



SEMARNAT
SECRETARÍA DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS NATURALES



INECC
INSTITUTO NACIONAL
DE ESTADÍSTICA
Y ECONOMÍA



NOMBRE DE LA CONSULTORÍA: ANÁLISIS DE LA REPRODUCCIÓN DE PROCESOS
ATMOSFÉRICOS QUE AFECTAN EL CLIMA MEXICANO MEDIANTE SIMULACIONES
REGIONALES DEL CLIMA
NO. DE CONTRATO: CSP-2016-065

NOMBRE DEL DOCUMENTO QUE SE PRESENTA:

RESULTADOS DE LA EVALUACIÓN Y MÉTRICAS DEL ANÁLISIS DEL DESMPENÑO DE LOS
MODELOS RESPECTO A OBSERVACIONES PARA LA ESTIMACIÓN DE LOS PERÍODOS
DE 1980-2009 Y 2015-2039.

BASES DE DATOS ORIGINALES Y PROCESADAS (RESULTADOS) Y SU
DOCUMENTACIÓN (METADATOS), TANTO DE LAS OBSERVACIONES ERA-INTERIM,
MODELOS GLOBALES GFDL-ESM2M Y CSIRO-MK35, ASÍ COMO DE LAS
SIMULACIONES REGIONALES CON REGCM.

ENTREGA A LA QUE CORRESPONDE: TERCERA

Dr. José Antonio Salinas Prieto. Consultor

LCA. Yusif Salib Nava Assad
Subdirector de Variabilidad Climática y
Cambio Climático
INECC

Firma de Vo.Bo. PNUD

Fecha: Septiembre/2018



Contenido

Resumen ejecutivo	3
1. Introducción	11
2. Objetivo General	12
3. Metodología	12
3.1 Cálculo de la energía cinética de perturbación asociada a ondas del este.	12
3.2 Cálculo de la energía cinética de perturbación asociada a frentes fríos.	13
3.3 El Monzón de Norteamérica	13
3.4 Identificación de la Oscilación Decenal del Pacífico	13
3.5 Identificación de la Oscilación del Atlántico Norte (OAN).	14
3.6 Cálculo de los principales índices climáticos.	20
4. Resultados	21
4.1 Ondas del este	63
4.2 Frentes fríos	69
4.3 El Monzón	74
4.4 Oscilación Decenal del Pacífico y del Atlántico Norte	77
4.5 Principales índices climáticos	117
5. Conclusiones	154
7. Referencias	170



Resumen ejecutivo

Se realizó un estudio del clima regional mexicano que incluye su variabilidad y su cambio a largo plazo, el cual aporta información y conocimiento para evaluar las causas de los impactos regionales bajo el escenario de cambio climático RCP8.5 tanto en el período futuro cercano 2015-2039, como en el lejano 2070-2099, al comparar los cambios de procesos atmosféricos respecto al período base histórico 1980-2009.

Este estudio se basó en la regionalización con métodos dinámicos utilizando el modelo RegCM forzado tanto con el modelo global CSIRO, (el de mejor desempeño para México) como con el modelo GFDL de uso generalizado en México. El trabajo estuvo orientado a comprender las causas de los errores sistemáticos en la representación de procesos físicos locales y distantes que aportan a la variabilidad y el cambio climático en México y sus mares adyacentes. Se incluyó la evaluación del desempeño de los modelos atmosféricos globales y del modelo regional mediante la identificación de errores sistemáticos en la representación de procesos de baja frecuencia y gran escala como distribución hemisférica de presión, circulaciones atmosféricas superficiales en el Océano Pacífico y el Atlántico y sus efectos en la distribución espacial de precipitación y temperatura a nivel hemisférico.

Se incluyeron los efectos de las fronteras orográficas en la distribución de precipitación y temperatura, así como de la temperatura superficial del océano en las simulaciones regionales con el modelo RegCM. El análisis incluyó un diagnóstico de las perturbaciones de alta frecuencia como ondas del este (OE) y frentes fríos (FF), así como sus impactos en México en la distribución espacial y estacional de precipitación y temperatura.

Las simulaciones numéricas se realizaron con las configuraciones con el mejor desempeño para México, identificando alcances y limitaciones de la regionalización dinámica. El área geográfica de la malla simulada incluye el Atlántico y Pacífico tropical, asegurándose con ello incluir la dinámica de los procesos que modulan el clima mexicano. La evaluación del desempeño se realizó dividiendo a México dos regiones (norte y sur) mediante análisis estadísticos comparando simulaciones y observaciones.

En la representación de procesos de alta y baja frecuencia, el modelo global CSIRO es el de mejor desempeño para México, así como para la distribución espacial y temporal de la precipitación y temperatura. El modelo regional RegCM forzado con CSIRO mejora la variabilidad espacial de ambas variables, ya que incluye los efectos orográficos por ser de más alta resolución, destacando la reproducción de la sequía intraestival (disminución de precipitación entre julio y agosto). En todos los



modelos, la precipitación en el sur presenta mayor variabilidad respecto al norte (desviación estándar).

Para la temperatura, variable con mejor desempeño de los modelos, se observa que en el período histórico el ciclo anual para la región norte y sur muestra un comportamiento unimodal con un incremento en marzo alcanzando el máximo entre julio y agosto y descender nuevamente de septiembre a enero. CSIRO se posiciona nuevamente como el mejor modelo para México, así como RegCM forzado con CSIRO.

La descripción en el período histórico de los patrones espaciales y temporales de presión, vientos, precipitación y temperatura a nivel hemisférico brindó elementos de análisis para comprender el grado de eficiencia de los modelos en la reproducción de esta dinámica, siendo todas las simulaciones aceptables al compararlas con la base de datos ERA-Interim, esto es, se estimaron las condiciones medias del período base histórico 1980-2009 en dos estaciones contrastantes: invierno y verano para las variables: presión superficial, viento superficial, precipitación acumulada y temperatura, estos cálculos se realizaron para los datos ERA-Interim, los modelos globales CSIRO, GFDL, y el modelo regional RegCM forzado tanto con CSIRO como con GFDL. Todas las simulaciones representaron en ambas estaciones lo observado, como los dos centros de alta presión, el primero sobre el Atlántico, en la zona de las islas Azores, denominado alta semi-permanente y el segundo en el Pacífico del este y su variabilidad temporal, derivando en ello en vientos simulados congruentes con estos centros de alta presión: en los trópicos los vientos alisios que en verano favorecen la formación perturbaciones del este que se acercan a costas del continente americano en el Atlántico y en los extra trópicos, que en invierno favorecen la formación de perturbaciones del oeste que se acercan a Europa en el Atlántico.

La regionalización dinámica con RegCM mejora la distribución espacial y temporal de las variables analizadas, por ejemplo, los efectos de la orografía abrupta de México y Centroamérica, en las dos interrupciones de orografía: Istmo de Tehuantepec y Golfo de Papagayo (Centroamérica), se observan vientos superficiales más intensos al compararlos con tanto con los modelos globales como con datos de ERA-Interim. Un segundo ejemplo de mejora en la representación de los efectos orográficos es la disminución de vientos superficiales por fricción y sus contrastes con las grandes planicies de Norteamérica donde los vientos son mayores.

Para el futuro cercano, en las simulaciones con el modelo RegCM forzado con CSIRO durante el invierno, aplicando el escenario RCP8.5, se observan patrones espaciales similares de precipitación respecto al período histórico, subestimando



en las regiones de valores mayores, para la región mexicana habría poco cambio en la precipitación, a excepción de costas de Veracruz, donde disminuiría.

Para el período de mayor precipitación en México: entre junio y agosto, el modelo RegCM forzado con CSIRO para el futuro cercano, aplicando el escenario RCP8.5, mantendría la distribución espacial de precipitación y la ZCIT en el Pacífico tendría mayor extensión norte-sur, no obstante, sería de menor intensidad, sobre todo en el Pacífico central. En el Atlántico Tropical, la precipitación acumulada anual tendría poco cambio respecto al período histórico, los mayores cambios serían en costas del Pacífico de Sudamérica, en la ZCIT. Para la región mexicana habría poco cambio en las zonas de menor precipitación, en el centro, sur y sureste, las zonas de máxima precipitación se mantendrían en extensión e intensidad.

En cuanto a la temperatura superficial simulada para invierno con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro cercano los patrones espaciales asociados a la latitud, los efectos de los océanos y la orografía, ello comparado con el período histórico simulado con los mismos modelos. En el Pacífico central se incrementaría en la región de la ZCIT la temperatura superficial. En las zonas montañosas se observan mantendrán valores similares al período histórico.

La temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro cercano los patrones espaciales, los mayores incrementos sucederían sobre ambos océanos en la zona tropical (entre el Ecuador y 15°N), así como en estados del sur de México y Península de Yucatán, con calentamientos de aproximadamente 3°C.

Para el futuro lejano, en el escenario RCP8.5 simulado por el modelo RegCM forzado con CSIRO, se mantendrían los patrones estacionales de precipitación de verano-otoño, los mayores cambios serían en las regiones con máximos valores, como en el este de la costa Atlántica de EU y Canadá y la ZCIT en ambos océanos, la ZCIT sería de mayor extensión sur-norte en el Pacífico, mientras que en el Atlántico se mantendría, al igual que los máximos tanto en Sudamérica como en África, siendo el de Sudamérica de menor extensión. Para la región mexicana los mayores decrementos se observarían en la región del Monzón, sur y centro del país y costas de Quintana Roo.

Para el futuro lejano, la precipitación de invierno simulada con el modelo RegCM forzado con CSIRO con el escenario RCP8.5 muestra que el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá se incrementaría respecto al período histórico, manteniendo las distribuciones espaciales similares, desde la costa del suroeste de África hasta el continente americano, la ZCIT sería más delgada, en el caso de la ZCIT en el Pacífico se mantendría con estructura similar al período histórico. Para la región mexicana los mayores cambios se observarían en el sur y



centro del país, mientras que en costas de Veracruz disminuiría. En la zona tropical la temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO mantendría en el futuro lejano los patrones espaciales, los mayores incrementos se darían sobre ambos océanos en la zona tropical y sobre el noroeste de México: Sonora, Baja California y Arizona, además de las costas del sur de México y Península de Yucatán, con calentamientos de hasta 4°C.

La alta incidencia de ondas del este contribuye a la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, por ello se estimó la actividad de ondas del este mediante un índice (IAON) entre mayo y noviembre tanto del período histórico, como de los dos futuros: cercano y lejano desde costas africanas, el Caribe y Golfo de México hasta la zona continental mexicana, se analizó su variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual, estimando así el potencial de reproducción de estas ondas con el modelo RegCM y sus cambios potenciales a futuro. Para el período histórico la variación espacial de la actividad de OE refleja un debilitamiento al 50% del índice al cruzar el Atlántico, al llegar a costas del Caribe y Golfo de México, en zonas montañosas, éste índice disminuye aún más sobre continente debido al efecto de fricción de las zonas montañosas de México.

Entre agosto y octubre al oeste de costas africanas se incrementa la actividad de onda, ampliándose estas áreas en Atlántico Central, observándose mayor intensidad sobre territorio mexicano respecto al período mayo a julio. En el modelo CSIRO se observa entre mayo y julio un desplazamiento al este de los valores mínimos hacia el Caribe, sobrestimando el índice en zonas montañosas mexicanas, al oeste de costas de África, CSIRO sobrestima este índice también. Entre agosto y septiembre, CSIRO mantiene los valores mínimos del índice en el Caribe y los máximos en costas africanas, manteniendo también los valores menores en el Caribe, sobre México CSIRO sobrestima la actividad de OE.

La regionalización con el modelo RegCM forzado con CSIRO en el período histórico muestra sobre México, Golfo de México, Pacífico Mexicano y el Caribe, una sobrestimación para el período mayo a julio, esto puede estar asociado a que el modelo global forzante (CSIRO) también sobrestima sobre México y también al efecto orográfico, mejor representado en RegCM. Para las costas africanas se observa una subestimación del índice, región donde RegCM lo reproduce mejor. Para el período agosto a octubre se mantiene esta subestimación, a excepción de las zonas montañosas mexicanas. La región de mejor reproducción de este índice es en las costas de África hasta el centro del Atlántico.

Para el futuro cercano, RegCM forzado con CSIRO mantiene patrones espaciales similares al período histórico, además de valores del índice similares, entre mayo y julio, los mayores cambios se darían en el Atlántico central, incrementándose la actividad de onda, entre agosto y septiembre las perturbaciones de latitudes



medias (al noroeste de costas de África) se incrementarían al igual que en Atlántico central, al norte de 30°N, para todo el período (entre junio y septiembre) los patrones espaciales son similares aún más al período histórico.

Para el futuro lejano RegCM forzado con CSIRO, mantiene distribuciones espaciales del índice de actividad de onda similares al período histórico, no obstante, entre mayo y junio, sobre México presentarían una disminución en el centro del país. Entre mayo y julio, los mayores cambios se darían en el Atlántico central, incrementándose la actividad de onda, entre agosto y septiembre las perturbaciones de latitudes medias (al noroeste de costas de África) se incrementarían al igual que en Atlántico central, al norte de 30°N, para todo el período (entre junio y septiembre) los patrones espaciales son similares aún más al período histórico.

Respecto a los frentes fríos (FF), en invierno tienen como efecto la disminución de temperatura en casi todo el país, sobre todo en regiones montañosas, los vientos asociados sobre el Golfo de México generan condiciones atmosféricas y oceánicas extremas en el Golfo de México, además de precipitación tanto en el norte de la Península de Baja California como en el litoral del Golfo de México y algunas zonas altas. La actividad de FF se registra en un índice propuesto en este estudio: índice de actividad de frentes (IAF) tanto del período histórico como de los dos futuros: cercano y lejano, dándole seguimiento desde Canadá hasta México y Centroamérica, se analizó su variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual, estimando así sus cambios potenciales a futuro.

En el período histórico, los datos de ERA-Interim muestran la distribución espacial del IAF entre noviembre y abril, con variabilidad espacial asociada a los efectos de la latitud y la a altitud, los mayores valores entre noviembre y enero se identificaron en el norte, al este de Canadá y EU, al oeste de Canadá y EU esta actividad es menor por el efecto de las Rocallosas. Hacia el sur de 30°N se observa un claro descenso de este índice casi en forma paralela a las líneas de igual latitud, sobre la zona continental (región mexicana) este descenso es afectado por la orografía, teniendo como resultado la disminución por fricción, para la región mexicana, Baja California y Sonora los valores son mayores, el efecto orográfico es observado sobre zonas montañosas mediante la disminución del índice. Entre febrero y abril se mantiene su distribución, con valores similares, por ello en todo el período (noviembre a abril) se observa esta distribución afectada tanto por la latitud como por la altitud.

Para el período histórico, el modelo global CSIRO subestima el índice de noviembre a enero, sobre todo al norte de 30°N, zonas de mayor valor, en el noreste de Canadá y EU, subestimando debido a la baja resolución de CSIRO los efectos de la orografía no son reflejados, ya que la estructura fina sobre las rocallosas no las



reproduce. Sobre México se observó una sobrestimación entre 20°N y 22°N. Entre febrero y abril se observa un patrón espacial similar con una subestimación menor en el este de Canadá y EU. Para el período completo de noviembre a abril se observa que la disminución de norte a sur de este índice es bien reproducida, no obstante, debido a la resolución, los efectos de la orografía no son bien reproducidos.

La regionalización con el modelo RegCM forzado con CSIRO entre noviembre y enero, reproduce adecuadamente los cambios espaciales de la distribución meridional del IAF (del sur al norte) por efecto de la latitud, también el máximo en el este de Canadá y EU, aunque de menor extensión, debido a la mayor resolución espacial los efectos de las Rocallosas son reproducidos en la ubicación, aunque de menor intensidad. Para la región mexicana, RegCM forzado con CSIRO sobrestima en la región central. Entre febrero y abril, el IAF en el centro del país es menor, manteniendo los patrones meridionales (norte-sur) y los efectos de la orografía, es en este período cuando se reproduce mejor el índice. Para todo el período: entre noviembre y abril, los cambios meridionales del IAF se mantienen, siendo las zonas montañosas las de más difícil reproducción por el efecto de la fricción.

Para el futuro cercano, el IAF estimado con RegCM forzado con CSIRO mantiene estructuras similares al período histórico entre noviembre y enero, identificando también el máximo en el este de Canadá y EU, su extensión y valor también son similares, los efectos de la orografía tanto en las Rocallosas como en la Sierra Madre Occidental y Oriental son incluidos por su resolución, de febrero a abril en el norte del país disminuiría el IAF, mientras que la zona de máximo valor en el noreste del continente americano disminuiría su extensión. Para todo el período entre noviembre y abril se mantendría la estructura espacial con gradientes meridionales hacia el sur y descenso de IAF en zonas montañosas por efecto de la fricción.

Para el futuro lejano, el modelo RegCM forzado con CSIRO entre noviembre y enero, estima que el índice al norte de 37°N se mantendría y al acercarse al Ecuador sería menor, como en el Noreste de México, siendo menor en el litoral de Golfo de México y sur de la Península de Yucatán. Entre febrero y abril se mantendría el IAF en latitudes altas, con mínimos cambios al sur de 35°N. Para todo el período de noviembre a abril, la distribución espacial del índice representa los efectos tanto de la latitud como de las zonas montañosas.

Uno de los fenómenos atmosféricos relevantes en México es el Monzón, el cual ocurre en el sureste de Sonora, este de Chihuahua, norte de Sinaloa y noroeste de Durango, una característica del Monzón es que en cinco meses (de junio a octubre), se registra hasta el 70% de la precipitación anual. Para el período histórico, la variabilidad temporal de precipitación es analizada en el ciclo anual para la región del Monzón, utilizando el promedio espacial para el período histórico



1980-2009, la información de referencia es la base de datos ERA-Interim, donde se observan valores mayores entre junio y octubre, con un máximo en agosto, el modelo CSIRO reproduce de manera más cercana a ERA este ciclo anual, subestimando el inicio de la temporada de precipitación (entre junio y julio) pero reproduciendo aceptablemente el resto de las etapas del Monzón, la combinación de RegCM forzado con CSIRO sobrestima la precipitación entre abril y junio ("adelanta el inicio del Monzón") y entre octubre y diciembre ("retrasa" el final del Monzón). El modelo GFDL es el de más bajo desempeño sobre la región, sobrestimando hasta en un 100% la precipitación, por otro lado, RegCM forzado con GFDL subestima, sobre todo en septiembre, siendo ésta la peor combinación de modelos para la región del Monzón, que es afectada tanto por procesos de regiones tropicales como de extra-tropicales. Entre junio y octubre: meses de mayor precipitación, se observa la mayor dispersión entre modelos. El modelo CSIRO y el RegCM forzado con CSIRO son las mejores combinaciones para reproducir la precipitación del Monzón.

Para el futuro cercano, el modelo CSIRO estima la precipitación similar al período histórico, con máximos entre agosto y septiembre, mientras que el RegCM forzado con CSIRO también mantiene la distribución temporal de precipitación, a excepción del mes de octubre, cuando estima un incremento poco significativo. El modelo GFDL mantiene la sobrestimación de hasta el 100% para el período cercano, mientras que RegCM forzado con GFDL subestima también, especialmente el mes de septiembre.

Para el futuro lejano, CSIRO mantiene sus valores mensuales de precipitación, a excepción del mes de agosto, que la disminuye, RegCM forzado con CSIRO (la mejor combinación) estima que disminuirá la precipitación máxima y que en septiembre disminuirá la precipitación. GFDL sobrestima aún por el 100% y la combinación RegCM forzado con GFDL subestima, siendo este para la peor combinación de esta serie de experimentos para la región Monzónica.

Finalmente, respecto a los cinco índices climáticos solicitados por el INECC, basados en percentiles, se observó que, en los asociados a temperatura, el modelo global CSIRO siempre fue el que tuvo el mayor valor absoluto de la pendiente (tendencia de los períodos de treinta años), ya sea positiva (tendencia a incrementar) o negativa (a disminuir). En todos los índices climáticos, el modelo regional RegCM forzado con CSIRO siempre se acercó más las simulaciones del modelo global a lo observado. Por tanto, en este caso el modelo regional tiene valor agregado.

En el caso de precipitación, nuevamente fue muy claro que la simulación del modelo climático regional RegCM forzado con CSIRO tiene valor agregado ya que



“corrige” considerablemente las estimaciones y sobre todos los errores sistemáticos de los valores de CSIRO. Lo anterior da puntos a favor de la importancia de incluir una buena resolución en los procesos físicos y la orografía del país. Además, la simulación del regional agrega mayor variabilidad a la amplitud de valores que es muy plana para el CSIRO.

Este estudio mostró el potencial de aporte de valor agregado significativo de la regionalización dinámica, ya que incluye procesos de menor escala y condiciones de frontera como la orografía sin perder la escala hemisférica y su relación con procesos locales. Se sugiere seguir trabajando con los mejores modelos mostrados en este estudio: el global CSIRO y el regional RegCM, pudiéndose incrementar aún más la resolución espacial.

Con estos resultados se concluye que el objetivo del proyecto se cumplió, ya que se evaluaron las capacidades del modelo RegCM para reproducir los procesos que aportan variabilidad climática a México en los períodos analizados, incrementando la resolución espacial y entendiendo las principales causas de los cambios estimados en las proyecciones con el escenario RCP8.5. Adicionalmente, se generaron capacidades de simulación y análisis en México para continuar con estudios del clima mediante simulaciones a mayores resoluciones espaciales, además de estar preparados para futuras regionalizaciones de escenarios de CC utilizando simulaciones de la siguiente generación de experimentos mundiales que se llamará CMIP6, los cuales aportarán información y conocimiento para los informes de evaluación del IPCC (AR6) y desencadenarán actividades para que México continúe los compromisos de emitir Comunicaciones Nacionales secuenciales con información y conocimiento actualizados.

Antecedentes

Por la diversidad de climas y sus impactos en la sociedad, es importante la construcción de capacidades en México para generar información y conocimiento que permita evaluar los efectos regionales de la atmósfera bajo escenarios de cambio climático. Una alternativa es la realización de estudios del clima regional mediante la reducción de escala con métodos dinámicos, ello utilizando los modelos globales de mejor desempeño para México, lo cual detonará en más y mejor información tanto para comprender los procesos físicos locales como para evaluar impactos asociados al cambio climático.



Los modelos de circulación general (MCG) son una herramienta útil para contribuir al entendimiento de la dinámica atmosférica global y generar escenarios de cambio climático para las siguientes décadas. La resolución de los MCG es adecuada para describir patrones de circulación global, pero es insuficiente para describir los procesos locales que puedan ser importantes para México, como los efectos de su orografía abrupta o procesos atmosféricos de menor escala a 100 km, debido a que algunas resoluciones espaciales de modelos globales, son de 280 km., esto impide incluir la configuración orográfica y costera irregular de México, por ello se requiere una reducción de escala dinámica, utilizando modelos regionales, que pueden ejecutarse a muy altas resoluciones espaciales, simulando la dinámica de la atmósfera en zonas limitadas por las mallas seleccionadas.

Las simulaciones numéricas de los modelos del experimento CMIP5 (Proyecto de Inter-comparación de Modelos Acoplados, fase 5, por sus siglas en inglés.) es el principal insumo del presente proyecto, ello para regionalizar los escenarios de cambio climático en México utilizando el escenario RCP8.5. En este proyecto se realizaron evaluaciones de desempeño orientadas a procesos del modelo regional RegCM forzado tanto por el modelo global CSIRO como GFDL, este desempeño se evaluará utilizando datos del Reanálisis ERA-INTERIM.

