo amarillo podsólicos”; arcillosos profundos (nitosoles). En la zona cercana a la selva baja se encuentran suelos arcillosos con hierro (acrisoles plínticos). En los valles los fluvisoles, gleisoles y suelos con arcillas expandibles (vertisoles). En la selva baja debajo de los 500 msnm predominan los suelos ácidos con baja fertilidad, que dependiendo de su grado de drenaje, pueden ser fluvisoles ó gleisoles. Los “podzoles húmicos”, son suelos arenosos con materia orgánica y fierro, se encuentran alejados de los ríos (Brack y Mendiola, 1997. ONERN, 1985).

d. Glaciares y recursos hídricos

El 71% de los glaciares tropicales del mundo se encuentran en el Perú de un total de 95%. Estas reservas de agua dulce son usadas para consumo humano y para diversas actividades productivas, tales como la agricultura, la generación de energía y minería, entre otras (CAN 2007).

La disponibilidad hídrica en el Perú según el ANA (2009) se estima en 1 768 172 Hm³ anuales, y teniendo en cuenta la hidrografía se clasifican en tres regiones: Pacífico con una superficie de 279 700 km² donde se encuentra asentada el 65% de la población nacional con una disponibilidad de agua de 1.8 %, la región hidrográfica del Amazonas con una superficie de 958 500 km² que alberga el 30 % de población del país, presenta una disponibilidad de agua 97.7% y la región hidrográfica del Titicaca que presenta una superficie de 47 000 km² con una población asentada del 5 % del país y que cuenta con una disponibilidad de agua de 0.5%.

La disponibilidad total del recurso hídrico del país es de 2 046 287 Hm³ que representa la sumatoria de la disponibilidad del agua superficial de 2 043 548 Hm³ y la subterránea de 2 739 Hm³. (Fuente de datos: Política y estrategia nacional de recursos hídricos del Perú-Comisión Técnica Multisectorial 2009).

3.2 MATERIALES:

Para la aplicación de las técnicas propuestas en la presente tesis fue necesario de disponer de datos climáticos de buena calidad con series largas, continuas y homogéneas.

3.2.1 DATOS

Se han utilizado datos medidos de 216 estaciones meteorológicas convencionales correspondientes a la red observacional del país que administra el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, las que están distribuidas en mayor densidad en la sierra, seguida de la costa y selva.

Los datos son de escala mensual de precipitación, temperatura máxima y mínima correspondiente a los meses diciembre, enero y febrero del período 1971-2010 y como máximo contienen 20% pérdida en sus series históricas; del total de estaciones (216), 153 son de precipitación, 117 de temperatura máxima y 118 de temperatura mínima. Figuras 5 - 6 a, 6 b y Anexo 8.1.

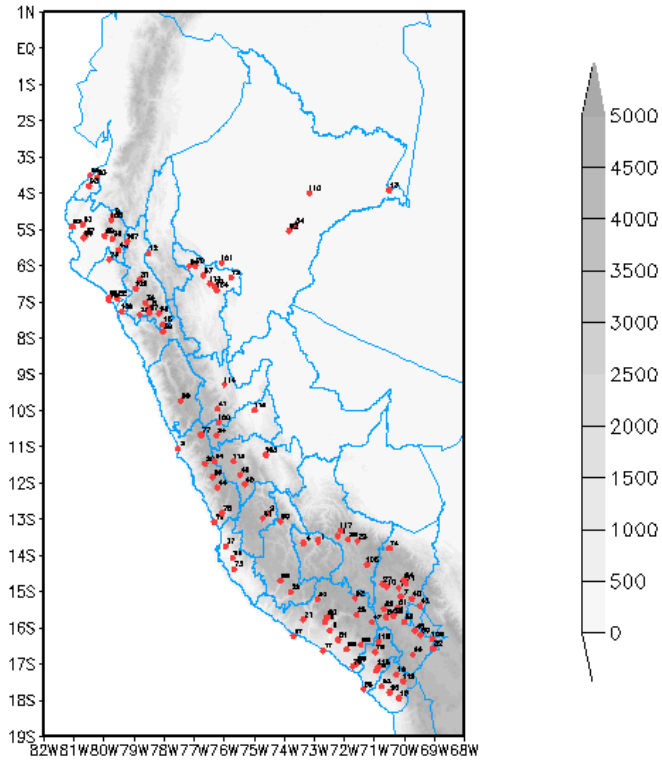


Figura 5: Estaciones meteorológicas convencionales distribuidas en territorio peruano, 153 estaciones reportan precipitación.

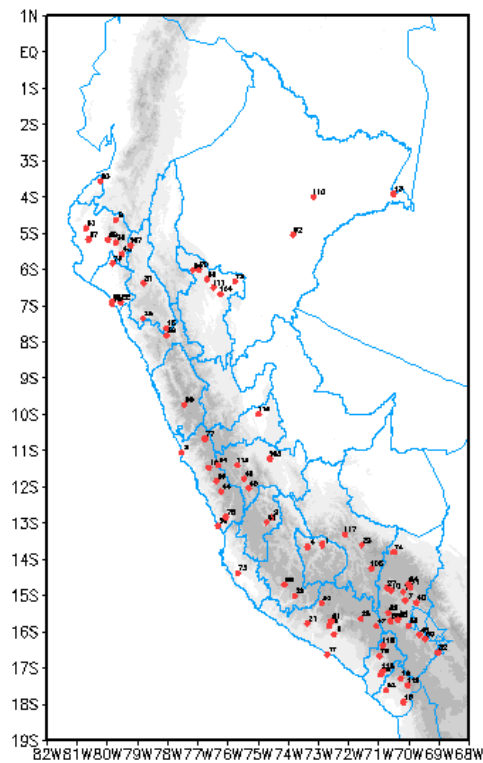


Figura 6 a: Estaciones meteorológicas convencionales distribuidas en territorio peruano 117 estaciones reportan temperatura máxima.

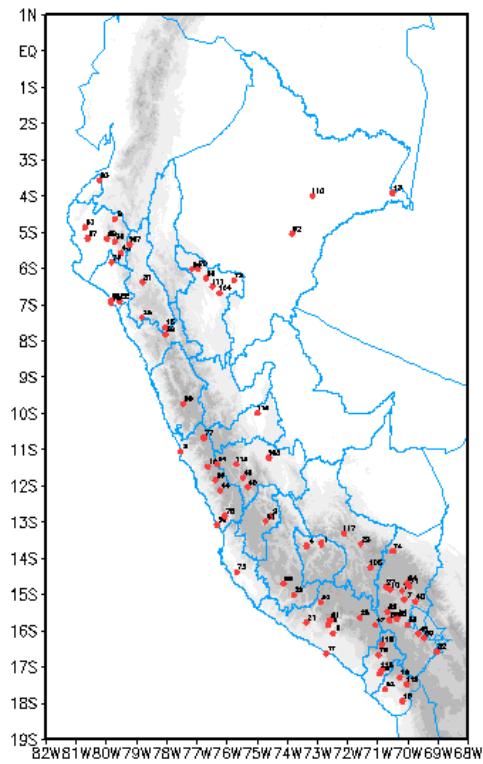


Figura 6 b: Estaciones meteorológicas convencionales distribuidas en territorio peruano
 118 estaciones reportan temperatura mínima del aire.

Para calibración del modelo estadístico se han usado datos numéricos grillados de reanálisis:

- Datos mensuales de altura geopotencial en niveles de 850-500-200 hPa provenientes del NCAR de 2.5°x 2.5° de resolución espacial del período 1970-2010.
- Datos mensuales de Temperatura Superficial del Mar de Hadley Center para el período 1970-2010. En línea: <http://www.mmmt.net/db/0/0/ftp.cgd.ucar.edu/archive/SSTICE>

Los datos de reanálisis representan el estado más real de la atmósfera global en sus escalas de tiempo y clima, para fines de la presente tesis fue seleccionado el reanálisis del NCAR porque “presenta la serie más larga (1948 - presente), es un proyecto operacional más antiguo (1994) y original, es el más citado en artículos de Geociencia, es fácilmente accesible (Kalnay, E. 2012)”, y es permanentemente actualizado. Los reanálisis, en general, tienen un rol integrativo crucial dentro del sistema de observación global produciendo registros consistentes, completos y de períodos largos, de las componentes del sistema climático global (atmósfera, superficie terrestre y océanos).

Para generar escenarios futuros del clima regionalizados a escala local se han utilizado las simulaciones del clima pasado y futuro del modelo global ECHAM4-OPYC3 de un total de 7 disponibles en el Tercer Informe de Evaluación del IPCC (TAR), un resumen de las características principales de los de estos MCGs son señalados en el cuadro 1.

Cuadro 1: Características generales de los Modelos de Circulación General de la Atmósfera (MCGs) del IPCC TAR.

Centro	País	Acrónimos	Modelo	Resolución	Escenarios	Años
Max Planck Institute für Meteorologie	Alemania	MPIfM	ECHAM4/OPYC3	T42	A2	1970-2050
Hadley Centre for Climate Prediction and Research	Inglaterra	HCCPR	HADCM3	3.75°x 2.5°	A2, B2	1970-2050
Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation	Australia	CSIRO	CSIRO-Mk2	R21	A1, A2, B1, B2	1970-2050
National Centre for Atmospheric Research	EEUU	NCAR	NCAR-CSM NCAR-PCM	T42 T42	A2 A2, B2	2000-2050 2000-2050
Canadian Center for Climate Modelling and Analysis	Canadá	CCCma	CGCM2	T32	A2, B2	1980-2050 1970-2050
Center for Climate System Research (CCSR)	Japón/EEUU	CCSR/ NIES	CCSR/NIES AGCM + CCSR OGCM	T21	A1, A2, B1, B2	1970-2050
National Institute for Environmental Studies (NIES)						
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	EEUU	GFDL	R30	R30	A2, B2	1990-2050

Fuente: http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/dkrz/dkrz_index.html

Siendo, las características de los datos del modelo global del IPCC aplicado los siguientes:

- Datos mensuales de altura geopotencial en los niveles de 850-500-200 hPa
- Datos de Temperatura Superficial del Mar.

Ambos para el período de 1970-2010 y periodo 1991-2065 escenarios de altas emisiones de Gases de Efecto Invernadero A2, correspondientes al Modelo acoplado ECHAM4/OPYC3. Estos datos fueron regrillados a una resolución estándar de 2.5° x 2.5° correspondientes al reanálisis. En la Figura 7 se muestra el mapa regrillado del modelo ECHAM4/OPYC3, donde se observan 35 grillas para el dominio del Perú.

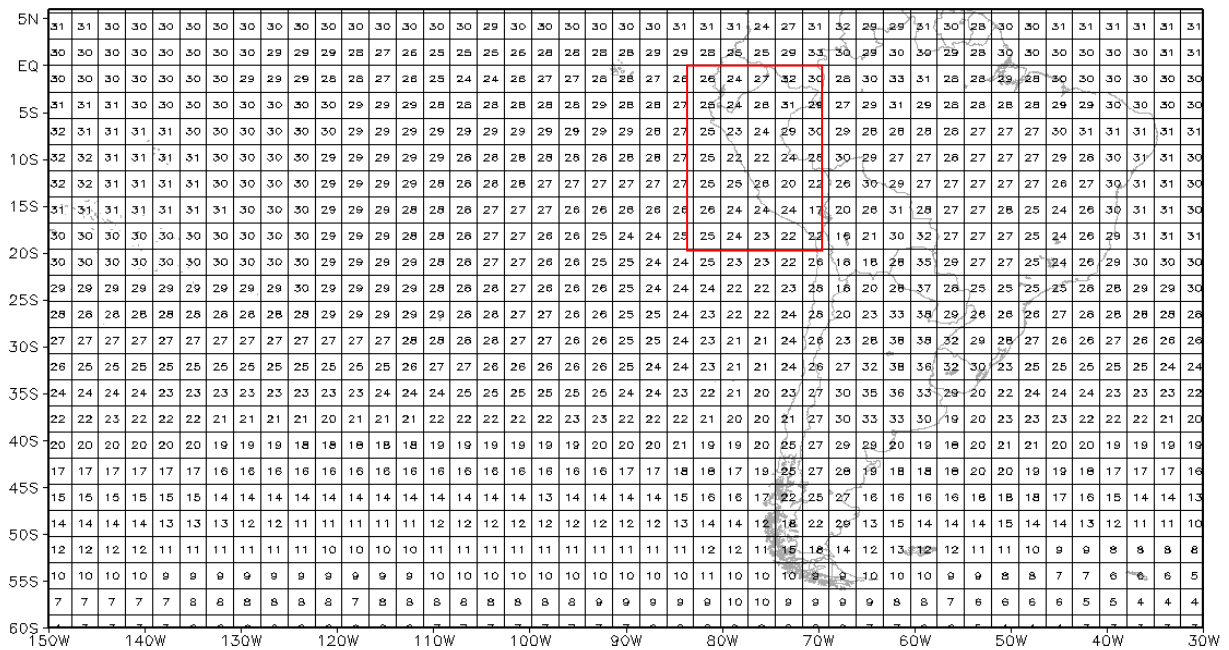


Figura 7: Mapa del Modelo ECHAM4/OPYC3 regrillado a resolución espacial de 2.5x2.5°.

3.2.2 PROGRAMAS Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS:

- Grads y XMgr, permitió la visualización y elaboración de las salidas gráficas.
- Fortran, CDO, herramientas utilizadas para poner en formato adecuado las variables seleccionadas del reanálisis y modelo Utilizado en IPCC AR3, como la conversión de la extensión netCDF a TXT y regrillar la información a 2.5° x 2.5°, las que fueron trabajadas en el sistema operativo en entorno Linux.
- MatLab permitió identificar regiones homogéneas de temperaturas y precipitación a través de las EOF y también determinar las tendencias lineales y la significancia estadística a través de las pruebas de Sen y Mann Kendal.
- Herramienta R, permitió determinar las primeras EOFs de los campos de TSM y espesores en la regionalización estadística.
- Macros en Excel, permitió organizar la base de datos mensuales en formatos adecuados y convertir a escala estacional.
- Xlstat, esta herramienta fue utilizada para el análisis y agrupación de datos.

3.2.3 EQUIPOS:

- Estación de Trabajo Alpha Server ES40
- Procesador Pentium IV de 1.76 HZ.

3.3 MÉTODOS:

El procedimiento metodológico está compuesto por dos fases que se desarrollaron en forma secuencial:

- Determinación de las tendencias actuales de temperatura y precipitación
- Generación de escenarios futuros de temperatura y precipitación a escala local.

En la Figura 8 se muestra el diagrama de flujo de la metodología y los procesos inmersos en cada una de ellas.

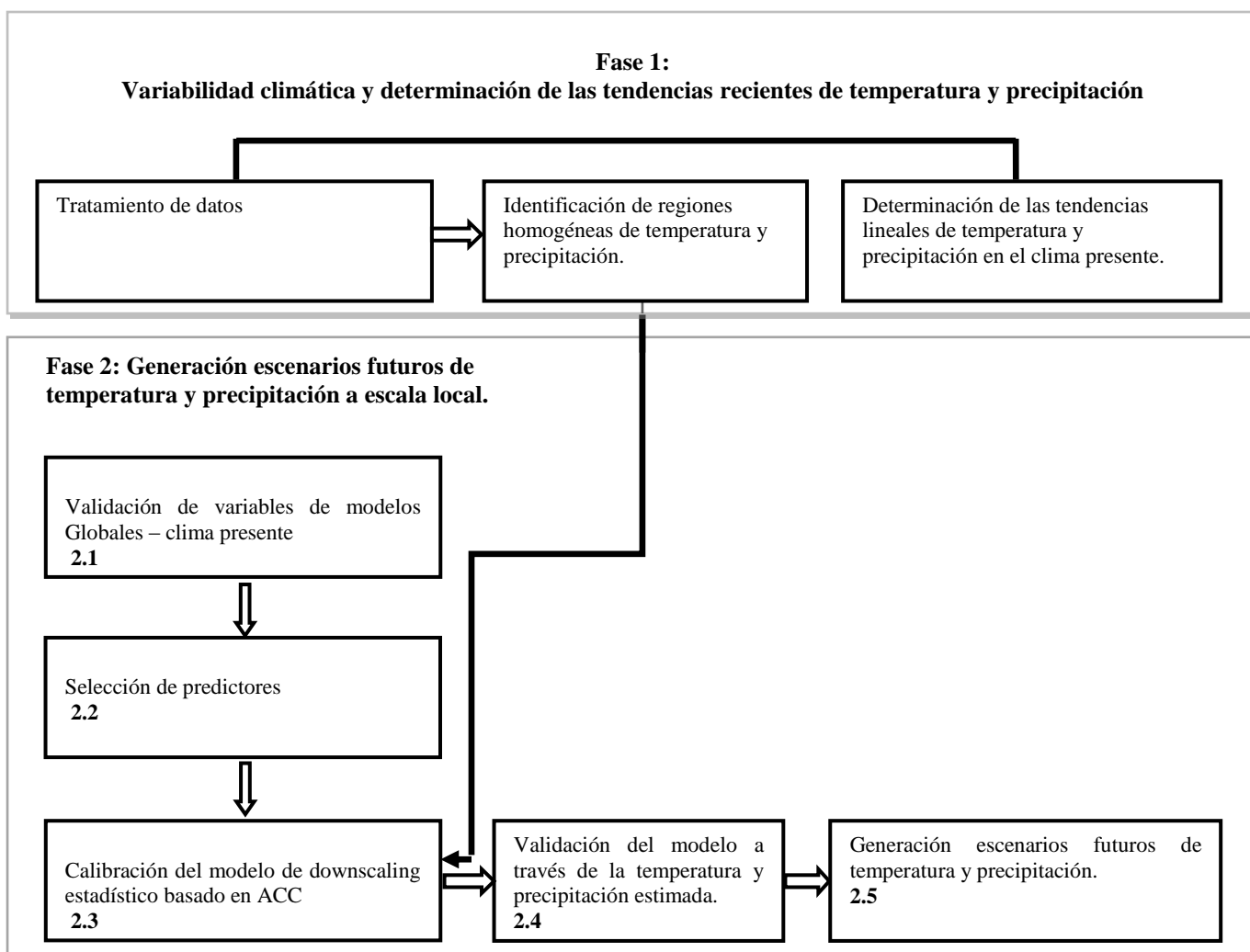


Figura 8: Diagrama de flujo del procesos metodológicos para la generación de escenarios del clima futuro en diversas localidades del país. Fuente: “Elaboración propia”.

3.3.1 FASE 1 VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y DETERMINACIÓN DE LAS TENDENCIAS RECIENTES DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN VERANO 1971-2010

a. Tratamiento de Datos

En esta fase fue viable trabajar con datos de superficie: precipitación, temperatura máxima y mínima mensual, debido a que a esta escala temporal los datos se ajustan a distribuciones cuasi Gaussianas y es robusto aplicar técnicas estadísticas lineales de downscaling como CPs, ACC, regresión múltiple, entre otros. El tratamiento de datos proveniente de mediciones desde instrumental se realizó para el período 1971-2010. Los datos de escala diaria no fueron tratados en este estudio debido a que presentan una alta variabilidad temporal y muchas de las series climáticas seleccionadas están discontinuadas. Siendo, las técnicas no lineales más apropiadas para el downscaling a esta escala temporal, las Técnicas locales de Análogos¹, Tipos de tiempo, Redes Neuronales, entre otros.

Los datos a escala mensual seleccionados siguieron procedimientos de control de calidad, a través del análisis exploratorio de datos basados en meteorogramas a fin de determinar errores y saltos en las series climáticas. La información perdida menor al 15 % en el período 1971-2010, en algunos casos fue reconstruida en base a relaciones y/o teleconexiones físicas de la gran escala con la pequeña escala.

Como resultado del tratamiento de datos de las estaciones seleccionadas, se determinó la consistencia de las series históricas de 117 estaciones de temperatura máxima, 118 de temperatura mínima y 153 de precipitación. Siendo, series relativamente largas, de buena calidad y continuas. Los datos de temperatura de los meses de diciembre-enero-febrero fue promediada siendo representativo de verano (DEF), y para el caso de la precipitación fue totalizada (o acumulada) para el mismo período.

La estación de verano fue elegido porque está asociado al período de mayores lluvias en los Andes y Selva, que corresponde al período de máximas avenidas y al período de floración y de mayor requerimiento de uso consuntivo de agua de los cultivos que

¹ Revisión de Literatura (pag.19)

generalmente son de secano en el Perú. Asimismo, DEF es el período de altas temperaturas en la Costa. Adicionalmente, en verano la predictibilidad climática tropical es alta, y obedece en parte a la estacionalidad de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) que representa la principal fuente de predictibilidad, y que suele alcanzar su punto máximo en verano.

En cuanto, al tratamiento de datos provenientes de modelos como la altura geopotencial y la TSM, consistió en verificar su calidad, si contenían datos faltantes “missing values” y el análisis sinóptico coherente con los patrones regionales del reanálisis.

b. Identificación de regiones homogéneas

Se realiza la identificación de regiones homogéneas en primera aproximación mediante la técnica multivariada Funciones Empíricas Ortogonales (EOF), la cual consiste en el agrupamiento espacial de las estaciones que mejor caracterizan la precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima, basados en una misma dirección de comportamiento de sus patrones espaciales de la variabilidad climática de verano considerando su ubicación geográfica (latitud y longitud). Las series consideradas (153 de precipitación, 117 de temperatura máxima y 118 de temperatura mínima del aire) previamente fueron estandarizadas, extrayéndose la media con la finalidad del análisis de la variabilidad en una misma magnitud, de tal manera que puedan ser comparables y no sobrestimen la relación espacial, las cuales fueron organizadas en excel para ser suministradas al programa EOF corrido en MATLAB R2011a para su correspondiente cálculo. Seguido al proceso de ordenamiento, las estaciones que presentaron óptima asociación conformaron tres grupos principales en su primera EOF, obteniéndose así regiones termométricas homogéneas. En tanto, debido a la alta variabilidad espacial de las series de precipitación se desagregó en un número mayor de grupos homogéneos el cual se complementa con el análisis de CPs considerando la latitud, longitud y altitud mediante el uso de la herramienta XLSTAT v9, proceso que permitió subdividir en cinco grupos, obteniéndose así las regiones pluviométricas homogéneas definitivas, las cuales finalmente fueron suministradas a los procesos de calibración y la generación de escenarios a escala local, ver 3.3.2.

c. Determinación de las tendencias lineales de temperatura y precipitación de verano 1971-2010.

Se evaluó la prueba de Sen (1968) y Mann Kendall (1976) para determinar la pendiente o tasa de cambio de las temperaturas máxima, mínima y precipitación por unidad de tiempo y la significancia estadística asociada. Se considera la información trimestral promedia de verano, un total de 117 de temperatura máxima y 118 de temperatura mínima; y 153 estaciones de precipitación acumulada en verano, de las principales estaciones meteorológicas convencionales distribuidas geográficamente en Perú, cuyo record de información considerado fue 1971-2010. La elección del período de 42 años para el cálculo de las tendencias da una idea razonable de los cambios en el clima reciente, Jones et al. (1997) probaron que la longitud mínima necesaria para obtener una estimación de una señal de cambio climático es 10 años, ya que este período permite capturar alrededor de la mitad de la varianza de la respuesta verdadera del cambio climático regional. Asimismo, el período considerado fue elegido porque la mayoría de las estaciones meteorológicas convencionales seleccionadas para el análisis mostraron registros más confiables, después de realizar el tratamiento de datos en 3.1.1 a, requisito para la obtención de resultados más coherentes en la escala espacial y temporal, más consistentes y robustos cuando se realiza el análisis de tendencias, ya que la longitud de la serie y la discontinuidad temporal de la información es uno de los mayores inconvenientes para calcular de forma representativa los valores de las tendencias. Asimismo, el período de análisis considerado contiene los años más cálidos a escala global (1996-2010) del período industrial que comenzó en 1850, y la década del 90 más cálida en Perú, evaluada en 4.13.

La determinación de las tendencias se restringe a las variables de superficie precipitación, temperatura máxima y mínima para el período instrumental 1971-2010, ya que son estas variables para las que se ha estimado las proyecciones regionalizadas de cambio climático a escala local y permiten situar en un contexto más adecuado su proyección futura.

El método seleccionado para el cálculo de tendencias fue la prueba no-paramétrico de Sen (Se) debido a que no está afectado por valores extremos "outliers", es robusto ya que representa la mediana del conjunto de las pendientes dentro de la serie temporal. Matemáticamente, la pendiente de Sen (1968) es expresado como la inclinación de las

tendencias de la serie temporal y es obtenido a partir del cálculo de las $N' = n(n-1)/2$, inclinaciones estimadas a través de:

$$S_e = \frac{x_j - x_i}{j - i}$$

Dónde: x_j y x_i son valores de los datos en el tiempo j e i , respectivamente, y $j > i$.

n es el número de pares de datos de la serie en las cuales $j > i$,

N' es la mediana de los valores de S_e ,

S_e es el valor estimado de la inclinación de la serie temporal.

La significancia estadística asociada a las tendencias lineales de la temperatura y precipitación está dado por la prueba de Mann-Kendall (S) con la siguiente expresión:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_i - x_j)$$

Donde la función **sgn** puede tomar los siguientes valores:

$$\begin{aligned} \text{sgn}(x_i - x_j) &= 1, & \text{sí } x_i - x_j > 0, \\ &= 0, & \text{sí } x_i - x_j = 0 \\ &= -1, & \text{sí } x_i - x_j < 0 \end{aligned}$$

Se utiliza el nivel de significancia de 0.05 que indica una probabilidad de 5 % que la hipótesis nula sea falsa (H_0 : No existe tendencia en la serie climática), o 95% de probabilidad que tenga consistencia, es decir aceptar la hipótesis alterna (H_a : Existe tendencia en la serie climática). Por tanto, la significancia estadística representa una medida de confianza de un determinado resultado y la probabilidad del error relacionado en aceptar o no como verdadero.

Si la pendiente de Sen es igual a cero se dice que no hay tendencia en la serie, si toma valores mayores o menores a cero y la probabilidad asociada en ambos casos es mayor al 95 %, se dice que existe tendencia en la serie climática y es sustentada estadísticamente con un nivel de significancia menor o igual a 0.05, lo cual es correcto. Si la probabilidad asociada es menor al 95 % se dice que hay tendencia pero estadísticamente no es significativa.

Obregón, G. (2008) señala cuando la prueba de Sen es aplicada a las series como la precipitación, limita su aplicación ya que los datos necesitan cumplir con las siguientes condiciones: ser variables aleatorias, independientes e idénticamente distribuidas, donde la autocorrelación de la serie necesita ser nula; para este caso la precipitación es de escala temporal estacional por lo tanto puede ser considerada como variable independiente.

Las tendencias lineales de las temperaturas máxima y mínima fueron expresadas en °C/década y para el caso de la precipitación en porcentaje, que resulta de multiplicar la pendiente de Sen por el número de años de longitud de la serie climática considerada y por el valor de 100, y dividida por el promedio de la serie (Obregón, G., 2008). Para la visualización espacial de las señales de la tendencia lineal de la precipitación, temperatura máxima y mínima se usó el software grads, a fin de caracterizar su comportamiento regional.

3.3.2 FASE 2 GENERACIÓN ESCENARIOS FUTUROS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN A ESCALA LOCAL.

La fase número dos comprende cinco procesos, los cuales son descritos a continuación:

a. Validación de modelos Globales

Se tomó como referencia la validación de variables atmosféricas y oceánicas de los GCMs del IPCC TAR realizada por SENAMHI (2005a) quienes intercomparan la precipitación, presión, temperatura superficial y nivel del mar provenientes de los modelos globales acoplados GFDL, HadCM3, CCSM, CCCma, NCAR-PCM, ECHAM4/OPYC3, encontrando la capacidad de éstos dos últimos modelos en simular eventos El Niño a partir de la evaluación de la TSM en la región denominada Niño 3, en los períodos 1950-2003 y 1990-2010, que fueron evaluados a través del análisis de fracción de variancia de las frecuencias de El Niño, siendo éstos de 0.897 y 0.226 respectivamente; valores cercanos a la fracción de la variancia de los datos reales de 0.256. Los autores señalan que el resto de los modelos mostraron poca habilidad para representar los eventos El Niño.

Con respecto a la altura geopotencial –variable dinámica de la circulación atmosférica–, es obtenida de forma directa desde el modelo global en los niveles 850, 500 y 200 hPa, de la cual se estimó el espesor en las capas 500-850 hPa y 200-500 hPa, las variaciones de la capa (expansión y compresión) están asociadas a la variación de temperatura, humedad y son sensibles o capturan la señal de cambio climático.

b. Selección de Predictores.

En este proceso fueron esenciales los criterios con los que se seleccionaron los predictores provenientes de los Modelos de Circulación General, como estar modelados adecuadamente por el GCM (3.3.1 a y 3.3.2 a), que contengan inmersos la “señal” del cambio climático, estar conceptualmente-físicamente relacionados-teleconectados y consistentemente correlacionados con el predictando y que contengan como máximo 20 % de información perdida o faltante. Asimismo, se consideró a priori que la relación entre predictor y predictando sea estacionaria, es decir la memoria del pasado se repita en el futuro, condición más valedera en el horizonte cercano. Además, respecto a los métodos no lineales descritos en el capítulo II, como el de análogos y tipos de tiempo no son los más adecuados, ya que en el contexto del cambio climático, puede que los cambios a futuro puedan configurar patrones sinópticos que pueden caer fuera del rango de los umbrales del pasado reciente, entonces su capacidad de ser extrapolados puede ser limitada.