1. Introducción

Los MCG son herramientas de gran utilidad en la identificación de procesos atmosféricos para estudios de impactos regionales, estos MCG poseen resoluciones espaciales aproximadamente de 200 km, insuficientes para describir procesos atmosféricos de menor tamaño, por ello, en las últimas décadas las metodologías de regionalización dinámica y estadística han tenido un considerable avance, ello permite generar información de mayor resolución, ello se denomina técnicas de downscaling (o de regionalización o de reducción de escala). Los modelos numéricos regionales resuelven a mayor detalle las ecuaciones de movimiento y conservación de masa y energía para generar información a resoluciones menores, lo cual brinda elementos para el diseño de políticas públicas para minimizar los impactos del cambio climático basadas en información científica. La reducción de escala dinámica está basada en el uso de modelos regionales de clima (RCM por sus siglas en inglés), los cuales requieren como información de condiciones iniciales y de frontera, de las simulaciones de MGC, para producir proyecciones regionalizadas de clima a mayor resolución espacial.

La evaluación de modelos atmosféricos incluye la identificación de errores sistemáticos en la representación de procesos como la interacción atmósfera-océano-continentes, física de nubes y precipitación, para ello se requiere aplicar métricas y realizar diagnósticos de eventos medias y extremos. Esta evaluación implica el incremento del entendimiento de las causas y la naturaleza de sus errores



para el diagnóstico de las simulaciones del clima, incluyendo las escalas temporales desde intraestacionales hasta anuales, lo cual se realizó en este proyecto al aplicar métodos de evaluación orientados a los procesos que modulan el clima regional.

2. Objetivo General

Evaluar las capacidades del modelo regional RegCM-4.6.0, así como de observaciones ERA-INTERIM para reproducir los procesos que aportan variabilidad climática a México del periodo histórico 1980-2009, así como los principales índices climáticos mediante datos diarios del periodo histórico 1980-2009, del futuro cercano: 2015-2039, del lejano: 2070-2099, bajo el escenario RCP8.5, en todos los casos forzados con los modelos globales GFDL-ESM2M y CSIRO-MK36.

3. Metodología

Las evaluaciones de los modelos se orientaron a estimar la reproducción de los principales procesos que modulan el clima de México, tanto de alta frecuencia como ondas del este, frentes fríos, como de baja frecuencia, como El Monzón de Norteamérica, la zona de convergencia intertropical (ZCIT) la Oscilación Decenal del Pacífico, la Oscilación del Atlántico Norte, así como la estimación de los principales índices climáticos y sus posibles cambios en los períodos futuros.

3.1 Cálculo de la energía cinética de perturbación asociada a ondas del este.

Como un indicador de actividad de onda (IAON), se utilizó la energía cinética de perturbación asociada a ondas del este, utilizando las simulaciones numéricas cada seis horas, se les realizó un promedio cada 24 horas entre mayo y noviembre, se aplicaron filtros numéricos pasa-bandas (dejando pasar las oscilaciones con períodos entre 3 y 9 días, que corresponden a ondas del este), utilizando viento meridional y zonal a 700 hPa. Esto en la región del Atlántico, desde costas africanas, el Caribe y Golfo de México hasta la zona continental mexicana. Una vez filtradas ambas componentes de viento, se calculó la energía cinética de perturbación para el período de mayo a noviembre de 1980-2009, 2015-2039 y 2070-2099, analizando su variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual y se comparó con los datos de Reanálisis de ERA-INTERIM, estimando así el potencial de reproducción de estas ondas con el modelo RegCM y sus cambios potenciales a futuro.



3.2 Cálculo de la energía cinética de perturbación asociada a frentes fríos.

De igual forma, como indicador de actividad de frentes (IAF), se utilizó la energía cinética de perturbación asociada a frentes fríos. A las simulaciones numéricas con resolución cada seis horas, se les calculó el promedio diario, entre noviembre y mayo y se le aplicaron filtros numéricos pasa-bandas (dejando pasar las oscilaciones con períodos entre 3 y 9 días, que corresponden a frentes fríos). Utilizando el viento meridional y zonal a 700 hPa., esto desde la región de EU hasta México. Una vez filtradas ambas componentes de viento, se calculó la energía cinética de perturbación para el período de noviembre a mayo de 1980-2009, 2015-2039 y 2070-2099, analizando su variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual y se compararon con los datos de Reanálisis de ERA-INTERIM, estimando así el potencial de reproducción de frentes fríos con el modelo RegCM y sus posibles cambios a futuro, como un indicador de actividad de frentes fríos.

3.3 El Monzón de Norteamérica.

De las simulaciones numéricas se utilizó la precipitación, los vientos superficiales en el Pacífico Mexicano y la humedad absoluta, ello para identificar estacionalmente el Monzón de Norteamérica en el norte de Sinaloa, Sonora y Chihuahua. A la precipitación se calculó su climatología entre junio y octubre para esta región para el período 1980-2009, 2015-2039 y 2070-2099 estimando además los flujos de humedad utilizando los vientos en superficie. Estos cálculos se aplicaron comparándolos con la base de datos ERA-INTERIM, estimando así la capacidad de reproducción del Monzón de Norteamérica por el modelo RegCM. Y sus posibles cambios a futuro.

3.4 Identificación de la Oscilación Decenal del Pacífico

La Oscilación Decenal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) es un patrón espacial y temporal de la variabilidad climática interanual y decenal de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Norte. La distribución espacial de las anomalías de temperatura superficial del mar, muestran que, durante la fase cálida, en el Pacífico Central, se observan temperaturas cálidas, extendiéndose las anomalías positivas hasta el Pacífico Mexicano (Fig. 1), mientras que la anomalía de presión superficial es baja en el norte del Pacífico, intensificando las circulaciones ciclónicas (en contra de las manecillas del reloj) y mayores sobre el Pacífico subtropical corriendo lo contrario (circulación anticlónica: a favor de las manecillas del reloj).

De acuerdo a (Mantua y Hare, 2009), se han identificado dos ciclos completos de PDO en el siglo XX: los períodos fríos se observaron entre 1890 y 1924 y desde 1947

hasta 1976, mientras que los cálidos se entre 1925 y 1946, además, entre 1977 y 1995 (Fig. 1)

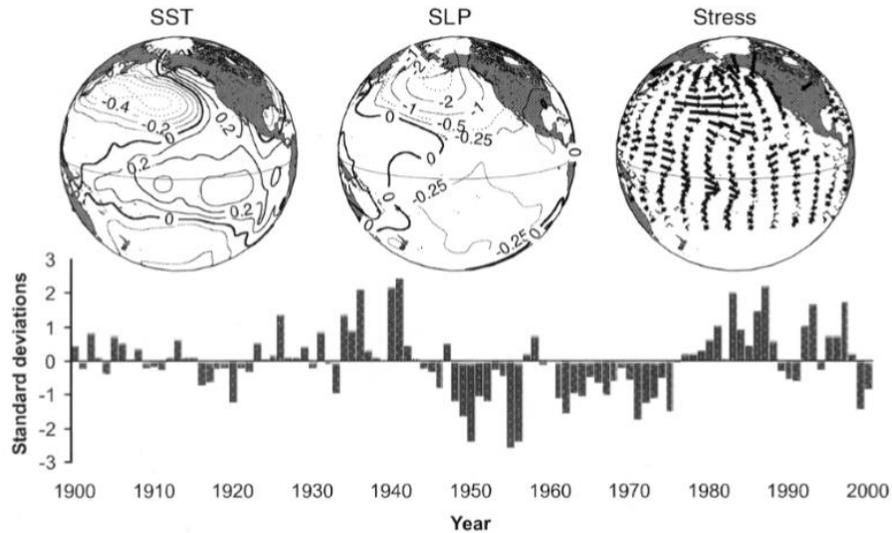


Fig. 1. (panel superior) Condiciones climáticas anómalas asociadas a la fase cálida de PDO en las variables: temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$), presión a nivel del mar (mb) y dirección e intensidad de esfuerzo de viento superficial (el vector mayor representa valores de $10\text{m}^2/\text{s}^2$). (panel inferior) Valores promedio de noviembre a marzo del índice PDO. Adaptado de Mantua et. al (1997) y tomado de Nathan et. al, 2001).

3.5 Identificación de la Oscilación del Atlántico Norte (OAN).

La OAN es uno de los patrones atmosféricos que aportan mayor variabilidad a la circulación atmosférica global (Hurrell, Kushnir, Ottersen, y Visbeck, 2003), entender los mecanismos que la generan es fundamental, ya que es una señal de largo plazo que puede asociarse como indicador de variabilidad y cambio climático. La OAN se observa en latitudes medias y altas del hemisferio norte, principalmente entre noviembre y abril, esta oscilación es una manifestación de la distribución de masa atmosférica entre el Ártico y el Atlántico sub-tropical, produciendo grandes cambios estacionales tanto en la intensidad y dirección del viento medio (como los alisios) sobre el Atlántico como en el transporte de humedad y calor entre el Atlántico y la zona continental adyacente, además de modular la intensidad y número de tormentas, las cuales modifican el tiempo meteorológico llegando a producir tiempo extremo, teniendo un impacto en los cambios de precipitación y temperatura continental afectando así diversas actividades humanas como la agricultura, navegación, manejo del agua, energía y pesquerías, entre otras.

La OAN son las fluctuaciones en el tiempo de las diferencias anuales de presión atmosférica entre la baja de Islandia y el alta de las Azores (Fig. 2), mientras mayor sea esta diferencia (gradiente), mayor serán los vientos del oeste en el Atlántico Sub-tropical y los del este en el Atlántico tropical (alisios), también serán más intensas las tormentas del Atlántico Norte.

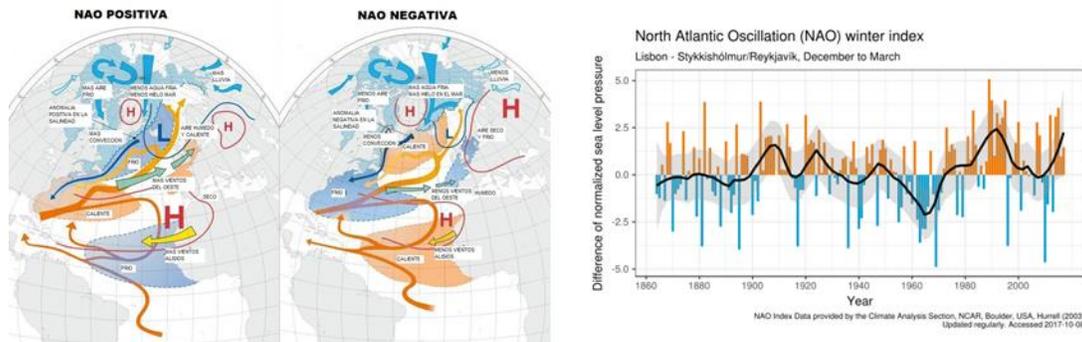


Fig. 2. Índices de la OAN durante invierno (tomado de Jiménez, M. (s/f))

Se estimará de los datos ERA-INTERIM esta oscilación de largo plazo y su impacto en la atmósfera regional mediante datos de temperatura y presión, los cuales se identificarán en las simulaciones numéricas del RegCM.

El clima es la síntesis de la temperie en una región particular, éste puede ser definido cuantitativamente usando los valores esperados de los elementos meteorológicos en un sitio durante un mes o un periodo mayor; dichos valores esperados pueden ser llamados elementos climáticos e incluyen variables como la temperatura promedio, precipitación, viento, presión, nubosidad y humedad. En la definición del clima se emplean los valores de estos elementos en superficie y de estos, los de mayor interés meteorológico son la temperatura y la precipitación (Hartmann, 1994).

- Controles permanentes del clima

De acuerdo con Mosiño y García (1974), los controles permanentes del clima son aquellas características físicas propias de un sitio que influyen en los fenómenos meteorológicos; como: latitud, orografía y su orientación y relación respecto a cuerpos de agua principalmente océanos (Mosiño y García, 1974; Hartmann, 1994).

La importancia de la latitud es debida a la variación de la insolación a lo largo del año (Mosiño y García, 1974). La temperatura superficial es más grande cerca del Ecuador, donde excede los 26°C a lo largo de una ancha banda de latitudes; fuera de este cinturón la temperatura superficial decrece de forma constante hacia



ambos polos. En el hemisferio norte (HN) se observa una fuerte variación estacional de la temperatura. La amplitud del ciclo estacional decrece del polo hacia el Ecuador donde la temperatura media zonal permanece alrededor de 27°C (Hartmann, 1994).

Los principales efectos de la orografía en la atmósfera en México se resumen en: efectos de represa, efectos de desviación, efectos de bloqueo, altitud sobre el nivel del mar, ascenso forzado y calentamiento adiabático por descenso; estos efectos no son independientes unos de otros (Mosiño y García, 1974). Precipitaciones intensas y persistentes pueden resultar cuando el aire húmedo es forzado a subir por cordilleras montañosas por vientos persistentes (Hartmann, 1994).

- Patrones dominantes de variabilidad climática

Los fenómenos atmosféricos característicos se ven modulados por mecanismos que tienen periodicidades desde menos de una estación (intraestacionales), de una estación a otra (interestacionales), de menos de un año (intraanuales), de algunos años hasta menos de una década (interanuales), de algunas décadas hasta menos de un siglo (decadales) y así sucesivamente hasta la escala glacial-interglacial.

- Ciclo diurno y anual

Los ciclos diurno y anual de las variables atmosféricas se deben a cambios en la radiación recibida en la superficie como resultado de los movimientos de la Tierra. La rotación de la Tierra sobre su eje origina el ciclo diurno y el movimiento de traslación de la Tierra alrededor del Sol, el ciclo anual; el elemento más importante en la producción del ciclo anual es la cantidad de radiación recibida en un sitio a través del año la cual varía dependiendo de la intensidad y duración de la luz solar en el sitio. La intensidad es principalmente función del ángulo de incidencia que afecta la energía recibida por unidad de área y la cantidad de energía absorbida. La intensidad de la radiación, es máxima en latitudes donde la radiación solar es perpendicular a la superficie (cenit). El cenit se mueve hacia el norte y el sur a través del año hasta 23°30'; los trópicos son las latitudes más lejanas al Ecuador donde la radiación es perpendicular al menos una vez al año (Oliver y Hidore, 2002).

El Niño – Oscilación del Sur

El Niño es una fuente dominante de variabilidad climática interanual alrededor del mundo; es una condición anómala de la temperatura del océano en el Pacífico tropical del este, la componente atmosférica se denomina Oscilación del Sur, por lo que a menudo el fenómeno es llamado El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), haciendo referencia al proceso acoplado océano-atmósfera; El Niño entonces



corresponde a la fase cálida del ENSO y La Niña a la fase fría (Trenberth, 1997) sin que sea necesaria una secuencia de fases frías y cálidas (Vázquez-Aguirre, 2007).

El Niño se cuantifica en términos de índices que corresponden a anomalías, cuando la temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés) en la región Niño-3 (5°N-5°S, 150°-90°W) excede en 0.5°C o cuando la anomalía de la SST en la región Niño 3-4 (5°N-5°S, 170°-120°W) excede 0.4°; esto es suficiente para producir impactos en los países de la costa del Pacífico (Trenberth y Stepaniak, 2001) (Fig. 3). Esta anomalía positiva de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial del este, altera la localización e intensidad de las regiones de convección profunda en los trópicos y sus efectos en la circulación atmosférica global. El incremento en la temperatura en las aguas superficiales es parte de la respuesta oceánica a las condiciones atmosféricas alteradas, especialmente los cambios en los vientos alisios sobre el Pacífico (Philander, 1989).

De acuerdo con Magaña (2004), de manera general, las lluvias de invierno se intensifican durante años El Niño en el noroeste y noreste de México, mientras que disminuyen hacia la parte sur (Magaña et al., 1998). Los inviernos de El Niño resultan más fríos en casi todo el país. Por otra parte, los veranos de El Niño son más secos y cálidos que los veranos de La Niña.

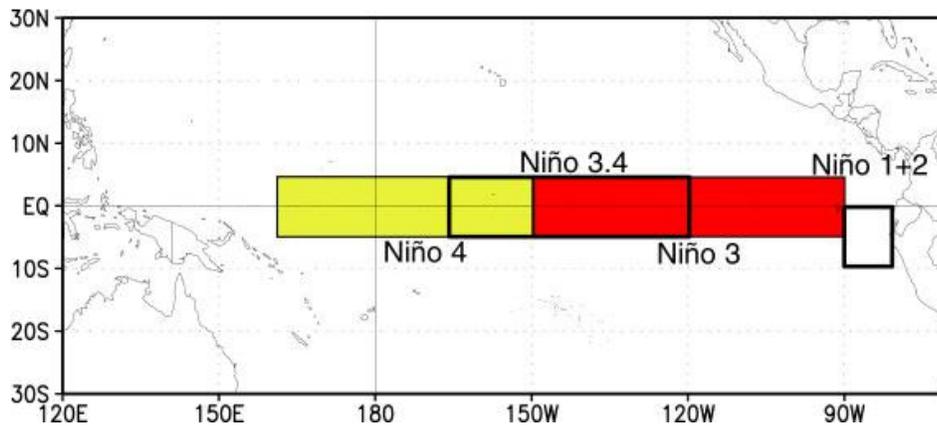


Fig. 3 Delimitación de las cuatro zonas principales de El Niño.

De acuerdo con Mantua (2001), en el siglo XX, los eventos de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) tuvieron una persistencia de 20 a 30 años y estos presentan su principal huella climática visible en el Pacífico Norte y el sector de Norteamérica y la segunda en los trópicos. Las fases cálidas de la PDO prevalecieron durante 1890-1924 y 1947-1976 y las fases frías durante 1925-1946 y de 1977 a mediados de los 90s (Mantua et al. 1997, Minobe 1997). Minobe (1999) mostró que durante el siglo



XX las fluctuaciones de la PDO fueron principales en dos periodicidades generales, uno de 15 a 25 años y otra de 50 a 70.

El patrón en la fase cálida de la PDO es SST anómalamente fría en la parte central del Pacífico Norte coincidente con SSTs cálidas a lo largo de la costa oeste de América con anomalías de la presión al nivel del mar (PNM) que varían en un patrón de onda con bajas presiones sobre el Pacífico Norte y altas PNM sobre el oeste de Norteamérica y el Pacífico subtropical; estos patrones de presiones causan viento en el sentido contrario a las manecillas del reloj sobre el Pacífico Norte.

La combinación de información de PDO y ENSO puede aumentar la destreza para pronóstico climático de Norteamérica, dado que la influencia de ENSO en dicha región depende de la fase de PDO ya que cuando estos se encuentran en fase se presentan eventos extremos.

Para la evaluación de estas oscilaciones en las simulaciones realizadas, se realizaron pronósticos basados en modelos estadísticos tipo modelos aditivos generalizados (GAM por sus siglas en inglés) y se calcularan varias métricas entre las que destacan las que siguen:

Error Medio Absoluto (MAE)

En estadística, el error absoluto medio (MAE) es una cantidad que se usa para medir qué tan cerca están los pronósticos o predicciones son para los valores observados. El error absoluto medio viene dado por

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |f_i - y_i| = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |e_i|.$$

Como su nombre indica, el error medio absoluto es un promedio de los errores absolutos $e_i = |f_i - y_i|$, donde f_i es la predicción y el y_i valor observado. Tenga en cuenta que las formulaciones alternativas pueden incluir frecuencias relativas como factores de peso.

El error absoluto medio es una medida común de error de pronóstico en el análisis de series de tiempo, donde los términos "significan desviación absoluta" se utilizan a veces en confusión con la definición más estándar de la desviación media absoluta.

La Eficiencia Nash-Sutcliffe (NSE)



Es una estadística normalizada que determina la magnitud relativa de la varianza residual ("ruido") en comparación con la variación de datos de medida ("información") (Nash y Sutcliffe, 1970).

NSE indica qué tan bien la gráfica de los datos observados frente a los se ajusta a la línea 1:1. El valor de la eficiencia Nash-Sutcliffe va desde $-\infty$ a 1. En esencia, entre más cercano a 1, es más preciso es el modelo.

- NSE = 1, corresponde a una combinación perfecta de modelo a los datos observados.
- NSE = 0, indica que las predicciones del modelo son tan precisos como la media de los datos observados,
- $-\infty < NSE < 0$, indica que la media observada es mejor predictor que el modelo.

- Índice de Habilidad Heidke (HSS)

El índice de habilidad Heidke está en el formato de índice de habilidad de costumbre,

Habilidad = (valor del score - score para el pronóstico estándar) / (score perfecta - score para la previsión estándar)

Para el HSS, el "score" es el número correcto o la proporción correcta. El "pronóstico estándar" es por lo general el número correcto por casualidad o la proporción correcta por casualidad. Por lo tanto, usando la proporción correcta,

Event forecast	Event observed		
	Yes	No	Marginal total
Yes	a	b	a + b
No	c	d	c + d
Marginal total	a + c	b + d	a + b + c + d = n

$$HSS = \left\{ \frac{(a + d) / n - [(a + b) / (a + c) + (b + d) / (c + d)] / n}{1 - [(a + b) / (a + c) + (b + d) / (c + d)] / n} \right\}$$

Esto se puede simplificar en,

$$HSS = 2 (ad - bc) / [(a + c)(c + d) + (a + b)(b + d)]$$



El HSS mide la mejora fraccionaria de la previsión sobre la previsión del estándar. Como la mayoría de los scores de habilidad, se normaliza el rango total de posible mejora con respecto a la norma, lo que significa que los scores de habilidad Heidke con seguridad se puede comparar en diferentes conjuntos de datos. El rango de la HSS es $-\infty$ a 1. Los valores negativos indican que el pronóstico es mejor oportunidad, 0 significa que no hay habilidad, y una previsión perfecta obtiene un HSS de 1.

El HSS es un score popular, en parte porque es relativamente fácil de calcular y quizás también porque la previsión del estándar, el azar, es relativamente fácil de superar. Otras puntuaciones estándar son posibles, tales como la persistencia o la climatología, pero eso requiere de información adicional para calcular, en forma de una tabla de contingencia separada.

3.6 Cálculo de los principales índices climáticos.

- Frecuencia de noches frías

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i , en el periodo j y sea T_n el día calendario del percentil 10 centrado en un rango de 5 días. El índice indica el porcentaje de tiempo, donde:

$$T_{nij} < T_n \text{ (percentil 10)}$$

- Frecuencias de días frescos

Sea T_{xij} la temperatura máxima diaria en el día i , en el periodo j y sea T_x el día calendario del percentil 10 centrado en un rango de 5 días. El índice indica el porcentaje del tiempo en el que:

$$T_{xij} < T_x \text{ (percentil 10)}$$

- Frecuencia de noches cálidas

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i , en el periodo j y sea T_n el día calendario del percentil 90 centrado en un rango de 5 días. El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$T_{nij} > T_n \text{ (percentil 90)}$$

- Frecuencias de días calurosos



Sea T_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea T_x el día calendario del percentil 90 centrado en un rango de 5 días. El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$T_{ij} > T_x \text{ (percentil 90)}$$

- Precipitación total anual

Es la lámina total acumulada en el año

$$Pa = \sum_{m=1}^{m=12} \text{prec mensual}$$

4. Resultados

Las simulaciones numéricas se realizaron con las configuraciones con mejor desempeño identificadas en los experimentos numéricos realizados en el proyecto previo (PNUD-INECC-IMTA, 2015-2017). Las parametrizaciones seleccionadas de los procesos físicos como la Radiación, Capa Límite Planetaria, características de superficie, nubes Cumulus, ya que en los trópicos este tipo de nubes son predominantes y la frecuencia de actualización de temperatura superficial del mar se muestran en las Tablas I, II y III.

Los períodos de simulación fueron: 1980-2009, 2015-2039 y 2070-2099, en el caso de los períodos futuros, los modelos globales utilizados fueron forzados con las condiciones del escenario RCP8.5

Tabla I. Configuración de las simulaciones RegCM forzado con ERA

Configuración		Era/RegCM
Dominio		(5°S a 48°N y de 10°W a 176° W)
Resolución	Horizontal	50 km (167*111 puntos de malla)
	Vertical	18 niveles con tope a hPa
Zona de relajación en fronteras laterales		12 celdas
Configuraciones físicas	Radiación	CCSM
	superficie	BATS
	PBL	Holstag
	Cumulus	GRELL sobre continente EMANUEL sobre océano
	SST	Actualización diaria
	Período	1980-2009



Tabla II. Configuración de las simulaciones RegCM forzado con CSIRO

Configuración		CSIRO/RegCM
Dominio		(5°S a 48°N y de 10°W a 176° W)
Resolución	Horizontal	50 km (167*111 puntos de malla)
	Vertical	18 niveles con tope a hPa
Zona de relajación en fronteras laterales		12 celdas
Configuraciones físicas	Radiación	CCSM
	superficie	BATS
	PBL	Holstag
	Cumulus	GRELL sobre continente EMANUEL sobre océano
	SST	Actualización diaria
	Período	1980-2009
	Período	2015-2039 (Escenario RCP8.5)
	Período	2070-2099 (Escenario RCP8.5)

Tabla III. Configuración de las simulaciones RegCM forzado con GFDL

Configuración		GFDL/RegCM
Dominio		(5°S a 48°N y de 10°W a 176° W)
Resolución	Horizontal	50 km (167*111 puntos de malla)
	Vertical	18 niveles con tope a hPa
Zona de relajación en fronteras laterales		12 celdas
Configuraciones físicas	Radiación	CCSM
	superficie	BATS
	PBL	Holstag
	Cumulus	GRELL sobre continente EMANUEL sobre océano
	SST	Actualización diaria
	Período	1980-2009
	Período	2015-2039 (Escenario RCP8.5)
	Período	2070-2099 (Escenario RCP8.5)

El área geográfica de la malla simulada se muestra en la Fig. 4, la cual abarca Norteamérica, norte de Sudamérica Atlántico Tropical y Pacífico del Este, áreas donde se registran los principales procesos que aportan variabilidad climática a México como: ondas del este desde África, frentes fríos desde el norte de Canadá, zona de convergencia intertropical desde el Ecuador y Monzón de Norteamérica en el noroeste de México, estos procesos son afectados por la abrupta orografía mostrada en ésta figura.

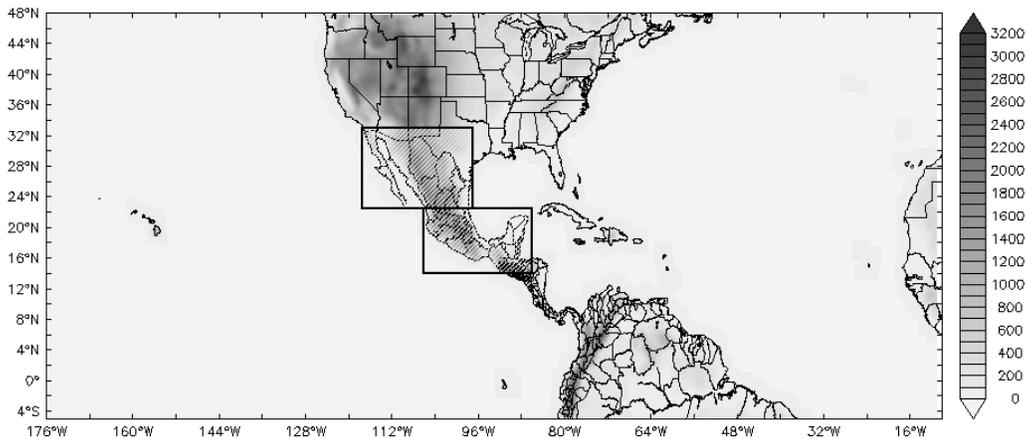


Fig. 4 Área de simulaciones y la elevación (m.)

Debido a la complejidad de los análisis espaciales, se dividió el país en dos regiones (norte y sur), esto de acuerdo a la Fig. 4, el desempeño de los modelos se realizó mediante comparaciones entre simulaciones y observaciones en el período histórico, ello con diagramas de Taylor, los cuales son representaciones gráficas que sintetizan información como desviación estándar y correlación (entre datos ERA-Interim y las simulaciones regionales), en los ejes "x" e "y" se coloca la desviación estándar de las observaciones, la línea roja punteada la representa (Fig. 5), en el eje curvilíneo se muestra la correlación, que varía de 0 (parte superior izquierda) a 1 (parte inferior derecha), el modelo que se localice más cercano al eje x es el que tiene mayor correlación respecto a Era-Interim.

Norte

Respecto a la precipitación del período histórico: 1980-2009, en la zona norte, ERA posee una desviación estándar de 0.7 mm/d, (Fig. 5) la combinación de modelos RegCM forzado con CSIRO tiene una desviación estándar de 0.8 y su correlación es aproximadamente de 0.35, mientras que RegCM forzado con GFDL tiene una desviación estándar de 1mm/d y correlación de 0.6. Por otra parte, el modelo CSIRO tiene una desviación estándar de 8 mm/d y una correlación de 0.6, siendo éste el modelo global de mejor desempeño, mientras que el modelo GFDL tiene una desviación estándar de 1.7 mm/d y correlación de 0.6.

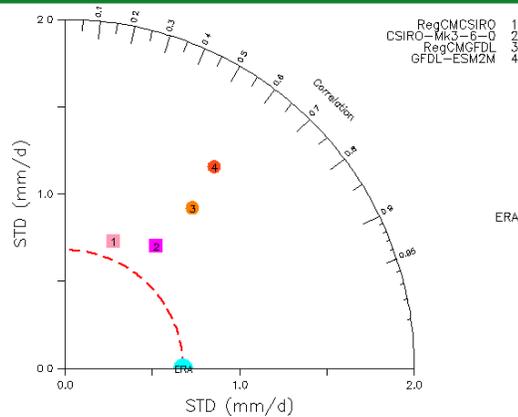


Fig. 5 Diagrama de Taylor de precipitación. 1980-2009.

Para la precipitación del período futuro cercano: 2015-2039, para el escenario RCP8.5 en la zona norte, se tomó el modelo CSIRO como referencia, (Fig. 6) ya que es el de mejor desempeño en el período histórico, se observa que tendría una desviación estándar de 0.8, manteniéndose ésta respecto al período histórico, RegCM forzado con CSIRO tiene una desviación estándar menor: 0.7 y su correlación es aproximadamente de 0.35, mientras que RegCM forzado con GFDL tendría una desviación estándar de 1.2 mm/d y correlación de 0.3. Por otra parte, el modelo GFDL una desviación estándar de 2 mm/d y una correlación de 0.4.

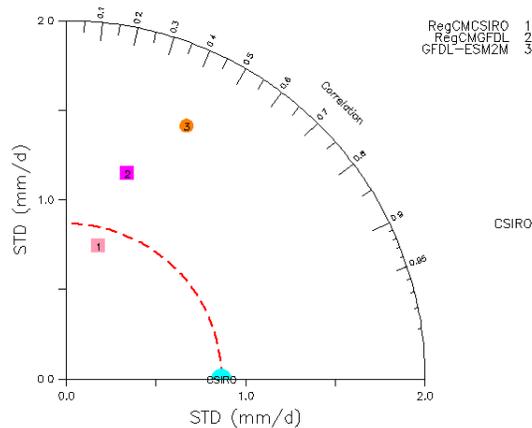


Fig. 6 Diagrama de Taylor de precipitación. 2015-2039. Escenario RCP8.5

Para la precipitación del período futuro lejano: 2070-2099, para el escenario RCP8.5 en la zona norte, manteniendo al modelo CSIRO como referencia, (Fig. 7), se observa que mantendría una desviación estándar de 0.8, RegCM forzado con CSIRO disminuiría su desviación estándar respecto al futuro cercano: 0.6 y su correlación sería de aproximadamente de 0.15, mientras que RegCM forzado con

GFDL tendría una desviación estándar de 0.9mm/d y correlación de 0.3, mientras que GFDL una desviación estándar de 2 mm/d y una correlación de 0.6.

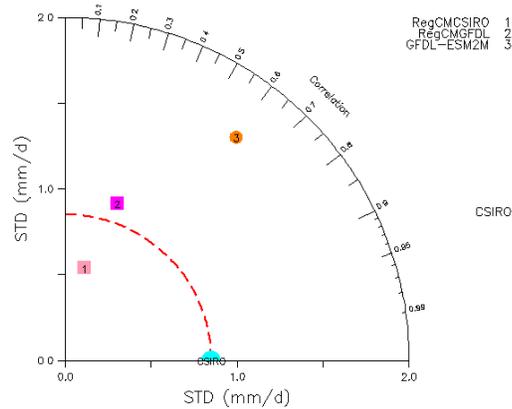


Fig. 7 Diagrama de Taylor de precipitación. 2070-2099. Escenario RCP8.5

Para la temperatura, variable con mejor desempeño de los modelos, en el período histórico: 1980-2009, en la zona norte, ERA posee una desviación estándar de 4.4°C, (Fig. 8) la combinación de modelos RegCM forzado con CSIRO tiene una desviación estándar de 5.2°C y una alta correlación: aproximadamente de 0.95, mientras que RegCM forzado con GFDL tiene una desviación estándar de 5.3°C y correlación de 0.95. Por otra parte, el modelo CSIRO tiene una desviación estándar de 7°C y una correlación de 0.97, siendo éste el modelo global de mejor desempeño, al igual que en la variable precipitación, mientras que el modelo GFDL tiene una desviación estándar de 6°C y correlación de 0.96.

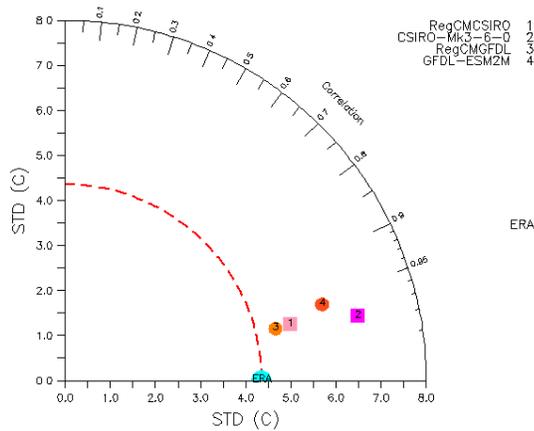


Fig. 8 Diagrama de Taylor de temperatura máxima. 1980-2009

Para la temperatura máxima del período futuro cercano: 2015-2039, para el escenario RCP8.5, en la zona norte, como se indicó, se tomó el modelo CSIRO como referencia, (Fig. 9), se observaría una desviación estándar de 6.7°C, manteniéndose ésta respecto al período histórico, RegCM forzado con CSIRO tendría una desviación estándar menor: 5.2°C y su correlación sería aproximadamente de 0.95, mientras que RegCM forzado con GFDL tendría una desviación estándar de 5.1°C y correlación de 0.97. Por otra parte, el modelo GFDL una desviación estándar de 6.1°C y una correlación de 0.97.

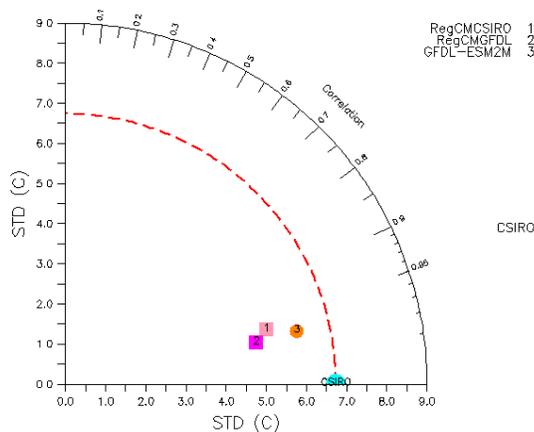


Fig. 9 Diagrama de Taylor de temperatura máxima. 2015-2039. Escenario RCP8.5

En el caso del futuro lejano: 2070-2099 para el escenario RCP8.5, la temperatura máxima en la zona norte, manteniendo al modelo CSIRO como referencia, se observaría una desviación estándar de 7.5°C, (Fig. 10), incrementándose respecto al período histórico y futuro cercano, RegCM forzado con CSIRO tendría una desviación estándar de 5.5°C y su correlación es aproximadamente de 0.96, mientras que RegCM forzado con GFDL tendría una desviación estándar de 5.0°C y correlación de 0.97, mientras que GFDL poseería una desviación estándar de 6.4°C (incrementándose respecto al futuro cercano) y una correlación de 0.97.

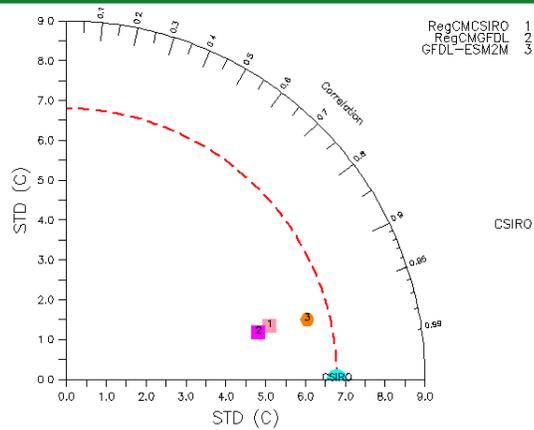


Fig. 10 Diagrama de Taylor de temperatura máxima. 2070-2099. Escenario RCP8.5

Una forma de representar la variabilidad temporal es calcular el ciclo anual para la región de interés, así, para cada región (norte y sur) se calculó el promedio espacial para el período histórico 1980-2009 en las variables precipitación y temperatura máxima diaria superficial.

Para la zona norte se estimó la precipitación promedio, los datos de referencia son ERA-Interim, la cual reproduce un máximo en septiembre de 2 mm/d aproximadamente y un mínimo durante la primavera (marzo a junio) (línea negra). Se observa la dispersión mensual entre estas bases de datos, en general, todos los modelos reproducen el ciclo anual, con incrementos estacionales entre junio y octubre, período de mayor dispersión, en invierno y en verano se registra precipitación, siendo mayor de junio a octubre (Fig. 11). En general, todos los modelos sobre-estiman la precipitación, especialmente GFDL y su combinación con RegCM, en cuanto a CSIRO, es la representación más cercana a las observaciones, siendo la simulación de RegCM forzada con CSIRO la de mejor desempeño, ya que resalta el máximo entre julio y septiembre, y la precipitación de invierno.

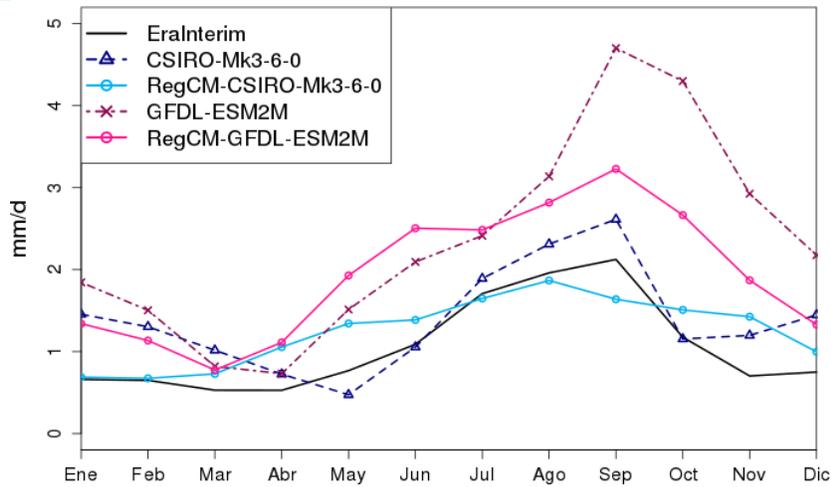


Fig. 11 Ciclo anual de precipitación. Región norte. 1980-2009

Para el período futuro cercano (2015-2039) en el escenario RCP8.5, en la zona norte la precipitación promedio mensual mantendría los máximos relativos del ciclo anual, con el máximo de septiembre de 2.2 mm/d aproximadamente y el mínimo durante la primavera (marzo a junio) (línea azul con símbolo triangular) (Fig. 12). En cuanto a la dispersión entre modelos, no todos los modelos reproducen el ciclo anual observado en el período histórico, difiriendo el mes de incremento de precipitaciones y el mes del decremento, algunos desde abril (RegCM forzado con CSIRO, RegCM forzado con GFDL y GFDL, éste último estima hasta en el doble la precipitación de septiembre), entre mayo y octubre se observa la mayor dispersión.

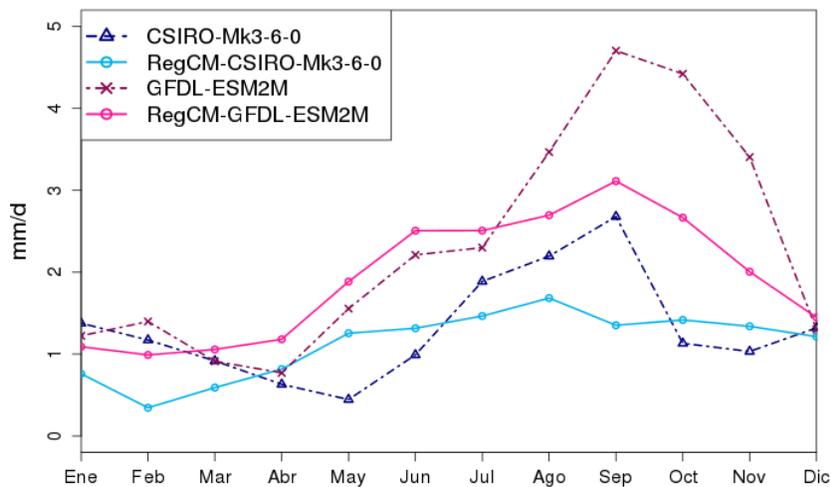


Fig. 12 Ciclo anual de precipitación. Región norte. 2015-2039.

Para el período futuro lejano (2070-2099) en el escenario RCP8.5, en la zona norte la precipitación mensual del modelo global GFDL es la mayor entre agosto y

noviembre, seguida por CSIRO, la combinación del modelo RegCM con GFDL mostraría poca variabilidad de mayo a noviembre, mientras que RegCM con CSIRO es menor al período histórico (Fig. 13). Como en el futuro cercano, no todos los modelos reproducen el ciclo anual observado en el período histórico, difiriendo también el mes de incremento de precipitaciones y el mes del decremento, algunos desde abril (RegCM forzado con CSIRO, RegCM forzado con GFDL y GFDL, éste última estima en más del doble la precipitación de septiembre respecto a CSIRO), en este caso, entre julio y octubre se observa la mayor dispersión entre modelos.

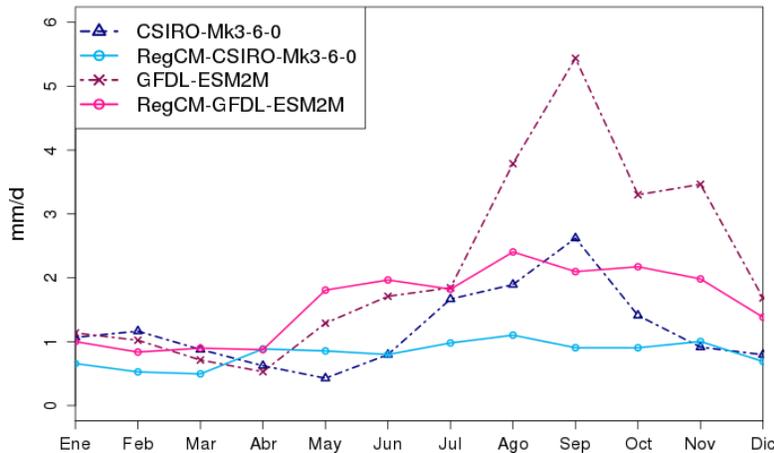


Fig. 13 Ciclo anual de precipitación. Región norte. 2070-2099.

El ciclo anual del promedio espacial de la temperatura máxima para la región norte, durante el período histórico 1980-2009 se muestra en la Fig. 14, como en casos anteriores, los datos de referencia son ERA-Interim (línea negra), en la cual se ve el típico comportamiento unimodal con un incremento en marzo alcanzando el máximo de 29°C entre julio y agosto y descender nuevamente de septiembre a enero a 15°C. En cuanto a la dispersión, es menor que en la precipitación, ya que los modelos reproducen mejor la temperatura, los modelos globales CSIRO y GFDL sobrestiman los valores máximos entre julio y agosto, mientras que las combinaciones de RegCM con ambos modelos globales, subestiman la temperatura, esto puede ser debido a que RegCM incluye los efectos orográficos con una mayor resolución, los cuales afectan la temperatura promedio, disminuyéndola por la altitud.

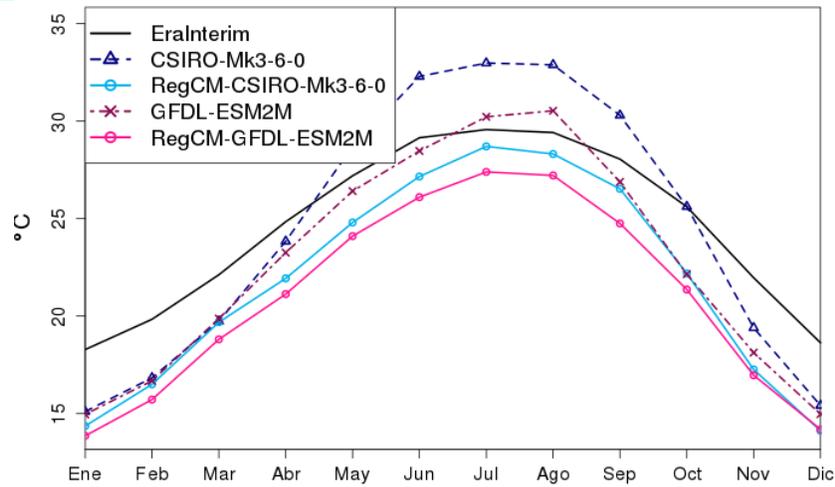


Fig. 14 Ciclo anual de temperatura máxima. Región norte. 1980-2009

Para el ciclo anual para la región norte, durante el período futuro cercano 2015-2039, se observaría el comportamiento unimodal ya descrito, con un incremento en marzo alcanzando el máximo CSIRO de 32°C entre julio y agosto y descendería nuevamente en noviembre a 20°C (Fig. 15). Las combinaciones de RegCM con ambos modelos globales presentarían valores máximos entre mayo y septiembre, los cuales son valores, menores a los modelos globales, esto puede ser debido, como se mencionó anteriormente, a que RegCM incluye los efectos orográficos con su mayor resolución, por efecto de la altitud.