En ese sentido, el predictando Y es la cantidad proyectada/estimada, la variable respuesta y típicamente es de pequeña escala y representa la precipitación o temperatura de una estación climatológica; matemáticamente puede ser representada como:

$$Y = f(X) \text{ donde } Y = [\tilde{y}_1, \tilde{y}_2, \tilde{y}_3, \dots, \tilde{y}_n]$$

El predictor X es el dato de entrada del modelo estadístico, típicamente es una variable de gran escala que describe el régimen de circulación atmosférica sobre una gran región, matemáticamente puede representar una serie (univariada) o varias series paralelas multivariadas (Benestad, R., 2007). Es también conocido como variable independiente y puede ser escrito en términos de la siguiente ecuación:

$$Y = f(X) \text{ donde } X = [x_1, x_2, x_3, \dots, x_n]$$

En este contexto, debido a que la variabilidad climática no solo es controlada por la dinámica interna de la atmósfera, sino tienen un rol fundamental las condiciones externas o de borde como la humedad de suelo, cobertura de nieve-hielo y la TSM; las cuales varían con mayor persistencia (lentitud) y proporcionan memoria a un sistema altamente variable como la atmósfera (Montecinos, A., 1998), siendo la TSM del pacífico una de las fuentes más atribuidas a la variabilidad interanual y multidecadal de la precipitación en Sudamérica asociada al ENOS en su escala interanual y de “tipo ENOS” en su escala multidecadal (Díaz, et al 1998, Grimm, et al 2000, Grimm, 2003) con periodicidad de baja frecuencia (Garreaud y Batisti, 1999), y dada la representación cercana a lo real de la frecuencia de El Niño en la región 3 por el modelo ECHAM4/OPYC3 (TSM_{ECHAMi}) descrito en 3.3.2, y considerando además la TSM de Hadley Center como una representación de la “climatología real”, se toman como base todos estos criterios y se selecciona como predictor la TSM (ver Figura 9). Otro predictor considerado fueron los espesores calculados a partir de la diferencia de la altura geopotencial de los niveles 500-850 hPa y 200-500 hPa, siendo la expresión matemática:

$$E_{500-850 \text{ hPa}} = HGT_{500 \text{ hPa}} - HGT_{850 \text{ hPa}} \quad \text{y} \quad E_{200-500 \text{ hPa}} = HGT_{200 \text{ hPa}} - HGT_{500 \text{ hPa}}$$

El predictor TSM del modelo ECHAM/OPYC3 fue ajustado y extendido retrospectivamente con la información de TSM del Hadley Center (TSM_{HCi}) con la finalidad de evitar los saltos bruscos en la serie climática tomando como base un período común de las series, según la propuesta siguiente:

$$\text{BiasTSM}_{1990-2000} = \sum (TSM_{ECHAMi} - TSM_{HCi}) / n = 11, \text{ donde: } i=1990, 1991, \dots, 2000 \text{ y } n=\text{número de años,}$$

Ajuste:

$$TSM_{ECHAMa2010-2065} = TSM_{ECHAMi} + \text{BiasTSM}_{1990-2000}, \text{ donde } i=2010, 2011, \dots, 2065$$

Siendo la nueva serie:

$$TSM_{ECHAM-HC(1971-2065)} = \text{Serie } TSM_{HC1971-2009} + \text{Serie } TSM_{ECHAMa2010-2065}$$

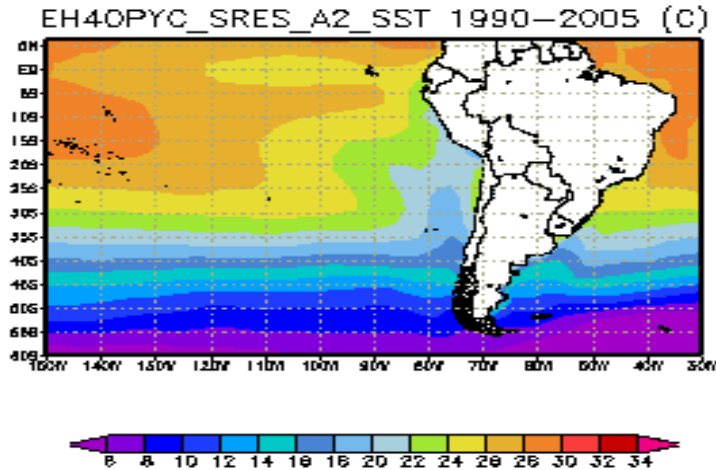


Figura 9: Temperatura Superficial del Mar del modelo ECHAM4/OPYC3 período 1990-2005

Siguiendo la propuesta anterior, se procedió a obtener de forma similar la serie 1971-2065 del espesor en las capas E500-850 hPa y E200-500 hPa.

Es importante señalar que otras variables dinámicas de circulación atmosférica de gran escala están asociadas con el comportamiento de las lluvias y temperaturas en el Perú, como el flujo de viento zonal y la humedad específica en niveles medios y altos de la atmósfera, la temperatura a 2m, entre otros; que no fueron considerados en esta tesis. Sin embargo, se seleccionó como predictor el espesor –donde su variación contiene implícitamente la variación de temperatura y humedad–, y el predictor TSM que infiere una mayor dependencia real y física con la temperatura y precipitación.

c. Calibración del modelo estadístico basado en ACC.

Se determina las Componentes Principales (CP) de los campos estandarizados de la variable de gran escala TSM del Hadley Center (Espesores del reanálisis del NCAR) del periodo de verano 1971-2005 y a los campos de precipitación, temperatura máxima, temperatura mínima proveniente de estaciones meteorológicas agrupadas según la metodología planteada en 3.3.1 b, con la finalidad de identificar los modos de variabilidad de la TSM (Espesores) más importantes que explican la variabilidad de lluvias y temperaturas de verano. El análisis de CP consistió en transformar los campos de variables relacionadas TX-TSM, TN-TSM, PP-TSM y TX-E500-850hPa, TX-E200-500hPa, TN-E500-850hPa, TN-E200-500hPa, RR-E500-850hPa, RR-E200-500hPa en un grupo menor de variables

independientes no relacionadas, organizadas en un orden jerárquico. En este caso se retuvieron las cinco primeras componentes principales de cada uno de los campos, siendo el número determinado más adecuado para la reducción de la dimensión de la información y la eliminación el ruido sin perder la información restante.

Las cinco CP retenidas de los campos históricos de TX, TN, RR y TSM, E₅₀₀₋₈₅₀ y E₂₀₀₋₅₀₀, fueron calibradas para un período de 30 años de información.

La función de transferencia lineal estadística aplicada fue el ACC para encontrar los modos de variación espacial común de los campos predictor y predictante, los cuales son denominados mapas canónicos (“Método de Barnett y Preisendorfer ACC”) y se refiere a la aplicación del ACC a los resultados de EOFs, la cual se sustenta en la base matemática propuesta por Heyen et al. (1996), donde el modelo estadístico está basado en la relación lineal entre el predictor y el predictando y puede ser expresado como:

$$\hat{Y} = GMV^T \quad (1)$$

$$\hat{Z} = HMU^T \quad (2)$$

La primera ecuación puede ser escrita como:

$$\hat{Y} = \psi Z \quad (3)$$

Dónde: la matriz ψ es el modelo estadístico que puede ser usado para estimar la proyección del clima futuro. Las variables canónicas U y V, los mapas de correlación canónica G y H, y la matriz de correlación M, forman la base para el modelo estadístico.

Los dos campos de datos Y y Z están relacionados con el ACC de acuerdo a la ecuación: $Y = GU^T$ y $Z = HV^T$, donde U y V son conocidos como variables canónicas, y describen la evolución en el tiempo de las posibles altas correlaciones, y G y H son los patrones espaciales asociadas con estas.

La variable canónica V es estimada como:

$$V^T = (H^T H)^{-1} H^T Z \quad (4)$$

Reemplazando (4) en (2)

$$\hat{Y} = GM(H^T H)^{-1} H^T Z \quad (5)$$

La proyección de Z sobre Y dado el valor del predictor de Y, es denotado como \hat{Y} . El modelo ACC es la matriz: $\Psi = (GM (H^T H)^{-1} H^T)$, donde G y H son los patrones canónicos y M es la matriz diagonal con las correlaciones canónicas a lo largo de la diagonal.

La filosofía del ACC, en resumen, se basa en relacionar estadísticamente las combinaciones lineales de las componentes principales retenidas de los campos estandarizados de TSM (Espesores) vs RR, TX, TN, ordenadas de modo tal que la correlación lineal entre ellas sea progresivamente decreciente. Estas combinaciones lineales son conocidas como componentes canónicas de los campos predictor y predictante.

La correlación lineal entre estas componentes es denominada “correlación canónica μ_i ”, donde: $i=1,2,3,4,5$, y μ_i disminuye en magnitud al aumentar i. Cuando $\mu_i=1$ la correlación es máxima. Asimismo, a cada componente canónica le corresponde un mapa canónico del campo predictor y predictante (ver la base matemática de ACC en 2.2); al no incluir el análisis de aquellas áreas donde el campo predictor tiene bajos niveles de asociación con el campo predictante, los niveles de predictabilidad no adicionan mejoras significativas (Barnston y Ropelewski, 1992).

El método de validación cruzada fue aplicado a partir de los datos regionalizados estadísticamente con ACC, con el fin de evitar el sobreajuste de los resultados. La filosofía de esta técnica consiste en dividir los datos disponibles en k subconjuntos de tal forma que uno de ellos es usado para validación y los otros k-1 subconjuntos son usados conjuntamente para calibrar el modelo. Este proceso es repetido k veces utilizando un subconjunto diferente de validación en cada paso y obteniendo una serie simulada con la misma cantidad de elementos de la serie observada.

Se determina una ventana “p = 5” años, el cual se considera con ausencia de datos, y con los años restantes de la serie temporal (30 años) se calibra y se forma una nueva ecuación para poder estimar el valor del centro de la ventana. La ventana es móvil y va avanzando desde el primer año de la serie temporal hasta el último año, donde se generan “n” ecuaciones; la calibración es óptima cuando el índice de bondad es positivo y cercano a uno.

En síntesis, el modelo es calibrado cuando las relaciones lineales de las EOF encontradas de los campos estandarizados del predictor y predictando, simultáneos en el tiempo para esta aplicación; presentó una correlación canónica máxima o cercana a uno y cuando los mecanismos de control de gran escala (predictor) permitieron explicar la variabilidad estacional de la temperatura y precipitación, es decir la coherencia espacial, el sentido físico, además del sustento estadístico necesario, y cuando el índice de bondad fue positivo y cercano a uno en el período de 1971-2005. La figura 10 muestra de manera esquemática el proceso de calibración.

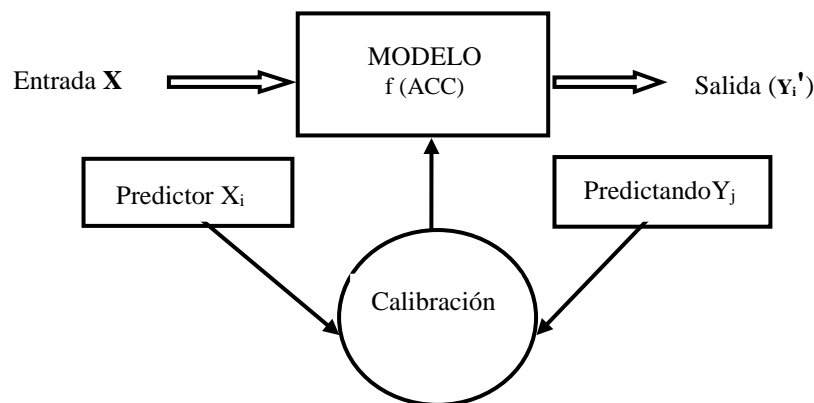


Figura 10: Esquema del proceso de calibración del modelo de downscaling estadístico. Fuente: Benestad, R. et al. 2007.

d. Validación del modelo estadístico.

Después de la calibración del modelo, se ejecutó la corrida de control 2006-2010. El valor estimado de temperatura (TX', TN') y precipitación (RR') resultante fue validado, debido a que contiene inmerso la dosis de error sistemático y aleatorio. La validación de TX', TN' y RR' estimada versus las observaciones (TX, TN y RR); fue realizada a resolución local y temporal simultánea, a través de los estadísticos: bias que cuantifica el sesgo, la Desviación estándar y RMSE que cuantifican el error de amplitud y el coeficiente de correlación de anomalías que cuantifica el error de fase de la variable estimada respecto a la observada.

El bias es la diferencia entre la variable estimada y observada, y proporciona información acerca de la sobrestimación y subestimación de la variable. Pielke, (1984) define el bias según la expresión:

$$\text{bias} = \sum(\Phi_{\text{iest}} - \Phi_{\text{iobs}})/n$$

Donde:

Φ_i : es la variable simulada o estimada mediante el downscaling estadístico en la estación i para el período comprendido entre 2006-2010.

Φ_{iobs} : es el valor registrado en la estación meteorológica i para el mismo período.

n : número de datos.

El bias fue graficado espacialmente e interpolado con la metodología de Cressman, (Cressman G., 1959) a través de la función Oacres del visualizador Grads. Este método de interpolación espacial se basa en la realización de diferentes niveles de interpolaciones, cuya cantidad está determinada por el número de radios de influencia que se especifique. En cada nivel de interpolación, el valor de cada punto de grilla se determina utilizando los valores de la variable de las estaciones que se encuentren dentro del radio de influencia. Antes de pasar al siguiente nivel (siguiente radio de influencia), se realiza una estimación de los errores, los cuales son utilizados para producir un factor de corrección basado en la distancia ponderada que es aplicado a cada punto de grilla.

A fin de resumir la metodología de validación se aplicó el Diagrama de Taylor donde se grafica tres estadísticos, el de dispersión a través de la desviación estándar que mide la variabilidad del valor estimado con respecto a su promedio:

$$STD = \sqrt{\left(\frac{\sum\{C - \text{mean}(C)\}^2}{n} \right)}$$

La Suma del Error Cuadrático Medio (RMSE), mide la variabilidad del valor estimado con respecto al valor observado.

$$RMSE = \sqrt{\left(\frac{\sum\{[C - \text{mean}(C)] - [Cr - \text{mean}(Cr)]\}^2}{n} \right)}$$

El Coeficiente de correlación de anomalías, mide la relación lineal simultánea en el tiempo de las anomalías del valor estimado y las anomalías del valor observado.

$$COR = \frac{\sum\{[C - \text{mean}(C)] \cdot [Cr - \text{mean}(Cr)]\}}{N \cdot STD(C) \cdot STD(Cr)}$$

Los resultados evaluados fueron aceptados cuando el bias no excedió el rango de la variabilidad climática actual de verano (valor experimental), siendo para la temperatura

máxima y mínima de $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ y para la precipitación de $\pm 15\%$, cuando la desviación estándar y el coeficiente de correlación fueron próximos a 1 y cuando el RMSE presentó valores menores a 0.2°C para las temperaturas y menores a 25 mm para la precipitación.

e. Generación de escenarios futuros de temperatura y precipitación.

Para la construcción de escenarios futuros de temperatura y precipitación a escala local, en la etapa de preproceso se consideró la información mensual estandarizada de TSM y de espesores del modelo ECHAM4/OPYC3 del período 2036- 2065 escenario A2.

Esta nueva condición de entrada (X_i') al modelo calibrado en 3.3.2 c y validado en 3.3.2 d, fue importante y necesaria para obtener las proyecciones (Y_i') a escala local de la precipitación, temperatura máxima y mínima, en la Figura 11 se esquematiza este proceso.

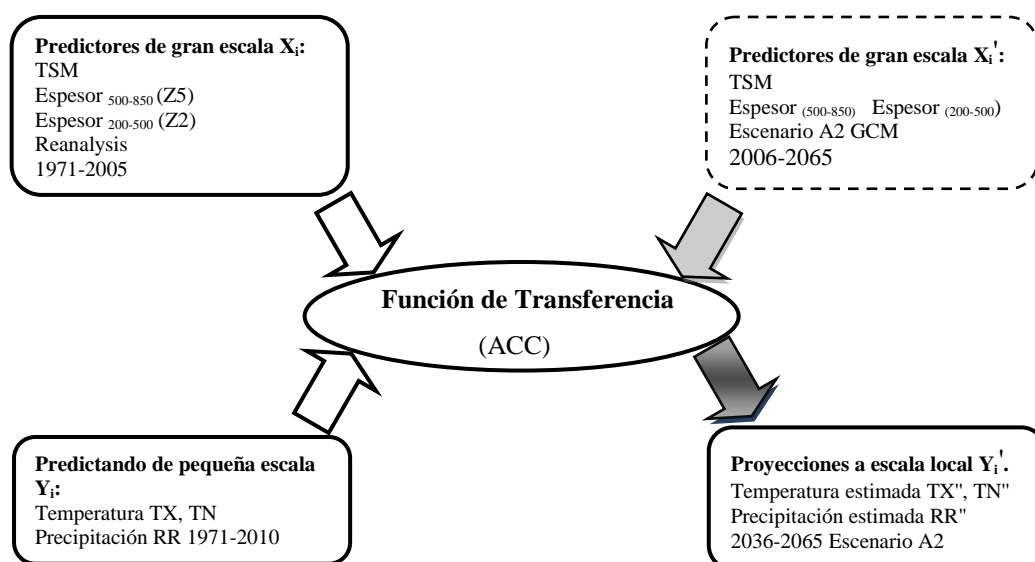


Figura 11: Esquema de downscaling estadístico ACC formulado para estimar escenarios de precipitación, temperatura máxima y mínima 2036-2065 a escala local para Perú. Fuente: “Elaboración propia”.

En la etapa de procesamiento, la generación de escenarios futuros, la hipótesis de estacionariedad (3.3.2 b) – relaciones encontradas entre el predictor y el predictando en el clima reciente–, se mantuvo valedera en el futuro, dado que el predictor de gran escala incorpora en el proceso de calibración del modelo, la forzante natural y en la generación de los escenarios futuros la forzante natural más la antropogénica –variabilidad natural y el

curso que tomarán los gases de efecto invernadero en el futuro—. En la actualidad la modelización dinámica y estadística con ambas forzantes son más realista para simular el calentamiento global observado en la última década, IPCC, 2007.

En la fase de postproceso de la regionalización estadística, las salidas de temperatura y precipitación estimada a escala local para el período 2036-2065 fueron ajustadas con el bias cuantificado en 3.3.2 d.

Los resultados de TX'', TN'' y RR'' fueron expresados en términos de cambios (Δ) de precipitación y temperatura correspondientes al periodo promedio 2036-2065 relativo al período base 1971-2000, debido a que los cambios del clima promedio se detectan en períodos largos 30 años, esta sustracción tiene inmersa la eliminación del error sistemático del modelo. Los cuales fueron determinados con las siguientes expresiones:

$$\Delta TX''_{2050} = TX''_{\text{prom } 2036-2065} - TX'_{\text{prom } 1971-2000}$$

$$\Delta TN''_{2050} = TN''_{\text{prom } 2036-2065} - TN'_{\text{prom } 1971-2000}$$

$$\Delta RR''_{2050} = RR''_{\text{prom } 2036-2065} - RR'_{\text{prom } 1971-2000}$$

Donde:

$\Delta TX''_{2050}$: Cambio de la temperatura máxima promedio de verano período 2036-2065 relativo al periodo 1971-2000.

$\Delta TN''_{2050}$: Cambio de la temperatura mínima promedio de verano período 2036-2065 relativo al periodo 1971-2000.

$\Delta RR''_{2050}$: Cambio de la precipitación promedio de verano período 2036-2065 relativo al periodo 1971-2000.

El período 2036-2065 es seleccionado centrado en el año 2050 teniendo en cuenta 15 años corridos hacia adelante y hacia atrás, que en total suman 30 años como mínimo para detectar cambios futuros en el clima.

El rango de la variabilidad normal actual considerada para la precipitación es de ± 15 % y para la temperatura máxima y mínima es de ± 0.4 °C.

Los cambios en la temperatura media fueron estimados a partir de la media de los cambios de temperatura máxima y mínima.

Los cambios futuros de la temperatura media y precipitación en las localidades de interés fueron caracterizados –en cálido-seco (E1), cálido-húmedo (E2), frío-seco (E3), frío-húmedo (E4), variabilidad normal (E5), cálido con precipitación dentro de su variabilidad normal (E6), frío-con precipitación dentro de su variabilidad normal (E7), normal-seco (E8) y normal-húmedo (E9)– para 60 localidades de interés que registran simultáneamente TX, TN y RR; los cuales son expresados en un gráfico de dispersión x, y (x=temperatura media, y=precipitación).

Los cambios en la temperatura y precipitación incorporan implícitamente la forzante natural y la antropogénica que contiene la incertidumbre del curso que tomarán los GEI en un escenario de alta emisión A2, el cual supone un mundo heterogéneo con la preservación de las identidades locales, una tasa alta de crecimiento poblacional y el desarrollo económico regional. A diferencia de otras familias de escenarios; el A2 tiene una emisión creciente de CO₂ en la línea de tiempo. La elección de este escenario se hizo por cuanto A2 representa el escenario de altas emisiones y las tendencias recientes de emisión de CO₂ y de la temperatura global se aproximan al escenario A2. Por tanto, el escenario A2 es relevante y aparentemente más confiable para la generación de los escenarios de temperatura y precipitación.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 TENDENCIAS RECIENTES DE TEMPERATURA, PRECIPITACIÓN Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA

4.1.1 REGIONES HOMOGÉNEAS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN

Los patrones espaciales dominantes en el comportamiento de lluvias y temperaturas de verano (1971-2000) en Perú son explicadas por el valor de la máxima variancia en su primera EOF, siendo de 46 % para la temperatura máxima, de 39 % para la temperatura mínima y 24 % para la precipitación, los cuales son mostrados en la Figura 12 y Cuadro 2. Los resultados indican que la temperatura máxima tiene mucha más correlación espacial que las otras variables analizadas, siendo la precipitación la de menor correlación debido a su alta variabilidad espacial asociado a la compleja orografía del territorio que hace de su distribución espacial y temporal más dispersa, la cual es explicada en el cuadro 2 con el valor más bajo de la variancia acumulada en relación a las temperaturas.

En la Figura 12 en general, todas las variables (TX, TN, RR) muestran la predominancia espacial de las ponderaciones positivas reflejadas en las diferentes estaciones meteorológicas convencionales distribuidas geográficamente, que indican el comportamiento en una misma dirección que siguen las variables. Como consecuencia se caracterizan en su primera EOF tres regiones espacialmente homogéneas dominantes: Andes, Costa y Selva.

Cuadro 2: Varianza acumulada del campo de temperaturas y precipitación estandarizada

	Temperatura Máxima	Temperatura Mínima	Precipitación
	Varianza (%)		
EOF1	46.11	39.32	23.67
EOF 2	13.65	10.22	12.70
EOF 3	6.34	9.01	7.47
EOF 4	4.404	5.38	5.127
Acumulada	70.55	63.92	48.95

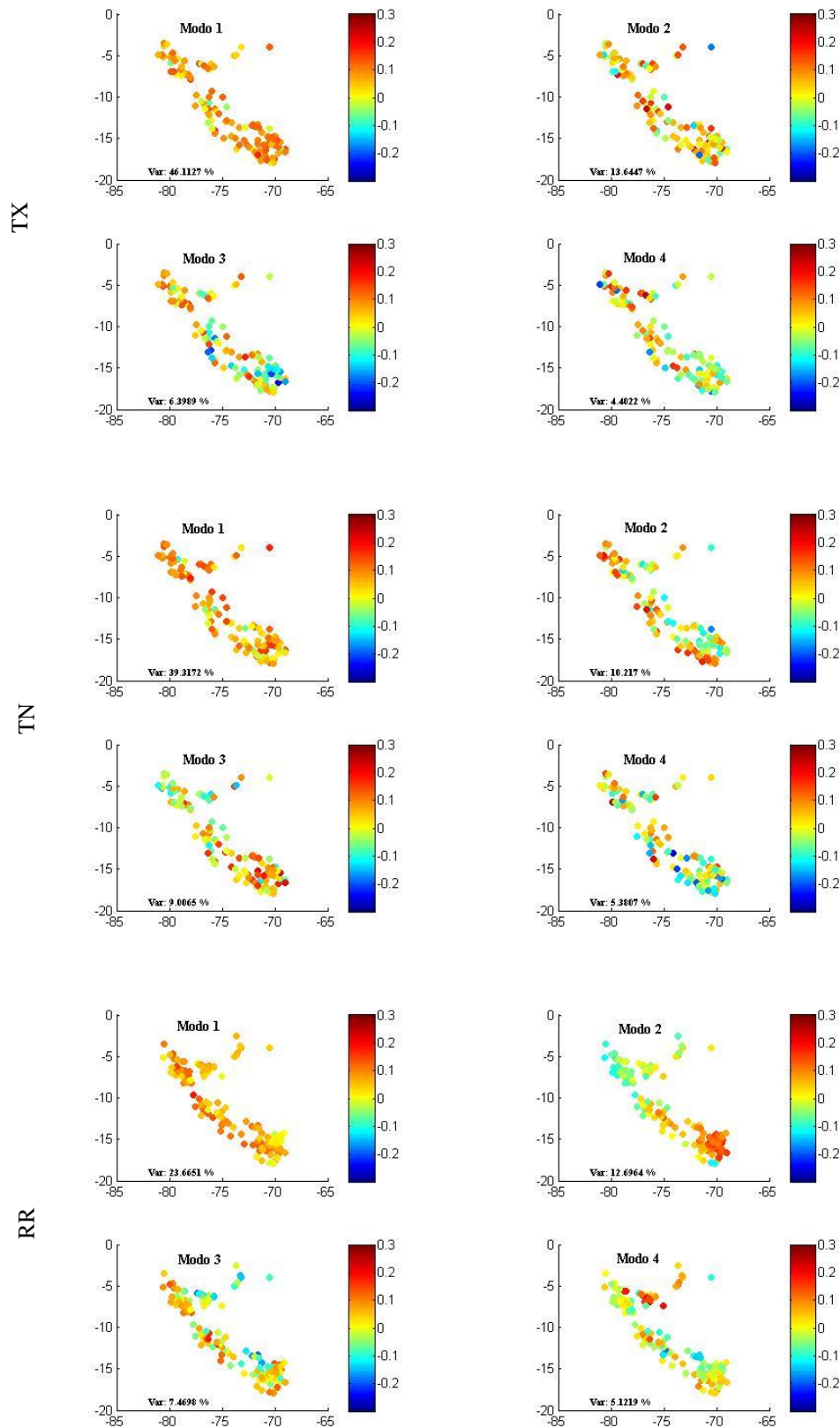


Figura 12: Regiones homogéneas de temperatura máxima (TX), temperatura mínima (TN) y precipitación (RR) en sus cuatro primeras EOFs para el área de Perú.

4.1.2 ANÁLISIS DE DATOS CLIMÁTICOS

La temperatura y precipitación multianual de verano (DEF) en el período de línea base climática 1971-2000 y su variación en la última década 2001-2010, fueron calculadas para las regiones de Costa, Andes y Selva de Perú en el Cuadro 3. Donde la temperatura máxima promedio para la Costa es de 29.2 °C, la mínima de 18.4°C y la precipitación de 68.6 mm. En los Andes, la temperatura máxima promedio es de 18.4 °C, la mínima de 6.7 °C y la precipitación de 328 mm. En la Selva, la temperatura máxima promedio es de 30.8 °C, la mínima de 20.4 °C y la precipitación de 457.5 mm.

En la Figura 13, el diagrama de cajas muestra la mayor variabilidad de la temperatura máxima en el período lluvias (DEF) en los Andes en relación a la Costa y Selva, con una distribución casi homogénea, sin datos discordantes (outliers). En relación a la temperatura mínima, la mayor variabilidad es presentada en la Selva con una distribución asimétrica hacia la derecha y sin datos discordantes con respecto a la Costa y Andes.

En cuanto a la precipitación, la mayor variabilidad es presentada en los Andes con una distribución casi simétrica y homogénea, seguida de la Selva con una distribución no homogénea ligeramente asimétrica hacia la derecha.

La variabilidad estacional promedio de verano de TX, TN y RR es importante, pero más aún son los valores extremos (outliers) que forman parte de la variabilidad natural del clima de la Costa y Andes (Figura 13), principalmente cuando ocurren los eventos El Niño Oscilación del Sur (ENOS) de característica moderada a extraordinaria que causan efectos en la temperatura mínima y precipitación, y que ocasionan grandes daños en la economía y la sociedad peruana.

Cuadro 3: Temperatura promedio multianual y precipitación totalizada de verano DEF en Perú (línea base climática 1971-2000 y en la década 2001-2010).