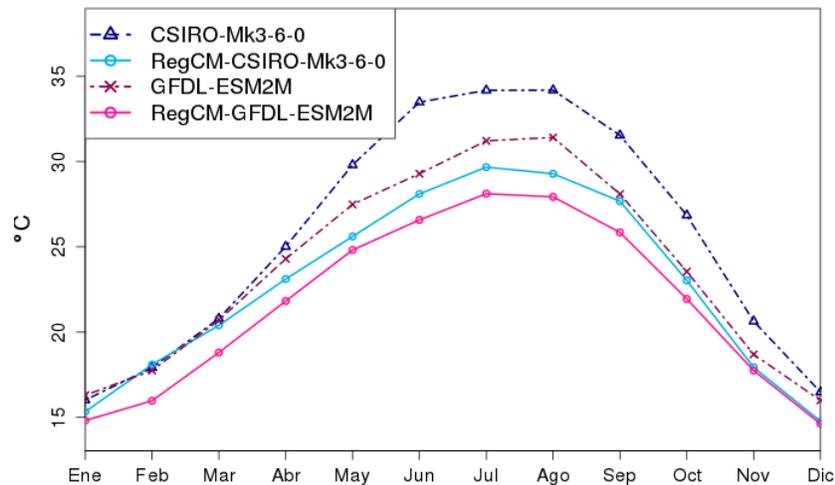


Fig. 15 Ciclo anual de temperatura máxima. Región norte. 2015-2039

Para el futuro lejano: 2070-2099, en el ciclo anual para la región norte, se mantendría el comportamiento unimodal descrito en las Fig. 13 y 14, con un

incremento en marzo alcanzando el máximo el modelo CSIRO de 37°C entre junio y agosto (Fig. 16), el modelo GFDL mantendría el ciclo manteniéndose en forma constante 2°C menor. En cuanto a la regionalización, el modelo RegCM forzado tanto con CSIRO y GFDL mostraría los menores valores, manteniendo el ciclo anual, presentando valores máximos entre mayo y septiembre, los cuales son menores a los modelos globales, ya que RegCM incluye los efectos orográficos con mayor resolución, impactando como efecto de la altitud.

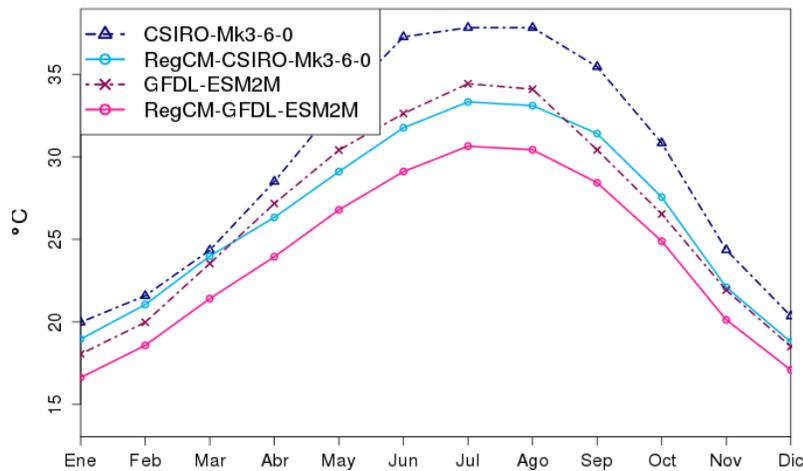


Fig. 16 Ciclo anual de temperatura máxima. Región norte. 2070-2099

Zona Sur

La zona sur, de mayor precipitación respecto a la zona norte, posee también mayor variabilidad en el período histórico: 1980-2009 en ERA tiene una desviación estándar de 2.5 mm/d, (Fig. 17), mientras que RegCM forzado con CSIRO muestra una desviación estándar de 2.6 y su correlación es aproximadamente de 0.6, mientras que RegCM forzado con GFDL se observa una desviación estándar de 2 mm/d y una correlación de 0.75. En el modelo CSIRO se observa una desviación estándar de 3.4 mm/d y una correlación de 0.85, siendo éste el modelo global de mejor desempeño, mientras que el modelo GFDL tiene una desviación estándar de 2.8 mm/d y una correlación de 0.75.

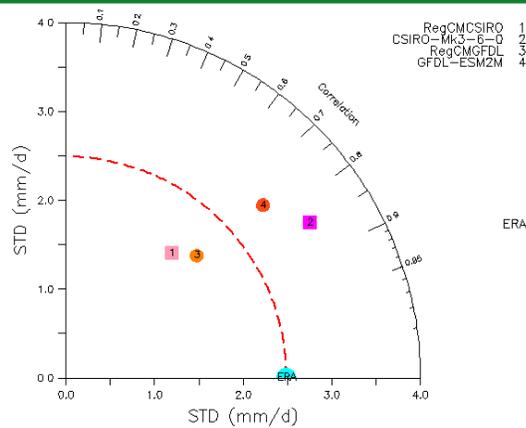


Fig. 17 Diagrama de Taylor de precipitación. Zona sur. 1980-2009.

Para el escenario RCP8.5, manteniendo a CSIRO como referencia, la precipitación del período futuro cercano: 2015-2039 de la zona sur, tendría una desviación estándar de 3.4, (Fig. 18), y se mantendría ésta respecto al período histórico y al futuro cercano, el modelo regional RegCM forzado con CSIRO tendría una desviación estándar de: 1.9 mm/d y su correlación aproximadamente de 0.6, mientras que RegCM forzado con GFDL tiene valores similares (cuadros casi traslapados) una desviación estándar de 1.9 mm/d y correlación de 0.6. Por otra parte, el modelo GFDL una desviación estándar de 3 mm/d y una correlación de 0.7

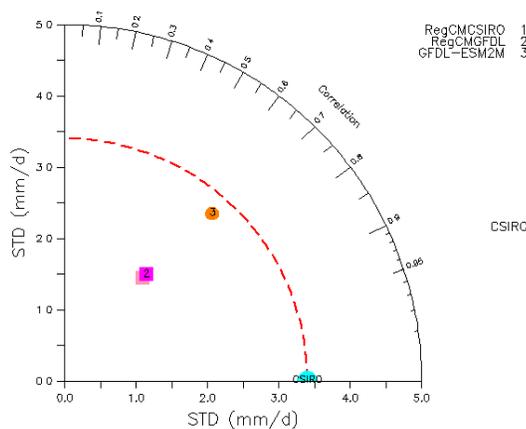


Fig. 18 Diagrama de Taylor de precipitación. 2015-2039. Zona sur. Escenario RCP8.5

En el futuro lejano: 2070-2099, para el escenario RCP8.5 en la zona sur, como en casos anteriores, el modelo CSIRO es la referencia, con una desviación estándar de 3.3, el modelo RegCM forzado con CSIRO mantendría su desviación estándar respecto al futuro cercano: 1.9 (Fig. 19), y su correlación de aproximadamente 0.7,

mientras que RegCM forzado con GFDL tendría una desviación estándar de 4.0 mm/d y correlación de 0.7, mientras que GFDL una desviación estándar de 2mm/d y una correlación de 0.6

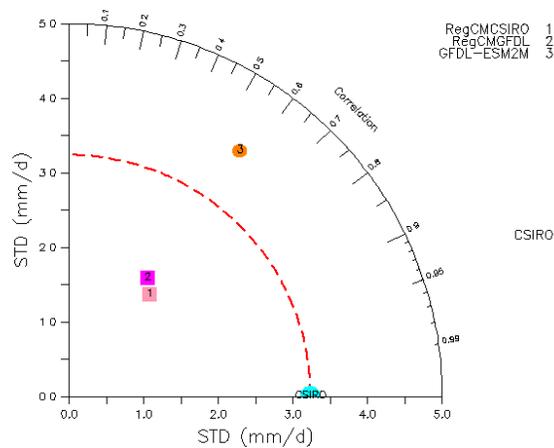


Fig. 19 Diagrama de Taylor de precipitación. 2070-2099. Zona sur. Escenario RCP8.5

Para la temperatura, en el período histórico: 1980-2009, en la zona sur, ERA tendría una desviación estándar de 1.4°C, (Fig. 20) el modelo RegCM forzado con CSIRO una desviación estándar de 2.0°C y una correlación de 0.8, mientras que RegCM forzado con GFDL tiene una desviación estándar de 2.0°C y correlación de 0.85. Por otra parte, el modelo CSIRO tendría una desviación estándar de 2.8°C y una correlación de 0.9, siendo éste el modelo global de mejor desempeño, al igual que en la variable precipitación, mientras que el modelo GFDL tiene una desviación estándar de 2.5°C y correlación de 0.90

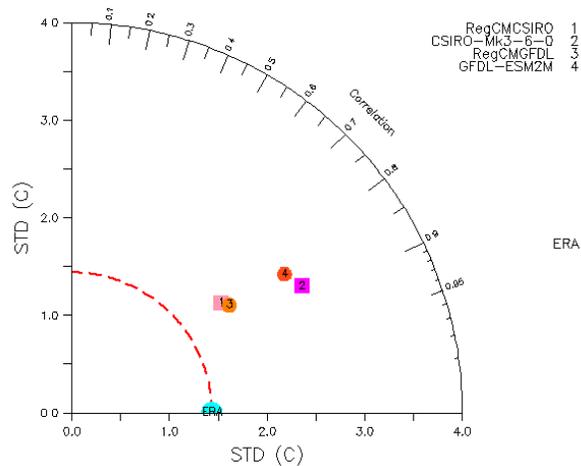


Fig. 20 Diagrama de Taylor de temperatura máxima. Zona sur. 1980-2009

Respecto a la temperatura máxima del período futuro cercano: 2015-2039, para el escenario RCP8.5, en la zona sur, el modelo CSIRO se mantiene como referencia, (Fig. 21) y poseería una desviación estándar de 2.8°C, manteniéndose respecto al período histórico, RegCM forzado con CSIRO tendría una desviación estándar de 2.1°C y su correlación de aproximadamente de 0.8, mientras que RegCM forzado con GFDL tiene una desviación estándar de 2.0°C y correlación de 0.8. El modelo GFDL tendría una desviación estándar de 2.7°C y una correlación de 0.87

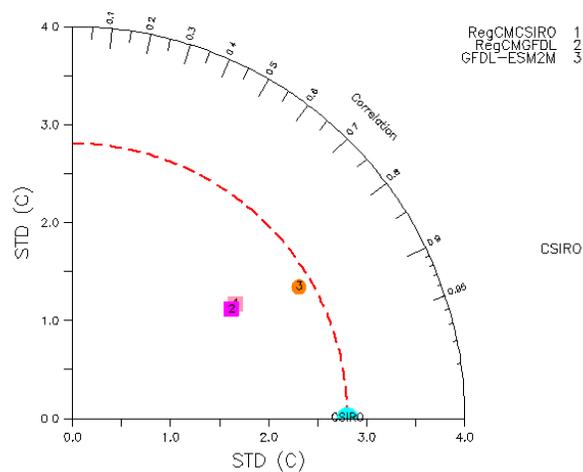


Fig. 21 Diagrama de Taylor de temperatura máxima. 2015-2039. Zona sur.
Escenario RCP8.5

Para el futuro lejano: 2070-2099 en el escenario RCP8.5, la temperatura máxima en la zona sur, manteniendo al modelo CSIRO como referencia, se observaría una desviación estándar de 3.1°C, mayor a período histórico y futuro cercano (Fig. 22), RegCM forzado con CSIRO tendría una desviación estándar de 2.5°C y su correlación es aproximadamente de 0.8, mientras que RegCM forzado con GFDL tiene una desviación estándar de 2.0°C y una correlación de 0.8, el modelo GFDL tendría una desviación estándar de 3.0°C, mayor respecto al futuro cercano y una correlación de 0.85

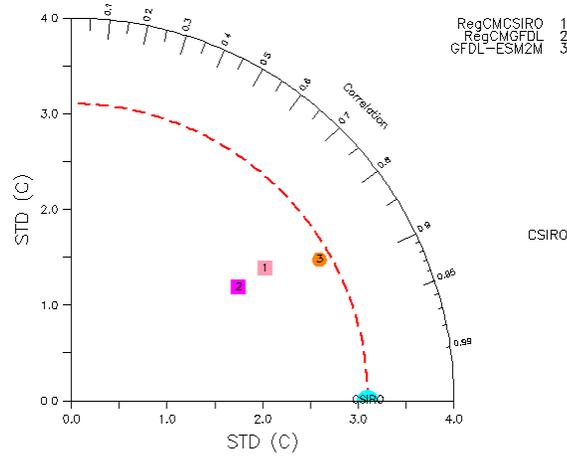


Fig. 22 Diagrama de Taylor de temperatura máxima. 2070-2099. Zona sur. Escenario RCP8.5

En la zona sur la precipitación promedio utilizando como referencia a ERA-Interim en el período histórico, se observan dos máximos relativos (en junio y septiembre respectivamente), el primero de 5mm/d y el segundo de 7 mm/d, con un mínimo relativo durante julio y agosto de 5.5 mm/s, denominado sequía intraestival y valores menores de 2 mm/s en invierno (línea negra). Durante los meses de mayor precipitación (de junio a septiembre) se incrementa la dispersión entre modelos, reproduciendo en general el ciclo anual razonablemente bien (Fig. 23). Los modelos que sobre-estiman la precipitación en los meses de mayores valores son CSIRO y GFDL, las simulaciones regionales con RegCM que mejor representan la precipitación cualitativa y cuantitativamente es forzado con CSIRO, ya que reproduce ambos máximos relativos y la sequía intraestival.

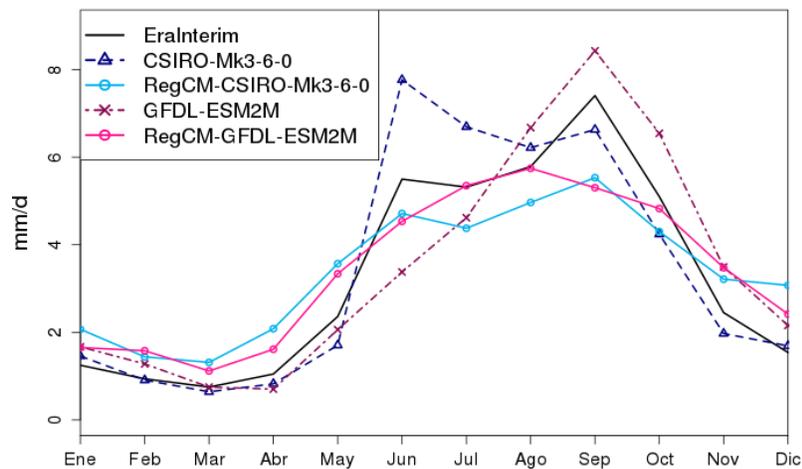


Fig. 23 Ciclo anual de precipitación. Zona sur. 1980-2009

En el período futuro cercano (2015-2039) en el escenario RCP8.5, en la zona sur la precipitación promedio mensual, todos los modelos mantendrían su distribución temporal. De acuerdo al modelo CSIRO, se mantendrían los máximos relativos del ciclo anual, con el máximo de junio de 7.3 mm/d y en septiembre de 7.0 mm/d aproximadamente (Fig. 24). En los períodos de máxima precipitación se incrementaría la dispersión entre modelos, no todos los modelos reproducen el ciclo anual observado en el período histórico, difiriendo el mes de incremento de precipitaciones y el mes del decremento, algunos desde abril, como RegCM forzado con CSIRO, el cual es el que mejor reproduce el ciclo anual y RegCM forzado con GFDL, además del modelo global GFDL, éste último estima hasta en el doble la precipitación de septiembre), entre mayo y octubre se observa la mayor dispersión.

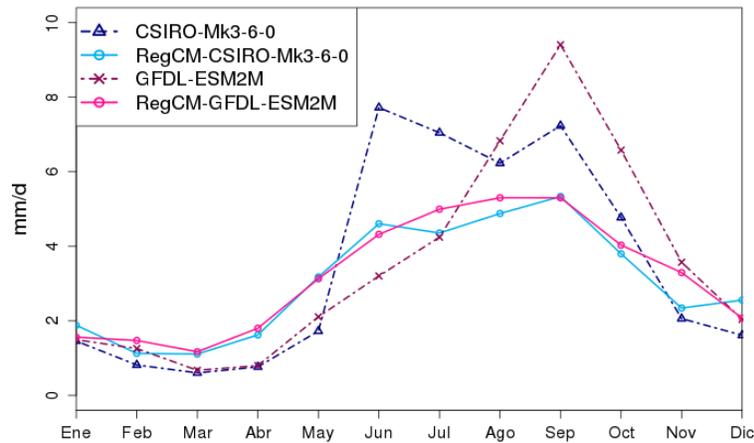


Fig. 24 Ciclo anual de precipitación. Zona sur. 2015-2039.

Para el futuro lejano (2070-2099) en el escenario RCP8.5, en la zona sur, la precipitación del modelo global GFDL a partir de agosto es la de mayor valor hasta noviembre. La regionalización con el modelo RegCM forzado con GFDL muestra un máximo entre mayo y octubre, con un máximo en agosto, mientras que RegCM con CSIRO es menor y su máximo ocurriría en septiembre (Fig. 25).

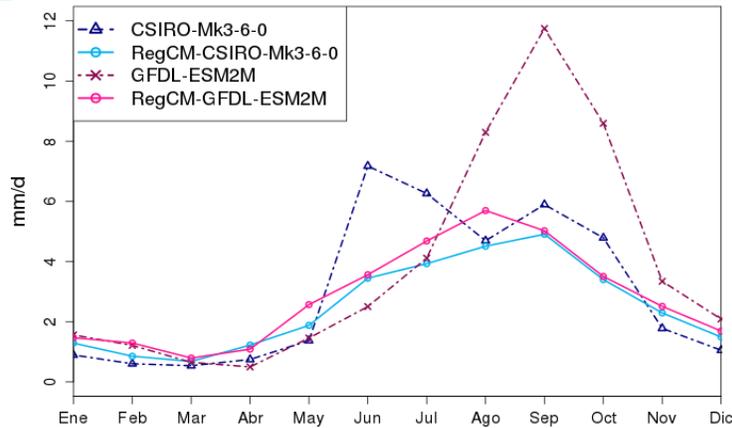


Fig. 25 Ciclo anual de precipitación. Zona sur. 2070-2099.

El ciclo anual de la temperatura máxima para la región sur, durante el período histórico 1980-2009 se muestra en la Fig. 26, en ERA-Interim (línea negra), se observa un comportamiento bimodal con un máximo en abril de 27°C y otro en agosto de 26°C, el modelo CSIRO sobrestima hasta por 5°C, resaltando el comportamiento bimodal, el modelo GFDL estima la temperatura muy similar a las observaciones, sin embargo, no disminuye en agosto. El modelo regional RegCM, forzado con ambos modelos globales, subestiman la temperatura, sobre todo en los dos máximos descritos, ello puede explicarse debido a que RegCM incluye los efectos orográficos con una mayor resolución, los cuales afectan la temperatura promedio, disminuyéndola por la altitud.

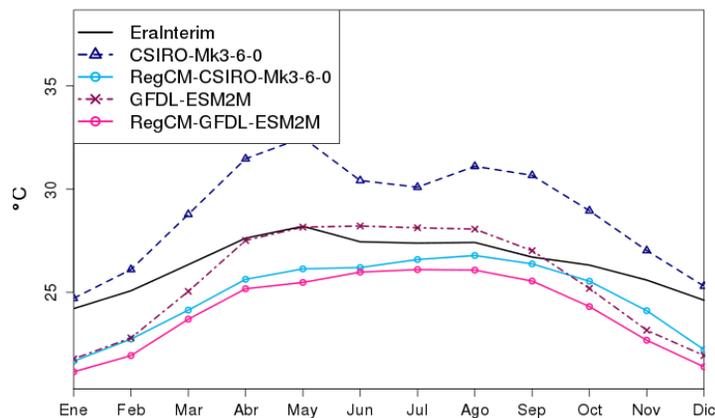


Fig. 26 Ciclo anual de temperatura máxima. Zona sur. 1980-2009

Para el futuro cercano: 2015-2039, el ciclo anual para la región sur, CSIRO mantendría el comportamiento bimodal ya descrito con máximos relativos en mayo y septiembre, mientras que GFDL mantendría su comportamiento unimodal

(Fig. 27). Las combinaciones de RegCM con ambos modelos globales presentan valores menores, RegCM con CSIRO reproduce los dos máximos, mientras que RegCM con GFDL solamente reproduce un máximo en junio, como se mencionó anteriormente, RegCM incluye los efectos orográficos con su mayor resolución y por efecto de la altitud reproduce menores temperaturas.

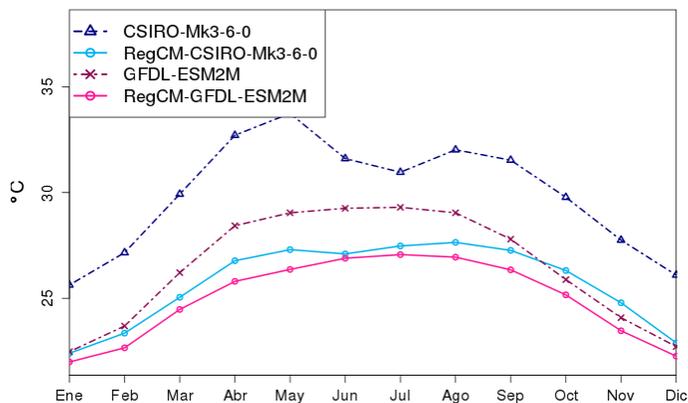


Fig. 27 Ciclo anual de temperatura máxima. Zona sur. 2015-2039

En el futuro lejano: 2070-2099, el ciclo anual para la región sur, el modelo CSIRO mantiene el comportamiento bimodal descrito en las Figs. 26 y 27, con el primer máximo relativo en mayo de 36°C alcanzando el segundo en septiembre, de 35°C (Fig. 28), el modelo GFDL sólo presentaría un máximo en junio y julio. En cuanto al modelo regional RegCM forzado tanto con CSIRO y GFDL, en ambos casos se muestran valores menores, con un máximo entre mayo y agosto, RegCM incluye los efectos orográficos con mayor resolución, incluyendo los asociados a la altitud.

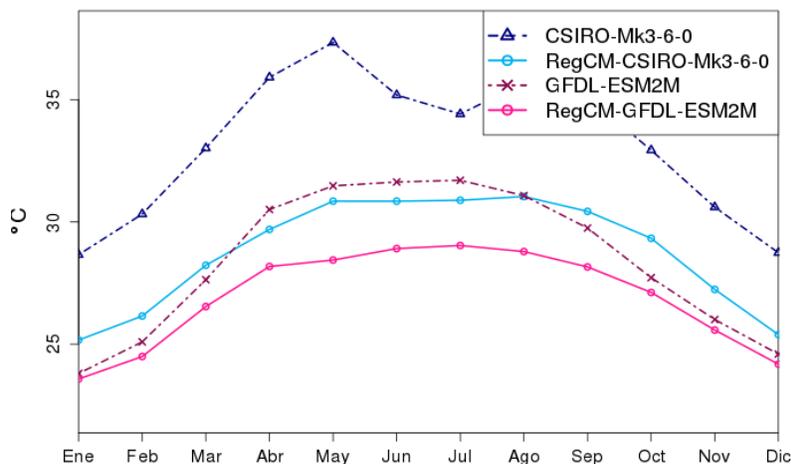


Fig. 28 Ciclo anual de temperatura máxima. Zona sur. 2070-2099



Variabilidad estacional. Período histórico: 1980-2009.

Debido a que las condiciones atmosféricas de gran escala tanto del Océano Pacífico del este, como el Atlántico Tropical modulan los climas de México, se estimaron las condiciones medias del período base histórico 1980-2009 en dos estaciones contrastantes: invierno y verano para las variables: presión superficial, viento superficial, precipitación acumulada y temperatura, estos cálculos se realizaron para los datos ERA-Interim, los modelos globales CSIRO, GFDL, y el modelo regional RegCM forzado tanto con CSIRO como con GFDL. Así, para ERA-Interim, en la presión superficial promedio de invierno se observan dos centros de alta presión, el primero sobre el Atlántico, con un máximo de 1024 hPa en la zona de las islas Azores en 35°N y 20°W (denominado alta semi-permanente), disminuyendo radialmente al alejarse de este centro, con un mínimo en la zona Ecuatorial del Atlántico de 1009 hPa., siendo este gradiente meridional (norte-sur) más intenso que el gradiente zonal: este-oeste (Fig. 29 a). En el Pacífico del este se observa otra presión alta relativa de menor valor: 1022 hPa, con gradientes tanto zonales (este-oeste) como meridionales (norte-sur), estos últimos mayores.

Estos gradientes de presión superficial generan vientos en cuyo balance de fuerzas predomina el geostrófico (cuyos términos predominantes son la rotación de la tierra llamada Coriolis y la fuerza del gradiente de presión descrito), este balance sucede por tratarse de escalas de tiempo largo (baja frecuencia). Este balance geostrófico genera vientos perpendiculares al referido gradiente, así, el gradiente de presión norte-sur genera viento de componente este-oeste y el gradiente este-oeste genera viento de componente norte-sur, esto se observa en los vientos de ERA-Interim de la Fig. 29 b), los cuales giran en torno a la alta presión del Atlántico en forma anticiclónica (hemisferio norte) en el sentido de las manecillas del reloj, en el Atlántico, al norte de 30°N los vientos predominantes son del oeste y sus magnitudes son mayores de 10m/s en el Atlántico norte, en invierno estos vientos propagan tormentas hacia Europa, adquiriendo componente norte-sur al rodear el centro de la alta presión y al sur de 25°N adquieren componente del este, dominando estos vientos del este a la región del Atlántico Tropical, (vientos alisios), los cuales tienen magnitudes de aproximadamente de 7 a 9 m/s (entre 10°N y 20°N), intensificándose en el Caribe al alcanzar magnitudes de 10 m/s, (corriente en chorro de niveles bajos del Caribe), ubicada al este de las costas de Nicaragua (Fig. 29 b). Debido a dos interrupciones de orografía: Istmo de Tehuantepec y Golfo de Papagayo (Centroamérica) se observan vientos superficiales que cruzan al Océano Pacífico en ambos sitios, en el caso de Tehuantepec generando vientos del norte con intensidades de hasta 8 m/s, de magnitud similar en Papagayo, pero del noreste. En costas del suroeste de Oaxaca, Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco los vientos promedio de invierno son débiles, con magnitudes menores de 2 m/s. Respecto a la zona del Océano Pacífico, los gradientes zonales y meridionales observados en la Fig. 29 a) genera una circulación también anticiclónica: al norte



de 35°N los vientos del este sobre el Pacífico poseen magnitudes mayores a 10 m/s (Fig. 29 b), acercándose a costas de Canadá y EU, donde por el giro alrededor de esta baja descrita, adquieren componente del norte, impactando desde la Península de Baja California hasta costas de Jalisco, con componente noroeste, en 15°N adquieren los vientos componente del este con intensificación hasta alcanzar más de 10 m/s, alejándose de costas mexicanas. Sobre el continente americano se observa que los vientos son menores a 3 m/s, ello debido a la fricción que adquiere por el contacto con las montañas, a excepción de las grandes planicies centrales de EU, donde los vientos adquieren magnitudes entre 6m/ y 8 m/s (Fig. 29 b).

En cuanto a la precipitación de invierno, en los datos de ERA-Interim se observa una distribución asociada tanto a la presión como a los vientos de las Figs. 29 a) y b) respectivamente, así, se observa un máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá, para el período histórico base (1980-2009), con valores mayores a 540 mm por año, disminuyendo hacia costas de África (sureste), donde los valores son menores de 100 mm, entre 10°N y 20°N, en el Atlántico se observan valores acumulados anuales de precipitación menores a 240 mm, con máximos en las costas de Honduras y Nicaragua de hasta 500 mm, zona donde de desaceleración de la corriente en chorro del Caribe, provocando convergencia superficial y con ello convección profunda y precipitación. En costas del Golfo de México, desde Tabasco hasta Tamaulipas se observan precipitaciones de 300 mm aproximadamente, que incluye la mayor precipitación de México: en Tabasco, en la Península de Yucatán y en el resto del país menos de 200 mm, incluyendo las zonas áridas del norte y noroeste, como Baja California. La zona de convergencia intertropical (ZCIT) de mayor precipitación absoluta, de acuerdo a los datos de ERA-Interim, en el Océano Pacífico se ubica en invierno entre 0° y 10°N (Fig. 29 c), mientras que, en el Atlántico entre 3°S y 5°N, con precipitaciones mayores de 1300 mm.

La distribución espacial de temperatura superficial es determinada por la latitud, la continentalidad, que incluye la abrupta orografía mexicana, la temperatura superficial del mar, así como sus gradientes: las costas mexicanas se localizan en la región llamada "alberca de agua caliente del Pacífico del este, así, sobre el océano al sur de 35°N se observan temperaturas mayores de 15°C (Fig. 29 d), sobre el continente americano, este umbral es afectado por la orografía, sobre la cual se observan valores menores de 7°C en Canadá y EU y menores de 13°C en montañas mexicanas, con grandes variaciones espaciales hacia las costas mexicanas, donde se observan temperaturas entre 15°C y 20°C, en el norte de Baja California, la orografía de la Sierra San Pedro Mártir también genera descenso de temperaturas, con valores menores a 11°C. En la Península de Yucatán, región sin montañas, se observan temperaturas entre 23°C y 25°C. Al sur de costas de Oaxaca y Chiapas, la temperatura superficial alcanza valores mayores a 27°C abarcando ambas

costas de Centroamérica, con máximos absolutos de 30°C al sur de Chiapas y oeste de Nicaragua y Costa Rica.

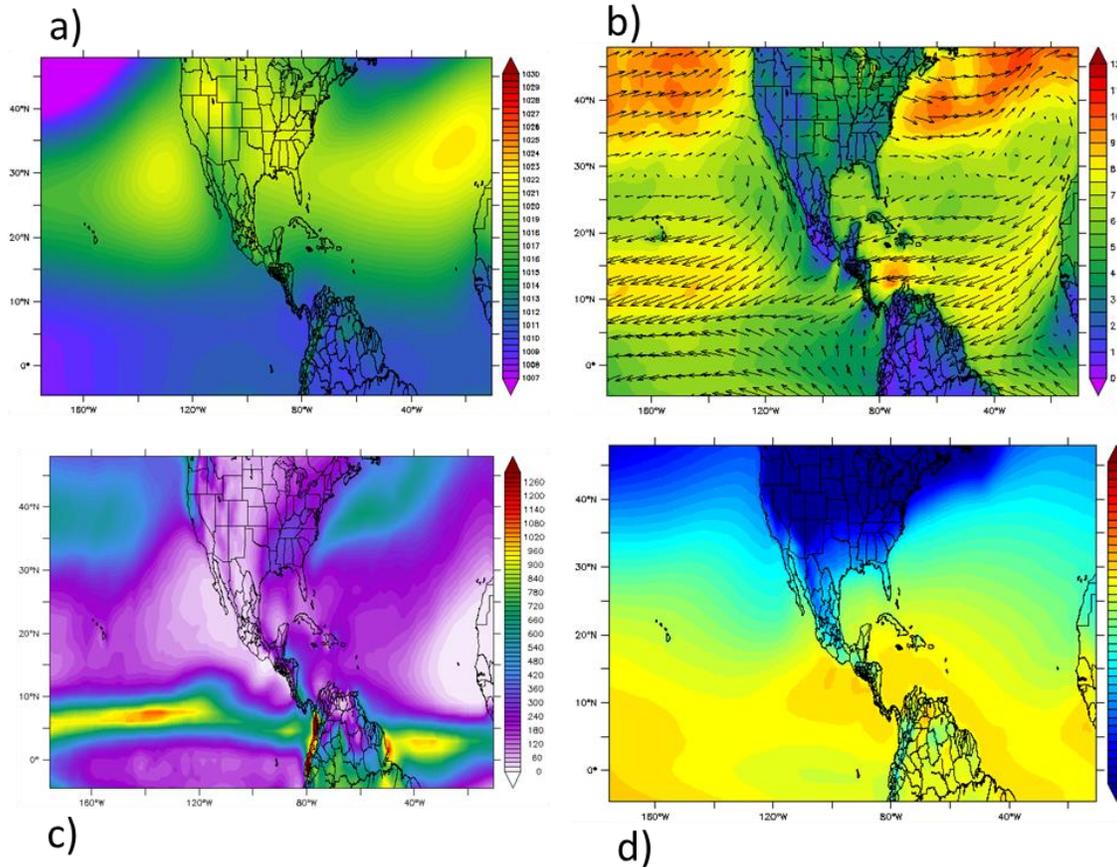


Fig.29 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) ERA-Interim. d) Temperatura superficial: °C. Diciembre a febrero, 1980-2009.

En contraste, entre junio y agosto, los datos de ERA-Interim muestran que se mantiene la ubicación de los dos centros de máxima presión, tanto en el Atlántico como en el Pacífico, intensificándose y expandiéndose el área de afectación en ambos océanos respecto a invierno, en el caso del Atlántico, se observan valores máximos de 1025 hPa las Azores, disminuyendo radialmente al alejarse de este centro hacia todas las direcciones, sobre todo hacia el Ecuador encontrándose el mínimo en 5°N aproximadamente, manteniendo el gradiente meridional (norte-sur) más intenso que el gradiente zonal: este-oeste (Fig. 30 a). En el Pacífico del este también se intensifica el centro de máxima presión (37°N, 150°W) con un máximo de 1025 hPa, con gradientes tanto zonales (este-oeste) como meridionales (norte-sur), en ambos casos son cambios similares.



Como ya se mencionó, estos gradientes de presión fuerzan movimientos perpendiculares con balance predominantemente geostrófico, de junio a agosto, al incrementarse los gradientes hacia las costas africanas, los vientos en esta zona se incrementan respecto al invierno entre 10°N y 25°N , de igual forma los vientos del este se intensifican (alisios) alcanzando magnitudes de más de 8 m/s, los cuales afectan al continente americano (Fig. 30 b), estos vientos son la porción sur del giro anticiclónico en torno a la alta presión del Atlántico, los vientos del oeste observados al norte de 35°N en el Atlántico son menores en verano, indicando ello una anisotropía (valores espaciales no homogéneos) de la distribución de gradientes de presión, es decir, la cantidad de momento del este en el trópico es mayor a la del oeste en el extra-trópico, en el verano los alisios propagan tormentas hacia el continente americano. En el Caribe, la corriente en chorro de niveles bajos, alcanza un máximo de 15 m/s en julio, en la Fig. 30 b se observa el promedio de junio a agosto, el cual es de 10 m/s.

Al suroeste de costas desde Oaxaca hasta Jalisco se mantienen los vientos débiles, menores de 2 m/s. En el Océano Pacífico, los gradientes de presión mantienen una circulación anticiclónica al norte de 40°N los vientos del este son de 7 m/s (Fig. 30 b), en la frontera Canadá-EU adquieren componente del norte, afectando la Península de Baja California con componente noroeste. Sobre la zona continental americana, los vientos, por efectos de la fricción son menores a 3 m/s, siendo mayores en las grandes planicies centrales de EU, donde los vientos tienen magnitudes entre 6m m/s y 8 m/s (Fig. 30 b).

Respecto a la precipitación, de junio a agosto del período histórico (1980-2009), se incrementa en la zona tropical de ambos océanos, sobre todo en la ZCIT, en el Atlántico desde África se observan valores entre 900 y 1200 mm, entre 5°N y 10°N (Fig. 30 c), en el Caribe central disminuye hasta 240 mm por la aceleración de la corriente en chorro, la cual genera divergencia superficial (15°N , 70°W), en el Caribe del oeste, en costas centroamericanas se incrementa nuevamente la precipitación como consecuencia de la desaceleración de esta corriente, la cual genera convergencia superficial y con ello convección profunda, excediendo valores de 1200 mm. En ambos litorales de México (Pacífico y Golfo de México) se observan valores de 600 mm, en el caso de la porción Pacífico, se trata del Monzón de Norteamérica, que se caracteriza por aportar más del 70% de la precipitación de la región en cuatro meses. En la Península de Baja California no hay precipitación en este período, sobre todo en la región Norte. Por otra parte, en el Pacífico, la ZCIT, se ubica entre 5° y 12°N (Fig. 30 c) con valores máximos al oeste de 120°W .

La temperatura superficial de junio a agosto se incrementa en toda el área de estudio, sobre todo en la región tropical, con gran variabilidad espacial, las

regiones oceánicas más cálidas son las colindantes con costas del continente americano, con valores de 29°C y 30°C en el oeste del Golfo de México y costas mexicanas del Pacífico del Este (Fig. 30 d), en la zona continental mexicana, las zonas más frías son las montañosas (Sierra Madre Occidental y Oriental): 19°C a 21°C, mientras que zonas costeras de ambos litorales, de 25°C. La región más cálida es el noroeste: Sonora y Baja California, con un máximo absoluto en la frontera entre Sonora y Arizona de más de 37°C.

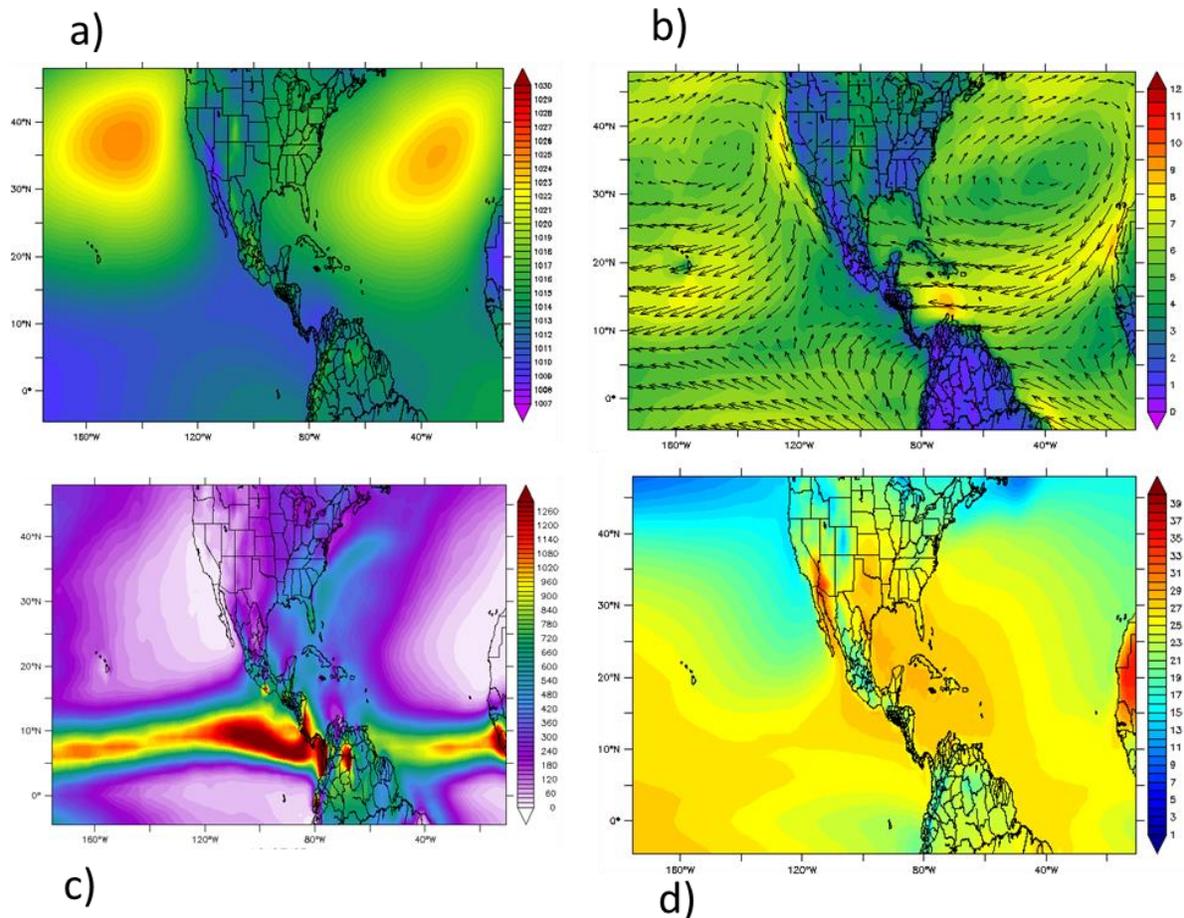


Fig.30 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm)ERA-Interim. d) Temperatura superficial: °C. Junio a agosto. 1980-2009.

En la presión superficial simulada con el modelo global CSIRO para invierno, el centro de alta semipermanente del Atlántico se observa en 30°N (Fig. 31 a) 5° al sur de ERA-Interim a 35°N, mientras que el del Pacífico es mayor: 1024 hPa y se ubica en la misma latitud que ERA-Interim: 35°N, y con mayor gradiente meridional, su



gradiente meridional (norte-sur) también es más intenso que el gradiente zonal: este-oeste.

Los vientos asociados a la distribución espacial de presión en ambos océanos es producto parcial del balance geostrófico referido previamente, el cual fuerza vientos perpendiculares al gradiente, los vientos de CSIRO (Fig. 31 b), giran en torno a la alta presión del Atlántico en forma anticiclónica, en el Atlántico, al norte de 30°N los vientos predominantes son del oeste y sus magnitudes son mayores de 12 m/s en el Atlántico norte, con débil componente norte-sur al rodear el centro de la alta presión, al sur de 25°N poseen componente del este: los vientos alisios, los cuales tienen magnitudes similares a ERA-Interim, de 7 a 9 m/s (entre 10°N y 20°N), intensificándose en el Caribe al alcanzar magnitudes de 9 m/s, esta corriente en chorro de niveles bajos del Caribe CSIRO, la estima de menor tamaño e intensidad (Fig. 31 b). Debido a la resolución espacial del modelo CSIRO: 1.9° 200 Kms. aproximadamente, las dos interrupciones orográficas: Istmo de Tehuantepec y Golfo de Papagayo (Centroamérica) no son bien representados sus efectos, por ello los vientos superficiales que cruzan al Océano Pacífico en ambos sitios son menores a ERA-Interim, para CSIRO, al sur y suroeste desde Oaxaca, hasta Jalisco, los vientos de invierno son débiles, con magnitudes menores de 2 m/s. Respecto al Océano Pacífico, la circulación anticiclónica asociada a los gradientes zonales y meridionales descritos generan vientos al norte de 30°N del oeste de más de 12 m/s (Fig. 31 b), hacia Canadá y EU, donde por el giro alrededor de esta baja descrita, adquieren componente del norte, sobre Península de Baja California con componente noroeste. Sobre continente los vientos superficiales promedio son mayores respecto a ERA-Interim: de hasta 6 m/s, ello debido a que la fricción por el contacto con las montañas es pobremente representada por la baja resolución espacial de CSIRO.

La precipitación de invierno de CSIRO también tiene una distribución asociada tanto a la presión como a los vientos de las Figs. 31 a) y b) respectivamente, el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá es sobreestimado por CSIRO, esto puede asociarse a que los vientos también son sobrestimados, intensificando con ello las aceleraciones y desaceleraciones de la región, factores que propician la divergencia y convergencia respectivamente, en el último caso, genera convección y con ello la precipitación en el período histórico: 1980-2009, con valores mayores a 940 mm por año, disminuyendo hacia el sureste, en costas del Noroeste de África donde los valores son menores de 100 mm, en el Atlántico Tropical: entre 10°N y 20°N, la precipitación acumulada anual es menor de 300 mm, con máximos en costas de Quintana Roo, Honduras y Nicaragua de hasta 500 mm, así como en el Mar Caribe central. En costas del Golfo de México, desde Tabasco hasta Tamaulipas se observan precipitaciones de 400 mm aproximadamente, para el resto del país, CSIRO sobrestima la precipitación, con valores menores de 300 mm. En Baja California la precipitación es similar a ERA-Interim, como en la Península de Yucatán. Para la ZCIT, CSIRO la ubica en invierno entre 3°N y 10°N (Fig. 31 c), y



SEMARNAT
SECRETARÍA DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS NATURALES



INECC
INSTITUTO NACIONAL
DE INVESTIGACIÓN
Y TÉCNICA AMBIENTALES



Al servicio
de las personas
y las naciones



también sobrestima, sobre todo en costas de Sudamérica y área de los Andes, en el Atlántico la ZCIT se observa entre 5°S y 10°N, con precipitaciones mayores de 1300 mm.

La distribución espacial de temperatura superficial de CSIRO mantiene patrones similares a ERA-Interim, no obstante, en la alberca de agua caliente del Pacífico del este subestima, particularmente en costas mexicanas. Sobre ambos océanos, al sur de 30°N se observan las temperaturas mayores de 15°C (Fig. 31 d), en costas mexicanas del sur y sureste son cercanas a 27°C, mientras que, en Golfo de México entre 19°C y 25°C, así como en costas de Baja California Sur, en Baja California Norte la temperatura es menor de 19°C. Sobre las zonas montañosas se observan valores menores de 9°C en Canadá y EU y menores de 13°C en montañas mexicanas, reproduciendo las grandes variaciones espaciales hacia las costas mexicanas. En la Península de Yucatán, región de zonas bajas, las temperaturas son entre 23°C y 25°C. Al sur de costas de Oaxaca y Chiapas, la temperatura superficial alcanza valores mayores a 25°C en ambas costas de Centroamérica, con máximos de hasta 30°C al oeste de Costa Rica y sur de Panamá.