Variable	Regiones	Línea base 1971-2000	Década 2001-2010	Anomalía 2001-2010
Temperatura máxima (TX)	Costa	29.2 °C	29.5 °C	+ 0.3 °C
	Andes	18.4 °C	18.7 °C	+ 0.3 °C
	Selva	30.8 °C	30.8 °C	0.0 °C
	País	26.1 °C	26.3 °C	+ 0.2 °C
Temperatura mínima (TN)	Costa	18.4 °C	18.7 °C	+ 0.3 °C
	Andes	6.7 °C	7.2 °C	+ 0.5 °C
	Selva	20.4 °C	21.2 °C	+ 0.8 °C
	País	15.2 °C	15.7 °C	+ 0.5 °C
Precipitación (RR)	Costa	68.6 mm	72.6 mm	+ 4.00 mm
	Andes	328.0 mm	344.3 mm	+ 16.3 mm
	Selva	457.5 mm	486.9 mm	+ 29.4 mm
	País	284.7 mm	301.3 mm	+ 16.6 mm

Fuente: “Elaboración propia”

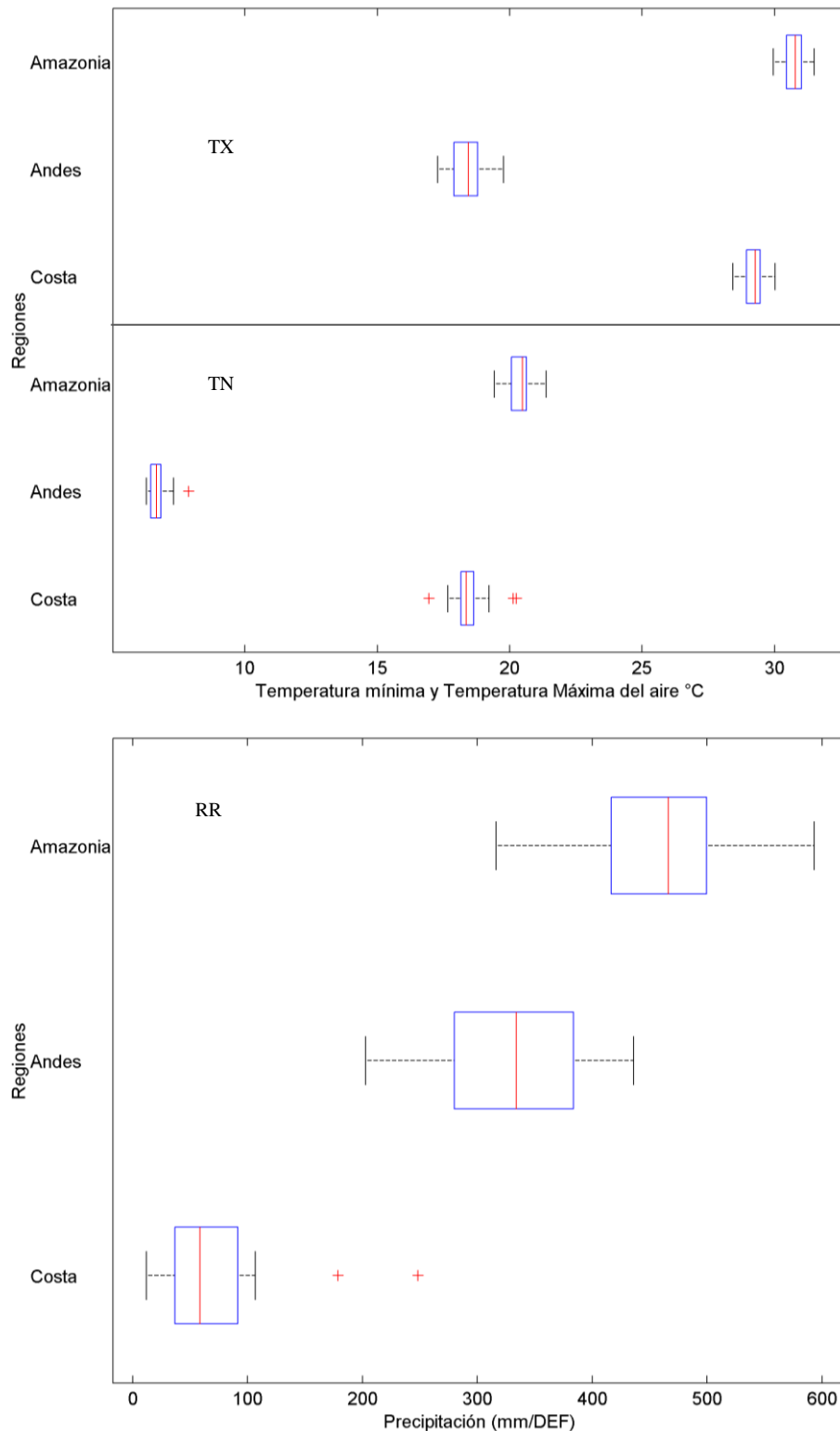


Figura 13: Diagrama de caja de la temperatura máxima y mínima del aire y precipitación multianual de verano austral DEF 1971-2000 (línea base climática), para las regiones de Costa, Andes y Selva de Perú. La zona izquierda, media y derecha de la caja representa el cuartíl correspondiente 25, 50, 75 de la serie climática, y los símbolos fuera de la caja son los valores extremos y son denotados de color rojo.

4.1.3 TENDENCIAS RECIENTES DE TEMPERATURA, PRECIPITACIÓN Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA

La estación de verano austral (DEF) climáticamente coincide con el período de temperaturas máxima más bajas y temperaturas mínimas más altas del ciclo anual asociado a la predominante nubosidad en esta temporada del año que corresponde al período de mayores lluvias en las regiones Andina y Selva de Perú. En contraste, la Costa presenta temperaturas altas y precipitaciones escasas producto del paso de humedad restante desde los Andes y/o por la confluencia de masas de aire de diferentes características provenientes del océano pacífico de condiciones húmedas y cálidas –que van ascendiendo orográficamente y provocando convección forzada– con masas de aire húmedo y frío provenientes del lado este de la cordillera provocando lluvias esporádicas ligeras y de gotas gruesas.

La variación temporal de la temperatura y precipitación multianual de verano en los últimos cuarenta y dos años (1971-2010) en las regiones de interés, es mostrada en la Figura 14 a, a diferencia de la temperatura máxima y mínima del aire, la precipitación presenta una mayor variabilidad interanual. No obstante, la variabilidad de largo plazo es más dominante en las series de temperaturas.

Los eventos extraordinarios de El Niño 1982/1983 y 1997/1998 (La Niña 1999/2001) modularon la variabilidad temporal de la temperatura máxima en las tres regiones de Perú ocasionando un aumento (disminución) de la temperatura. La temperatura mínima fue modulada mayormente por el último evento fuerte El Niño (La Niña) con fuerte aumento (disminución) principalmente en la región costera. En tanto, la precipitación durante estos eventos tuvo dos efectos diferentes; disminución en los Andes y Selva en 1982/1983, y aumento durante El Niño 1997/98 y La Niña 1999/2001. En tanto, en la Costa los eventos fuertes de El Niño en los años 1983 y 1998 afectaron con incrementos sustanciales la precipitación; mostrada en la Figura 14 a y es explicada por el principal y primer modo de variabilidad de la componente principal en la Figura 14 b, el cual se relaciona con la variabilidad de la TSM en el pacífico central principalmente durante los ENOS extraordinarios, Figura 22.

Un quiebre en la serie histórica de la temperatura máxima en las tres regiones de Perú se aprecia en el año 1977, con valores predominantemente por debajo de la línea de base climática antes de 1976 y por encima después de 1976. Este comportamiento también es observado en la serie de temperatura mínima de la Costa y Selva y son consistentes con el llamado salto (“shift”) climático que se ha observado en diferentes partes del mundo y en diferentes variables climáticas, más no hay una señal clara en la serie de temperatura mínima en los Andes. El salto de mediados de los 70 es coherente con el salto climático detectado a nivel mundial en diferentes variables; y que según Jacques, M., (2009) es debido a la mayor incidencia del ENOS con la mayor frecuencia relativa de eventos cálidos después de mediados de los 70 y que correspondería a una respuesta acoplada del sistema climático.

En tanto, dos quiebres importantes en la serie histórica de precipitación se observó antes de 1977 con precipitaciones mayores a la línea base climática y después de 1977 con valores predominantemente por debajo de la línea de base climática; el segundo quiebre fue detectado después de 1992 que dieron lugar a la tendencia de aumento de la precipitación con la predominancia de períodos húmedos principalmente en los Andes y Selva.

Es importante resaltar que la variabilidad interanual de la precipitación es mayor a la variabilidad de las temperaturas, Figura 14 a, en las tres regiones analizadas y son explicadas a través de la variabilidad de sus primeras CPs en la Figura 14 b.

Las tendencias correspondientes de las tres variables (TX, TN y RR) en las regiones analizadas son mostradas en la Figura 14 a y cuadro 5.

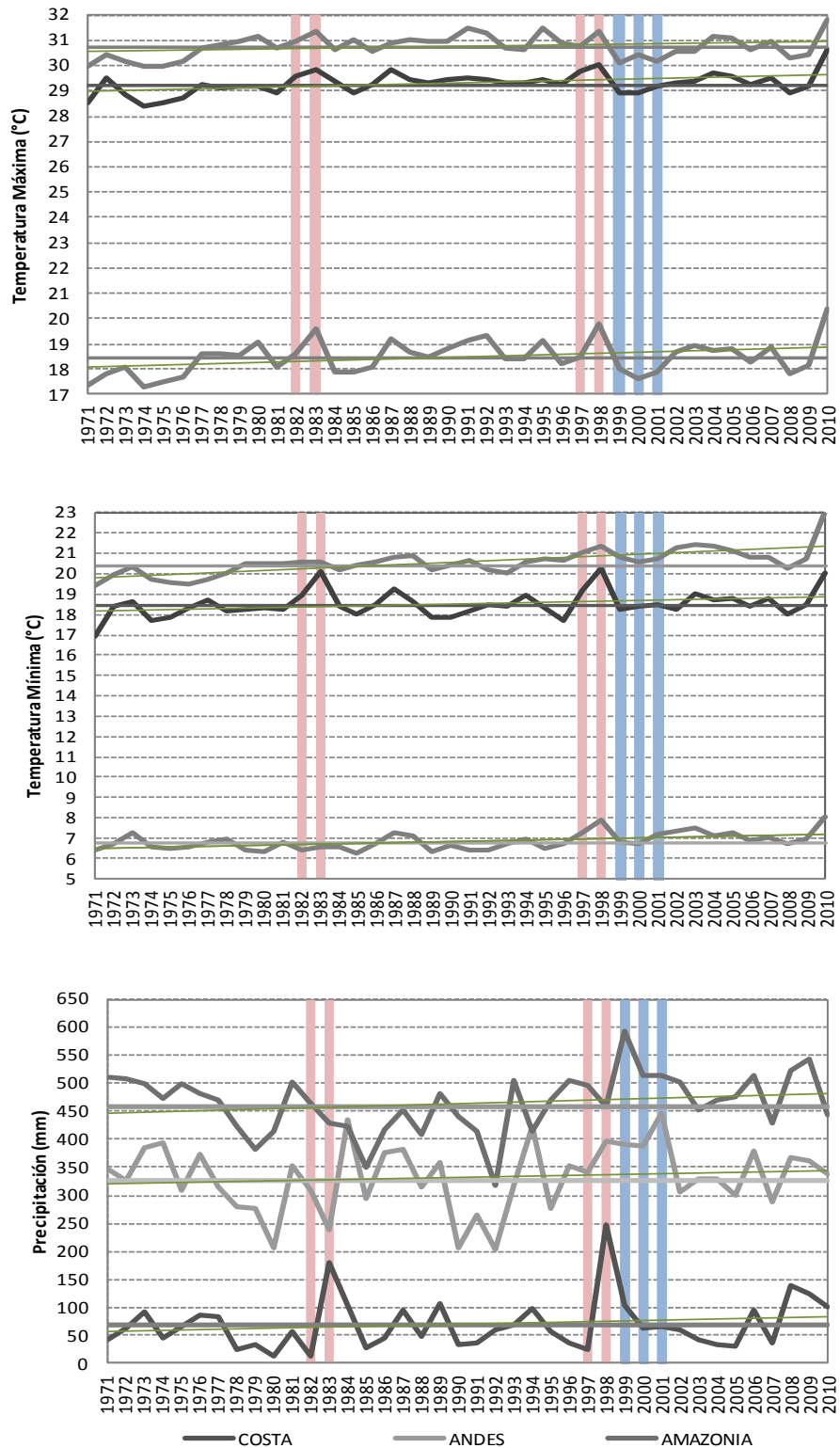


Figura 14 a: Variabilidad de la temperatura máxima y mínima, precipitación promedio multianual DEF 1971-2010, en la Costa, Andes y Selva. La línea horizontal continua de color plomo representa la línea base 1971-2000. Las barras rosadas (celestes) indica eventos extraordinarios El Niño 1997-98 (La Niña 1999-2001) y la línea verde representa la tendencia lineal de las series.

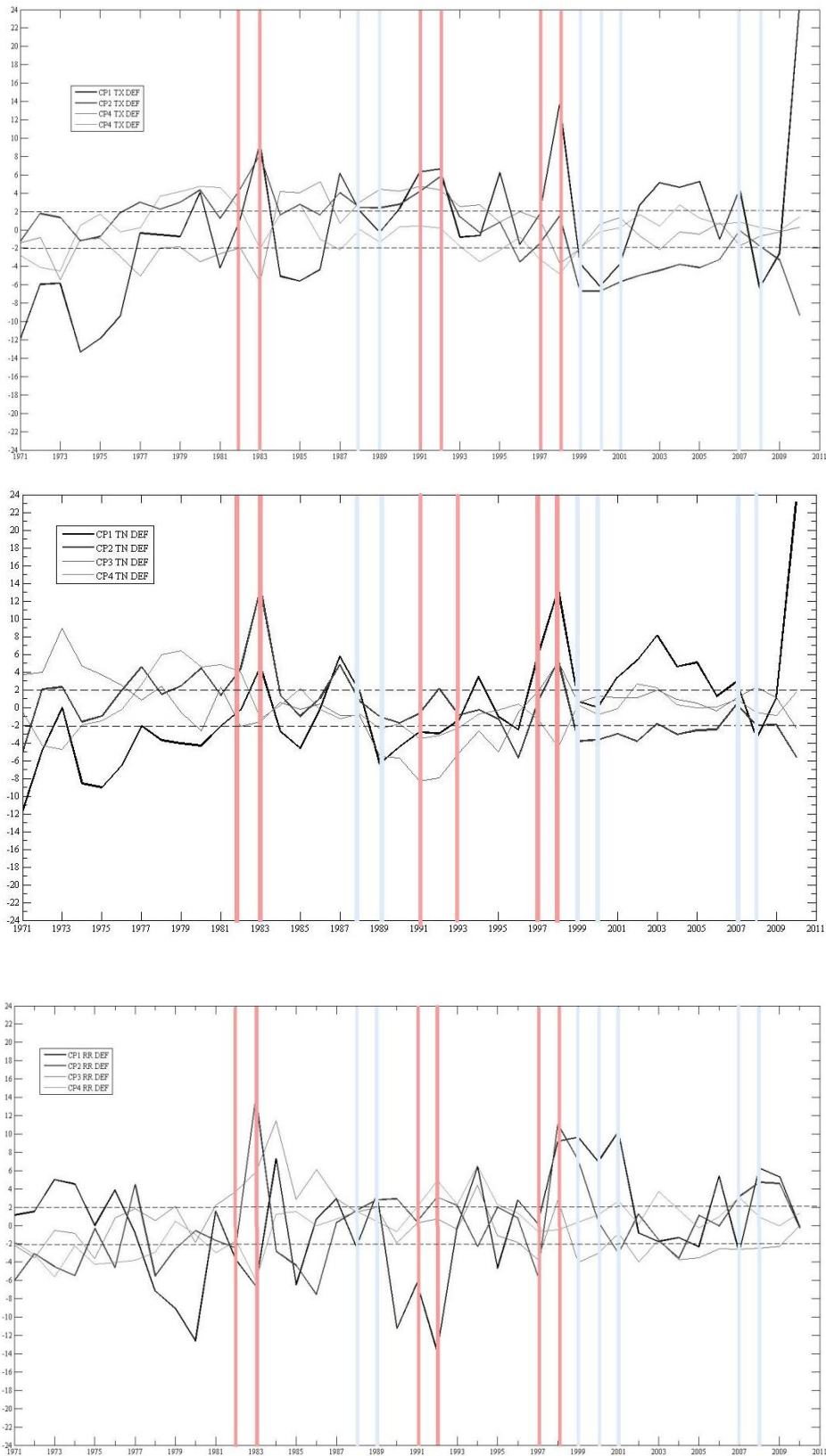


Figura 14 b: Variabilidad de la temperatura máxima y mínima, precipitación en Perú 1971-2010 explicado a través de las primeras Componentes Principales. Las barras rosadas (celestes) indica eventos El Niño (La Niña) en sus diferentes categorías.

La señal espacial de la tendencia de las series de temperatura máxima, mínima y precipitación en el periodo de verano 1971-2010 correspondiente a las estaciones distribuidas en el área geográfica de Perú es analizada.

La distribución espacial **de la tendencia de temperatura máxima** muestra la predominancia de señales positivas estadísticamente significativas al nivel de 0.05 sobre gran parte de Perú, principalmente en los sectores norte y sur; donde se observan fuertes aumentos de 0.5 - 1.5 °C/década, Figura 15. Este comportamiento de aumento en la temperatura máxima en el período 1971-2010 esta modulada por los fuertes ENOS acontecidos en 1982/83 y 1997/98 (Figuras 14 a y b) y los calentamientos superficiales anómalos que se hicieron más frecuentes e intensos en el pacífico tropical en las tres últimas décadas. La señal de calentamiento y aumento de la estratificación térmica en el pacífico fue de escala global según Gutiérrez, D. et al. 2011, lo que explicaría entre otras causas el calentamiento de la atmósfera sobre el océano y adyacente a él con efectos en el aumento las temperaturas máximas en gran parte de las localidades de la Costa, Andes y Selva de Perú, dirección que guarda consistencia con el calentamiento observado a nivel mundial sustancialmente en las tres últimas décadas que fue catalogado como las más cálidas de todo el período industrial que empezó en 1850.

Los fenómenos océano-atmosféricos y la oscilación de largo plazo o señal de cambio climático de gran escala explicarían la influencia en la modulación de la tendencia de la temperatura máxima en gran parte de las localidades analizadas. No obstante, el sector central de Perú exhibe alta variabilidad espacial de la tendencia con aumentos de la temperatura máxima de 0.1 - 1.0 °C/década en la zona noreste y disminución significativa de 0.1 - 1.5 °C/década en la zona oeste.

En algunas localidades muy puntuales de Perú son identificadas tendencias de disminución de la temperatura máxima de 0.1 - 1.5 °C/década, que aparentemente tendrían una mayor influencia de los efectos locales como la forma de relieve, cercanía a fuentes de agua, lagos, lagunas, línea costera y orientación de la posición de la estación meteorológica, entre otros.

A escala regional, se identifica un claro aumento significativo de la temperatura máxima promedio en los Andes de 0.19 °C/década en 29 estaciones analizadas de un total

de 71, Cuadro 5. Esta dirección de comportamiento concuerda con lo encontrado por Lavado et al. (2012) siendo de 0.15 °C/década en el periodo de 1965-2007 en número menor de estaciones (17 de un total de 37 evaluadas).

En la Costa la tendencia de aumento promedio es de 0.15 °C/década en 13 estaciones meteorológicas convencionales con significancia estadística de un total de 29 evaluadas. En la Selva el aumento en promedio de la temperatura máxima es de 0.11°C/década en 7 estaciones con significancia estadística de un total de 17 evaluadas, siendo lo encontrado por Lavado et al. (2012) de 0.02 °C/década en 2 estaciones de un total de 11.

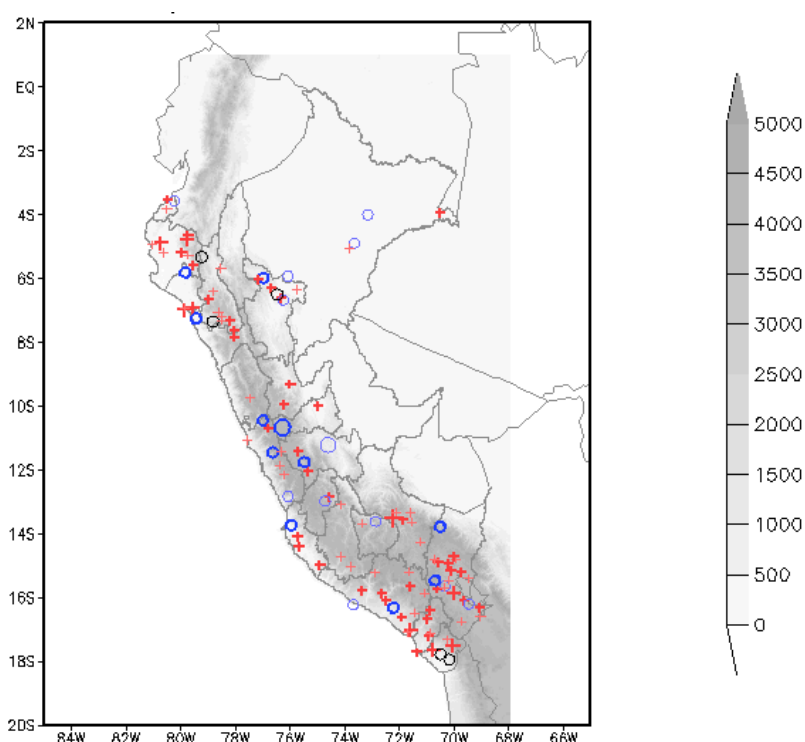


Figura 15: Distribución espacial de la señal de la Tendencia lineal de la temperatura máxima promedio de verano en °C/década, período 1971-2010. Las tendencias y el nivel de significancia estadística son estimados con el método de Sen y Mann Kendall, respectivamente, y son presentados al 0.05. El símbolo + (+) indica que existe tendencia positiva o de aumento estadísticamente significativo (no significativo), y el símbolo ○ (○) indica que existe tendencia negativa o de disminución estadísticamente significativo (no significativo). El símbolo ○ indica que no hay tendencia. El tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del rango de tendencia y es expresado en los intervalos:]0.1 , 0.5];]0.5 , 1.0];]1.0 ,1.5] y [-0.5 , 0.1]; [-1.0 , -0.5]; [-1.5 , -1.0].

En la Figura 16, se observa la variación de la tendencia de la temperatura máxima con la altitud, desde estaciones meteorológicas ubicadas a nivel del mar hasta altitudes de 4600 m, donde en general, existe fuerte dependencia de la tendencia de aumento de la temperatura máxima con la altitud respecto a la tendencia de disminución. Siendo marcado y significativo la tendencia de aumento desde el nivel del mar hasta los 1000 m de altitud (estaciones ubicadas en la Costa y Selva), donde las tendencias son de 0.2 - 0.8 °C/década.

Por encima de esta altitud (estaciones ubicadas en los Andes), el aumento es de 0.2 - 0.6 °C/década, aunque no se cuenta con registros de estaciones altoandinas ubicadas por encima de 4600 m, en parte explicaría –entre otras causas–, los cambios en el régimen de precipitación, humedad y nubosidad, el retroceso visible, acelerado y la desaparición de algunos glaciares y nevados andinos próximos a esta altitud, principalmente en las dos últimas décadas del período 1971-2010.

Mientras, una tendencia de disminución significativa de la temperatura máxima muy localizada de 0.2 - 0.8 °C/década es observada en diferentes altitudes, además de tendencias nulas, que podrían estar asociados con aspectos locales como la forma de relieve, compleja ubicación y orientación de la estación meteorológica y/o a otras oscilaciones diferentes a la señal de largo plazo de cambio climático.

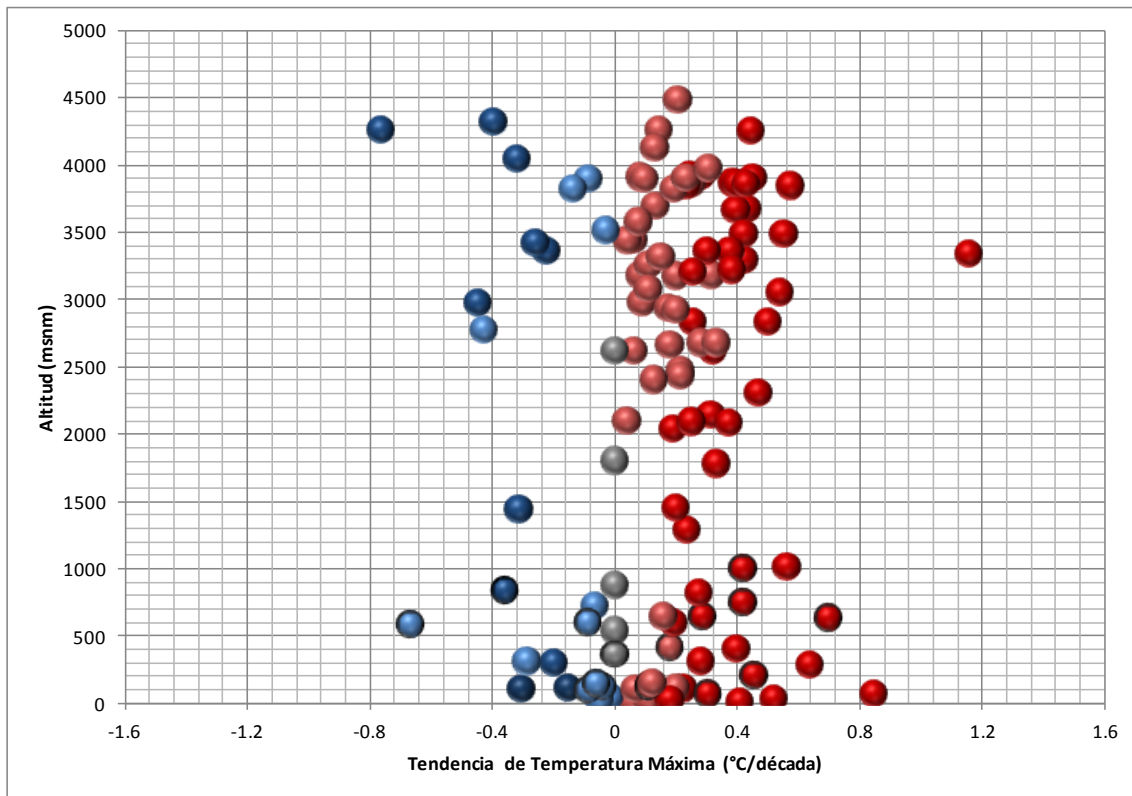


Figura 16: Distribución altitudinal de la Tendencia lineal de temperatura máxima promedio de verano 1971-2010 ($^{\circ}\text{C}/\text{década}$). Los símbolos de color rojo (azul) indican tendencia positiva o de aumento (negativa o de disminución) no significativa, y los de color rojo y azul oscuro están asociados a un nivel de significancia estadística de 0.05, con borde color gris indican estaciones de Selva, el resto según la altitud corresponde a estaciones de Costa y Andes; el símbolo de color gris indica tendencias nulas.

En cuanto a **la señal espacial de tendencia de la temperatura mínima del aire promedio de verano 1971-2010**, muestra una marcada regionalización.

En el sector norte, las temperaturas mínimas al igual que la temperatura máxima tienden hacia el aumento a razón de 0.1 a 0.5 $^{\circ}\text{C}/\text{década}$.

En el sector central, las temperaturas mínimas muestran variabilidad espacial, aumentos significativos 0.1 a 1.0 $^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en la vertiente oriental de la cordillera y disminución significativa en la vertiente occidental a razón de 0.1 a 0.5 $^{\circ}\text{C}/\text{década}$.

En el sector sur del país, la tendencia es de aumento significativo de la temperatura mínima en el período 1971-2010, a razón de 0.1 - 1.0 °C/década principalmente en la vertiente oriental de los Andes, lo cual es coherente y consistente con el comportamiento de los últimos años más cálidos a nivel mundial. Mientras que el análisis para un período diferente 1965-2006 y para un número menor de estaciones realizadas por SENAMHI, 2009, muestra disminución; por tanto la tendencia también está influenciada por la longitud de la serie climática y las oscilaciones contenidas en ellas. En el sector sur costero la tendencia es de aumento significativo de 0.1 - 0.5 °C/década y en localidades puntuales ubicadas en el sector sur andino occidental la tendencia es de disminución significativa de 0.1 a 1.0 °C/década.

En localidades muy puntuales de Perú se evidencia tendencias nulas o señales no claras de la temperatura mínima en un número mayor de localidades en relación a la distribución espacial de las tendencias de temperatura máxima y de precipitación, que podrían estar asociadas a oscilaciones océano-atmosféricas de muy largo plazo o la transición hacia una tendencia de aumento o disminución, el cual amerita un mayor estudio.

Respecto al comportamiento promedio por regiones de Perú, la señal de tendencia de la temperatura mínima de verano, es de aumento significativo en la Selva de 0.36 °C/década en 12 estaciones de un total de 17 evaluadas, seguida de la Costa 0.15 °C/década en 12 estaciones de un total de 30 y los Andes de 0.14 °C/década en 30 estaciones de un total de 71 evaluadas, Cuadro 5. La dirección de aumento significativo de la tendencia en la Selva concuerda con lo encontrado por Lavado et al. (2012), aunque considera un número menor de estaciones evaluadas (4 de un total de 11) y otro período de la serie climática (1965 – 2007).

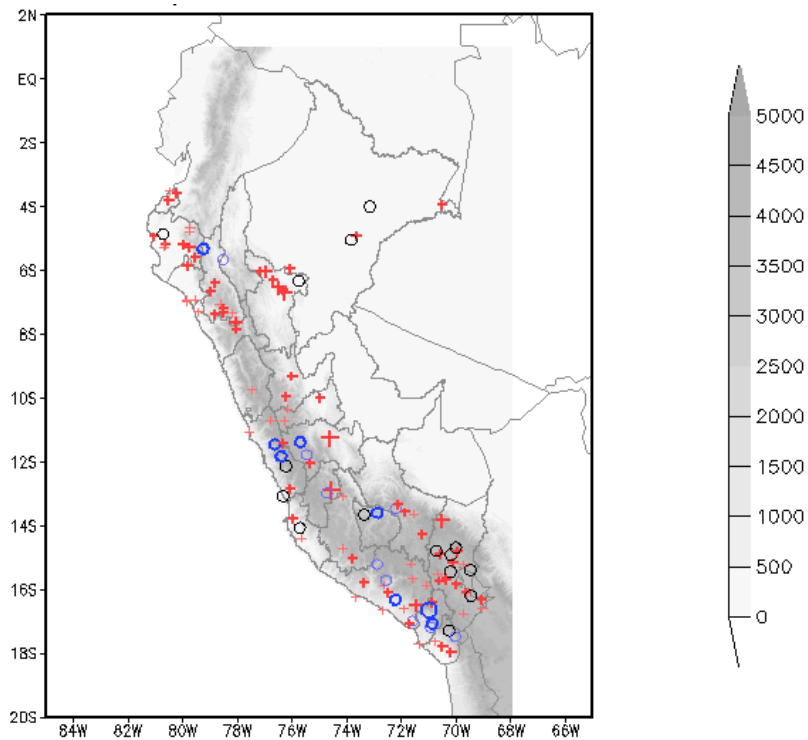


Figura 17: Distribución espacial de la señal de la Tendencia lineal de la temperatura mínima promedio de verano período 1971-2010 en °C/década. Las tendencias y el nivel de significancia estadística son estimados por el método de Sen y Mann Kendall, respectivamente; y son presentados al 0.05. El símbolo + (+) indica que existe tendencia positiva o de aumento estadísticamente significativo (no significativo) y el símbolo ○ (○) indica que existe tendencia negativa o de disminución estadísticamente significativa (no significativa). El símbolo ○ indica que no hay tendencia. El tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del rango de tendencia expresado en °C/década en los intervalos:]0.1 , 0.5];]0.5 , 1.0];]1.0 ,1.5] y [-0.5 , 0.1]; [-1.0 , -0.5]; [-1.5 , -1.0[.