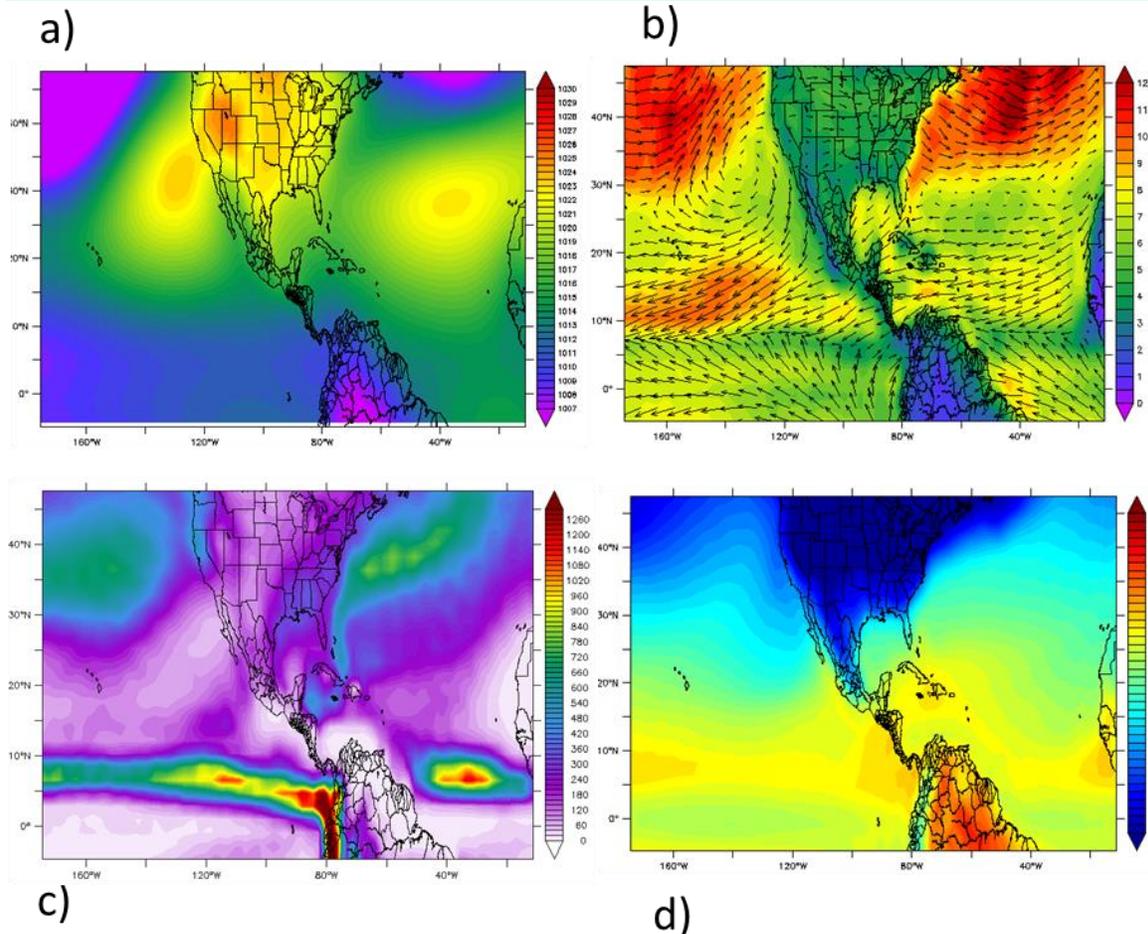


Fig.30 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) CSIRO. d) Temperatura superficial: °C. Diciembre a febrero. 1980-2009.

Respecto a la presión superficial, el modelo CSIRO entre junio y agosto del período 1980-2009 reproduce los dos centros de baja presión, tanto el del Atlántico como el del Pacífico, (Fig. 32 a) no obstante, en ambos casos los ubica al norte de los identificados en ERA-Interim, adicionalmente los estima con valor mayor: hasta 1030 hPa el del Pacífico y de tamaño mayor, en el caso del Atlántico, también tiene un valor mayor: 1026 hPa y tamaño mayor, con mayores gradientes respecto a ERA-Interim y respecto a invierno, sobre todo hacia costas de África y hacia el Ecuador, donde las diferencias respecto a ERA-Interim son menores, reproduciendo adecuadamente el gradiente norte-sur más intenso que el gradiente este-oeste (Fig. 32 a).

Estos gradientes de presión se asocian a vientos en balance predominantemente geostrófico, de junio a agosto, los mayores gradientes son hacia las costas



africanas, donde se intensifican los vientos del noreste en esta zona respecto a invierno, alcanzando valores de 12 m/s, en la zona tropical: entre 10°N y 25°N, los vientos del este (alisios) alcanzan magnitudes entre 8 m/s y 9 m/s, llegando al continente americano por el Mar Caribe (Fig. 32 b). Por otra parte, los vientos del oeste observados al norte de 35°N en el Atlántico son menores en verano. En el Caribe, la corriente en chorro de niveles bajos es reproducida por CSIRO, aunque más elongada del este al oeste, su magnitud es de 10 m/s, como en ERA-Interim.

Desde las costas de Oaxaca hasta Jalisco y sobre el centro y sur de México se mantienen los vientos débiles, menores de 2 m/s. En el Océano Pacífico, los gradientes de presión inducen la circulación anticiclónica entre 35°N y 40°N (Fig. 32 b), en la costa de EU adquieren componente del norte, afectando la Península de Baja California con magnitudes menores de 6 m/s. Sobre la zona continental americana, los vientos son mayores a 5 m/s, menores a ERA-Interim, esto es porque la orografía no está bien representada en CSIRO debido a su resolución siendo mayores en las grandes planicies centrales de EU, donde los vientos tienen magnitudes entre 6 m/s y 8 m/s (Fig. 32 b), similares a Era-Interim, ya que la orografía en esa zona no es abrupta y los efectos de la fricción son menores.

La precipitación de CSIRO de junio a agosto del período 1980-2009, se incrementa en la zona tropical de ambos océanos, sobre todo en la ZCIT, donde se observa la mayor sobrestimación, con valores en el Atlántico desde África mayores de 900 mm, entre 5°N y 12°N (Fig. 32 c), en el Caribe central disminuye valores menores de 240 mm por el efecto de corriente en chorro, la cual genera divergencia superficial, en costas centroamericanas se CSIRO ya no reproduce adecuadamente el incremento de precipitación. En ambos litorales de México, en la porción sur se observan valores entre 600 mm y 900 mm, el Monzón de Norteamérica es reproducido adecuadamente, sobrestimando también en esta porción, con valores mayores a 900 mm, en la Península de Baja California y norte de Sonora no hay precipitación en este período. La ZCIT del Pacífico, CSIRO la ubica entre 5°N y 12°N (Fig. 32 c) con valores máximos al este del 120°W, sobrestimando también en esta región.

Finalmente, la temperatura superficial de junio a agosto se incrementa en toda el área de estudio, sobre todo en la región tropical, manteniendo las regiones oceánicas más cálidas son las colindantes con costas del continente americano, en el Atlántico, Caribe y Golfo de México, CSIRO reproduce de menor tamaño las áreas con valores mayores a 29°C, (Fig. 32 d), en la zona continental mexicana, al ser de baja resolución CSIRO, los efectos de las zonas montañosas son reproducidas pobremente, sobre todo en zonas abruptas como las Sierras Madre Occidental, Oriental y del Sur, en la Península de Yucatán, las diferencias de CSIRO con Era-Interim, son menores, ya que es una zona plana con menor efecto de la orografía. En Sonora y Baja California, el máximo absoluto de la zona mexicana se extiende

al este en CSIRO por el mismo efecto de no considerar adecuadamente el efecto de las montañas, con valores mayores a 39°C. La zona de sureste de EU también tiene mayor extensión que ERA-Interim por la misma razón.

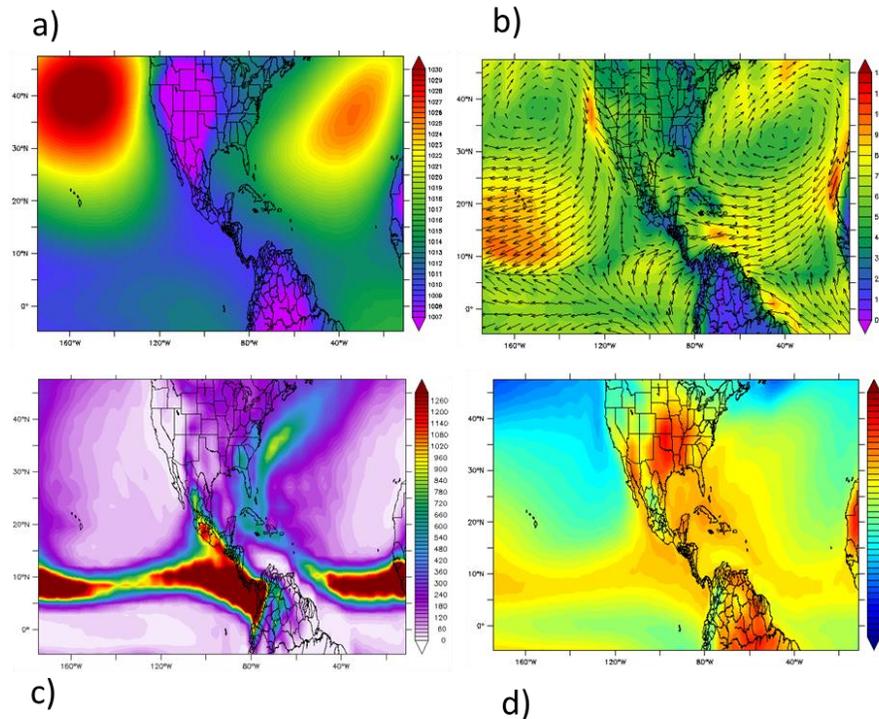


Fig.32 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) CSIRO. d) Temperatura superficial: °C. Junio a agosto. 1980-2009.

En la presión superficial simulada con el modelo global GFDL para invierno, el centro de alta semipermanente del Atlántico se observa entre 25°N y 35°N (Fig. 33 a) más extenso que ERA-Interim y en el Pacífico es mayor: 1024 hPa, 5° al sur de ERA-Interim, con mayor gradiente meridional en el Atlántico debido al mayor valor que alcanza en su centro: 1030 hPa. En el modelo GFDL, los vientos en ambos océanos giran en torno a la alta presión en forma anticiclónica (Fig. 33 b), en el Atlántico, al norte de 30°N los vientos predominantes son del oeste y sus magnitudes en algunas regiones son mayores de 12 m/s, al sur de 25°N se observan los vientos alisios, los cuales son sobrestimados, en el centro del Atlántico, subestimando la corriente en chorro de niveles bajos del Caribe (Fig. 33 b).



Al igual que CSIRO, la baja resolución espacial del modelo GFDL no reproduce los efectos del Istmo de Tehuantepec y Golfo de Papagayo (Centroamérica), los vientos superficiales que cruzan al Océano Pacífico en ambos sitios son menores a ERA-Interim, los vientos al sur y suroeste desde Oaxaca, hasta Jalisco, son débiles, con magnitudes menores de 2 m/s. En el Pacífico, la circulación anticiclónica descrita, en su porción norte tiene vientos del oeste de hasta más de 12 m/s (Fig. 33 b), en costas de la Península de Baja California es del norte. Sobre continente los vientos superficiales promedio son similares a ERA-Interim: menores de 4 m/s, con valores de hasta 6 m/s sobre las grandes planicies de EU.

En la precipitación invernal del período histórico: 1980-2009, el modelo GFDL, los patrones espaciales son reproducidos adecuadamente, no obstante, es subestimada, ello sucede tanto con el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá, como en la ZCIT, la cual es mal reproducida por este modelo. En el Atlántico Tropical: entre 10°N y 20°N, la precipitación acumulada también es subestimada, sobre todo en el Caribe, con precipitaciones menores a 300 mm y máximos en costas de Quintana Roo. En costas del Golfo de México, desde Tabasco hasta Tamaulipas se observan precipitaciones de 180 mm aproximadamente, a excepción de Veracruz, de 300 mm.

En cuanto a la temperatura superficial, GFDL mantiene patrones similares a ERA-Interim, en costas del Pacífico, la zona de la alberca de agua caliente del Pacífico no la reproduce en costas mexicanas. En ambos océanos, al sur de 35°N se observan las temperaturas mayores de 15°C (Fig. 33 d), en costas mexicanas del sur y sureste son de aproximadamente 25°C, mientras que, en Golfo de México entre 11°C (porción norte) y 25°C, así como en costas de Baja California Sur, en Baja California Norte la temperatura es menor de 17°C. Sobre las zonas montañosas se observan valores menores de 7°C en Canadá y EU y menores de 13°C en montañas mexicanas, subestimando la temperatura en zonas altas, la Península de Yucatán, región sin montañas, las temperaturas son entre 23°C y 25°C, semejantes a ERA-Interim, siendo las zonas planas las regiones con mejor reproducción de procesos en los modelos. En costas de Oaxaca y Chiapas, la temperatura tiene valores de 19°C.

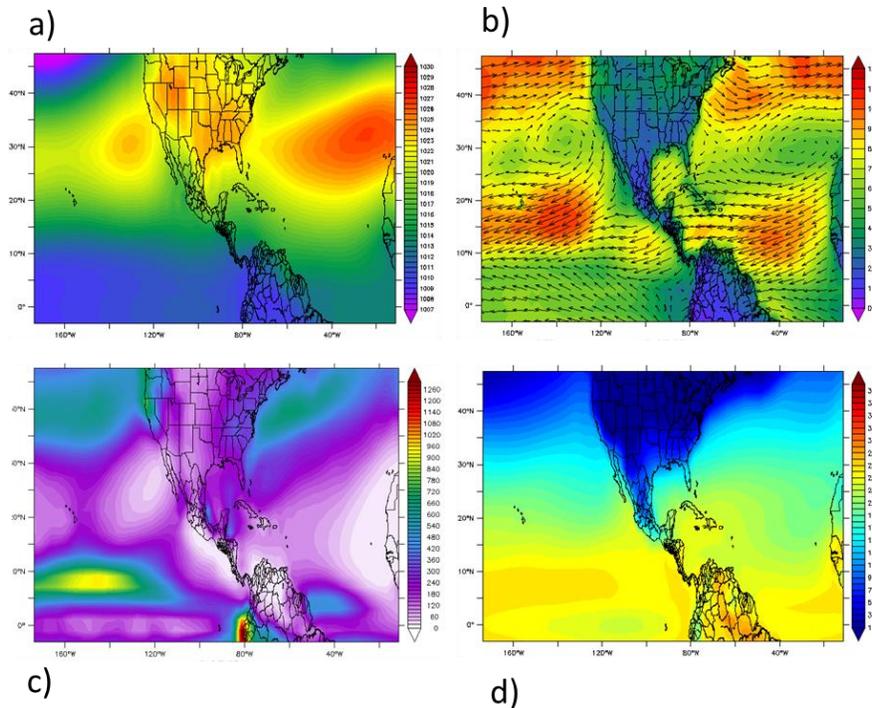


Fig.33 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) GFDL. d) Temperatura superficial: °C. Diciembre a febrero. 1980-2009.

La presión superficial, en el modelo GFDL entre junio y agosto del período histórico 1980-2009 reproduce la ubicación de los dos centros de baja presión, tanto el del Atlántico como el del Pacífico, sobrestimando sus valores, (Fig. 34 a), se mantienen los gradientes hacia costas de África y al Ecuador, donde los cambios espaciales respecto a ERA-Interim son mayores, siendo el mayor gradiente hacia el Ecuador: norte-sur.

Estos gradientes de presión generan vientos cuyo balance predominantemente es geostrófico. Así, los vientos de junio a agosto están asociados a los mayores gradientes (hacia las costas africanas), observándose vientos del noreste en esta zona respecto a invierno, alcanzando valores de 9 m/s. En la franja tropical: entre 10°N y 25°N, los vientos del este (alisios) alcanzan magnitudes entre 8 m/s y 9 m/s, llegando al continente americano en la zona del Caribe (Fig. 34 b). En el Caribe, la corriente en chorro de niveles bajos es reproducida por GFDL de mayor extensión a ERA-Interim y similar magnitud: 10 m/s. Entre costas de Oaxaca y Jalisco se observan vientos débiles, menores de 2 m/s. En el Océano Pacífico, los gradientes de presión que inducen la circulación anticiclónica entre 30°N y 40°N (Fig. 34 b), generan en la costa de EU vientos del norte, que afectan hasta la Península de Baja California con magnitudes entre 4 m/s y 6 m/s. Sobre la zona continental



americana, por fricción, los vientos son menores a 3 m/s, las diferencias respecto a ERA-Interim en las grandes planicies de Norteamérica es debido a que la resolución del modelo GFDL no representa adecuadamente la orografía.

La simulación de la precipitación en GFDL de junio a agosto del período histórico 1980-2009, subestima en la ZCIT, sobre todo en el Pacífico del este, con valores en el Atlántico desde África variantes desde 1200 mm (costas de África), hasta 240 mm (costas de Sudamérica), ello entre 0° y 10°N (Fig. 34 c). En la zona del Caribe central es menor a 240 mm. Para las costas centroamericanas GFDL no reproduce adecuadamente el incremento de precipitación asociada a la desaceleración de la corriente en chorro del Caribe. En la zona sur de ambos litorales mexicanos se observan valores entre 120 mm y 240 mm. En el Monzón de Norteamérica la precipitación máxima se extiende hasta el oeste, subestimando: con valores mayores a 600 mm, en este período, en la Península de Baja California y norte de Sonora no hay precipitación. La ZCIT del Pacífico, GFDL la ubica entre 5°N y 15°N entre el Pacífico Central y del Este (Fig. 34 c).

En cuanto a la temperatura superficial de junio a agosto las regiones oceánicas más cálidas son las colindantes con costas mexicanas, GFDL reproduce de menor tamaño las áreas con valores mayores a 29°C, (Fig. 34 d), sobre todo en el Golfo de México y Caribe. En la zona continental mexicana, al ser de baja resolución, el modelo GFDL no reproduce adecuadamente los efectos de las zonas montañosas, sobre todo en zonas abruptas como las Sierras Madre Occidental, Oriental y del Sur, esto no sucede en la Península de Yucatán, las diferencias de GFDL con Era-Interim, son menores en zonas planas. En Sonora y Baja California, el máximo absoluto de la zona mexicana se extiende de sur a norte en GFDL por el efecto de no considerar adecuadamente a las montañas, con valores de 29°C aproximadamente.

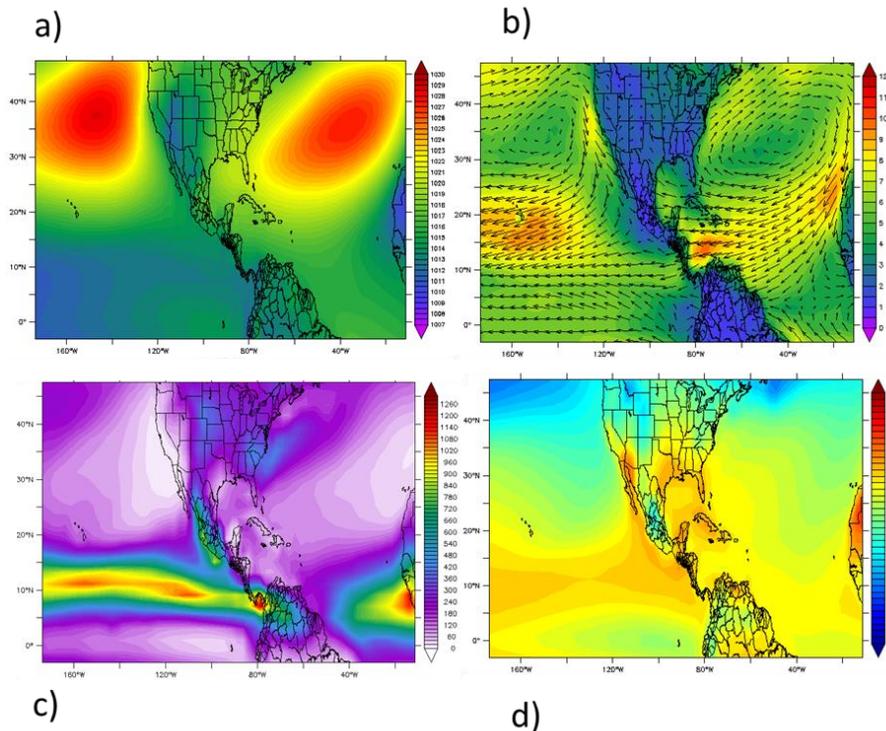


Fig.34 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) GFDL. d) Temperatura superficial: °C. Junio a agosto. 1980-2009.

Para la regionalización dinámica con el modelo RegCM forzado con CSIRO se observa que en la presión superficial simulada para invierno el centro de alta semipermanente del Atlántico se observa en 28°N (Fig. 35 a) 5° al sur de ERA-Interim y con una menor extensión, mientras que el del Pacífico su valor y su extensión es máximo es mayor: 1026 hPa, ubicándose al norte de ERA-Interim y con mayor gradiente meridional, el gradiente este-oeste) es más intenso que el gradiente este-oeste.

Al ser los movimientos asociados a la distribución espacial de presión, en ambos océanos los vientos de RegCM forzado con CSIRO giran en torno a las altas presiones del Atlántico y del Pacífico en forma anticiclónica (Fig. 35 b). En el Atlántico, al norte de 28°N los vientos predominantes son del oeste y sus magnitudes mayores de 12 m/s, en la zona tropical, poseen componente del este: estos vientos alisios tienen magnitudes de hasta 10 m/s, mayores a ERA-Interim, intensificándose en el suroeste del Caribe, con una rapidez de 12 m/s, esta corriente en chorro de niveles bajos del Caribe es reproducida por RegCM forzado con CSIRO al sur respecto a los datos de ERA-Interim. (Fig. 35 b).



La regionalización con RegCM, implica una mayor resolución espacial (50 Km.) con ello la orografía es mejor representada, incluyendo con ello los efectos de las interrupciones montañosas, como en Tehuantepec, lo cual genera la intensificación de vientos del norte, de hasta 12 m/s, provenientes del Golfo de México hacia el Pacífico a través del Istmo de Tehuantepec, efecto no visualizado ni con ERA-Interim ni con los modelos globales, ello debido a su resolución espacial, este efecto también ocurre en Centroamérica, (Papagayo), generando vientos hacia el Pacífico de hasta 10 m/s. RegCM reproduce adecuadamente los vientos débiles al sur y suroeste de costas mexicanas, entre Oaxaca y Jalisco, con magnitudes menores de 2 m/s. En el Océano Pacífico, la asociada a los gradientes de presión zonales y meridionales descritos, generan vientos del oeste de más de 12 m/s, ello al norte de 35°N (Fig. 35 b), sobre la Península de Baja California se observan vientos con componente del norte. Sobre continente los vientos sobre la planicie del norte de México, esto es, entre la Sierra Madre Occidental y Oriental, los vientos simulados con RegCM son entre 3 m/s y 5 m/s, mayores a respecto a ERA-Interim, ello debido a la resolución mayor del RegCM, el cual distingue de mejor manera las zonas bajas que los modelos globales o que ERA-Interim.

Para la precipitación de invierno simulada con RegCM forzado con CSIRO, el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá es sobreestimado por RegCM forzado con CSIRO (Fig. 35 c), esto puede asociarse a que los vientos también son sobrestimados, tanto por CSIRO como por GFDL, intensificando con ello las aceleraciones y desaceleraciones de la región, factores que propician la divergencia y convergencia respectivamente, en el último caso, genera convección y con ello la precipitación en el período histórico: 1980-2009, con valores mayores a 960 mm por año, disminuyendo hacia el sureste. En el oeste del Atlántico, estos valores son menores de 60 mm, en el Atlántico Tropical: entre 10°N y 20°N, la precipitación acumulada anual es entre 300 mm y 60 mm, con máximos en costas de Honduras y Nicaragua de hasta 800 mm. En costas del Golfo de México, desde Tabasco hasta Veracruz, RegCM simula precipitaciones de 480 mm aproximadamente, para el noroeste de México, incluyendo la Península de Baja California, RegCM estima precipitaciones menores de 200 mm, para el centro y sur, entre 200 mm y 360 mm. La ZCIT en invierno, RegCM forzado con CSIRO la reproduce más delgada y desplazada hacia el sur respecto a ERA-Interim (Fig. 35 c), con máximos en la costa de Sudamérica (mayores a 1260 mm).