En la Figura 18, se observa en general, la predominancia de tendencias de aumento significativo de la temperatura mínima con la altitud. Es decir, existe una mayor dependencia de la tendencia de aumento de la temperatura mínima con la altitud respecto a su tendencia de disminución, principalmente en localidades ubicadas a nivel del mar hasta los 4600 m. Sin embargo, comparado con el rango de tendencia de mayor variabilidad vertical de la temperatura máxima (-0.4 a +0.7 °C/década) es mayor con aumentos y disminuciones significativas en el rango de -0.4 a +1.1 °C/década.

En estaciones ubicadas en bajas altitudes, principalmente las de Selva, se registra el aumento más significativo de la temperatura mínima con tendencias de 0.2 - 1.1 °C/década. En los Andes por encima de los 3500 m, donde ocurren las heladas meteorológicas (temperatura mínima por debajo de 0 °C), predomina una tendencia de aumento de 0.2 - 0.5 °C/década, que estaría afectando la frecuencia e intensidad de heladas con tendencia hacia su disminución, lo cual es consistente con el comportamiento de aumento de la tendencia de la temperatura mínima en gran parte de localidades de interés.

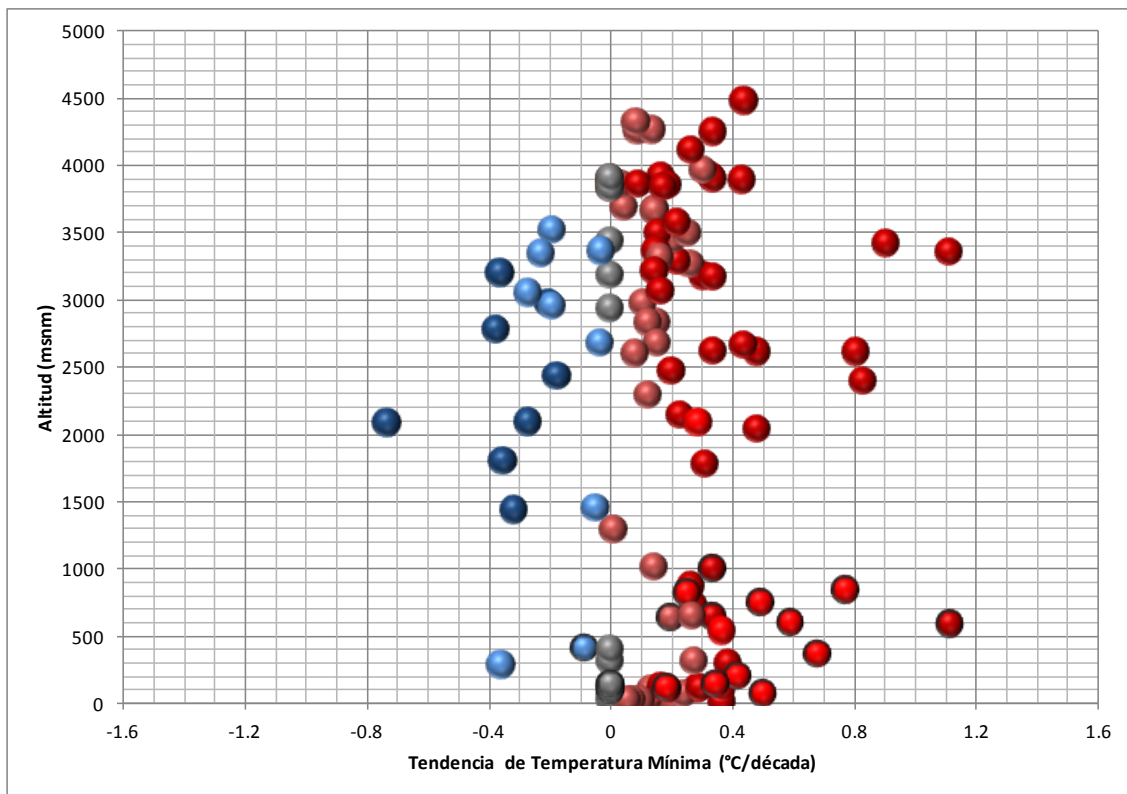


Figura 18: Distribución altitudinal de la Tendencia lineal de la temperatura mínima promedio de verano 1971-2010 (°C/década). Los símbolos de color rojo (azul) indican que existe tendencia positiva o de aumento (negativa o de disminución), los de color rojo y azul oscuro están asociados a un nivel de significancia estadística de 0.05, con borde color gris indican estaciones de Selva, el resto según la altitud indica estaciones de Costa y Andes; el símbolo de color gris indica tendencias nulas.

En general, la tendencia de aumento altitudinal de la temperatura mínima y máxima del aire en los andes hasta los 4,600 msnm podría estar extendiéndose hasta regiones de alta montaña, aunque se carece de estaciones y registros por encima de esta altitud, estarían contribuyendo, entre otras causas, con el retroceso acelerado y desaparición de los

glaciares y nevados andinos en las últimas décadas en el país, principalmente con aquellos próximos a la altitud de 4 600 msnm, el cual amerita un estudio más profundo.

En localidades puntuales se presenta tendencias de disminución de la temperatura mínima con alta variabilidad vertical no congruente con el comportamiento regional de aumento, aparentemente asociado a una mayor influencia local o a los efectos de la pequeña escala como el de relieve o modulada por oscilaciones de muy largo plazo que no han sido evaluados en este estudio.

Respecto a **la señal espacial de tendencia de la precipitación total de verano** muestra un marcado incremento en general, principalmente en el sector noroeste de Perú a razón de 2 a 25%, Figura 19. En tanto, tendencias de incremento y de reducción significativa y no significativa del orden de 25 a 50% son observadas en parte del sector central.

En el sector sur del territorio en general se identifica una tendencia de incremento de la precipitación. En tanto, en el extremo sur, el Altiplano muestra una tendencia de reducción significativa de 2 - 50%. Este comportamiento de reducción concuerda con lo encontrado por Vuille et al. (2003a) siendo de 0.5 a 2.5 mm/año, aunque evaluado en otro período de la serie climática 1950-1994 y en 42 estaciones ubicadas en los Andes de Perú y Bolivia.

La señal de tendencia de la precipitación por regiones naturales de Perú, en los Andes y Selva no es del todo clara debido a que el porcentaje discernible del número de estaciones evaluadas con tendencia significativa no superan estrictamente el 15 %.

En los Andes 15 (10) localidades indican incrementos (reducciones) significativos de un total de 104 estaciones evaluadas.

En la Selva 3 (1) estaciones indican incremento (reducción) significativo de un total de 33 estaciones evaluadas, Cuadro 5. La variabilidad de la precipitación en la Selva, según Fu et al. 2001 y Marengo, J. 2004, es respuesta de la fuerte interacción biósfera-atmósfera y de la fuerte dependencia con la TSM de los océanos Pacífico y Atlántico en las escalas estacional, interanual y decadal, que estarían modulando su comportamiento en mayor medida.

En contraste, en la Costa la tendencia de precipitación en la estación de verano austral es nula indicada por 3 estaciones de un total de 15 evaluadas superando el 15 % del número de estaciones discernibles, dado que es la época de escasas a nulas precipitaciones.

Las tendencias recientes de la precipitación en los Andes y Selva en este estudio concuerda en parte con lo encontrado por Lavado et al. (2012) aunque considera un número menor de estaciones evaluadas, otro periodo de la serie climática y un porcentaje discernible de solo 10 % de estaciones, señala para los Andes un comportamiento de incremento (reducción) significativo en 2 (2) estaciones de 44 evaluadas, y en la Selva 1 (1) estación muestra incremento (reducción) significativo de un total de 13 estaciones evaluadas.

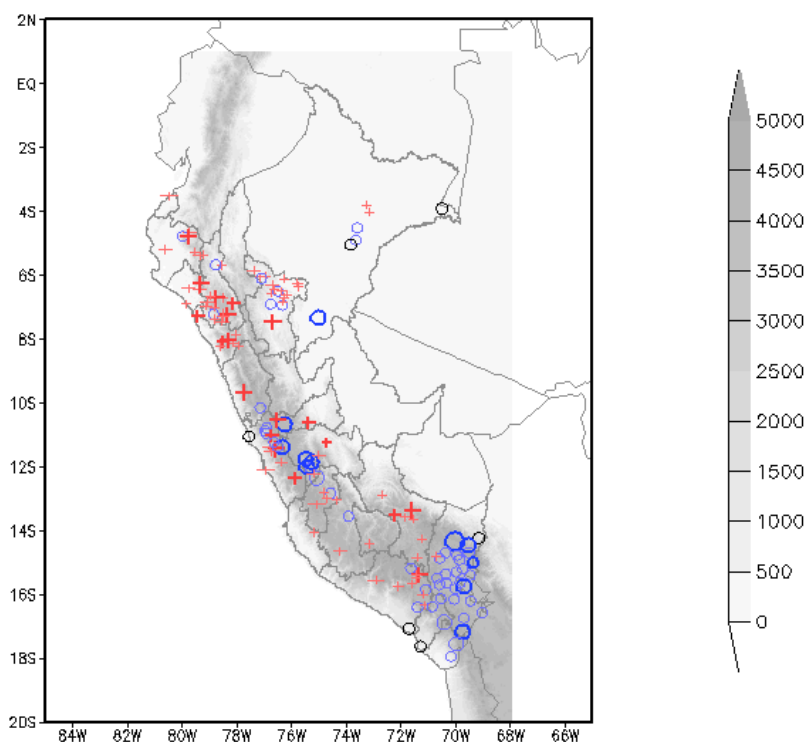


Figura 19: Distribución espacial de la señal de la Tendencia lineal de la precipitación promedio de verano para el período 1971-2010. Las tendencias y el nivel de significancia estadística son estimados por el método de Sen y Mann Kendall, respectivamente; y son presentados al 0.05. El símbolo + (+) indica tendencia positiva o de aumento significativo (no significativo) y el símbolo ○ (○) indica tendencia negativa o reducción significativa (no significativa). El símbolo ○ indica que no hay tendencia. El tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del rango de tendencia expresado en % en los intervalos:]0, 25];] 25, 50];] 50, 100] y [-25, 0[; [-50, -25[; [-100, -50[.

En la Figura 20, se observa la alta variabilidad vertical de la tendencia de la precipitación, si bien predominan aumentos estos no son en su mayoría significativos estadísticamente. En localidades puntuales entre los 2500 - 4200 m donde las precipitaciones son mayormente de tipo orográficas, es identificada una tendencia de incremento significativo de 30 - 80 % y entre los 3300 - 4500 m una tendencia de reducción significativa de 20 - 65 %.

En las estaciones ubicadas desde el nivel del mar hasta 1000 m, principalmente en estaciones de Selva predominan los aumentos no significativos.

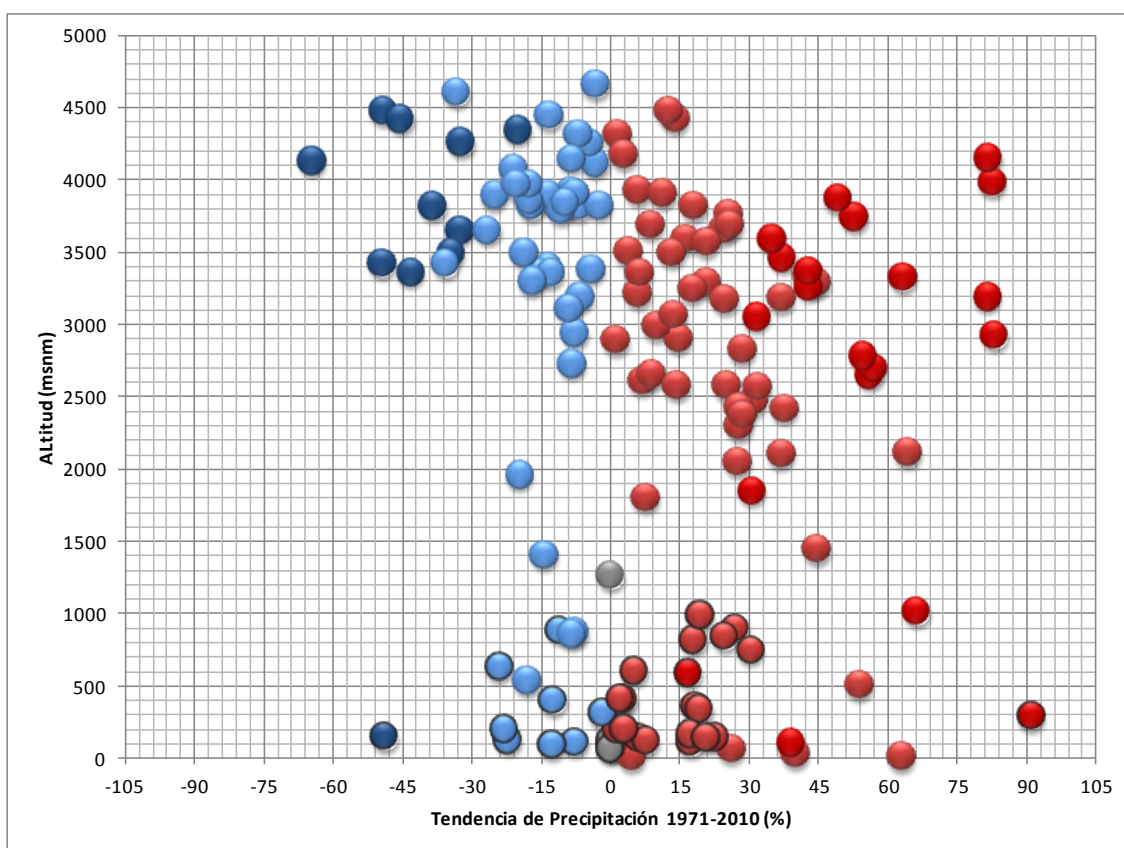


Figura 20: Distribución altitudinal de la Tendencia lineal de la precipitación totalizada de verano 1971-2010 (%). Los símbolos de color rojo (azul) indican que existe tendencia positiva o de aumento (negativa o de disminución), en negrita están asociados a un nivel de significancia estadística de 0.05, con borde de color gris indican estaciones de Selva y el resto según la altitud indica estaciones de Costa y Andes. Los símbolos en color gris indican tendencias nulas.

Tomando como base el análisis espacial y la variación altitudinal de las tendencias de las series históricas de temperatura y precipitación para Perú, los resultados son sintetizados en el Cuadro 4.

La tendencia de la temperatura máxima (TX) de verano para Perú en el período de medición instrumental 1971-2010, indica en promedio un aumento a razón de 0.15 °C/década es decir 0.63°C en 42 años (con un porcentaje discernible de estaciones de 42 % con significancia estadística, de un total de 117 evaluadas) y el aumento de la temperatura mínima (TN) a razón de 0.22 °C/década es decir 0.88°C en las últimas cuatro décadas (con un porcentaje discernible de estaciones de 46% con significancia estadística de un total de 118 evaluadas). Esto se puede interpretar que en el verano austral, en general, las temperaturas nocturnas (TN) en Perú vienen incrementándose más rápidamente que las temperaturas diurnas (TX). Por tanto, se infiere que la tendencia del rango diurno de temperatura (diferencia entre TX y TN) estaría mostrando disminución o pendiente negativa.

La tendencia de la precipitación (RR) de verano 1971-2010 en Perú indica un incremento promedio de 12 % con un porcentaje discernible de 14 % de estaciones con tendencia significativa de un total de 153 estaciones evaluadas, este incremento observado cae dentro del umbral de la variabilidad normal actual, siendo de ± 15 % (Información experimental). Esta tendencia está modulada entre otras causas por la característica orográfica que hace compleja su distribución tanto en el espacio, cantidad y concentración temporal, además de los eventos El Niño Oscilación del Sur en sus fases negativas y cálidas.

Cuadro 4: Tendencia lineal de la temperatura y precipitación de verano periodo 1971-2010.

Variable	Regiones	Tendencia	Número de estaciones	Número de estaciones con tendencia (%)		
				Señal de Tendencia	Número de estaciones con tendencia	Con Significancia ($\alpha = 0.05$)
TX °C/década	Costa	0.15 °C/década	29	Positiva	19 (65%)	13 (45%)
				Negativa	8 (28%)	4 (14%)
				Sin tendencia	2 (7%)	2(7%)
	Andes	0.19 °C/década	71	Positiva	59 (83%)	29(41%)
				Negativa	10(14%)	6(8%)
				Sin tendencia	2(3%)	2(3%)
	Selva	0.11 °C °C/década	17	Positiva	10(59%)	7(41%)
				Negativa	6(35%)	1(6%)
				Sin tendencia	1(6%)	1(6%)
	Perú	0.15 °C/década	117	Positiva	88(75%)	49(42%)
				Negativa	24(21%)	11(9%)
				Sin tendencia	5(4%)	5(4%)
TN °C /década	Costa	0.15 °C/década	30	Positiva	24(80%)	12(40%)
				Negativa	3(10%)	1(3%)
				Sin tendencia	3(10%)	3(10%)
	Andes	0.14 mm/década	71	Positiva	49(69%)	30(42%)
				Negativa	13(18%)	7(10%)
				Sin tendencia	9(13%)	9(13%)
	Selva	0.36 °C/década	17	Positiva	13(76%)	12(71%)
				Negativa	1(17%)	0(0%)
				Sin tendencia	3(18%)	3(18%)
	Perú	0.22 °C/década	118	Positiva	86(73%)	54(46%)
				Negativa	17(14%)	8(7%)
				Sin tendencia	15(13%)	15(13%)
RR %	Costa	19 %	15	Positiva	8(53%)	2(13%)
				Negativa	4(27%)	0(0%)
				Sin tendencia	3(20%)	3(20%)
	Andes	10 %	104	Positiva	59(57%)	15(14%)
				Negativa	45(43%)	10(10%)
				Sin tendencia	0(0%)	0(0%)
	Selva	7 %	33	Positiva	21(64%)	3(9%)
				Negativa	9(27%)	1(3%)
				Sin tendencia	3(9%)	3(9%)
	Perú	12 %	153	Positiva	89(58%)	21(14%)
				Negativa	58(38%)	11(7%)
				Sin tendencia	6(4%)	6(4%)

Tendencia obtenida con el método de Sen y nivel de significancia estadística asociada de 0.05% usando la prueba de Mann-Kendall. El porcentaje discernible de estaciones consideradas es mayor o igual al 15%. La tendencia de la temperatura media estimada es de 0.19 °C/década.

4.2. GENERACIÓN DE ESCENARIOS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN A ESCALA LOCAL PARA VERANO 2036-2065 RELATIVO AL PERÍODO 1971-2000

Los resultados de los procesos que comprende la generación de escenarios son analizados en 4.2.1 y 4.2.2.

4.2.1 REGIONALIZACIÓN ESTADÍSTICA CON ANÁLISIS MULTIVARIADO

La validación del predictor Temperatura Superficial del Mar (TSM) proveniente de los modelos globales del IPCC en su periodo de control y la intercomparación de su consistencia en su período futuro fue esencial y relevante, Cuadro 5.

La consistencia de las tendencias futuras de la TSM del escenario A2 de altas emisiones de GEI de los diferentes GCMs en las regiones El Niño 3 y 4, son evaluadas en el Cuadro 5. Todos los modelos globales y el ECHAM (MPIfM) muestran acuerdo en el aumento de la TSM en el período 2005 - 2050, en ambas regiones evaluadas, a razón de 0.0198 °C/año es decir de 0.9°C en 46 años.

Cuadro 5: Consistencia de la TSM de los diferentes GCMs del IPCC TAR para las regiones Niño 3 y Niño 4 en el período 2005-2050.

Modelos	TSM Niño 4			TSM Niño 3		
	Media (°C)	Desviación estándar (°C)	Tendencia por año (°C)	Media (°C)	Desviación Estándar (°C)	Tendencia por año (°C)
MPIfM A2	29.75	0.64	0.017	26.87	0.36	0.018
NCAR Csm A2	29.00	0.79	0.011	27.28	0.97	0.011
CCCma A2	29.25	0.54	0.019	27.23	0.40	0.022
CCSR/NIES A2	28.40	0.59	0.021	25.98	0.35	0.020
CSIRO A2	29.07	0.58	0.025	26.72	0.45	0.024
GFDL A2	29.98	1.00	0.026	27.62	0.48	0.024

Fuente: SENAMHI (2005a).

El predictor Espesor de la capa atmosférica 500-850hPa (Z5) y 200-500hPa (Z2) que está físicamente relacionado con la compresión (expansión) de la capa atmosférica debido

al enfriamiento (calentamiento) asociado a mayor (escasa) nubosidad es explicado cuantitativamente bien con valores bajos (altos) de Espesor por el modelo ECHAM (MPIfM) para el verano austral. En esta época del año climáticamente en los Andes y Selva (Costa) se presenta mayor (escasa) nubosidad y precipitación formando una fuerte (débil) barrera para la penetración de energía solar hacia la superficie durante el periodo diurno ocasionando que la temperatura máxima sea baja (alta) pero esta misma (escasa) nubosidad durante la noche absorbe (libera) la energía de la superficie, haciendo que las temperaturas mínimas sean menos frías (relativamente más frías). Teniendo como base este modelo conceptual, los espesores están físicamente relacionados con la variación de la temperatura (TX y TN) y precipitación (RR), siendo un predictor potencial para la regionalización estadística.

Los estadísticos asociados a las primeras cinco componentes principales retenidas del predictor TSM en el pacífico-atlántico tropical con dominio de grilla 30°S - 30°N, 150°W - 0° y las CPs de los campos de TX, TN, RR de dominio Perú, explican en promedio más del 50 % la varianza acumulada, siendo explicada en mayor porcentaje por las CPs de la TSM con 81.72 % y la TX con 78.35 %, seguida de la TN con 76.05 %, Cuadro 6. Mientras, las CPs de la RR es la que menos explica la varianza de los datos con 56.96 %. Con respecto al predictor Espesores Z2 y Z5, es el que mejor explica la varianza acumulada con el 99.44% y 92.67%, respecto al predictor TSM.

En promedio, la varianza explicada por la primera componente CP de los predictores TSM, Z5 y Z2 es mayor que la explicada por la primera componente de los predictandos TN, TX y RR. Esta primera CP de TSM, Z2 y Z5 explican cerca del 64 % la varianza, seguida de la TN con 45 %, TX 42 % y RR 24 %, Cuadro 7.

En la Figura 21 se muestra la varianza explicada para cada una de los CPs de la TSM (pacífico - atlántico tropical) y las CPs de TX, TN, RR por regiones de Perú (Costa, Andes y Selva). Existe una notable diferencia entre la varianza explicada de la primera CP y las cuatro siguientes de los campos analizados. Las primeras componentes representan la información con menor ruido, más representativa o aquella que es más importante y que explica mejor la mayor variabilidad de la TSM, TX, TN y RR.

Cuadro 6: Porcentaje de varianza retenida por regiones de las primeras cinco componentes principales (CP) de la matriz de TX, TN, RR y TSM.

Regiones		Varianza (%)					Varianza Acumulada
		CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	(%)
Costa	TX	36.77	17.87	9.45	6.30	5.61	76.01
	TSM	38.18	22.30	6.05	5.19	4.52	76.24
	Z2	90.89	8.02	0.75	0.16	0.09	99.92
	Z5	54.55	24.69	6.64	3.87	2.91	92.671
Andes	TX	51.54	10.73	7.93	4.23	2.97	77.40
	TSM	38.18	22.30	6.05	5.19	4.52	76.24
	Z2	94.55	4.87	0.40	0.09	0.05	99.97
	Z5	54.54	24.69	6.64	3.87	2.91	92.67
Selva	TX	38.68	22.73	9.70	5.61	4.91	81.64
	TSM	40.09	20.56	6.95	4.84	4.24	76.70
	Z2	93.46	3.82	1.27	0.47	0.41	99.44
	Z5	54.54	24.69	6.64	3.87	2.91	92.67
Perú	TX	42.33	17.11	9.03	5.38	4.50	78.35
	TSM	43.64	23.10	6.25	4.75	3.99	81.72
	Z2	93.46	3.82	1.27	0.47	0.42	99.44
	Z5	54.55	24.69	6.64	3.87	2.91	92.67
Costa	TN	51.89	15.05	6.38	3.86	3.36	80.54
	TSM	38.18	22.30	6.05	5.19	4.52	76.24
	Z2	87.56	10.40	1.27	0.35	0.21	99.78
	Z5	54.55	24.69	6.64	3.87	2.91	92.67
Andes	TN	30.97	10.40	9.63	6.82	6.08	63.91
	Z2	60.64	13.91	6.49	4.96	3.05	89.05
	Z5	58.28	22.59	8.00	3.69	2.37	94.94
Selva	TN	52.80	12.33	7.39	5.94	5.23	83.69
	TSM	60.64	13.91	6.49	4.96	3.05	89.05
	Z2	93.46	3.82	1.27	0.47	0.42	99.44
	Z5	54.54	24.69	6.64	3.87	2.91	92.67
Perú	TN	45.22	12.59	7.80	5.54	4.89	76.05
	TSM	63.94	13.35	4.61	3.54	2.66	88.25
	Z2	93.46	3.82	1.27	0.47	0.42	99.44
	Z5	54.55	24.69	6.64	3.87	2.91	92.67
Costa	RR	33.81	12.24	6.35	4.64	3.73	60.76
	TSM	38.18	22.30	6.05	5.19	4.52	76.24
	Z2	95.76	2.54	0.85	0.35	0.20	99.72
	Z5	85.33	6.88	4.32	1.49	0.6	98.60
Andes	RR	23.09	21.18	6.51	5.00	3.99	59.77
	TSM	38.18	22.30	6.05	5.19	4.52	76.24
	Z2	88.72	5.38	2.47	1.40	0.69	98.67
Selva	Z5	54.77	19.92	7.72	5.42	3.61	91.44
	RR	21.52	13.37	11.83	5.09	4.49	56.30
	TSM	48.73	17.26	6.08	5.08	4.92	82.06
	Z2	90.78	4.91	1.78	1.14	0.35	98.96
Perú	RR	23.83	13.83	8.73	5.91	4.67	56.96
	TSM	42.40	20.28	6.06	5.14	4.68	78.57
	Z2	97.04	2.28	0.49	0.09	0.38	99.94
	Z5	45.43	28.75	7.98	4.55	3.31	90.02

Los predictores X_i: Temperatura Superficial del Mar (TSM), espesor 200 -500 hPa (Z2) y espesor 500-850 hPa (Z5) fueron normalizados.

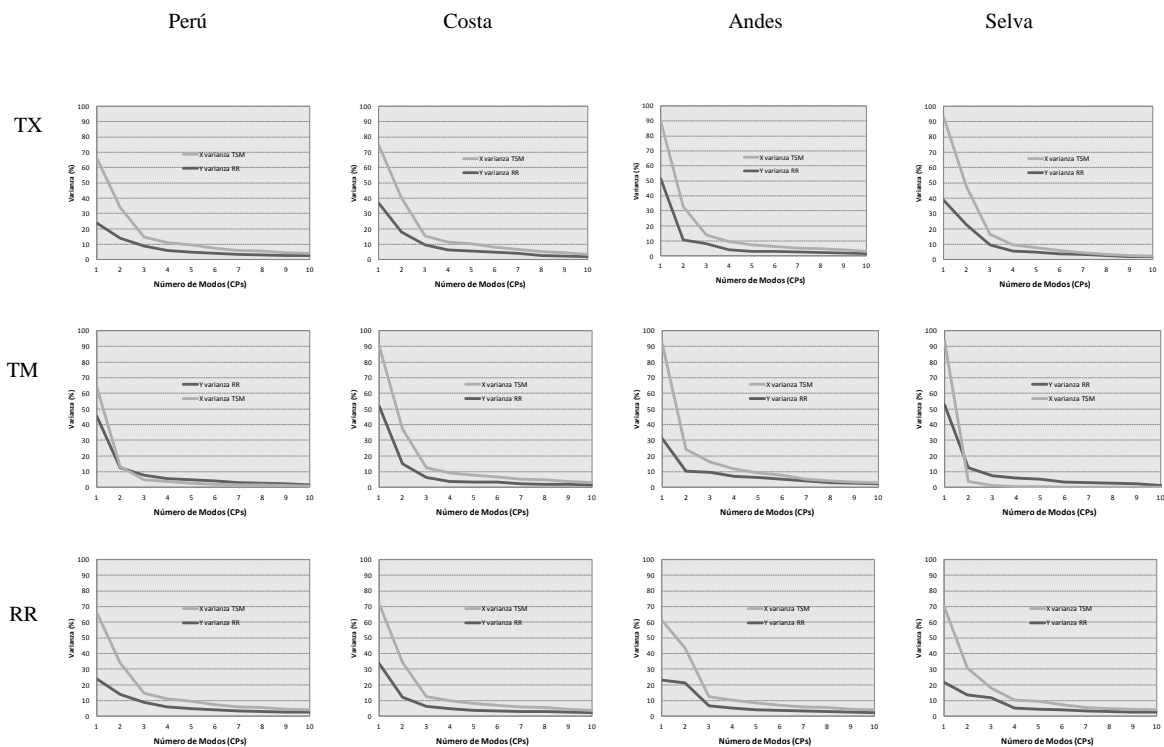


Figura 21: Porcentaje de varianza retenida de las cinco primeras componentes principales del predictor TSM y los campos TX, TN y RR.

En la Figura 22 se muestra la variación temporal de las cinco primeras CPs y la variación espacial de la EOFs del predictor TSM.

La EOF1 captura el patrón de El Niño en el pacífico tropical y explica cerca del 60 % la variabilidad de la TSM del verano austral del periodo 1971-2010; patrón similar fueron encontrados por Rasmusson y Carpenter en 1982, Montecinos, A. (1998), Takahashi, K. et al (2011), Ashok, K. et al. (2007), Bazo J. et al (2013), Lavado, W. et al (2014) para otros periodos de la serie histórica de la TSM y en la escala anual.

La EOF2 captura el patrón normal de la TSM en la región tropical y es explicada con el 14 % su variabilidad. Mientras, la EOF3 captura los patrones tripolares positivo-negativo-positivo en la zona oeste de la región tropical y la EOF4 los patrones negativo-positivo-negativo de la TSM en la zona este; ambas explicadas con el 6 y 5 %, respectivamente.

La EOF5 captura patrones bipolares (positivo-negativo) en el océano pacífico y atlántico tropical que explican con el 5 % la variabilidad de la TSM de verano.

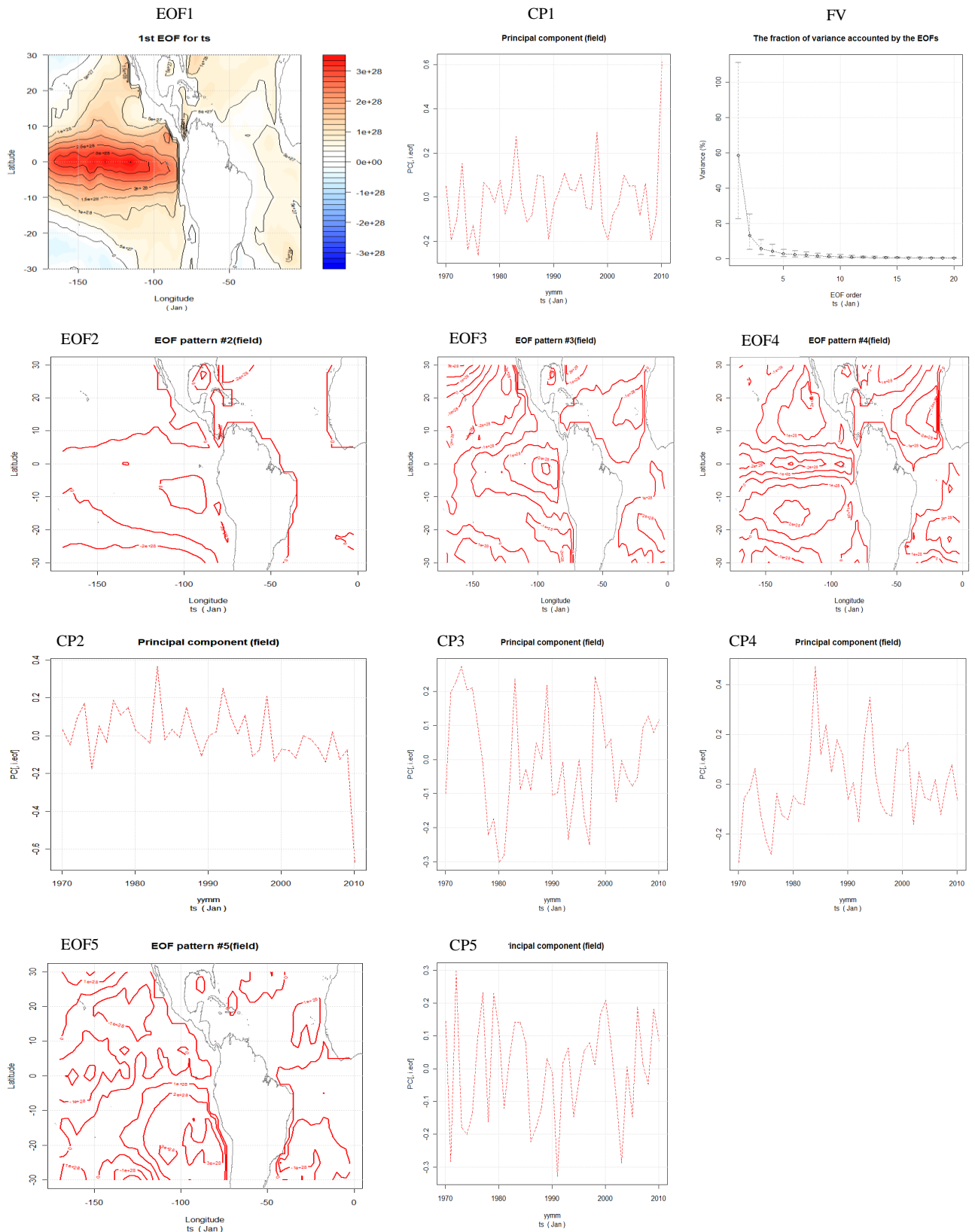


Figura 22: Cinco primeras EOFs de la anomalía de TSM y componentes principales CPs para el período de verano 1971-2010 y la fracción de varianza para cada EOF. Las ponderaciones de las EOFs multiplicar por el factor e^{-29} .

En la Figura 23 se muestra la variación temporal de las CPs y los patrones de las EOFs del predictor Espesor de la capa 200-500 hPa (Z2) para el verano 1971-2010, período de mayores precipitaciones en los Andes y Selva de Perú.

La EOF1 del Espesor Z2 captura los patrones de enfriamiento con ponderaciones ligeramente negativas sobre Perú y parte de Sudamérica asociado a una compresión de la capa atmosférica, explicado con el 67 % de la varianza.

La EOF2 captura el patrón dominante de calentamiento con ponderaciones positivas y con la tendencia visible de aumento de las ponderaciones de las CPs después de 1981, asociado a una expansión de la capa atmosférica sobre continente explicado con el 14 % de varianza, Figura 23. Esta situación de calentamiento incentiva la termodinámica y dinámica de los sistemas atmosféricos de verano en la tropósfera alta como la Alta de Bolivia (AB) –sistema atmosférico típico dominante en el verano austral, con circulación de vientos de giro antihorario en el nivel de 200 hPa (~12 km). Se caracteriza por presentar núcleo cálido que depende de la radiación, del calentamiento del continente y del calor latente liberado por la condensación/convección profunda. La AB sigue el movimiento del sol y se fortalece con la fuerte humedad en latitudes al sur del ecuador donde el ciclo diurno de la convección la intensifica, tiene su núcleo mayormente sobre Bolivia y su función es de ventilación el cual favorece el tiempo presente. La AB en el nivel de 500 hPa (~5 Km) tiene su núcleo en Argentina y su función es producir subsidencia, por tanto suprime el tiempo– y la Vaguada del Noreste de Brasil (VNEB) –que se forma en la periferia de la AB presenta núcleo frío–, que en respuesta explican la tendencia de aumento de la precipitación en el período de 1971-2010 en Perú, descrito en 4.1.3.

Las EOF3, EOF4 y EOF5 capturan los patrones espaciales con ponderaciones cercanas a cero en la columna atmosférica sobre Perú y Sudamérica, y son explicadas con varianzas de 6, 5 y 3 %, y con una aparente ligera tendencia lineal de aumento de sus ponderaciones positivas de la variación temporal de sus CPs.

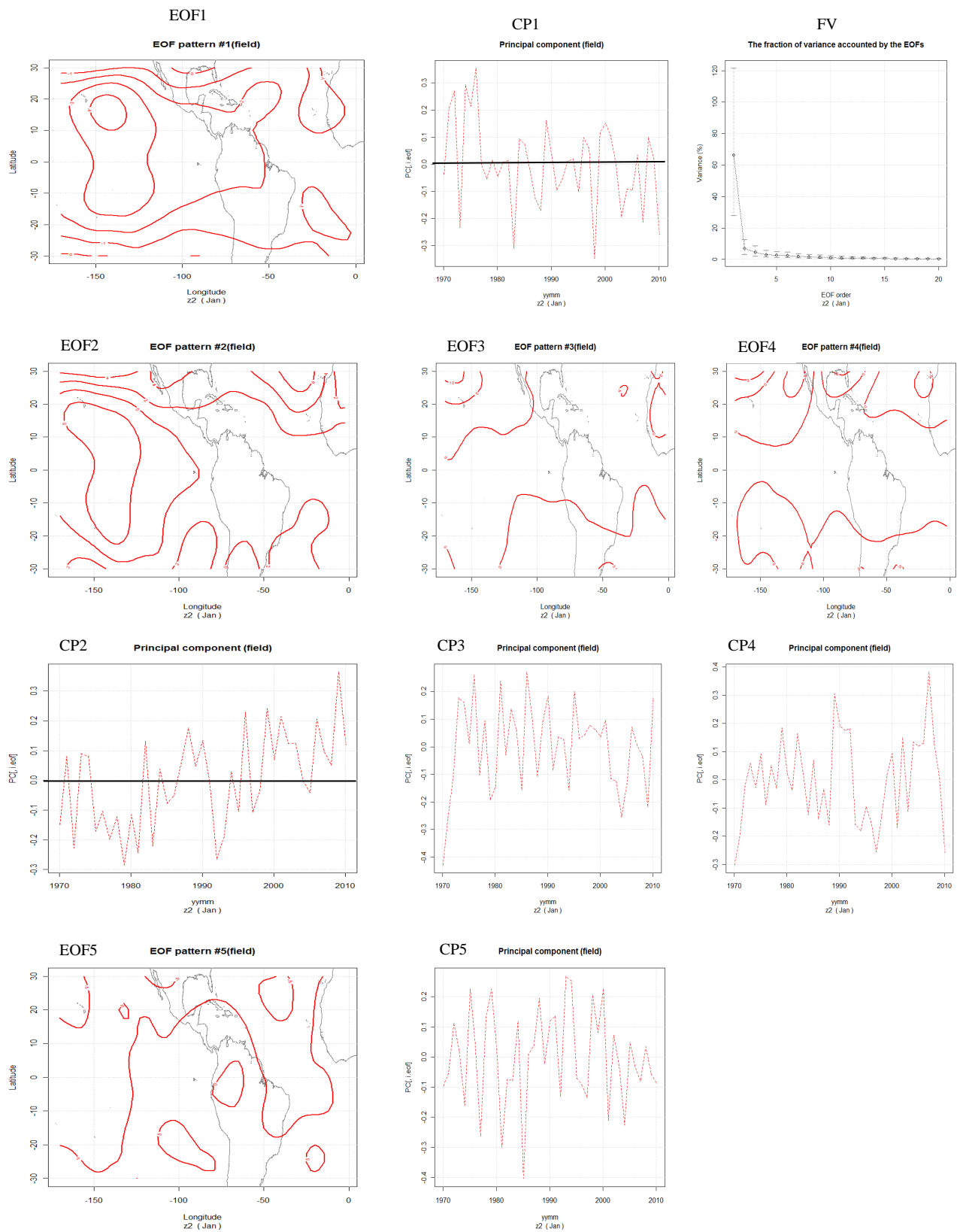


Figura 23: Cinco primeras EOFs del campo de la anomalía de Espesor 200-500 hPa (Z2), CPs en el período de verano 1971-2010 y la fracción de variancia para cada EOF.

En la Figura 24 se muestra la variación temporal de las CPs y la variación espacial de las EOFs de la columna atmosférica del predictor Espesor 850 - 500 hPa (Z5) de verano 1971-2010.

La EOF1 del campo de espesor captura los patrones de enfriamiento de la columna atmosférica sobre Perú y parte de Sudamérica con ponderaciones negativas asociados a los eventos fríos fuertes del ENOS 1988-89, 1999-2001, 2007-2008, el cual es explicado con el 28 % de la varianza y es reflejado en la variación temporal de la CP1.

La EOF2 captura el patrón dominante de calentamiento explicado con el 17 % de varianza. Esta expansión de la columna atmosférica está modulado por los eventos cálidos después de 1981, denotado en la variación temporal la CP2 que incentivan la termodinámica y dinámica en la tropósfera media para la ocurrencia de precipitación.

Las EOF3 - EOF5 capturan los patrones con ponderaciones cercanos a cero en la columna atmosférica sobre Perú y Sudamérica, que son explicadas con el 16 %, 10 % y 7 % en la fracción de varianza (FV), Figura 24.

Los resultados indican que las EOFs y CPs de los predictores TSM y Z2 explican mejor el comportamiento de la precipitación y temperatura en el período 1971-2010 y son sustentadas con una varianza de 60 y 64 %, respectivamente; en relación al predictor Z5 que explica con una varianza de 28 %.

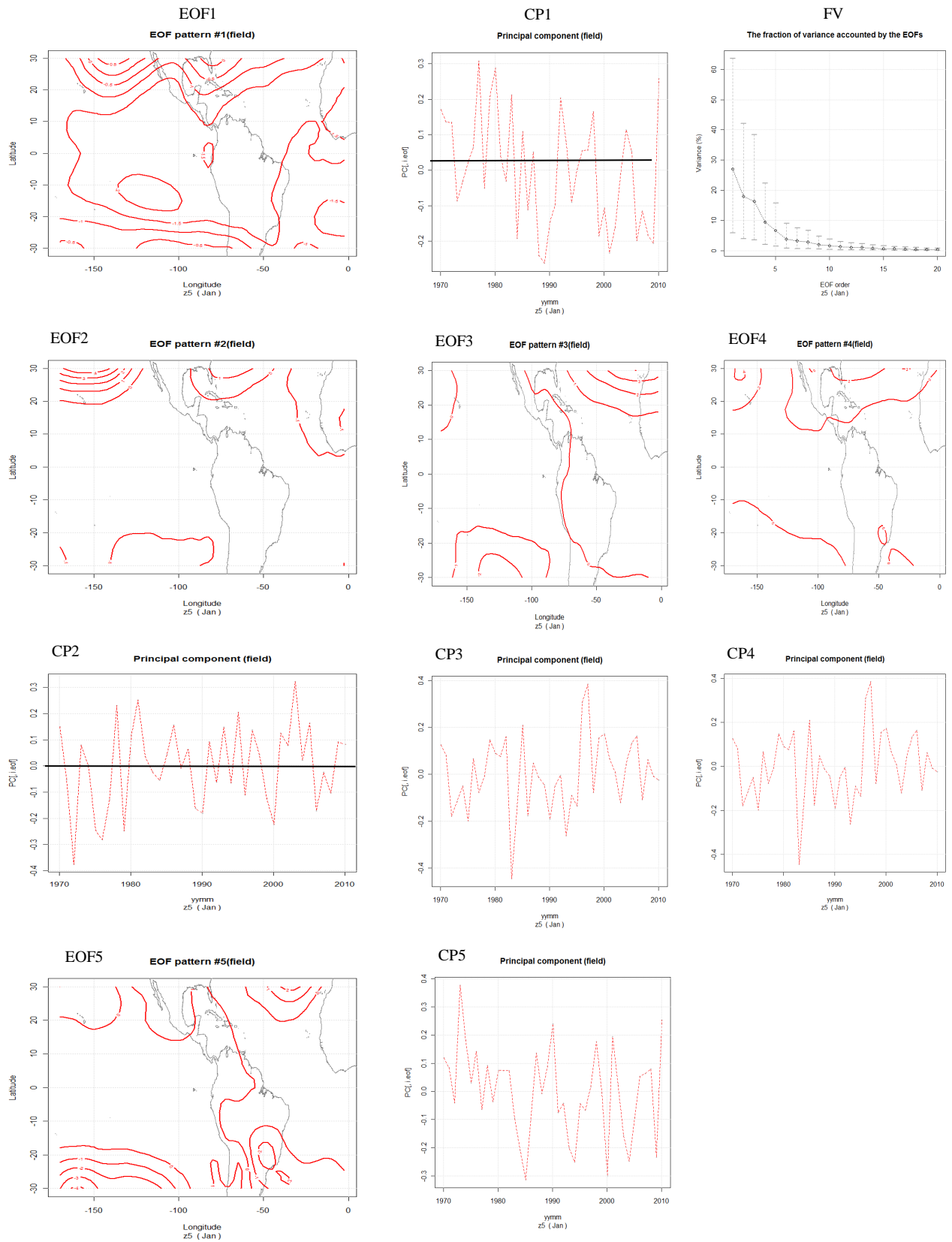


Figura 24: Cinco primeras EOFs del campo de anomalía de Espesor 500 - 850hPa (Z5) y CPs en el periodo de verano 1971-2010 y la fracción de variancia para cada EOF.

Los resultados de la calibración del modelo para el período 1971-2005 indican los mejores índices de bondad de ajuste en el Cuadro 7. En promedio para el dominio Perú fue de 0.567 para las combinaciones lineales de la EOF TSM - EOF TX, de 0.41 para la EOF TSM - EOF TN y de 0.221 para la EOF TSM - EOF RR, siendo mayores relativo a las combinaciones lineales EOF Z2 y EOF Z5.

Cuadro 7: Índice de bondad de ajuste de calibración del modelo para los pares predictor EOF X y predictando EOF Y.

		INDICE DE BONDAD DE AJUSTE (IBA)			
	Predictores	IBA1 TX	IBA2 TN	IBA3 RR	IBA T
Costa	TSM	0.467	0.53	0.245	0.499
	Z5	0.243	0.329	0.285	0.286
	Z2	0.273	0.400	0.208	0.334
Andes	TSM	0.601	0.284	0.177	0.443
	Z5	0.411	0.150	0.203	0.286
	Z2	0.448	0.164	0.212	0.304
Selva	TSM	0.452	0.456	0.217	0.454
	Z5	0.379	0.195	0.094	0.287
	Z2	0.227	0.390	0.040	0.309
Perú	TSM	0.567	0.410	0.221	0.489
	Z5	0.255	0.147	0.121	0.201
	Z2	0.380	0.240	0.153	0.202

TX: temperatura máxima, TN: temperatura mínima, T: temperatura media, RR: precipitación.

En el Cuadro 8 se muestra las mejores correlaciones de las combinaciones lineales de las EOF retenidas TSM-TX, TSM-TN y TSM-RR para el período de línea de base 1971-2000, ordenadas de modo tal que la correlación lineal entre ellas es progresivamente decreciente. La correlación lineal es expresada en términos de Correlación Canónica, donde la mejor correlación obtenida fue de 0.91 para la primera combinación lineal de la EOF TSM vs la EOF TX para Costa. En tanto, la menor correlación fue de 0.85 para la combinación lineal EOF Espesor Z2 vs EOF TX y EOF Espesor Z5 vs EOF TX para Selva.

Los primeros coeficientes del ACC en el Cuadro 8 explican la fuerte correlación espacial y temporal común (valores cercanos a 1) de la combinación lineal de la EOF del campo predictor y predictando, siendo ligeramente mayor para los pares EOF TSM - EOF

RR, EOF TSM - EOF TN, EOF TSM - EOF TX relativo a los pares EOF Espesores (Z2 y Z5) versus EOF de TX, TN y RR.

Cuadro 8: Coeficientes de Correlación Canónica para las cinco primeras combinaciones lineales de predictores y predictandos, periodo 1971-2000.

		Correlación Canónica				
		ACC1	ACC2	ACC3	ACC 4	ACC 5
Costa	EOF TSM, EOF TX	0.91	0.85	0.69	0.44	0.02
	EOF Z5, EOF TX	0.86	0.82	0.65	0.40	0.07
	EOF Z2, EOF TX	0.81	0.78	0.39	0.22	0.82
Andes	EOF TSM, EOF TX	0.93	0.84	0.66	0.54	0.11
	EOF Z5, EOF TX	0.87	0.82	0.47	0.30	0.14
	EOF Z2, EOF TX	0.89	0.89	0.60	0.45	0.25
Selva	EOF TSM, EOF TX	0.90	0.86	0.53	0.41	0.01
	EOF Z5, EOF TX	0.85	0.78	0.63	0.42	0.07
	EOF Z2, EOF TX	0.86	0.69	0.27	0.15	0.11
Perú	EOF TSM, EOF TX	0.93	0.91	0.72	0.59	0.06
	EOF Z5, EOF TX	0.86	0.82	0.65	0.40	0.07
	EOF Z2, EOF TX	0.896	0.74	0.33	0.21	0.034
Costa	EOF TSM, EOF TN	0.87	0.83	0.54	0.36	0.15
	EOF Z5, EOF TN	0.80	0.69	0.61	0.23	0.07
	EOF Z2, EOF TN	0.86	0.66	0.56	0.38	0.14
Andes	EOF TSM, EOF TN	0.89	0.84	0.64	0.59	0.2
	EOF Z5, EOF TN	0.86	0.74	0.65	0.37	0.27
	EOF Z2, EOF TN	0.81	0.71	0.52	0.33	0.05
Selva	EOF TSM, EOF TN	0.87	0.51	0.31	0.22	0.09
	EOF Z5, EOF TN	0.85	0.78	0.64	0.42	0.07
	EOF Z2, EOF TN	0.87	0.51	0.32	0.22	0.099
Perú	EOF TSM, EOF TN	0.91	0.85	0.66	0.46	0.13
	EOF Z5, EOF TN	0.81	0.72	0.68	0.24	0.06
	EOF Z2, EOF TN	0.86	0.72	0.50	0.3	0.091
Costa	EOF TSM, EOF RR	0.86	0.76	0.58	0.47	0.09
	EOF Z5, EOF RR	0.87	0.70	0.29	0.21	0.09
	EOF Z2, EOF RR	0.74	0.58	0.49	0.31	0.11
Andes	EOF TSM, EOF RR	0.89	0.84	0.67	0.32	0.03
	EOF Z5, EOF RR	0.81	0.76	0.59	0.45	0.07
	EOF Z2, EOF RR	0.80	0.71	0.34	0.22	0.13
Selva	EOF TSM, EOF RR	0.88	0.79	0.72	0.31	0.1
	EOF Z5, EOF RR	0.82	0.59	0.33	0.13	0.04
	EOF Z2, EOF RR	0.64	0.59	0.42	0.29	0.10
Perú	EOF TSM, EOF RR	0.86	0.79	0.68	0.43	0.35
	EOF Z5, EOF RR	0.83	0.78	0.65	0.33	0.15
	EOF Z2, EOF RR	0.80	0.76	0.67	0.29	0.11

En los resultados mostrados en el Cuadro 8, la TSM es relativamente mejor predictor en relación a los Espesores Z2 y Z5. Esto es explicado físicamente por el rol de la TSM del océano pacífico y atlántico tropical en sus procesos de calentamiento, evaporación y enfriamiento controlan gran parte de la variabilidad de la precipitación y temperatura en la costa del país, con cierto desfase debido a su ubicación más continental sobre los andes y selva; siendo la TSM una buena forzante potencial para la predictabilidad de lluvias y temperaturas a horizonte cercano. Bazo, J. 2010 sugiere que la anomalía de TSM es una variable confiable para ser utilizada como un factor de predicción climática debido a su gran inercia y masa térmica.

La variabilidad interanual asociada a la TSM es relevante pero mayor aún es la variabilidad de largo plazo de las variables termodinámicas y dinámicas que cobran mayor importancia debido a que capturan la señal de cambio climático, como la temperatura y humedad y que están inmersos en los Espesores tomados como predictores en esta tesis. Los predictores (TSM, Z2 y Z5) contienen incertidumbres que están dadas en mayor medida por el modelo seleccionado, el escenario de altas emisiones de GEI considerado, la técnica de regionalización aplicada, entre otras. Ribalaygua J. (2007) menciona que al escoger los predictores –patrones espaciales y/o forzamientos físicos– de los predictandos, los vínculos físicos entre ellos no cambian la línea de tiempo. Esto sugiere que la predictabilidad puede manejarse a un mayor o lejano horizonte y al adicionar fuentes de incertidumbre al sistema, las respuestas o efectos variarán en magnitud a la sensibilidad de ésta.

Los resultados de la validación del modelo es mostrada en las Figuras 25, 26 y 27 para el período de 2006-2010, a través del estadístico bias obtenidas de las series estimadas TX', TN' y RR' con las observaciones TX, TN y RR.

Los bias con estados positivos o bias cálidos en la Figura 25 se presentan hasta de 0.2 °C y son los que predominan sobre el territorio principalmente en el sector norte y central, Figura 25. Los bias con estados negativos o fríos son apreciados en el sector central occidental en el orden de 0.2 °C, siendo bias razonables y menores a su variabilidad climática actual de ± 0.4 °C (valor experimental).

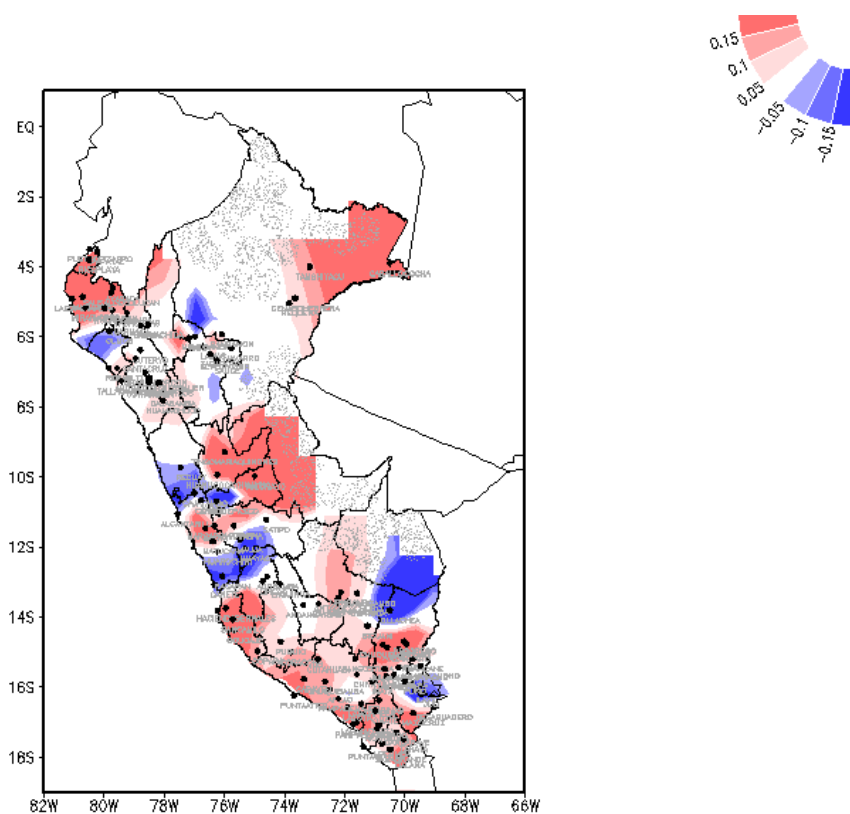


Figura 25: Distribución espacial del bias de la temperatura máxima estimada relativo a sus observaciones en DEF 1996-2005. Las gamas de color rojo indican bias positivo o cálidos y el color azul bias negativo o fríos. Los colores más intensos indican mayor alejamiento de las observaciones.

La configuración espacial del bias de la temperatura mínima estimada, es mostrada en la Figura 26. Las desviaciones de la temperatura mínima estimada respecto a lo observado, se aprecia principalmente en los Andes y gran parte del país, con bias de estado positivo del orden de 0.2 °C. Mientras, los bias con estado negativo están mayormente focalizados en los sectores norte, central y sur y son del orden de 0.2 °C.

En relación al bias de la temperatura máxima, existe una mejor calibración del modelo para la temperatura mínima estimada reflejado en la distribución espacial y magnitud del bias, más no una relación física de los bias.

Los bias del modelo de temperatura máxima y mínima estimada son menores a la variabilidad climática actual siendo esta ± 0.4 °C y por tano son aceptables y pasan la validación.

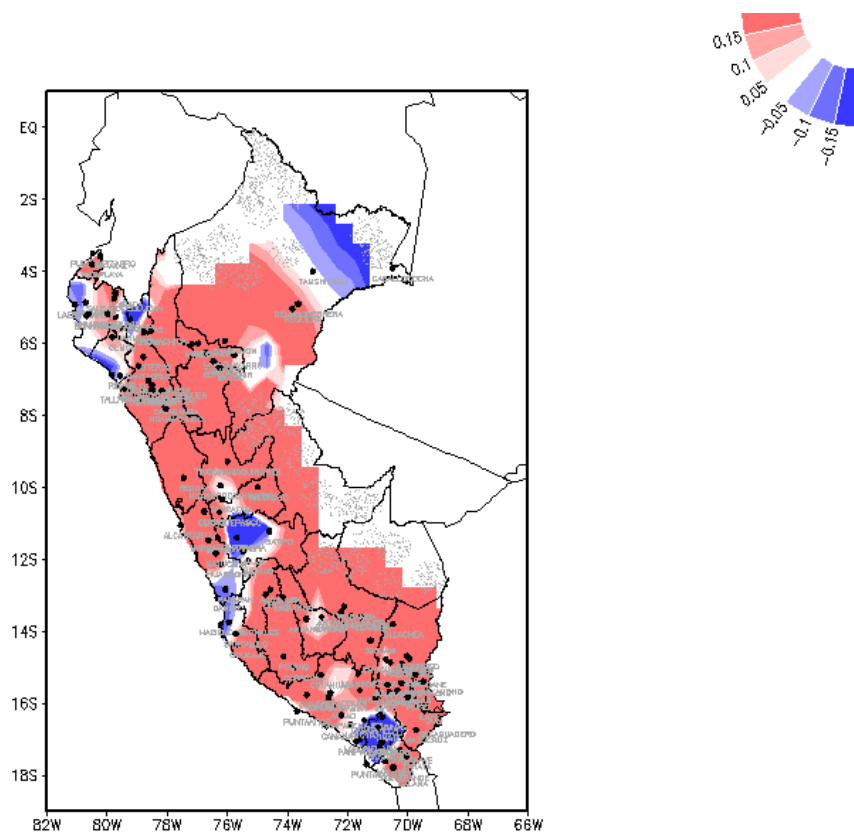


Figura 26: Distribución espacial del bias de la temperatura mínima estimada relativo a sus observaciones en DEF 1996-2005. Las gamas de color rojo indica bias cálido y las de color azul indica bias frío. Los colores más intensos indican mayor alejamiento de las observaciones.

La configuración espacial del bias de precipitación estimada es mostrada en la Figura 27, bias con estado negativo o seco en el orden de 20% con características localizadas se presentan en los sectores norte y sur de Perú debido a la subestimación del modelo respecto a las observaciones. Mientras, en gran parte del territorio, principalmente en los Andes y sector noreste se presenta bias positivos o húmedo en el orden 20 % debido a la sobrestimación del modelo respecto a las observaciones, Cuadro 10.