En cuanto a la temperatura superficial, RegCM forzado con CSIRO mantiene los patrones espaciales asociados a la latitud, los efectos de los océanos y la orografía, la cual es mejor reproducida por la resolución. La alberca de agua caliente del Pacífico del este la reproduce de menor tamaño que ERA-Interim en la zona Centroamericana. Sobre el Pacífico al sur de 25°N se observan las temperaturas menores de 15°C, mientras que en Atlántico, al sur de 35°N (Fig. 35 d), en costas mexicanas del Pacífico, del sur y sureste son cercanas a 24°C, mientras que, en

Golfo de México entre 20°C y 25°C. Sobre las zonas montañosas se observan valores menores de 9°C en Canadá y EU y menores de 11°C en zona altas mexicanas.

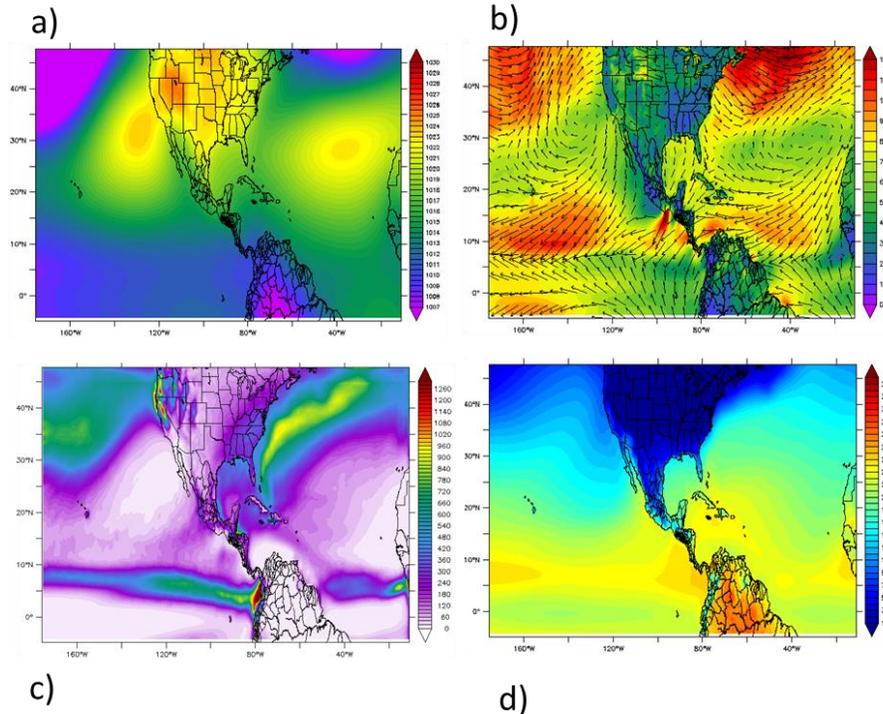


Fig.35 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) RegCM-CSIRO. d) Temperatura superficial: °C. Diciembre a febrero. 1980-2009.

La simulación de RegCM forzado con CSIRO, entre junio y agosto del período histórico 1980-2009 sobrestima ambos centros de alta presión en el Atlántico y Pacífico, sobre todo en este último (Fig. 36 a), esto representa mayores gradientes respecto a ERA-Interim y respecto a invierno, sobre todo hacia costas del Pacífico de EU y Canadá. Estos gradientes de presión fuerzan vientos con circulación anticiclónica: al norte de 35°N son del oeste y entre 25°N y 10°N son del este, estos vientos alisios tienen valores promedio en el Atlántico central de 8 m/s (Fig. 36 b) con magnitud de 8 m/s en la zona tropical: entre 10°N y 25°N, en el Mar Caribe, se convierten en la corriente en chorro del Caribe, con magnitudes mayores a 12 m/s. En el Atlántico los vientos del oeste observados al norte de 40°N son menores en verano. La zona de vientos débiles: en el océano al sur de costas de Oaxaca hasta Jalisco y en continente, sobre el centro y sur de México, los cuales son menores de 2 m/s. En el Océano Pacífico, entre 40°N y 45°N (Fig. 36 b) RegCM reproduce vientos del oeste, con componente del norte en costas de EU de hasta 11 m/s, los cuales mantienen su dirección hasta la Península de Baja California, donde tienen



magnitudes aproximadamente de 6 m/s. Sobre la zona continental de Norteamérica, los vientos son entre 3 m/s y 6 m/s, similares a ERA-Interim, RegCM forzado con CSIRO reproduce adecuadamente los efectos de la orografía, sobre todo en las grandes planicies de Norteamérica. con magnitudes entre 6m m/s y 8 m/s (Fig. 36 b).

La precipitación de RegCM forzado con CSIRO de junio a agosto del período histórico 1980-2009, se incrementa en la zona tropical de ambos océanos, sobre todo en la ZCIT, donde se observa más delgada y menos intensa comparándola con ERA-Interim, zona con la mayor subestimación. En el Atlántico, esta ZCIT, desde África, es más delgada también y menos intensa, a excepción de costas de África (Fig. 36 c), en el Caribe sus valores son menores a 80 mm. En el litoral del Golfo de México, RegCM forzado con CSIRO estima precipitaciones entre 420 mm y 480 mm, en el centro y sureste de México estima precipitaciones regionales mayores a 1100 mm. El Monzón de Norteamérica es subestimado tanto en intensidad como en extensión este-oeste. La ZCIT del Pacífico, RegCM forzado con CSIRO la ubica ondulante entre 5°N y 10°N (Fig. 36 c) y más delgada con mayor intensidad al oeste de 120°W, sobrestimando en esta región.

En cuanto a la temperatura superficial de junio a agosto se incrementa en toda el área de estudio, sobre todo en la región tropical, manteniendo las regiones oceánicas más cálidas son las colindantes con costas del continente americano, en el Atlántico, Caribe y Golfo de México, RegCM forzado con CSIRO reproduce de similar tamaño las áreas con valores mayores a 29°C, (Fig. 36 d), en la zona continental mexicana, la alta resolución del modelo reproduce adecuadamente los efectos de las zonas montañosas, en Sonora, y Baja California, California y Arizona se observa un máximo absoluto de más de 31°C orientado de sur a norte.

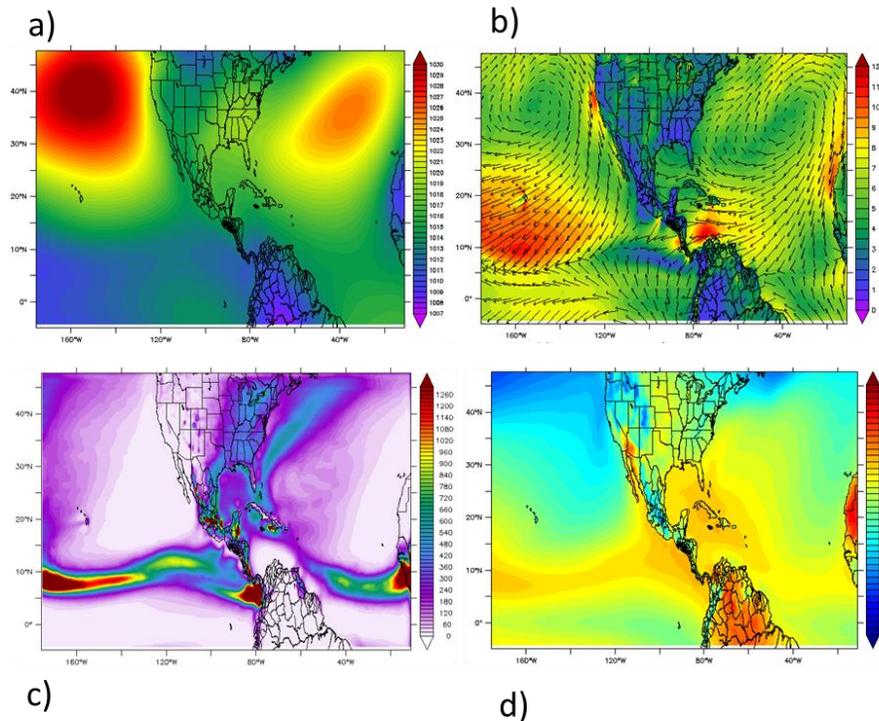


Fig.36 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) RegCM-CSIRO. d) Temperatura superficial: °C. Junio a agosto. 1980-2009.

Las simulaciones de RegCM forzado con GFDL para el período histórico de la presión superficial de invierno muestran los centros de alta semipermanente tanto del Atlántico como del Pacífico débiles, con valores menores a 1022 hPa, manteniendo la estructura espacial y la orientación de sus gradientes en ambos océanos, (Fig. 37 a). Los vientos de RegCM forzado con GFDL giran en torno a las altas presiones del Atlántico y del Pacífico en forma anticiclónica (Fig. 37 b) siendo más intensos en las regiones norte y sur, en el primer caso, con vientos del oeste de más de 12 m/s en ambos océanos, mientras que en el segundo (sur), los vientos son del este, para el Atlántico, los vientos alisios son sobrestimados respecto a ERA-Interim, con magnitudes de hasta 10 m/s, con la corriente en chorro del Caribe representada con mayor cobertura espacial y de magnitud similar a ERA: 12 m/s. (Fig. 37 b).

Los vientos afectados por la orografía, mejor representada en RegCM que los modelos globales, muestran intensidades de más de 12 m/s en Tehuantepec (del norte) y del noreste en Papagayo, Centroamérica, los débiles vientos de las costas mexicanas del Pacífico son sobrestimados, siendo hasta de 4 m/s.

En la precipitación de invierno simulada con RegCM forzado con GFDL se observa que el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá es sobreestimado (Fig. 37 c), en costas de África, la precipitación es menor a 60 mm, en el Atlántico central se incrementa a 120 mm, con máximos en costas de Honduras y Nicaragua de hasta 480 mm. En costas de Tabasco y Veracruz, RegCM simula precipitaciones máximas de 480 mm, para el centro-norte de México, estima precipitaciones menores de 240 mm. La ZCIT en invierno, RegCM forzado con GFDL subestima de 120°W hacia costas de Centroamérica (Fig. 37 c).

En cuanto a la temperatura superficial, RegCM forzado con GFDL mantiene los patrones espaciales asociados a la latitud y la altitud, así como los efectos de los océanos, la región oceánica del Pacífico del este presenta una distribución de temperatura diferente a ERA-Interim, sobrestimando la temperatura en el Pacífico central: al oeste de 120°W. Sobre las zonas montañosas se observan valores menores de 8°C en Canadá y EU y menores de 11°C en zona altas mexicanas y de 13°C en zonas costeras mexicanas (Fig. 37 d).

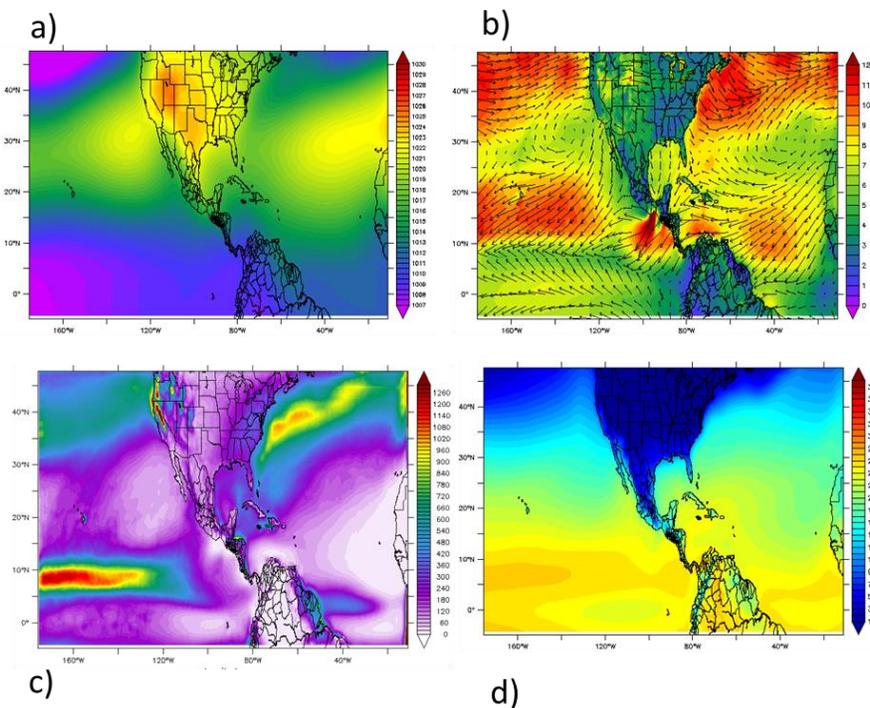


Fig.37 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) RegCM-GFDL. d) Temperatura superficial: °C. Diciembre a febrero. 1980-2009.



Finalmente, RegCM forzado con GFDL, entre junio y agosto del período histórico 1980-2009 reproduce una distribución de presión superficial similar a ERA-Interim, ello tanto el Atlántico como el Pacífico, sobre todo en este último (Fig. 38 a), las diferencias espaciales de presión generan vientos donde al norte de 38°N son del oeste y entre 30°N y 15°N son del este (alisios), los cuales presentan valores en el Atlántico central entre 7 m/s y 8 m/s (Fig. 38 b) en el Mar Caribe, se observa la corriente en chorro del Caribe, con magnitudes de 12 m/s. En costas del noroeste de África los vientos presentan un máximo regional, de 10 m/s. Por otra parte, la zona de vientos débiles en costas del Pacífico mexicano (entre Oaxaca y Jalisco) En el Pacífico, entre 40°N y 45°N (Fig. 38 b) RegCM reproduce vientos del suroeste, en costas de EU del norte, con magnitudes de 11 m/s en California y Baja California. Sobre las grandes planicies de Norteamérica, los vientos son entre 4 m/s y 6 m/s, similares a ERA-Interim. RegCM forzado con GFDL reproduce adecuadamente los efectos de la orografía, (Fig. 38 b).

La precipitación simulada con RegCM forzado con GFDL de junio a agosto del período histórico 1980-2009, se incrementa en la zona tropical de ambos océanos, sobre todo en la porción este de la ZCIT (costas de Sudamérica y de África respectivamente), la ZCIT es más extensa de norte a sur que ERA-Interim, subestimando entre 100°W y 120°W. En la región del Monzón es subestimado tanto en intensidad como en extensión este-oeste. La mayor temperatura superficial entre junio a agosto en la región tropical es en las regiones oceánicas colindantes con costas mexicanas en ambos litorales, RegCM forzado con GFDL reproduce de menor las áreas con valores mayores a 29°C, (Fig. 38 d), en la zona continental mexicana, la alta resolución del modelo reproduce adecuadamente los efectos de las zonas montañosas, en Sonora, y Baja California, California y Arizona se observa el mismo máximo absoluto de ERA-Interim, de 29°C aproximadamente.

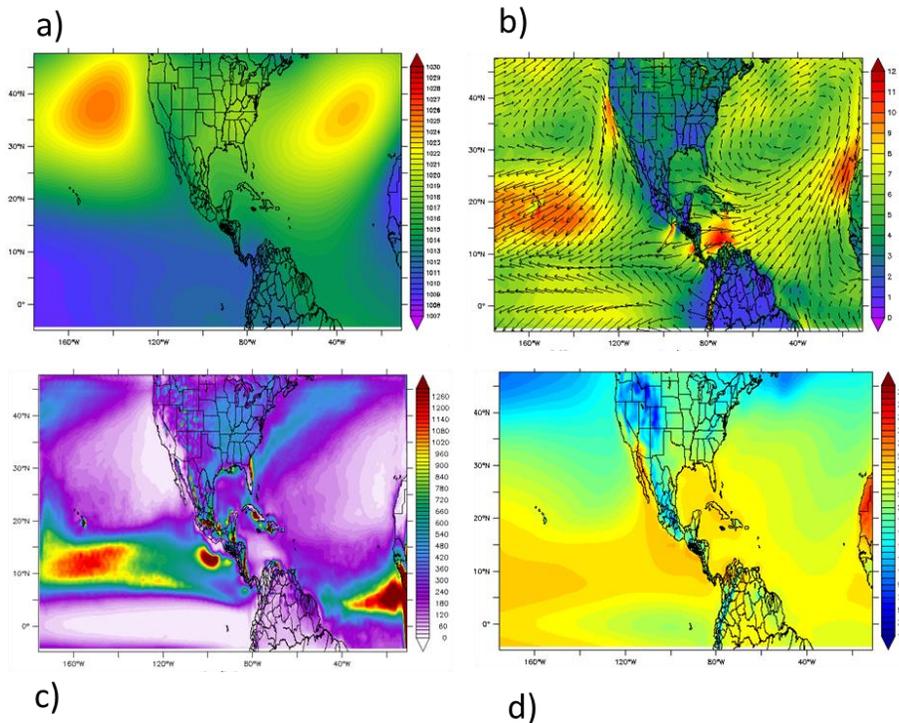


Fig.38 a) Presión superficial: hPa. b) Viento superficial: m/s. c) Precipitación anual acumulada (mm) RegCM-GFDL. d) Temperatura superficial: °C. Junio a agosto. 1980-2009.

Futuro cercano: 2015-2039

En las simulaciones con el modelo RegCM forzado con CSIRO para el futuro cercano (2015-2039) en invierno, aplicando el escenario RCP8.5, se observa que la precipitación de invierno el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá disminuye respecto al período histórico (RegCM también forzado con CSIRO) manteniendo distribuciones espaciales similares, (Fig. 39 a). En el Atlántico Tropical, la precipitación acumulada anual tendría poco cambio respecto al período histórico (v. Fig. 35 c), los mayores cambios serían en la ZCIT, en costas sudamericanas del Pacífico y africanas del Atlántico, en ambos casos con precipitaciones menores, mientras que, al oeste de 120°C, en la región del Pacífico central, la ZCIT, por el contrario, serían mayores. Para la región mexicana habría poco cambio en la precipitación, a excepción de costas de Veracruz, donde disminuiría.

La temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro cercano los patrones espaciales asociados a la latitud, los efectos de los océanos y la orografía, ello comparado con el período histórico simulado con los mismos modelos. En el Pacífico central se incrementaría en la región de la ZCIT

la temperatura superficial. En las zonas montañosas se observan mantendrán valores similares al período histórico.

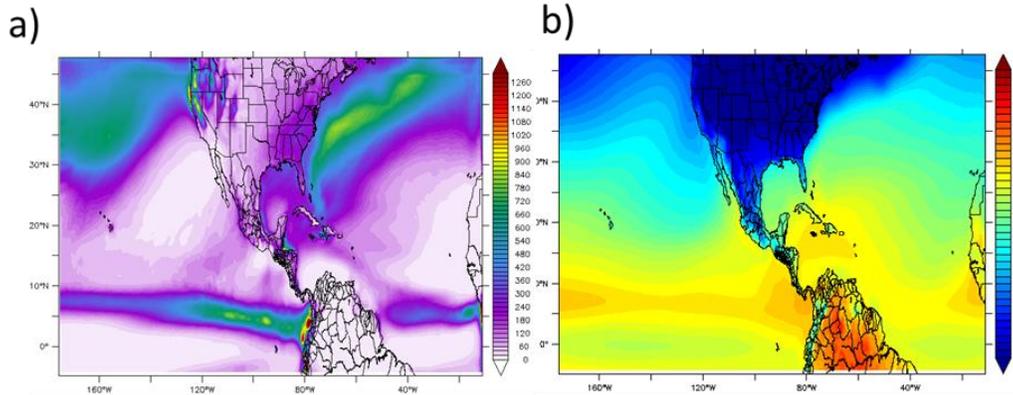


Fig.39 a) Precipitación anual acumulada (mm) RegCM-CSIRO. b) Temperatura superficial: °C Diciembre a febrero. 2015-2039.

Entre junio y agosto, el modelo RegCM forzado con CSIRO para el futuro cercano (2015-2039), aplicando el escenario RCP8.5, mantiene la distribución espacial de precipitación respecto al período histórico (RegCM también forzado con CSIRO) (Fig. 40 a). La ZCIT en el Pacífico tiene mayor extensión norte-sur, no obstante, es de menor intensidad, sobre todo en el Pacífico central. En el Atlántico Tropical, la precipitación acumulada anual tendría poco cambio respecto al período histórico (v. Fig. 36 c), los mayores cambios serían en costas del Pacífico de Sudamérica, en la ZCIT. Para la región mexicana habría poco cambio en las zonas de menor precipitación, en el centro, sur y sureste, las zonas de máxima precipitación se mantendrían en extensión e intensidad.

En cuanto a la temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro cercano los patrones espaciales de junio a agosto asociados a la latitud, los efectos de los océanos y la orografía, ello comparado con el período histórico simulado con los mismos modelos.

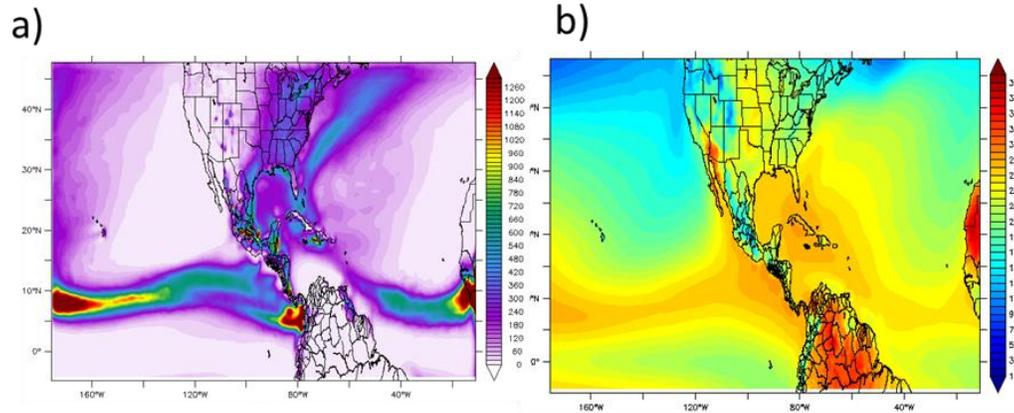


Fig.40 a) Precipitación anual acumulada (mm) RegCM-CSIRO. b) Temperatura superficial: °C Junio a agosto. 2015-2039.

Futuro lejano: 2070-2099

La precipitación de invierno simulada con el modelo RegCM forzado con CSIRO para el futuro lejano (2070-2099) con el escenario RCP8.5 muestra que el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá se incrementaría respecto al período histórico, alcanzando valores de 1200 mm, manteniendo las distribuciones espaciales similares, (Fig. 41 a), desde la costa del suroeste de Africa hasta el continente americano, la ZCIT sería más delgada, en el caso de la ZCIT en el Pacífico se mantendría con estructura similar al período histórico (v. Fig. 35 c). Para la región mexicana los mayores cambios se observarían en el sur y centro del país, mientras que en costas de Veracruz disminuiría.

La temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro cercano los patrones espaciales, en los trópicos, los mayores cambios se darían sobre ambos océanos en la zona tropical, con incrementos entre 0° y 15°N (Fig. 40 b) y sobre zonas continentales de México, en el sur y Península de Yucatán, con calentamientos de aproximadamente 3°C.