El bias húmedo sobre los Andes responde de forma directa y es físicamente coherente con el comportamiento del bias cálido de la temperatura mínima. Es deducible entonces que la sobrestimación de la precipitación está asociada a sobrestimación de la nubosidad y que durante la noche forma una barrera para la absorción de la energía

liberada desde la superficie en DEF, haciendo que las mínimas se incrementen más de lo debido, esto explicaría físicamente el bias cálido de la temperatura mínima.

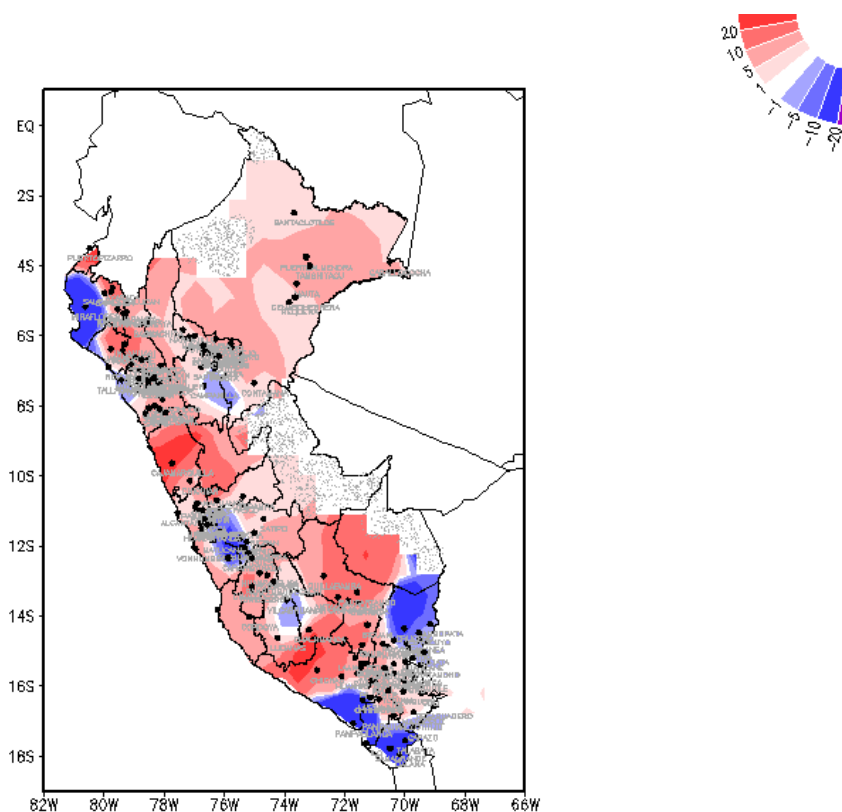


Figura 27: Distribución espacial del bias de la precipitación estimada relativo a sus observaciones en DEF 1996-2005. Las gamas de color rojo indican bias húmedo y el color azul bias seco. Los colores más intensos indican mayor alejamiento del comportamiento real o de las observaciones.

La magnitud de los bias de TX', TN' y RR' analizados son bastante ajustados, conservadores y aceptables, resultados que eran de esperarse debido a que el modelo estadístico incorpora las observaciones –que contiene implícita los efectos geográficos locales a diferencia de la modelización dinámica regional y global– en la calibración.

Los bias de temperaturas y precipitación fueron menores a la variabilidad climática actual de $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ y $\pm 15\%$, respectivamente. Adicionalmente, al bias promedio por regiones y país en el Cuadro 9, se complementa la validación con los estadísticos error cuadrático medio y el coeficiente de correlación.

Cuadro 9: Estadísticos asociados a la validación

Variable	Regiones	Desviación		Coeficiente	
		RMSD (°C, mm)	Estándar (°C, mm)	Correlación	Bias (°C, %)
TX	Costa	0.196	0.357	0.998	0.007
	Andes	0.093	0.614	0.999	0.005
	Selva	0.039	0.419	0.997	-0.001
	País	0.109	0.463	0.999	0.004
TN	Costa	0.234	0.694	0.988	0.013
	Andes	0.396	0.398	0.989	0.056
	Selva	0.641	0.448	0.98	0.030
	País	0.424	0.513	0.988	0.033
RR	Costa	2.065	64.761	0.978	3 %
	Andes	29.875	47.887	0.979	8 %
	Selva	40.598	44.510	0.975	8 %
	Perú	24.179	52.386	0.977	6 %

RMSD: error cuadrático medio.

Para una evaluación más detallada de la performance de la temperatura y precipitación estimada, se muestra el diagrama de Taylor, Figuras 28, 29 y 30. Los resultados sugieren una buena performance de los estimados TX', TN', RR' respecto a sus observaciones TX, TN, RR; reflejado en el coeficiente de correlación cercana a 1, la desviación estándar menor a 0.7 y el RMSD menor a 0.05 que son aceptables para la temperatura máxima y mínima promedia estimada en DEF. Asimismo, el coeficiente próximo a 1, desviación estándar menor a 65 y RMSD menor a 5 son bastante aceptables para la precipitación acumulada estimada para el verano austral.

Los estadísticos de validación de la temperatura máxima y mínima son más pequeños a diferencia de la precipitación debido a que se trata de una variable de mayor complejidad en simular. Sin embargo, los resultados son coherentes y menores a su variabilidad estacional.

Los resultados de la validación sugieren una buena performance del modelo calibrado. Asimismo, nos indican que la calibración es bastante ajustada. Por tanto, es aceptable y valedera para simular la precipitación, temperatura máxima y mínima futura.

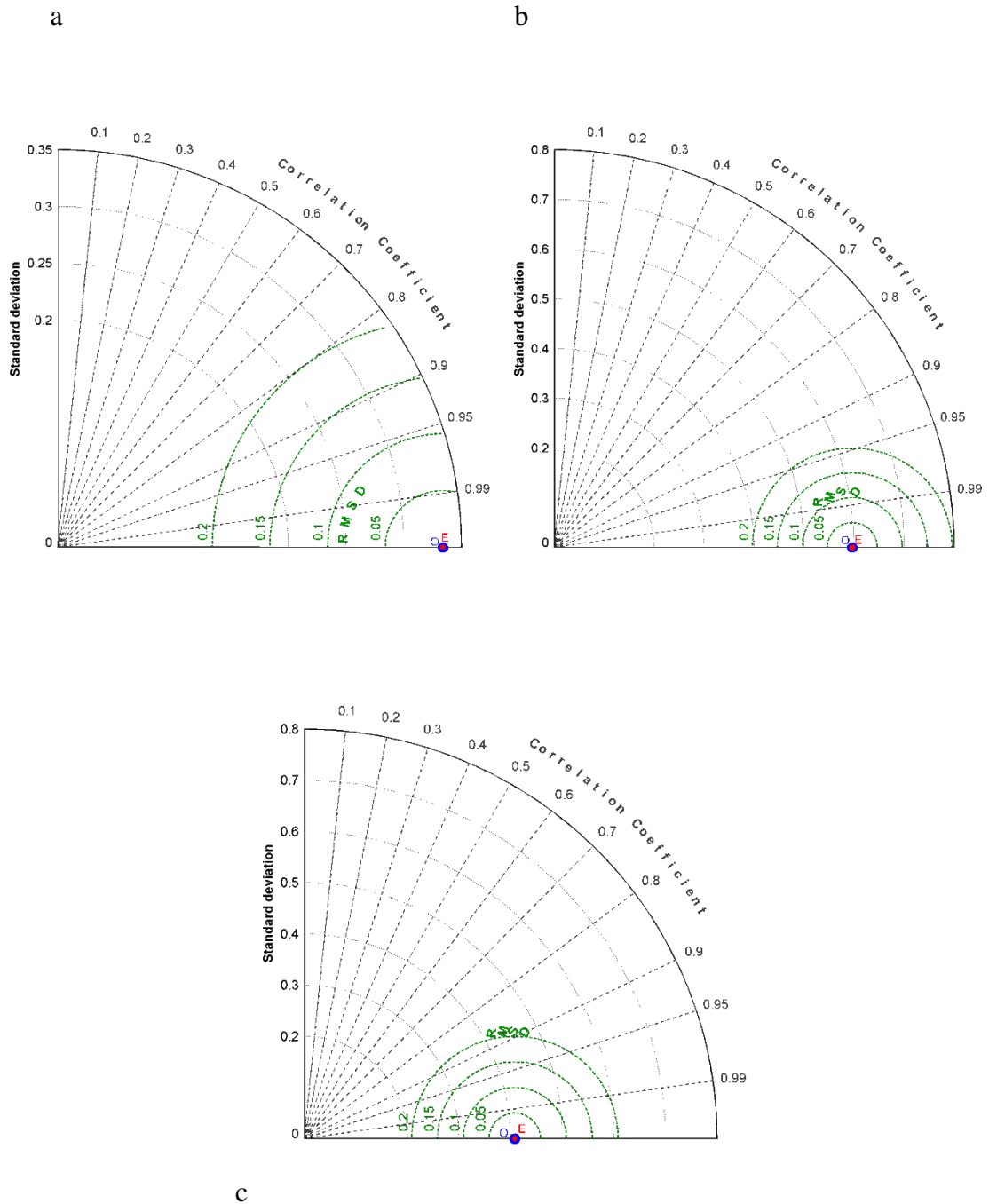
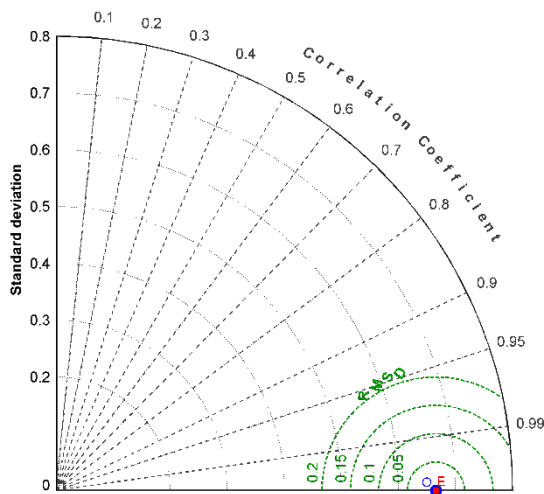
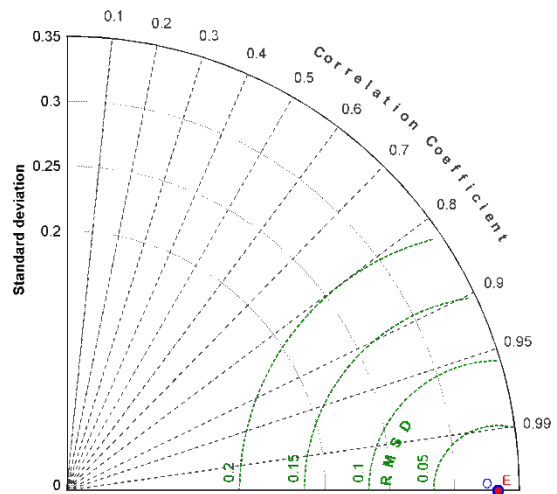


Figura 28: Diagrama de Taylor para la temperatura máxima en Costa (a), Andes (b) y Selva (c). Los estadísticos provenientes de la estimación son denotados por “E” y de la observación por “O”. La coordenada radial desde el origen indica la magnitud de la desviación estándar respecto a su promedio, los semicírculos concéntricos indican el RMSD del valor estimado respecto a las observaciones y la coordenada angular indica la correlación de las anomalías del modelo con las anomalías de las observaciones.

a



b



c

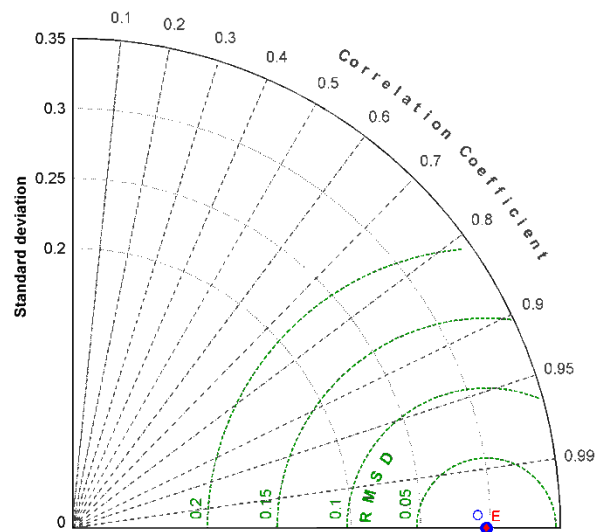
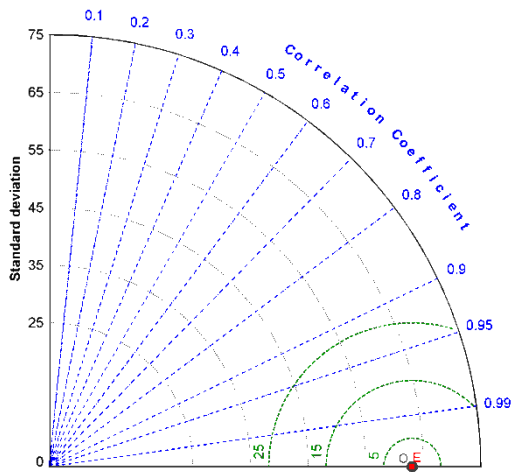
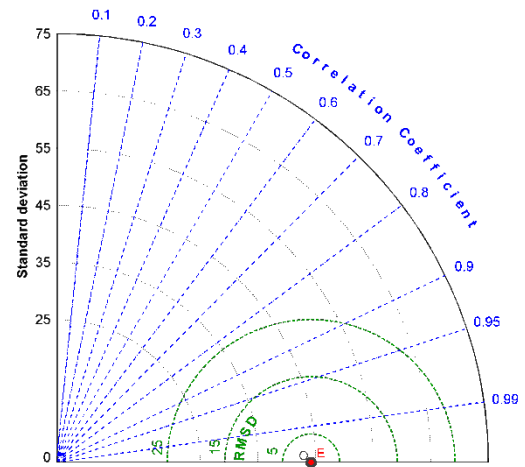


Figura 29: Diagrama de Taylor para la temperatura mínima en Costa (a), Andes (b) y Selva (c). Los estadísticos provenientes de la estimación son denotados por “E” y de la observación por “O”. La coordenada radial desde el origen indica la magnitud de la desviación estándar respecto a su promedio, los semicírculos concéntricos indican el RMSD del valor estimado respecto a las observaciones y la coordenada angular indica la correlación de las anomalías del modelo con las anomalías de las observaciones.

a



b



c

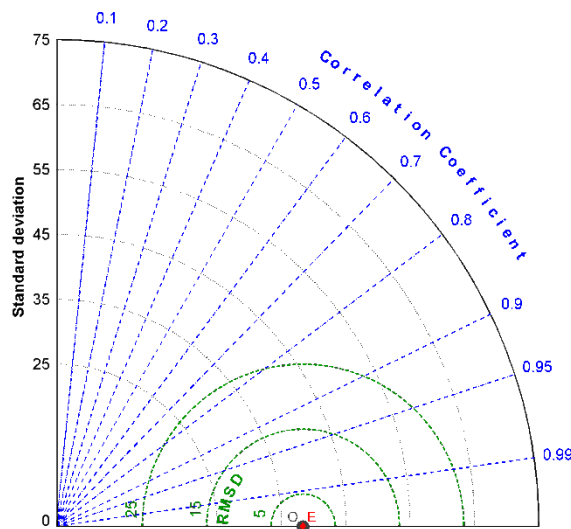


Figura 30: Diagrama de Taylor para la precipitación en Costa (a), Andes (b) y Selva (c). Los estadísticos provenientes de la estimación son denotados por “E” y de la observación por “O”. La coordenada radial desde el origen indica la magnitud de la desviación estándar respecto a su promedio, los semicírculos concéntricos indican el RMSD del valor estimado respecto a las observaciones y la coordenada angular indica la correlación de las anomalías del modelo con las anomalías de las observaciones.

Las relaciones a futuro (verano 2036-2065) de los cinco primeros patrones espaciales (EOFs) y la variación temporal de las CPs de los predictores TSM, Espesores Z2 y Z5 del escenario de altas emisiones de Gases de Efecto Invernadero, es mostrada en las Figuras 31 - 33.

La EOF1 captura el patrón de enfriamiento futuro en el pacífico tropical, explicado con el 57% de la variabilidad de la TSM y con una tendencia visible de disminución de la variación temporal de las ponderaciones de su CP1. Sin embargo, después de mediados de la década de los 2040s predomina una alta variabilidad temporal de las ponderaciones, la alternancia de las ponderaciones positivas asociadas a calentamiento y las ponderaciones negativas asociadas al enfriamiento del pacífico tropical.

Las EOF2, EOF3, EOF4 y EOF5 capturan los patrones cálidos que son explicadas con varianzas del 10 %, 7 %, 5 % y 4 %, respectivamente. Estos patrones se caracterizan por presentar en la zona oeste del océano pacífico tropical patrones bipolares, predominando los de calentamiento. Mientras, en la región este del océano atlántico se presentan patrones con ponderaciones relativamente cercanas a cero. Asimismo, la variación temporal de la CP2 y CP4 de las EOF2 y EOF4 presentan una tendencia visible de aumento, mientras la CP3 y CP5 de los campos espaciales de las EOF4 y EOF5, presentan una tendencia visible de disminución antes de mediados de la década del 2040.

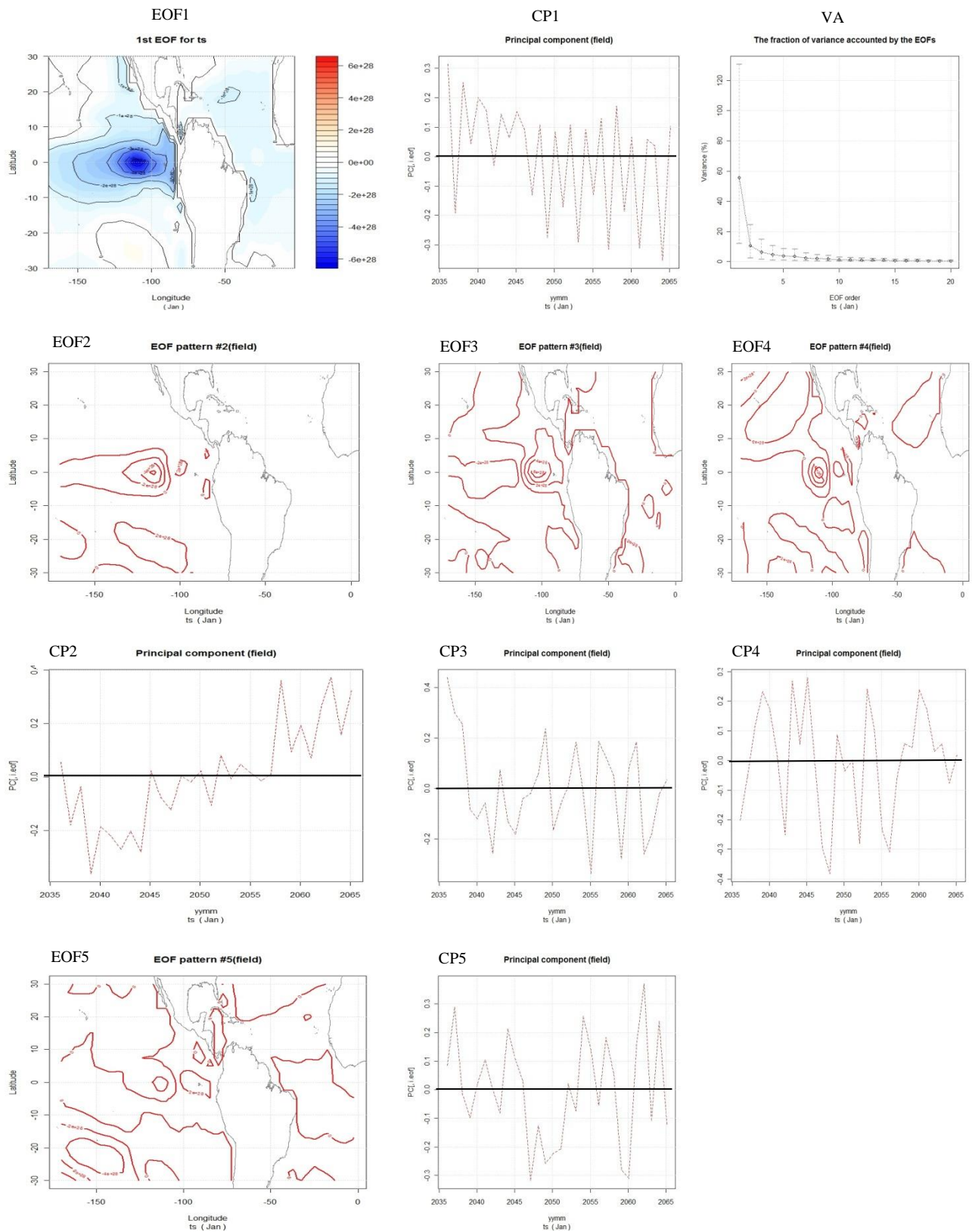


Figura 31: Cinco primeras EOFs del campo de la anomalía de TSM y sus componentes principales período de verano 2036-2065 escenario de alta emisión de Gases de Efecto Invernadero. Las ponderaciones del campo de las EOFs multiplicar por el factor e^{-29} .

En la Figura 32 se muestra la variación del campo espacial de las EOFs y la variación temporal de las CPs del Espesor de la capa atmosférica de 200 - 500 hPa (Z2) para el verano austral 2036 -2065.

Las EOF1, EOF2 y EOF3 del campo predictor Espesor Z2 capturan los patrones dominantes de enfriamiento sobre Perú y parte de Sudamérica con ponderaciones negativas, los cuales son explicados con el 75%, 5% y 4% de la varianza, respectivamente. Este comportamiento está físicamente asociado a una atmósfera comprimida y es también explicada con una tendencia visible de disminución de las ponderaciones después de mediados de la década del 2050, principalmente de las CP1 y CP2.

Las EOF4 y EOF5 capturan los patrones de calentamiento del Espesor Z2, principalmente sobre el sector norte, sur de Perú y del continente. Estos comportamientos están asociados a ponderaciones ligeramente positivas de los espesores que son explicados con variancias muy pequeñas del orden de 3% y 2% y por la tendencia visible del aumento de las ponderaciones de las CP4 y CP5 después de la década del 2040, que incentivarían la configuración termodinámica y dinámica de la AB de la tropósfera alta.

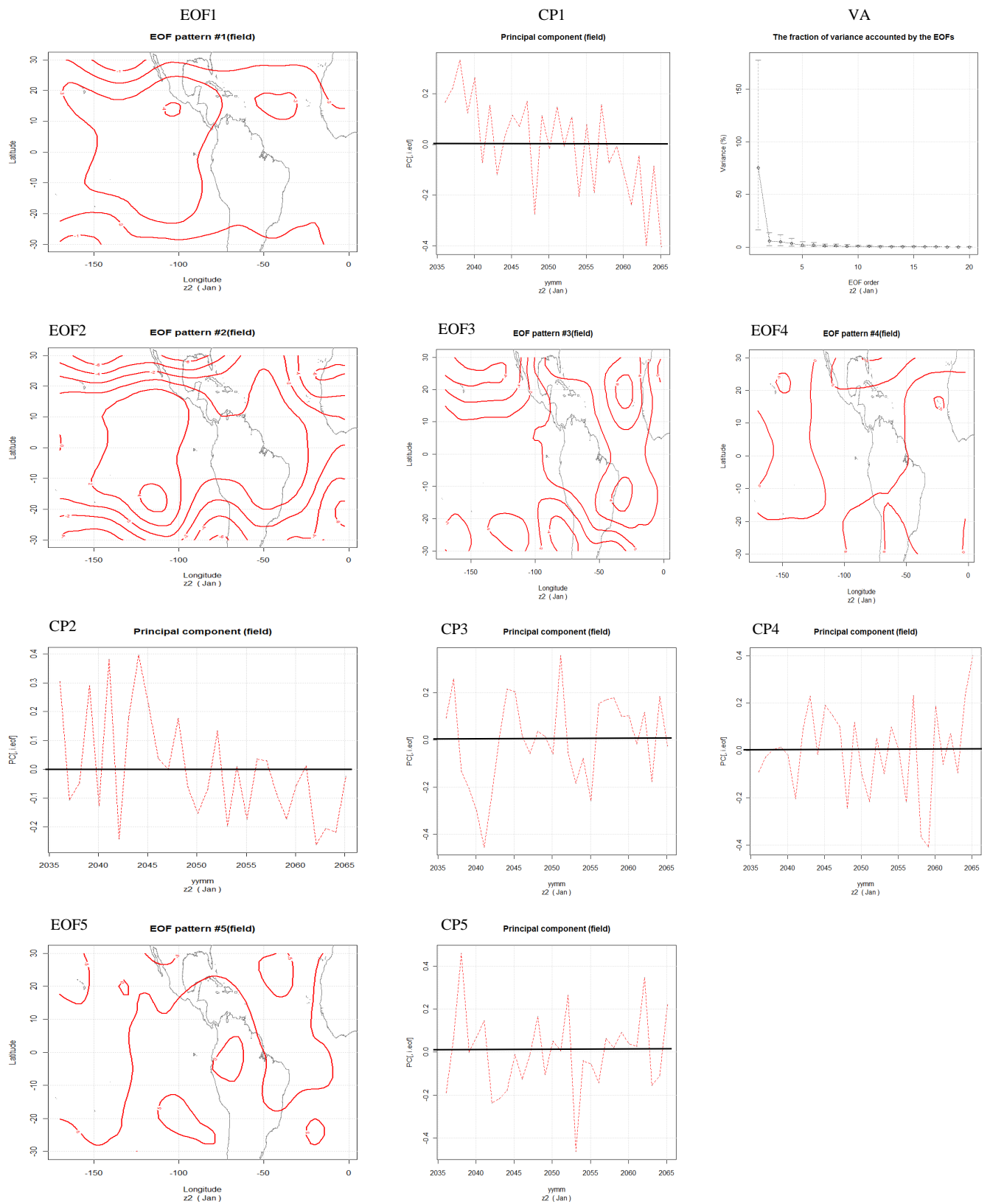


Figura 32: Cinco primeras EOFs del campo de la anomalía de Espesores Z2 y principales componentes del período verano austral 2036-2065.

En la Figura 33 se muestra la variación del campo espacial de las EOFs y la variación temporal de las CPs del Espesor de la capa atmosférica de 500 - 850 hPa (Z5) para el verano austral 2036 -2065.

Las EOF1 a EOF5 de los campos de Espesores Z5 capturan los patrones con ponderaciones ligeramente positivas sobre Perú y parte de Sudamérica. Este comportamiento es explicado con el 60%, 9%, 7%, 4% y 3% de la varianza, respectivamente y con la variación temporal de las ponderaciones de sus CP1, CP2 y CP3 donde predomina el calentamiento de la capa atmosférica Z5 antes de 2055 y después enfriamiento, mientras la CP4 captura los patrones de calentamiento después del 2045. En la CP5 predomina el calentamiento de la capa atmosférica Z5 en gran parte del periodo 2036-2065 con una tendencia visible del aumento de sus ponderaciones positivas.

La temperatura máxima TX", la temperatura mínima TN" y precipitación RR" local 2036-2065 para el escenario de altas emisiones de Gases de Efecto Invernadero obtenidas mediante la regionalización estadística de análisis multivariado ACC con los predictores evaluados TSM, Espesor 500-850 hPa y Espesor 200-500 hPa, indican en general, cambios futuros de TX", TN" y RR" en la misma dirección de comportamiento, mostrando un acuerdo en las proyecciones futuras pero que difieren en la magnitud de las proyecciones. Esto se interpreta que las correlaciones canónicas de los predictores evaluados versus los predictandos para un mismo dominio espacial y temporal común no adicionan mejoras significativas en los niveles de predictabilidad respecto un predictor de otro, ya que a priori en el modelo conceptual son forzantes físicos de los predictandos y son variables directas (TSM) y derivadas (Espesor) de un mismo modelo global (ECHAM) que tiene inmerso la misma incertidumbre del curso que tomara los GEI en el futuro siendo este el escenario A2.

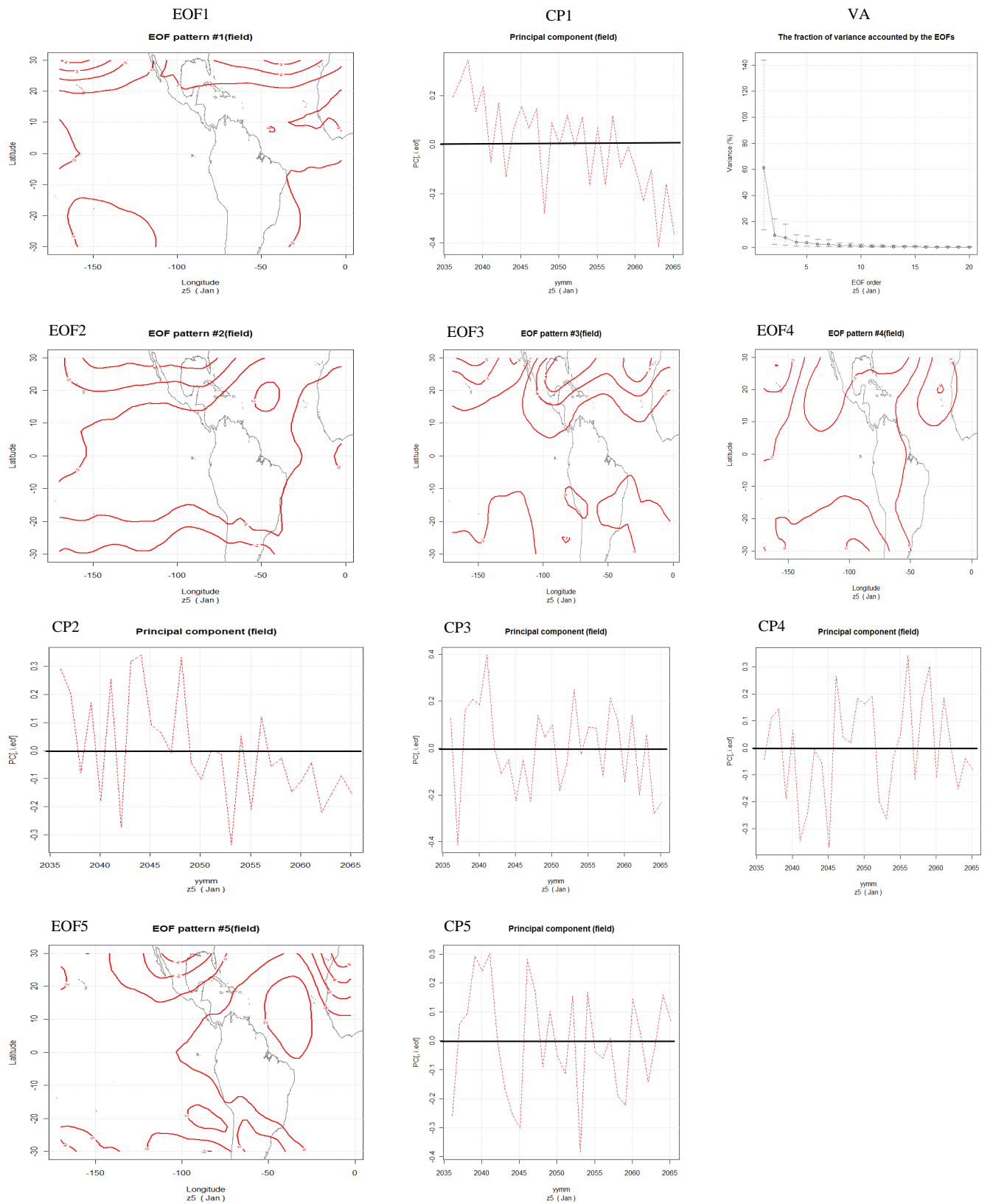


Figura 33: Cinco primeras EOFs del campo de la anomalía de Espesor Z5 y principales componentes del período verano austral 2036-2065.

4.2.2 ESCENARIOS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN A ESCALA LOCAL 2036-2065 RELATIVO A 1971-2000

En la Figura 34, se muestra los resultados de la regionalización estadística a escala local de los cambios en la precipitación, temperatura máxima y mínima promedio para la estación de verano 2036-2065 relativo a 1971-2000 basado en el escenario pesimista de Gases de Efecto Invernadero o de altas emisiones A2.

Los resultados sugieren en general una señal de aumento espacial de los **cambios de la temperatura máxima a escala local para el verano austral 2036-2065 en Perú**, y sustancialmente en localidades ubicadas en los Andes en promedio de 1.7°C en 59 estaciones de un total de 71 evaluadas.

En localidades de la Costa se proyecta aumentos en promedio de 1.0°C en 18 localidades de un total de 29 evaluadas.

En tanto, en localidades de la Selva se proyecta cambios con alta variabilidad espacial de la temperatura máxima, es decir aumentos y disminuciones importantes, que en promedio sugieren un aumento de 0.7°C en 11 localidades de un total de 17 evaluadas, Figura 34 y Cuadro 11. Estos cambios guardan coherencia con la tendencia de aumento observada en el clima presente (ver ítem 4.1.3).

En general, en 88 localidades de un total de 117 seleccionadas para Perú en el presente estudio, sugieren a nivel espacial una señal clara de aumento regional de la temperatura máxima en el futuro, en promedio de 1.4°C. En contraste, en zonas muy localizadas de los Andes, Costa y Selva se proyectan cambios negativos o disminuciones importantes hasta de 1.2°C.

Cambios Temperatura Maxima 2050 Esc A2 (C)

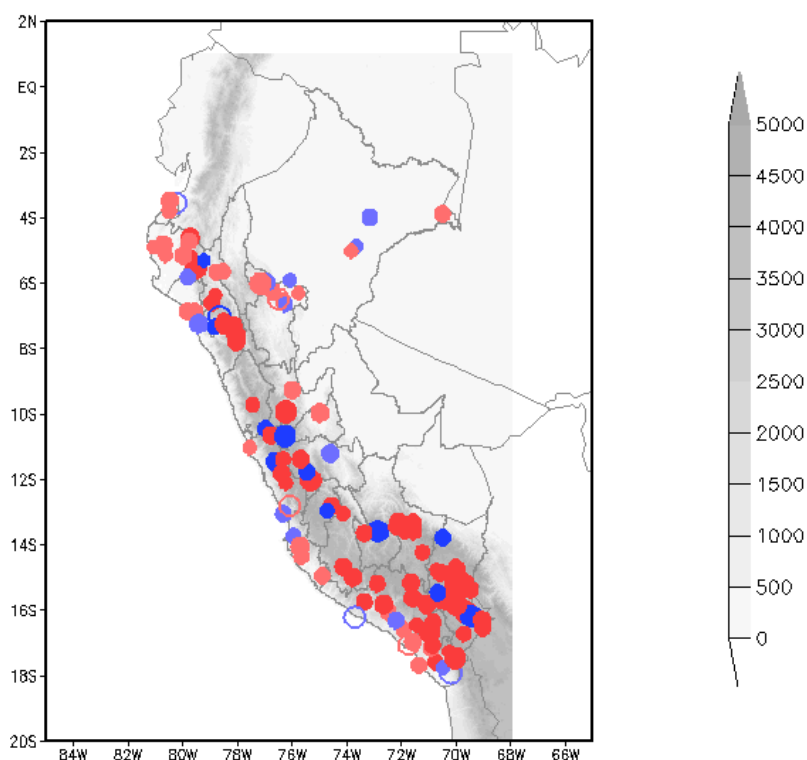


Figura 34: Señal de cambios en la temperatura máxima a escala local para el verano austral 2036-2065 escenario de altas emisiones de GEI, relativo a 1971-2000 ($\Delta TX''_{2036-2065}$), expresado en $^{\circ}C$. Los cambios positivos o de aumento y negativo o de disminución en estaciones ubicadas en los Andes es representado con los colores ● ●, en la Costa y Selva por ● ●. Los cambios dentro de la variabilidad normal actual ($\pm 0.4^{\circ}C$) son representados por los símbolos ○ ○, el tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del cambio.

En la Figura 35 se muestra la señal de **cambios de la temperatura mínima a escala local para el verano austral 2036-2065 en Perú.**

Los resultados sugieren en general una señal de aumento de la temperatura mínima en gran parte del país y sustancialmente en localidades ubicadas en los Andes. En donde, 56 localidades de un total de 71 evaluadas, indican aumentos importantes, en promedio de $2.4^{\circ}C$.

En localidades de la Costa se proyecta futuros aumentos, en promedio de $1.5^{\circ}C$ en 24 localidades de un total de 30 evaluadas.

En localidades de la Selva se proyecta cambios con aumentos importantes de la temperatura mínima. En general, sugieren el aumento de 1.5°C en promedio, en 15 localidades de un total de 17 evaluadas.

Los resultados de los cambios futuros en la temperatura mínima en general guardan consistencia con la tendencia de aumento observada en el clima reciente 1971-2010 (descrito en 4.1).

En 95 localidades de un total de 118 seleccionadas para Perú en el presente estudio, sugieren a nivel espacial una señal de aumento regional de la temperatura mínima en el futuro, en promedio de 1.7 °C; resultado que muestra acuerdo en la misma dirección de aumento de la temperatura máxima en el futuro, aunque en mayor magnitud y en un mayor número de localidades de interés.

Sin embargo, en zonas muy localizadas se proyecta la disminución importante de la temperatura mínima y están circunscritas en localidades ubicadas en los Andes, y en relación a la temperatura máxima, ambas presentan un número similar de localidades con disminución de la temperatura, 11 de un total de 71 evaluadas en los Andes, que podrían estar asociados a la predominancia de efectos de la pequeña escala sobre la gran escala u otro tipo oscilación diferente a la señal de cambio climático. Aunque, la magnitud de la disminución es mayor en la temperatura mínima en relación a la temperatura máxima.

Cambios Temperatura Mínima 2050 Esc A2 (C)

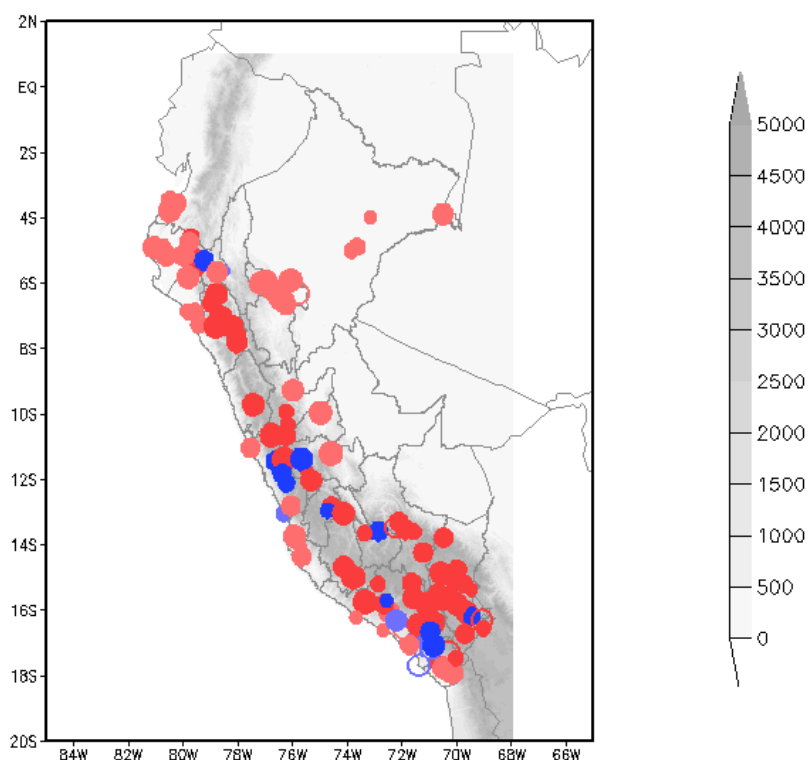


Figura 35: Señal de cambios en la temperatura mínima a escala local para el verano austral 2036-2065 escenario de altas emisiones de GEI, relativo a 1971-2000 ($\Delta TN''_{2036-2065}$), expresado en °C. Los cambios positivos o de aumento y negativo o de disminución en estaciones ubicadas en los Andes es representado con los colores ● ●, en la Costa y Selva por ● ●. Los cambios dentro de la variabilidad normal actual ($\pm 0.4^\circ\text{C}$) son representados por los símbolos ○ ○, el tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del cambio.

La Figura 36 y Cuadro 11 muestran los **cambios de la precipitación a escala local para el verano austral 2036-2065 en Perú** para el escenario de altas emisiones de Gases de Efecto Invernadero relativo a la línea de base climática 1971-2000.

Los resultados sugieren en general una señal de alta variabilidad espacial de la precipitación 2036-2065 en gran parte del país, una señal de incremento es observada en 61 localidades de Andes de un total de 104 evaluadas, que en promedio sugiere un incremento de 17 % y que supera ligeramente la variabilidad normal actual de la precipitación de $\pm 15\%$. En contraste, 24 localidades del total evaluado para los Andes sugieren una señal de reducción de la precipitación y están circunscritas en vertiente occidental de la cordillera y sector sur (Altiplano), Figura 36.

En localidades de la Costa, se proyecta en general incrementos importantes de la precipitación en 10 localidades ubicadas principalmente en el sector norte y central de un total de 15 evaluadas, que en promedio sugiere incremento de 29 %.

En localidades de la Selva se proyecta cambios con señal de incremento de la precipitación en 17 localidades de un total de 34 evaluadas, que en promedio indica un ligero incremento de 13% dentro del rango de su variabilidad normal actual de $\pm 15\%$. Mientras, un total de 10 localidades del total de 34 evaluadas para la Selva, ubicadas en el sector oeste indican reducción.

En general, 88 localidades de un total de 153 seleccionadas para Perú en el presente estudio, sugieren a nivel espacial una señal relativa de incremento regional de la precipitación en el futuro, siendo esta en promedio de 18% y ligeramente superior a la variabilidad normal actual (1971-2010) de $\pm 15\%$. En contraste, en zonas muy localizadas 35 del total de localidades consideradas (153), sugieren disminución importante de la precipitación, y están circunscritas en localidades ubicadas en los Andes y Selva, y podrían estar relacionadas a la predominancia de efectos de la pequeña escala sobre la gran escala.

Cambios Precipitación 2050 Esc A2 (%)

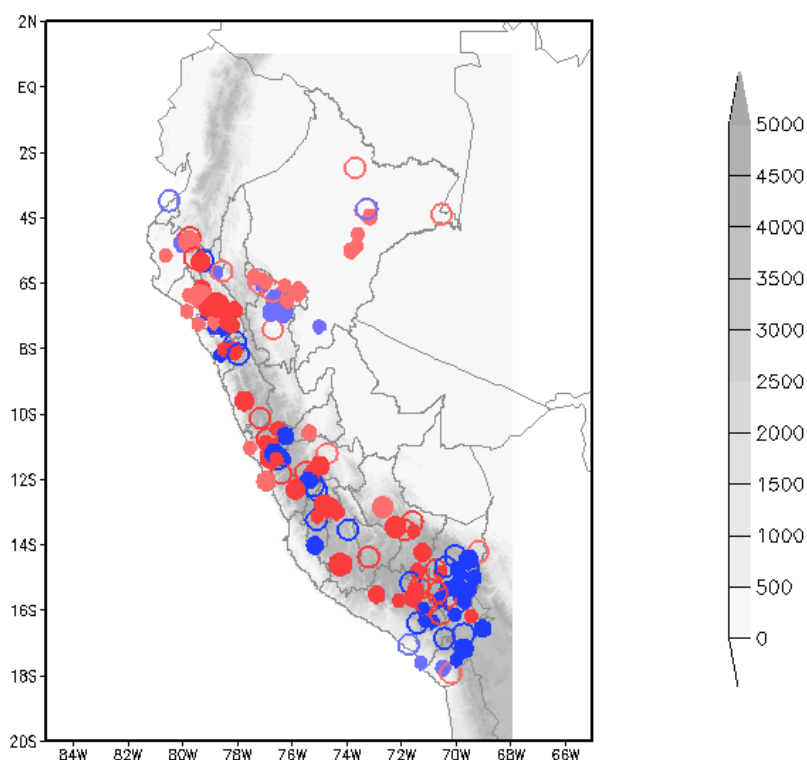


Figura 36: Señal de cambios en la precipitación a escala local para el verano austral 2036-2065 escenario de altas emisiones de GEI, relativo a 1971-2000 ($\Delta RR''_{2036-2065}$), expresado en %. Los cambios positivos o de incremento y negativo o de reducción en estaciones ubicadas en los Andes es representado por los colores ●●, en la Costa y Selva por ●●. Los cambios dentro de la variabilidad normal actual de $\pm 15\%$ son representados por los símbolos ○○, el tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del cambio.

Tomando como base el análisis espacial de la señal de cambios futuros de temperatura y precipitación, se analiza los resultados sintetizados para Perú en el Cuadro 10. En general, los cambios en la temperatura máxima ($\Delta TX''$) de verano en el período 2036-2065 relativo a 1971-2000 indican en promedio un aumento de 1.4°C y en la temperatura mínima futura ($\Delta TN''$) de 1.7°C , considerando para ambas variables analizadas un porcentaje discernible de estaciones mayor al 15 %. Es deducible entonces en el largo plazo, las temperaturas nocturnas (TN'') de verano mostrarán una tendencia de aumento en mayor magnitud que las tendencias de la temperatura diurna (TX'') y que podrían tener mayores efectos –relativo al clima presente– en el incremento de la escorrentía de los glaciares andinos por encima de los 4660 msnm (estación más alta considerada en esta tesis).

Los cambios en la precipitación (ΔRR) en el verano austral 2036-2065 relativo a 1971-2000 en Perú indican en general; un incremento de 18 % (valor cercano la variabilidad normal actual de $\pm 15\%$) con un porcentaje discernible de estaciones mayor al 15 % de un total de 153 evaluadas en el Cuadro 10.

Cuadro 10: Cambios en la temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación 2036-2065 escenario de altas emisiones de GEI, relativo al periodo 1971-2000.

Variable	Regiones	Cambio 2036-2065 relativo 1971-2000	Umbral		Número de estaciones evaluadas	Número de estaciones con cambios	
			Inf.	Sup.		Cambios	Núm Est. / (% discern.)
Tmáx (°C)	Costa	0.95	-3.17	3.41	29	Positiva	18 (62%)
						Negativa	6 (21%)
						Variab. normal	5 (17%)
	Andes	1.70	-3.87	3.96	71	Positiva	59 (83%)
					Negativa	11 (16%)	
					Variab. normal	1 (1%)	
	Selva	0.68	-3.23	3.90	17	Positiva	11 (65%)
					Negativa	6 (35%)	
					Variab. normal	0 (0%)	
	País	1.37	-3.87	3.96	117	Positiva	88 (75%)
					Negativa	23 (20%)	
					Variab. normal	6 (5%)	
Tmín (°C)	Costa	1.52	-2.55	3.29	30	Positiva	24 (80%)
						Negativa	3 (10%)
						Variab. normal	3 (10%)
	Andes	2.41	-3.25	3.72	71	Positiva	56 (79%)
					Negativa	11 (16%)	
					Variab. normal	4 (5%)	
	Selva	1.53	-0.75	3.70	17	Positiva	15 (88%)
					Negativa	1 (6%)	
					Variab. normal	1 (6%)	
	País	1.66	-3.25	3.72	118	Positiva	95 (81%)
					Negativa	15 (13%)	
					Variab. normal	8 (6%)	
PP (%)	Costa	29	-53	75	15	Positiva	10 (67%)
						Negativa	1 (7%)
						Variab. normal	4 (26%)
	Andes	17	-93	98	104	Positiva	61 (59%)
					Negativa	24 (23%)	
					Variab. normal	19 (18%)	
	Selva	13	-92	99	34	Positiva	17 (50%)
					Negativa	10 (29%)	
					Variab. normal	7 (21%)	
	País	18	-92	99	153	Positiva	88 (58%)
					Negativa	35 (22%)	
					Variab. normal	30 (20%)	

Resultados obtenidos con la técnica Análisis Multivariado de Correlaciones Canónicas. El porcentaje discernible de estaciones meteorológicas convencionales considerado para el análisis es mayor o igual al 15% y no discernible 0-15%.

Los cambios en la temperatura media a escala local estimado a partir de los cambios de la temperatura máxima y mínima en Perú, es en promedio de 1.5°C para el 2036-2065 considerando el escenario de altas emisiones de GEI, relativo a 1971-2000. Estos cambios guardan consistencia con la dirección de aumento de la temperatura media global de la superficie de la tierra de 0.3 - 0.7°C para 2016-2035 y de 2.6 - 4.8°C para 2081-2100 señalados en el Quinto Reporte (AR5 IPCC, 2013) considerando en ambos periodos el escenario de altas emisiones RCP8.5, relativo a 1986-2005. También muestran acuerdo con los aumentos de la temperatura media global de 2.0-5.4 °C para 2090-2099 relativo a 1980-1999 escenario A2 señalado en el Cuarto Reporte (IPCC AR4, 2007) y de 1.4 - 5.8°C para 1990-2100 mencionado en el Tercer Reporte (IPCC AR3, 2000).

En cuanto a las precipitaciones futuras en el verano austral para Perú, en el cuadro 11 se proyecta el aumento promedio de 18% respecto a las precipitaciones actuales, que en general guardan coherencia con las proyecciones de la precipitación media anual global señaladas en el AR4, 2007 y AR3, 2000 del IPCC, y que a escala regional sugieren aumentos y reducciones del orden de 5 - 10 %.

En síntesis, las estimaciones de los cambios de precipitación y temperatura a escala local 2036-2065 para Perú según el escenario de altas emisiones de GEI relativo al período 1971-2000 guardan coherencia con la dirección de comportamiento más no en la magnitud respecto a las proyecciones del IPCC en sus reportes AR3, AR4 y AR5, dando una mayor confianza en las proyecciones obtenidas.

Tomando como referencia los cambios proyectados en la temperatura media y precipitación a escala local, se caracteriza el clima futuro de 60 localidades de interés en el país en cálido-seco (E1), cálido-húmedo (E2), frío-seco (E3), frío-húmedo (E4), variabilidad normal (E5), cálido con precipitaciones dentro de su variabilidad normal (E6), frío con precipitaciones dentro de su variabilidad normal (E7), normal-seco (E8), normal-húmedo (E9), Figura 37.

En general, todas las localidades seleccionadas muestran cambios en el clima futuro en el verano austral. Diez localidades evaluadas muestran el escenario pesimista cálido-seco (E1) con efectos asociados a altas tasas de evaporación y evapotranspiración que van a estar en función a la demanda de la atmósfera, con posibles implicancias en la hidrología,

en la hidroenergía, agricultura y con efectos relevantes en la desertificación de los suelos. Estas posibles condiciones futuras en E1 son resultado promedio de ~30 años; y podrían contener también eventos recurrentes de veranillos en localidades ubicadas en los Andes y Selva. El escenario E1 debido a las reducción de las precipitaciones podría tener implicancias en la reducción de la capacidad de generar energía, como consecuencia de un menor flujo de agua por ingresar a las fuentes naturales y a las obras de arte ingenieriles (reservorios, presas, entre otros).

Dieciséis localidades se han caracterizado por presentar el escenario E6 cálido con precipitaciones futuras similar a su variabilidad normal actual y 20 localidades con el escenario E2 cálido-húmedo. Los escenarios E2 y principalmente E6 estarían asociados a una alta evaporación y evapotranspiración o pérdida rápida de humedad del suelo ocasionada por la alta temperatura que estaría compensada con las condiciones de precipitación similar y por encima de lo normal (condiciones húmedas), con procesos en ambas direcciones.

Dos localidades ubicadas en los Andes centrales indican el escenario E3 frío-seco que podrían dar lugar a efectos relevantes en la salud (mayor incidencia de enfermedades respiratorias) y ocasionar pérdidas agrícolas por deficiencia de precipitación y condiciones frías en el período de mayores precipitaciones del verano austral. En una localidad ubicada en el sector norte se proyecta el escenario frío con precipitación similar al patrón actual (E7), y en 4 localidades frío-húmedo (E4) que podrían tener efectos relevantes sobre los cultivos debido al clima frío. Los escenarios climáticos E3, E4 y E7 en estas localidades estarían asociados a la predominancia de efectos locales sobre la gran escala.

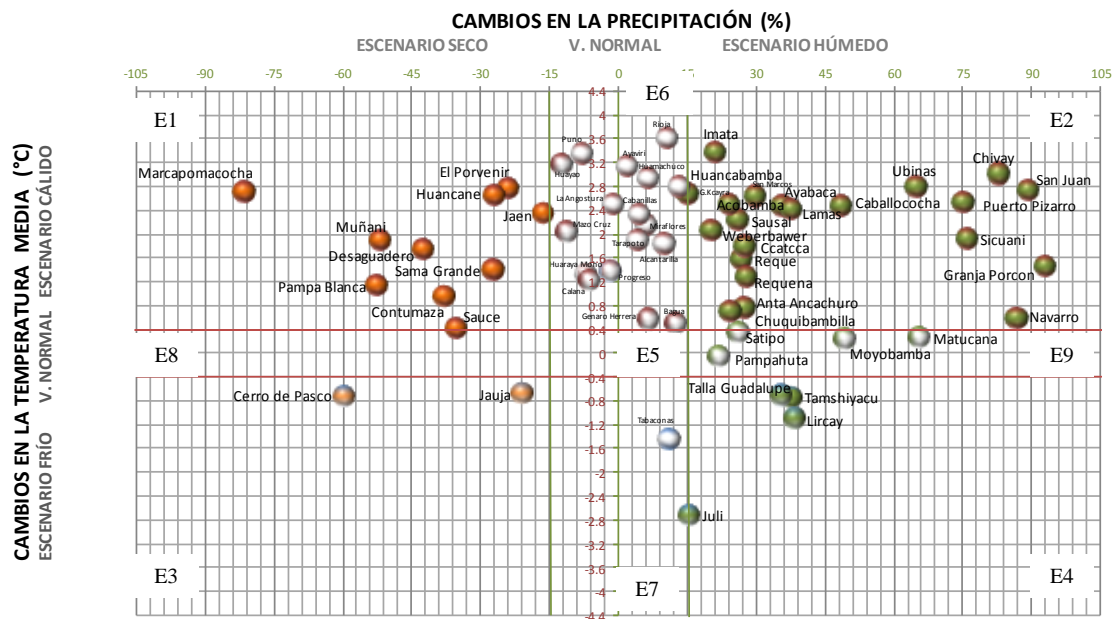


Figura 37: Caracterización de los cambios futuros de la temperatura y precipitación en el verano austral 2036-2065 escenario de altas emisiones de GEI, relativo al periodo 1971-2000, en 60 localidades seleccionadas de interés en Perú que registran simultáneamente precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima del aire. La caracterización ha sido realizada considerando la precipitación y temperatura media. La temperatura media es estimada a partir de la temperatura máxima y temperatura mínima del aire.

V. CONCLUSIONES

Las conclusiones de esta tesis se centran en las tendencias recientes de temperatura y precipitación 1971-2010 y en la generación de los posibles cambios a escala espacial local de la precipitación y temperatura promedio de 30 años, centrado en el año 2050, correspondiente al verano austral del periodo 2036-2065 en Perú según el escenario de alta emisión de Gases de Efecto Invernadero, relativo al periodo 1971-2000.

5.1 TENDENCIAS RECIENTES DE LA TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA

- Los eventos extraordinarios de El Niño 1982/1983 y 1997/1998 (La Niña 1999/2001) en la estación de verano austral modularon la variabilidad de la temperatura máxima en la Costa, Andes y Selva de Perú ocasionando aumento (disminución) de la temperatura máxima.
- La temperatura mínima fue mayormente modulada por el último evento extraordinario de El Niño (La Niña) con aumento (disminución) en la región costera principalmente.
- La precipitación tuvo dos efectos diferentes como la disminución en los Andes y Selva en El Niño 1982/1983 y aumento de la precipitación durante El Niño 1997/98 y La Niña 1999/2001. En tanto, en la Costa los años El Niño 1983 y 1998 afectaron con incrementos sustanciales la precipitación y la temperatura.
- Un quiebre o salto en la serie de temperatura máxima promedio de las tres regiones Costa, Andes y Selva de Perú se presentó en el año 1977 para después dar lugar a temperaturas predominantemente por encima de la línea de base climática (1971-2000), y por debajo antes de 1977, que considerando la serie histórica 1971-2010 dan una tendencia de aumento. Este comportamiento es consistente con el salto climático

que se ha observado en diferentes variables climáticas en diferentes partes del mundo y que según Jacques, M.,2009 fue debido a la mayor incidencia de la fase cálida del ENOS después de mediados de los 70s y que corresponderían a una respuesta acoplada del sistema climático.

- En la serie de temperatura mínima existe evidencia del salto climático de mediados de los 70s en la Costa y Selva que dieron lugar a la tendencia de aumento, en tanto para los Andes no es relativamente clara.
- En la serie de precipitación un quiebre significativo fue observado en 1982 que después dio lugar a la tendencia de aumento en la Costa, Andes y Selva. En tanto, antes de 1982 las precipitaciones estuvieron por debajo de la línea de base climática (1971-2000).
- **La señal de tendencia de la temperatura máxima** presenta un comportamiento regional de aumento en general. En localidades de los Andes se evidencia un fuerte aumento significativo en promedio de 0.19 °C/década. En la Costa la tendencia de temperatura máxima es de 0.15 °C/década y en la Selva 0.11 °C/década.
- La tendencia promedio de la temperatura máxima de verano austral en Perú indica en promedio aumento de 0.15 °C/década con un porcentaje discernible de estaciones de 49 % con significancia estadística, de un total de 117 evaluadas.
- **La señal de tendencia de la temperatura mínima** presenta en general un comportamiento regional de aumento. En localidades de la Selva en promedio es de 0.36 °C/década, en la Costa 0.15 °C/década y los Andes de 0.14 °C/década.
- La tendencia promedio de temperatura mínima para Perú es de aumento a razón de 0.22 °C/década con un porcentaje discernible de estaciones de 54 % con significancia estadística, de un total de 118 evaluadas.
- Aunque no se ha considerado registros de estaciones altoandinas, la tendencia de la temperatura máxima y especialmente la mínima, explicarían aparentemente entre otras causas el retroceso acelerado y desaparición visible de algunos glaciares y

nevados en las dos últimas décadas del período 1971-2010, principalmente de aquellos próximos al nivel de referencia de 4660 msnm.

- Las temperaturas nocturnas en verano vienen aumentando más rápidamente que las temperaturas diurnas, como resultado deducible la tendencia del rango diurno de temperatura estaría mostrando aumento.
- El aumento de las temperaturas en el periodo 1971-2010 estuvieron moduladas por los ENOS extraordinarios acontecidos en 1982/83, 1997/98, y los calentamientos superficiales anómalos que se hicieron más frecuentes e intensos en el pacífico tropical en las dos últimas décadas y probablemente por contribución en alguna medida del factor antropogénico como crecimiento de las ciudades, el incremento demográfico, mayor consumo de energía, cambios en el aspecto local y geográficos (cambios en el paisaje, uso del suelo), entre otros, que amerita estudio.
- El aumento de la temperatura máxima y mínima en el periodo 1971-2010 es consistente con la dirección de calentamiento observado a nivel mundial.
- **La señal de la tendencia de precipitación** en el período de 1971-2010 presenta en promedio aumento con alta variabilidad espacial. En localidades de los Andes el aumento es de 10 %, en la Selva de 7 % y no superan el umbral superior de variabilidad normal actual de lluvias de $\pm 15\%$. A diferencia de la Costa de 19 %. Sin embargo, en todas las regiones, el porcentaje discernible de estaciones evaluadas con tendencia significativa fue menor al 15 %.
- La tendencia de la precipitación de verano 1971-2010 en Perú sugiere un incremento promedio de 12 % que cae dentro del rango de variabilidad normal actual de $\pm 15\%$, con un porcentaje discernible de estaciones de 14 %.
- En algunas localidades puntuales se evidencia la tendencia de disminución de la precipitación, temperatura máxima y mínima que parece tener mayor influencia local modulada por los efectos de la pequeña escala sobre la gran escala (forma de relieve, circulación local, orientación/emplazamiento de la estación meteorológica, presencia de cuerpos de agua, lagos, lagunas, distancia de la línea costera, entre otros) o por oscilaciones diferentes a la señal de largo plazo que no guardan coherencia espacial

con la tendencia de aumento regional observado y que no han sido evaluados en esta tesis.

- Existe un número pequeño de localidades que presentan tendencias de precipitación, temperatura máxima y mínima nulas o con señales no claras que no guardan coherencia espacial y temporal con la dirección de comportamiento de la tendencia regional, y que podrían estar moduladas por la Oscilación Decadal del Pacífico, la Oscilación Multidecadal del Atlántico, el Índice de Oscilación del Sur, entre otros o por la transición hacia una tendencia de disminución o aumento que no han sido experimentados en esta tesis.

5.2 ESCENARIO DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN VERANO 2036 - 2065 RELATIVO A 1971-2000

- Los cambios en la temperatura media a escala local en Perú es en promedio de 1.5°C para el 2036-2065 considerando el escenario de alta emisión de GEI, relativo a 1971-2000. Estos cambios guardan consistencia con la dirección de aumento de la temperatura media global de la superficie de la tierra de 0.3 - 0.7°C para 2016-2035 y de 2.6-4.8°C para 2081-2100 señalado en el Quinto Reporte (AR5 IPCC, 2013), considerando en ambos periodos el escenario de altas emisiones RCP8.5, relativo a 1986-2005. También muestra acuerdo con el aumento de la temperatura media global de 2.0-5.4°C para 2090-2099 relativo a 1980-1999 escenario A2 señalado en el Cuarto Reporte (IPCC AR4, 2007) y de 1.4-5.8°C para 1990-2100 mencionado en el Tercer Reporte (IPCC AR3, 2000).
- **Los cambios en la temperatura máxima** de verano 2036-2065 relativo a 1971-2000, en localidades ubicadas en los Andes sugieren en promedio el aumento en 1.7 °C, en la Costa de 1.0 °C y en localidades de la Selva de 0.7 °C.
- En 88 localidades de Perú de un total de 117 evaluadas sugieren en promedio un aumento de 1.4 °C de la temperatura máxima.
- **Los cambios en la temperatura mínima** de verano 2036-2065 relativo a 1971-2000 en localidades de la región Andina indican en promedio un aumento significativo de 2.4 °C, en la Costa y Selva muestran aumentos en 1.5 °C.

- En 95 localidades de Perú de un total de 118 evaluadas sugieren en promedio el aumento de 1.7 °C de la temperatura mínima.
- **Los cambios en la precipitación** de verano 2036-2065 relativo a 1971-2000, en las localidades de los Andes sugiere en promedio un incremento de 17 %, en la Costa incremento de 29 % y en localidades de la Selva indican un incremento promedio de 13 %.
- En 88 localidades Perú de un total de 153 evaluadas indican a futuro un incremento promedio de 18 % de la precipitación siendo su variabilidad normal actual de $\pm 15\%$.
- La proyección del modelo estadístico indica que a pesar del incremento de precipitación (18%) en el periodo de mayores precipitaciones en el país (DEF), la humedad del suelo se reduce, debido al aumento de la temperatura que eleva la tasa de evapotranspiración.
- En localidades puntuales y muy cercanas responden con diferentes sensibilidades a la señal de cambio climático reflejado en la dirección opuesta al comportamiento regional de aumento de la temperatura y precipitación que apunta a diferentes procesos de la pequeña escala sobre la gran escala o viceversa, que no han sido experimentados en esta tesis.
- El escenario cálido-seco es identificado en 10 localidades que conlleva a altas tasas de evaporación y evapotranspiración con implicancias en la hidrología en la agricultura, en la desertificación de los suelos e implicancias relevantes en la hidroenergía como la reducción de su capacidad de generar energía debido a un menor flujo de agua por ingresar a las fuentes naturales y a las obras de arte ingenieriles.
- El escenario cálido con precipitación futura similar a la variabilidad normal actual se ha caracterizado en 16 localidades y el escenario cálido-húmedo en 20 localidades, que está asociado con altas tasas de evaporación, evapotranspiración y la consiguiente pérdida de humedad del suelo debido a la alta temperatura.

- El escenario frío-seco se ha caracterizado en 2 localidades ubicadas en los Andes centrales, con posibles implicancias en la salud y en el sector agrícola. El escenario frío con precipitación futura similar al patrón actual, se identificado en 1 localidad y el escenario frío-húmedo en 4 localidades, estos escenarios apuntan a efectos relevantes sobre cultivos sensibles al clima frío.
- Los cambios de la temperatura media y precipitación futura a escala local comparada con sus patrones actuales son consistentes, y relativamente conservadores cuando se compara con lo señalado en los Reportes del IPCC.

VI. RECOMENDACIONES

- La metodología aplicada en la presente tesis puede ser extrapolada para generar escenarios futuros en otros trimestres del año MAM, JJA y SON, considerando que el estudio puede ser replicado con diferentes predictores (información de gran escala/regional) donde se recomienda como tarea previa la validación de los predictores en su período de línea de base climática o de control y en su selección sean patrones espaciales de la dinámica/termodinámica y/o de teleconexión de los predictandos y se garantice a priori una relación física entre ellos y en su periodo futuro sean robustos y consistentes con otros GCMs para el buen manejo y reducción de la incertidumbre de los escenarios.
- Es recomendable considerar predictores sensibles que capturen la señal del cambio climático de gran escala como la temperatura a 2 metros, la humedad, o el Espesor de la capa atmosférica considerada en este trabajo, el cual incorpora implícitamente las variaciones de la temperatura en la capa baja, media y alta de la atmósfera.
- La técnica de regionalización estadística aplicada basada en la correlación espacial y relaciones de la variabilidad temporal común entre predictor y predictando considerando a priori la dinámica asociada y la teleconexión real y física entre predictor y predictando, permitió obtener proyecciones del clima futuro en localidades de interés –a fina resolución–, por tanto esta técnica es apropiada por su robustez para lugares con orografía compleja como el Perú.
- Debido a la alta variabilidad espacial y temporal de la precipitación en el territorio se recomienda agrupar en regiones homogéneas de precipitación mucho más finas para obtener dominios espaciales y predictores más óptimos.
- Actualmente, se encuentra disponible la información de reanálisis del Era Interim de $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ –información más próxima a la atmósfera real de fina resolución

espacial con series largas– con aplicaciones en la selección de predictores, en la calibración del modelo estadístico, como patrón referente en la fase de validación de los GCMs y que pueden ser regrillados a una resolución intermedia tomando en cuenta la aún gruesa resolución espacial de los GCMs disponibles del IPCC.

- Actualmente las variables océano - atmosféricas de la nueva versión del modelo ECHAM en sus escenarios de alta, moderada y baja emisión de los GEI, disponibles en <http://pcmdi9.llnl.gov/esgf-web-fe/>. Así como también la simulación de control. Esta reciente versión del modelo presenta mejoras respecto a la versión aplicada en este estudio; principalmente en los tratamientos de la transferencia radiativa, albedo de superficie, aerosoles, atmósfera media, vegetación dinámica interactiva, entre otras mejoras en los esquemas de parametrización física de la subgrilla. Esta nueva versión del ECHAM debe ser validada en sus patrones de circulación atmosférica de gran escala para la región sudamericana, antes de ser consideradas como nuevos predictores en la regionalización estadística.
- El modelo ECHAM se encuentra en continua mejora; para tal efecto los escenarios locales generados tomando como forzante las salidas de este GCM son tentativos y que guardan coherencia y acuerdo con las proyecciones señaladas en los Reportes del IPCC y sirve como instrumento para la gestión del cambio climático. El cual permite establecer medidas estratégicas en diversos sectores productivos para ser integrados por los tomadores de decisiones en los planes de los gobiernos regionales y principalmente locales.
- Los resultados presentados si bien constituyen una aproximación en la generación de escenarios de temperatura y precipitación futura a escala local para el verano austral en Perú, están asociados a niveles de incertidumbres entre ellos el escenario de alta emisión de GEI considerado y la metodología de regionalización estadística aplicada. Sin embargo, guardan acuerdo con las proyecciones señaladas en los Reportes del IPCC sugiriendo una mayor seguridad y confianza de los resultados obtenidos.
- La aplicación de las proyecciones de cambio climático derivadas de este estudio en la comunidad de impactos y vulnerabilidad, deberá ser con comunicación y contacto con el climatólogo a fin de tener una mejor interpretación de los resultados de este estudio.

- Los resultados de las tendencias actuales y los cambios futuros de precipitación y temperatura a escala local generados en el presente estudio pueden ser aplicados para inicializar modelos hidrológicos a fin de proyectar la disponibilidad hídrica y potencial hidroenergético actual, y futuro. Así como también puede ser usada para inicializar modelos de rendimientos de cultivos; ser interceptada con información de enfermedades vectores, entre otros.
- Se recomienda en las regiones con escasa información climática la implementación de mecanismos de mediciones de variables hidrometeorológicas que contribuyan a estudiar en mayor detalle los cambios en el clima actual y futuro. Asimismo, en regiones altoandinas o de glaciares se recomienda el fortalecimiento de una red de vigilancia del cambio climático a fin de que puedan capturar la señal del clima de gran escala.
- En localidades puntuales y muy cercanas se proyecta comportamientos en diferente dirección del cambio regional de la temperatura y de la precipitación que podrían estar afectados por los diferentes procesos de la pequeña escala sobre la gran escala, oscilaciones de mediano o muy largo plazo, entre otros, que no han sido tratados en esta tesis y que responden con diferentes sensibilidades a la señal de cambio climático, para el cual se recomienda estudios de circulación atmosférica local.
- Los resultados presentados incorporan niveles de incertidumbre debido a las asunciones inmersas en el escenario de alta emisión de GEI considerado en este estudio –que están implícitos en los predictores de gran escala–, al GCM utilizado y debido a la técnica de regionalización estadística aplicada. Sin embargo, los resultados son robustos y consistentes que van en una misma dirección con las proyecciones globales y regionales señaladas en los Reportes del IPCC.
- Hoy en día existen modelos regionales oceánicos que simulan el afloramiento costero y que pueden ser adaptados para corridas de largo plazo en alta resolución espacial, los cuales antes deben ser estudiados y validados, a fin de tomar estas salidas como predictores para regionalización estadística a escala local, aunque la cascada de incertidumbre se amplía en los procesos de generación de escenarios. Sin embargo, podrían esperarse resultados “más fiables”. Estas salidas pueden también

considerarse para forzar los modelos climáticos regionales para simular el clima de largo plazo en la región sudamericana como el ETA y WRF que vienen siendo ampliamente estudiados.

- La combinación de técnicas estadísticas con predictores de diferentes GCMs y escenarios de emisión con la técnica dinámica de regionalización climática inicializada con uno o más GCM en la generación de escenarios futuros del clima a fina resolución, podrían llevarnos a resultados mayores o más robustos y reducir la incertidumbre. Se recomienda para tal fin el tratamiento de la incertidumbre como evaluar cuantitativamente a través de la desviación estándar las proyecciones futuras del modelo x respecto al promedio de las proyecciones de todos los modelos considerados, diagrama de plumas, diagrama de cajas, multimodelo ensemble, establecimiento de ponderaciones al futuro en función a como se modela el clima histórico, entre otras técnicas, a fin de identificar la ruta más probable o de mayor confianza en las proyecciones futuras.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACUÑA, D. 2009. Notas de exposición presentada en el curso Técnicas estadísticas para ajuste y validación de modelos numéricos. SENAMHI-Lima.

ASHOK, K., BEHERA, S. K., RAO, S. A., WENG, H., YAMAGATA, T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection, Rev. Journal of Geophysical Research.112 (C11007).

BARNETT AND PREISENDORFER. 1987. Origins and Levels of Monthly and Seasonal Forecast Skill for United States Surface Air Temperatures Determined by Canonical Correlation Analysis. Monthly Weather Review. 115 (1): 1825-1850.

BARNSTON A., SMITH T. M. 1996. "Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA," Rev. Journal of Climate. 9(11): 2660-2697.

BAZO, J. 2010. Notas de exposición presentada en el Simposio de SENAMHI 2010.

BAZO J, LORENZO N, PORFIRIO DA ROCHA R, 2013. "Relationship between Monthly Rainfall in NW Peru and Tropical Sea Surface Temperature," Rev. Advances in Meteorology, 2013(ID 152875):1-9.

BENESTAD, R.; CHENG D. y HANSEEN-BAUER I. 2007. Empirical Statistical Downscaling. Norwegian Meteorological Institute, Rev. Earth Sciences Centre. 268 pp.

BRACK Y MENDIOLA, 1997. ONERN, 1985.

BRETHERTON, C. S., SMITH, C. AND WALLACE, and J.M.1992: An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. Journal of Climate. 5 (1): 541-560.

BRUNET M.; CASADO J., DE CASTRO M., GALÁN P., LÓPEZ J., MARTIN J., PASTOR A., PETISCO E., RAMOS P., RIBALAYGUA J., RODRÍGUEZ E., SANZ I., TORRES L. 2009. Generación de Escenarios regionalizados de Cambio Climático en España. Agencia Estatal de Meteorología. 1(1):1-158.

CAN 2007. El fin de las cumbres nevadas?. Glaciares y cambio climático en la comunidad andina. Publicado por la Secretaria General de la Comunidad Andina, el instituto de investigación para el desarrollo, la ONU para el medio Ambiente, la Oficina regional para América Latina y el Caribe y La Agencia española de cooperación internacional.

- CANE, M.A. 1983. Oceanographic events during El Niño. *Rev. Science*. 222(1):1189-1194.
- CANO, R. et al. 2001. Aplicación de métodos de clasificación al downscaling estadístico. V Simposio Nacional de Predicción. Editorial INM 2001.
- CH2011, 2011. Swiss Climate Change Scenarios CH2011, published by C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate, and OcCC, Zurich, Switzerland, ISBN: 978-3-033-03065-7. 88.
- CRESSMAN, G. P. 1959. An operative objective analysis system. *Rev. Monthly Weather Review*, 87(1):367-374.
- ESPINOZA J. 2009. Taller Internacional de la Comunidad Andina.
- FOWLER, H. J.; BLENKINSOP S. y TEBALDI C. 2005. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling.
- FU, R., DICKSON, E., MINGXUAN, CH., WANG, H. 2001. How Do Tropical Sea Surface Temperatures Influence the Seasonal Distribution of Precipitation in the Equatorial Amazon?. *Rev. Journal of climate*. 14(1):4003-4026.
- GARREAUD, R. y BATTISTI, D. 1999. Interannual (ENSO) and Interdecadal (ENSO-like) Variability in the Southern Hemisphere Tropospheric Circulation. Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO). *Rev. American Meteorological Society*. Contribution Number. 505(1):2113-2123.
- GOODESS, CM. y PALUTIKOF, J. P. 1998. Development of daily rainfall scenarios for Southeast Spain using a circulation type approach to downscaling. *Int J. Climatol* 18(1):1051-1081.
- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R. y DOYLE, M. E. 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events, *Rev. J. Clim.*, 13(1):35-58.
- GRIMM, A. M. 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences, *Rev. Bras. J. Clim.* 16 (1):263-280.
- GUTIÉRREZ, J.M.; CANO, COFIÑO, R. A.S. y SORDO, C. 2011. *Redes Probabilísticas en Neuronales en las Ciencias Atmosféricas"*.
- HOFER, M.; MÖLG, T., MARZEION, B. y KASER, G. 2010. Empirical-statistical downscaling of reanalysis data to high-resolution air temperature and specific humidity above a glacier surface (Cordillera Blanca, Peru). *Rev. Journal of geophysical research*, 115(D12120, doi: 10.1029/2009JDO12556).

Instituto Nacional de Estadística e Informática, Perú: Estimaciones y Proyecciones de Población, 1950-2050 [en línea]

<<http://proyectos.inei.gob.pe/web/biblioineipub/bancopub/Est/Lib0845/index.htm>>

[Consulta: 2 de diciembre del 2014].

INEI, 2008. Perú: Anuario de Estadísticas Ambientales. 1-438.

IPCC, 2000. Informe especial del Grupo III. Escenarios de emisiones. Resumen para responsables de políticas. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, ISBN: 92-9169-413-4, 1-27.

IPCC, 2001. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2001: Synthesis Report. Third Assessment Report. Climate Change. 1-34.

IPCC, 2007a. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1-18.

IPCC, 2007b. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 7-22.

IPCC, 2013. “Resumen para responsables de políticas. En: Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático” [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América. 1-27.

JACQUES, M. 2009. Caracterización del salto climático de mediados de los 1970s en Sudamérica. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geofísica, 149p.

KALNAY, E. Notas sobre 2do curso de verano sobre “Calentamiento Global y Fenómenos Climáticos Extremos” [en línea]

<<http://www.atmos.umd.edu/~ekalnay/pubs/PuertoRicoReanalysisKalnay.ppt.pdf>>

[Consulta: 10 de enero del 2010].

- LABRAGA, J.C. 2009. Statistical downscaling estimation of recent rainfall trends in the eastern slope of the Andes mountain range in Argentina. *Rev. Theor Appl Climatol.* 99 (1):287-302. DOI 10.1007/s00704-009-0145-6.
- LAGOS, P., SILVA, Y., NICKL, E., MOSQUERA, K. 2008. El Niño-related precipitation variability in Perú. *Rev. Per. Advances in Geosciences*, 14(1):231-237.
- LAVADO, W., LABAT, D., RONCHAIL, J., ESPINOZA J., GUYOT, J. 2012. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon–Andes basin over the last 40 years (1965–2007). *Hydrol. Process.* DOI: 10.1002/hyp.9418: 1-13.
- LAVADO, W., ESPINOZA, J. 2014. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Rev. Bras. Meteorol.* 29(2).
- LORENZI, D., ROHRER, M. 2011. Nota sobre Patrones de circulación Atmosférica y downscaling.
- MARENGO, J. 2004. Interdecadal and long term rainfall variability in the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology* 78: 79-96.
- MINAM 2010. El Perú y el Cambio climático. Segunda Comunicación Nacional del Perú. Ed MINAM. *Rev. Per.* 1(1):1-200.
- MONTECINOS, A. 1998. Pronóstico Estacional de la Precipitación en Chile Central. Tesis para optar el grado de Magister en Ciencias Atmosféricas, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- NAMIAS, J. 1964. Remarks on the potential for long-range forecasting. *Boletín Est. Amer. Meteor. Soc.*, 66:165-173.
- OBREGÓN, G. 2006. La precipitación en la sierra y selva del Perú. *Boletín de Lima.* 28 (145).
- OBREGÓN, G. y MARENGO J. 2006: Tendencias y Variabilidad de la Precipitación en el Perú. *Variabilidad Climática y Cambio Climático, Impacto en el logro de las metas del milenio.* IV Encuentro RUPSUR 8-10 de Noviembre de 2006. Colombia.
- PREISENDORFER, R.W., 1988: *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*, Elsevier, 17(1): 1-425.
- RASMUSSEN, E.M. y CARPENTER, TH. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110: 354-384.
- RIBALAYGUA, J., SCHMITH, T., 2007. “Statistical and dynamical downscaling of precipitation: An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 112 (D04105): 1-20.

- RIBALAYGUA, J. 2010. Verificación y validación de una metodología de downscaling estadístico para la región de Nicaragua. CONAMA10. 1-20.
- ROECKNER, E. ET AL. 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM5, model description. Report N° 349. 127 pp.
- SEN, P.K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*. 63(1):1379-1389.
- SORDO, C. M. 2006. Técnicas Estadísticas para la Proyección Local de la Predicción Meteorológica Estacional. Métodos, Validación y Estudios de Sensibilidad. Tesis Doctoral. 1-161.
- SENAMHI, 2005a. Escenarios del cambio climático en el Perú al 2050 - Cuenca del Río Piura, Editor: Consejo Nacional del Ambiente – CONAM, ISBN: 9972-824-18-7, 2005.
- SENAMHI, 2009. Escenarios de cambio climático en el Perú para el año 2030. Senamhi. 1- 266.
- SEN, P.K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau", *Rev. Journal of the American Statistical Association*, 63(1): 1379-1389.
- SOUVIGNET, M.; GAESE, H. ET AL. 2010. Statistical downscaling of precipitation and temperature in north-central Chile: an assessment of possible climate change impacts in arid Andean watershed. *Rev. Hydrological Sciences Journal*, 55(1): 41-57.
- TAKAHASHI, K. 2005. Downscaling estadístico de la precipitación en la Cuenca del Mantaro Parte I: Variabilidad climática interanual, Parte II: Estimación del efecto del cambio climático global.
- TAKAHASHI, K., MONTECINOS, A., GOUBANOVA, K., DEWITTE. B. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Rev. Geophysical Research Letters*. 38(L10704): doi 10.1029/2011GL047364.
- VALVERDE, M. 2009. Notas del curso Técnicas estadísticas para ajuste y validación de modelos numéricos.
- VON STORCH, H.; ZORITA, E. y CUBASH, U. 1993a. Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales: An application to Iberian Rainfall in wintertime. *Journal of Climate*, 6 (1): 1161-1171.
- VRAC, M.; STEIN, M., HAYHOE, K. y LIANG X. 2007. A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. *Geophys Res Letters*, 34, L18701, doi: 10.1029/2007GL030295.

VUILLE, M., BRADLEY, R.S., WERNER, M., KEIMIG, F., 2003a: 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change*, 59(1-2): 75-99.

Autoridad Nacional del Agua, Informe de Disponibilidad Hídrica [en línea] < http://www.ana.gob.pe:8080/snirh/dsp_disphidrica.aspx > [Consulta: 18.11.2014].

VIII. ANEXO

8.2 SIGLAS

AB	Alta de Bolivia
ACP	Análisis de Componentes Principales ó Components Principal (CP)
AR4	Assessment Report 4 (de IPCC)
ACC	Análisis de Correlación Canónica
CCSM	Community Climate System Model
CO2	Dióxido de Carbono
CRU	Climate Research Unit
DEF	Trimestre Diciembre- Enero-Febrero,
ECHAM4/OPYC3	Modelo acoplado alemán (European Center HAMBurgo)
ECMWF	European Center Model Weather Forecast
ENOS	El Niño Oscilación del Sur ó El Niño Southern Oscilations (ENSO)
EOF	Empirical Ortogonal Function
GCMs	Global Circulations Models
GEI	Gases de Efecto Invernadero
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JMA	Japan Meorology Agency
MPI	Max Planck Institute
MRI	Meteorological Research Institute, Japón
NAO	North Atlantyc Oscillation
NCAR	Nacional Center Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Predictions, EUA
OMM	Organización Mundial de Meteorología
PDO	Pacific Decadal Oscilation
PROCLIM	Progr. de Fortal. Capac. Nac. para Manejar el Impacto del Cambio C.
RCM	Regional Climate Model
RR	Precipitación
SCNCC	Segunda Comunicación Nacional de Cambio Climático
TSM	Temperatura Superficial del Mar
T42	Truncación Triangular de 42 ondas en la horizontal
UK	United Kingdom (Reyno Unido)
USA	United States of American, Estados Unidos de América
VNEB	Vaguada del Nor Este de Brasil

8.3 VALIDACIÓN

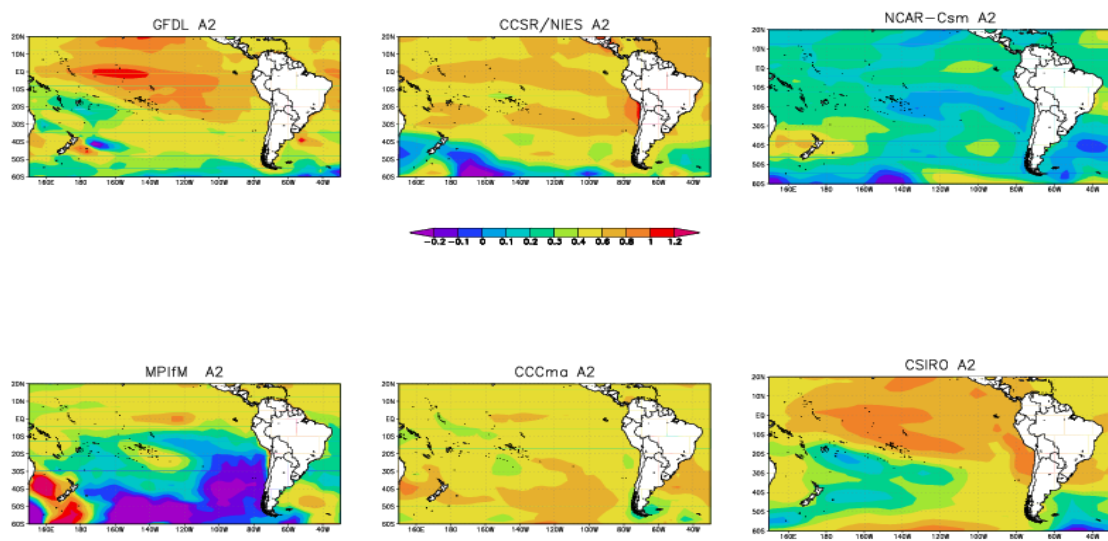


Figura 38: Cambios de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) escenario de alta emisión de GEI período 2005-2050 relativo a 1990-2004, proyectado por diferentes modelos globales. Fuente SENAMHI 2005a.

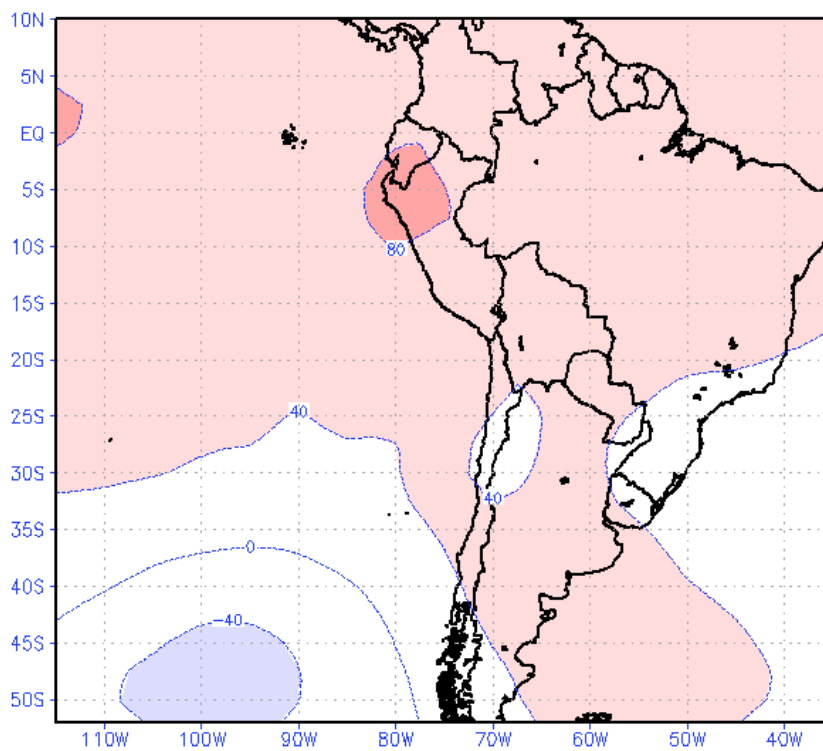


Figura 39: Bias del Espesor 200-500 hPa. Modelo Alemán ECHAM escenario de alta emisión de GEI.

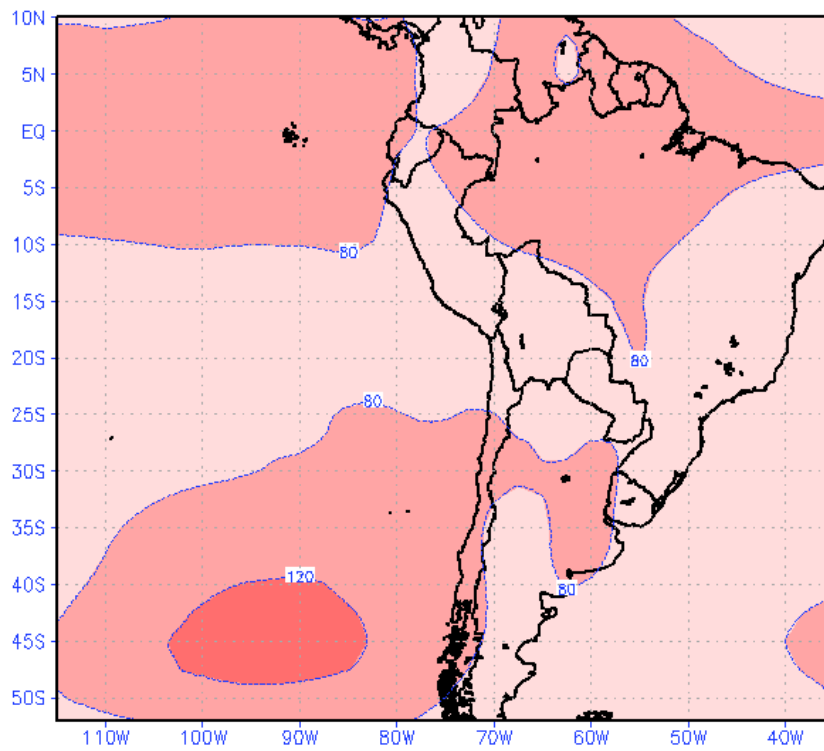


Figura 40: Bias del Espesor 500-850 hPa. Modelo Alemán ECHAM escenario de alta emisión de GEI.