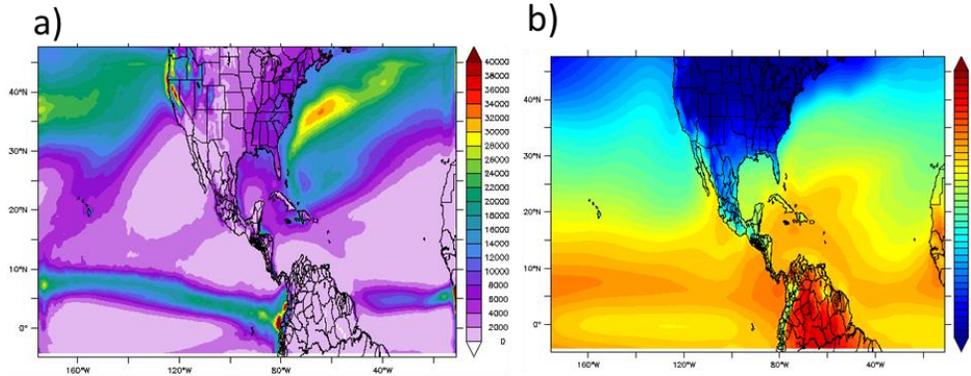


Fig.41 a) Precipitación anual acumulada (mm) RegCM-CSIRO. b) Temperatura superficial: °C Diciembre a febrero. 2070-2099.

Los patrones estacionales de precipitación de verano-otoño estimada por el modelo RegCM forzado con CSIRO para el futuro lejano (2070-2099) con el escenario RCP8.5 se mantienen, los mayores cambios serían en las regiones con máximos valores, como en el este de la costa Atlántica de EU y Canadá y la ZCIT en ambos océanos, (Fig. 42 a), la ZCIT sería de mayor extensión sur-norte en el Pacífico (v. Fig. 35 c), mientras que en el Atlántico se mantendría, al igual que los máximos tanto en Sudamérica como en África, siendo el de Sudamérica de menor extensión. Para la región mexicana los mayores decrementos se observarían en la región del Monzón, sur y centro del país y costas de Quintana Roo.

La temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro lejano los patrones espaciales, en los trópicos, como en el futuro cercano, los mayores cambios se darían sobre ambos océanos en la zona tropical, para este caso con incrementos en la región tropical (Fig. 42 b) y sobre el noroeste de México: Sonora, Baja California y Arizona, además de las costas del sur de México y Península de Yucatán, con calentamientos de hasta 4°C.

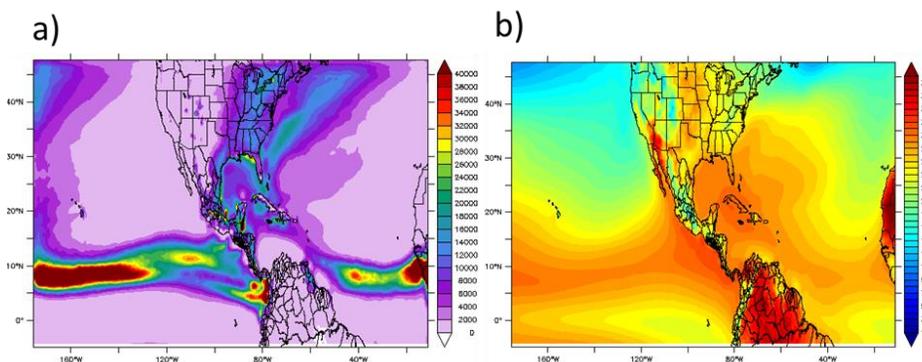


Fig.42 a) Precipitación anual acumulada (mm) RegCM-CSIRO. b) Temperatura superficial: °C Junio a agosto. 2070-2099.

4.1 Ondas del este

La alta incidencia de OE en México modula la variabilidad de la precipitación verano-otoño, sobre todo en el centro, sur y sureste. Aproximadamente 45 ondas al año llegan a México desde África, el Atlántico, con sus bajas temperaturas inhibe la convección profunda y muchas de ellas debilitan antes de llegar al Caribe, otras dejan de existir, aquellas que llegan al Caribe es posible que se refuercen por la dinámica de estas perturbaciones con la corriente en chorro del Caribe (CCC) o se generen nuevas. Esta actividad de onda se registra en un índice: índice de actividad de onda (IAON), que es la energía cinética o de movimiento, la cual se calcula de los vientos simulados a 700 hPa. Este indicador de actividad de onda, se calculó con datos cada 24 horas entre mayo y noviembre tanto del período histórico (1980-2009) como de los dos futuros (2015-2039 y 2070-2099). Este índice se aplicó a vientos filtrados entre 3 y 9 días, que corresponden a ondas del este, ello utilizando viento meridional y zonal a 700 hPa. en la región del Atlántico, desde costas africanas, el Caribe y Golfo de México hasta la zona continental mexicana. Una vez filtradas ambas componentes de viento, se calculó el índice para el período de mayo a noviembre de 1980-2009, 2015-2039 y 2070-2099, analizando su variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual, estimando así el potencial de reproducción de estas ondas con el modelo RegCM y sus cambios potenciales a futuro.

En datos de ERA-Interim, esta variación espacial de la actividad de OE entre mayo y julio se refleja en la diferencia del IAON, por ejemplo, en la latitud 20°N al salir de África, las OE tienen un IAON de 2.2 m²/s², en el Atlántico central disminuyen a 1.2 m²/s², en el Caribe de 0.8 m²/s² y zonas montañosas de México, donde se debilitan por el efecto orográfico, de 0.4 m²/s² (Fig. 43), es claro que dependiendo de la latitud analizada, estas perturbaciones tendrán diferente IAON al desplazarse hacia el centro del Atlántico y el Caribe. Entre agosto y octubre al oeste de costas africanas se incrementa la actividad, ampliándose estas áreas en Atlántico Central. La región de 0.8 m²/s² o más (azul) sobre México se desplaza al sur, no obstante, el índice denota mayor intensidad sobre territorio mexicano respecto al período mayo a julio. Para el período completo (junio a septiembre) se observa que del centro del Atlántico hacia África es mayor la IAON mientras que hacia América menor, esto es consistente con la literatura disponible en la comunidad científica.

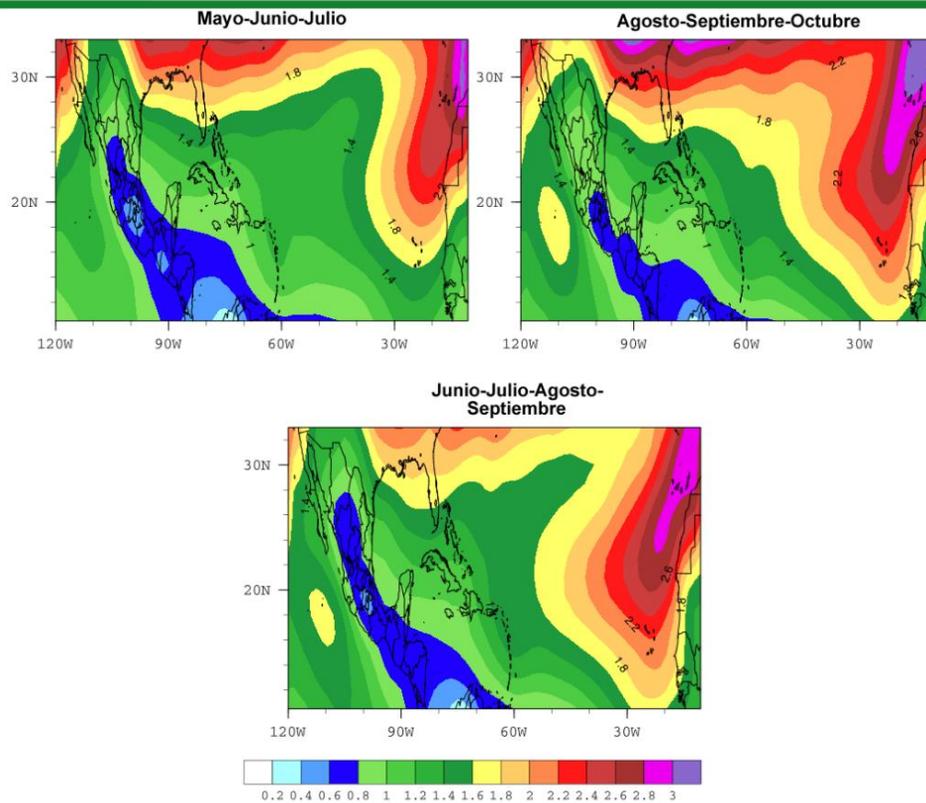


Fig.43. Índice de actividad de onda (IAON) (m^2/s^2) asociada a ondas del este. ERA-Interim. 1980-2009.

En el modelo CSIRO se observa entre mayo y julio un desplazamiento al este de los valores mínimos, ubicando los valores menores de $0.8 m^2/s^2$ (azul) en el Caribe (Fig. 44), mientras que sobre México la IAON es de $1.2 m^2/s^2$ mayor a ERA-Interim, al oeste de costas de África CSIRO sobrestima esta actividad. Entre agosto y septiembre, CSIRO mantiene los valores mínimos en el Caribe y los máximos en costas africanas, para el período completo, los valores menores a $0.8 m^2/s^2$ se mantienen en el Caribe, sobre México CSIRO sobrestima la actividad de OE.

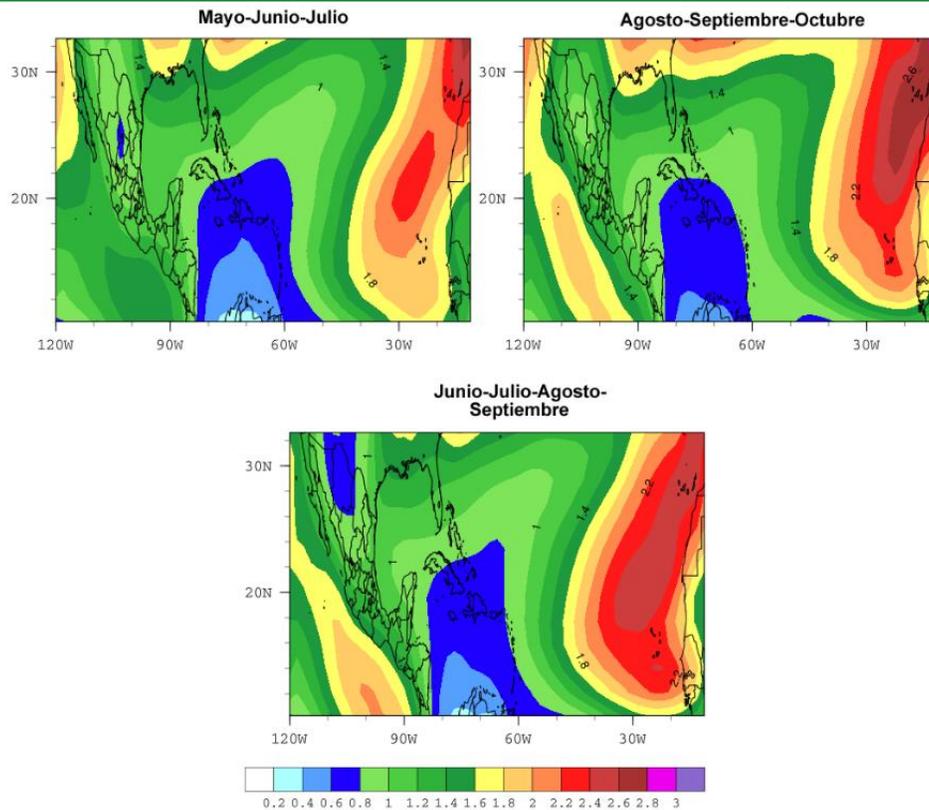


Fig.44. Índice de actividad de onda (IAON) (m^2/s^2) asociada a ondas del este. CSIRO. 1980-2009.

La regionalización con el modelo RegCM forzado con CSIRO en el período histórico muestra sobre México, Golfo de México, Pacífico mexicano y el Caribe, una subestimación para el período mayo a julio, (Fig. 45) esto puede estar asociado a que el modelo global forzante (CSIRO) también subestima sobre México, para las costas africanas esta subestimación es menor, donde el IAON es mayor RegCM reproduce mejor esta actividad. Para el período agosto a octubre se mantiene esta subestimación, a excepción de las zonas montañosas mexicanas, la mejor reproducción de este índice es para las costas de África hasta el centro del Atlántico, donde es mayor.

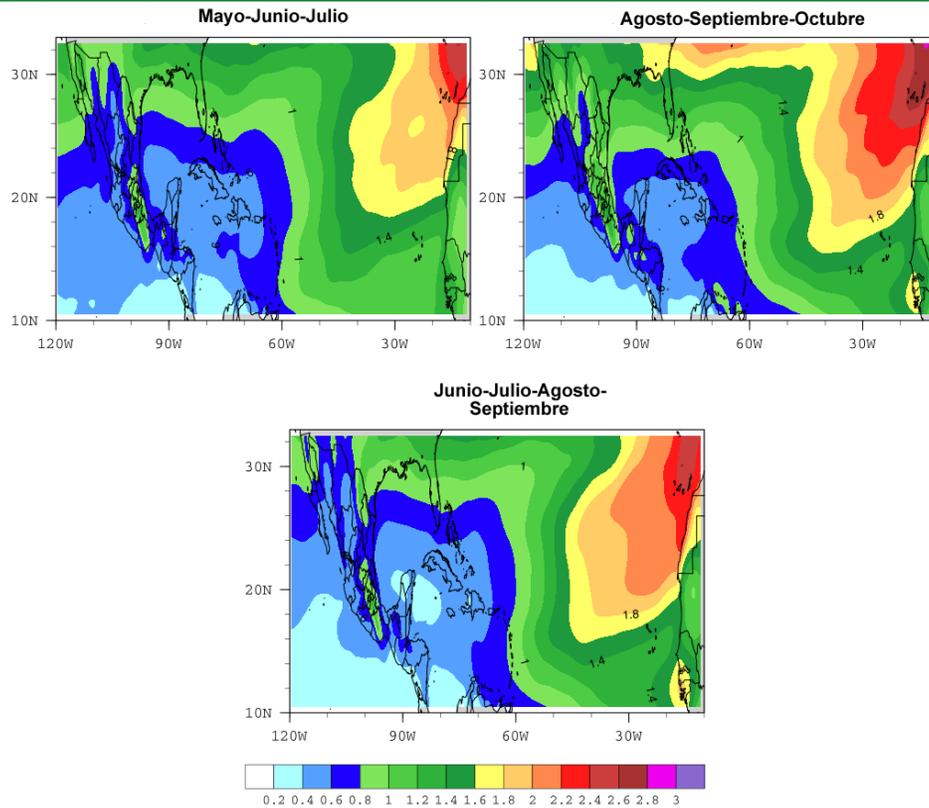


Fig.45. Índice de actividad de onda (IAON) (m^2/s^2) asociada a ondas del este. RegCM forzado con CSIRO. 1980-2009.

Para el futuro cercano (Fig. 46), RegCM forzado con CSIRO, este índice mantiene patrones espaciales similares al período histórico además de valores del índice similares, entre mayo y julio, los mayores cambios se darían en el Atlántico central, incrementándose la actividad de onda, entre agosto y septiembre las perturbaciones de latitudes medias (al noroeste de costas de África) se incrementarían al igual que en Atlántico central, al norte de 30°N, para todo el período (entre junio y septiembre) los patrones espaciales son similares aún más al período histórico.

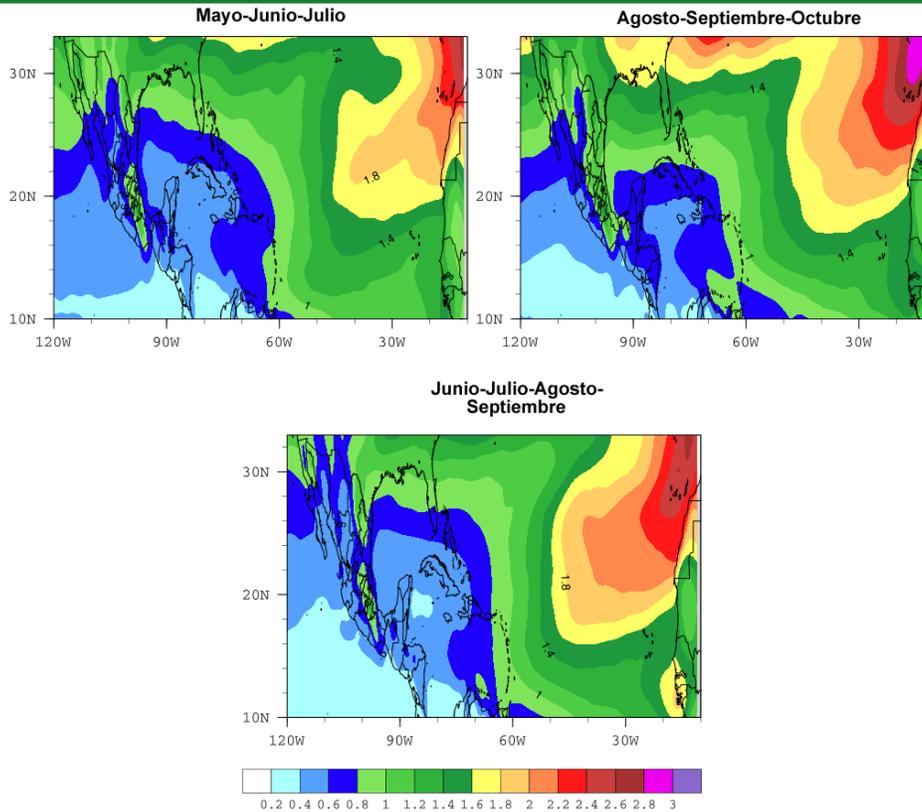


Fig.46 Índice de actividad de onda (IAON) (m^2/s^2) asociada a ondas del este. RegCM forzado con CSIRO. 2015-2039.

Para el futuro lejano RegCM forzado con CSIRO, mantiene patrones espaciales similares al período histórico, no obstante, entre mayo y junio, los índices sobre México para los valores entre $1 m^2/s^2$ y $1.6 m^2/s^2$ (tonos verdes) presentarían una disminución en la actividad de onda en el centro del país, (Fig. 47), entre mayo y julio, los mayores cambios se darían en el Atlántico central, incrementándose la actividad de onda, entre agosto y septiembre las perturbaciones de latitudes medias (al noroeste de costas de África) se incrementarían al igual que en Atlántico central, al norte de $30^\circ N$, para todo el período (entre junio y septiembre) los patrones espaciales son similares aún más al período histórico.

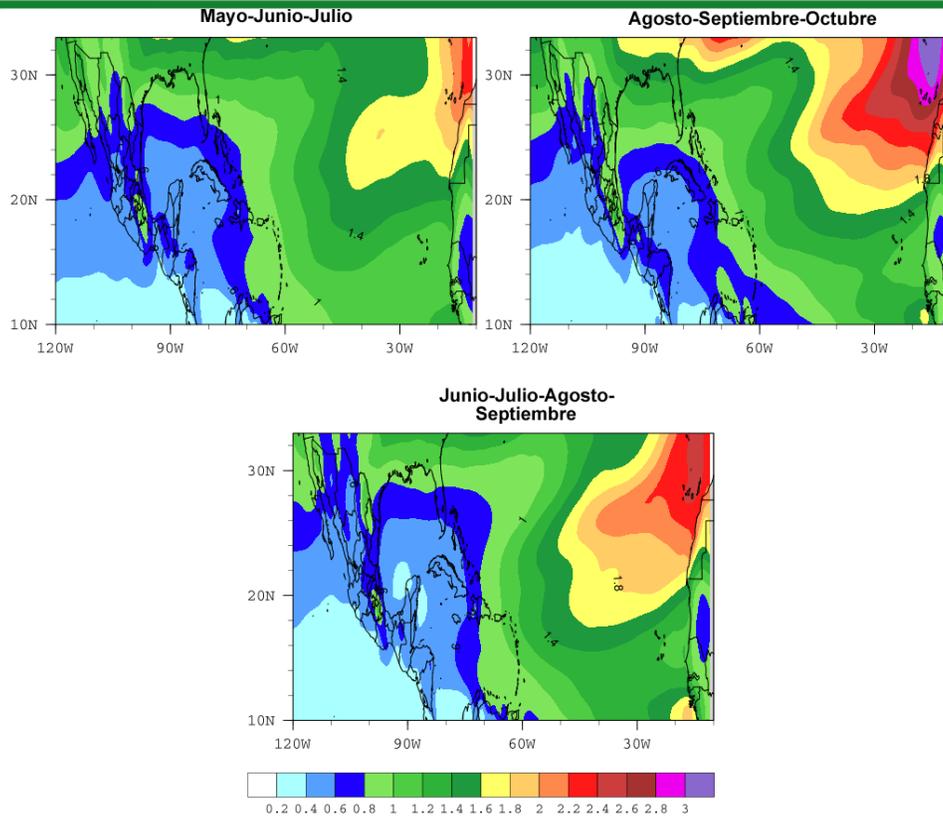


Fig.47. Índice de actividad de onda (IAON) (m^2/s^2) asociada a ondas del este. RegCM forzado con CSIRO. 2070-2099.



4.2 Frentes fríos

Los FF que llegan a México en invierno desde el norte del continente americano son favorecidos en su trayectoria por la orientación noroeste-sureste de las grandes cadenas montañosas como las Rocallosas, la Sierra Madre Occidental y Oriental, teniendo como efecto la disminución de temperatura en casi todo el país, sobre todo en regiones montañosas, con vientos asociados del norte, los cuales sobre el Golfo de México generan condiciones atmosféricas y oceánicas adversas para la navegación y operación, además de precipitación tanto en el norte de la Península de Baja California como en el litoral del Golfo de México y algunas zonas altas. Cerca de 40 FF afectan anualmente México, las masas de aire polares, continentales u oceánicas modulan el clima invernal mexicano, los mayores impactos se observan en forma diferenciada: descenso de temperatura en zonas altas, vientos intensos en el Golfo de México e Istmo de Tehuantepec y precipitación en Baja California y Golfo de México. Estos FF se debilitan al acercarse a zonas tropicales. Esta actividad de FF se registra en un índice: índice de actividad de frentes (IAF), que es la energía cinética o de movimiento, la cual se calcula de los vientos simulados a 700 hPa con datos cada 24 horas entre mayo y noviembre tanto del período histórico (1980-2009) como de los dos futuros (2015-2039 y 2070-2099). Estos vientos se filtraron entre 3 y 9 días, que corresponden a FF, tanto en viento meridional como zonal a 700 hPa. en la región desde Canadá hasta México y Centroamérica

Con los vientos filtrados se calculó el IAF para el período de noviembre a abril de 1980-2009, 2015-2039 y 20170-2099, analizando su variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual, estimando así sus cambios potenciales a futuro. Los datos de ERA-Interim muestran la distribución espacial de la actividad de FF entre noviembre y abril (Fig. 48). El IAF tiene cambios claros por el efecto de la latitud y la altitud, así, los mayores valores entre noviembre y enero se observan en el norte, al este de Canadá y EU, con valores de IAF hasta 6.6 m²/s² (rojo) (Fig. 48), al oeste de Canadá y EU esta actividad es menor por el efecto de las Rocallosas. Hacia el sur de 30°N se observa un claro descenso de este índice casi en forma paralela a las líneas de igual latitud, sobre la zona continental (región mexicana) este descenso es afectado por la orografía, teniendo como resultado la disminución por fricción de este índice, para la región mexicana, solamente Baja California y Sonora tienen valores mayores a 3.6 m²/s² (tonos verdes) la ondulación sobre el continente de la franja zonal de valores entre 2 m²/s² y 3 m²/s² (tonos azules) refleja el efecto orográfico citado, hacia el sur, para el resto de México, el IAF es menor a 2 m²/s² (tonos rosas). Entre febrero y abril se mantiene la distribución espacial de este IAF, con valores similares, por ello en todo el período (noviembre a abril) se observa esta distribución afectada tanto por la latitud como por la altitud.

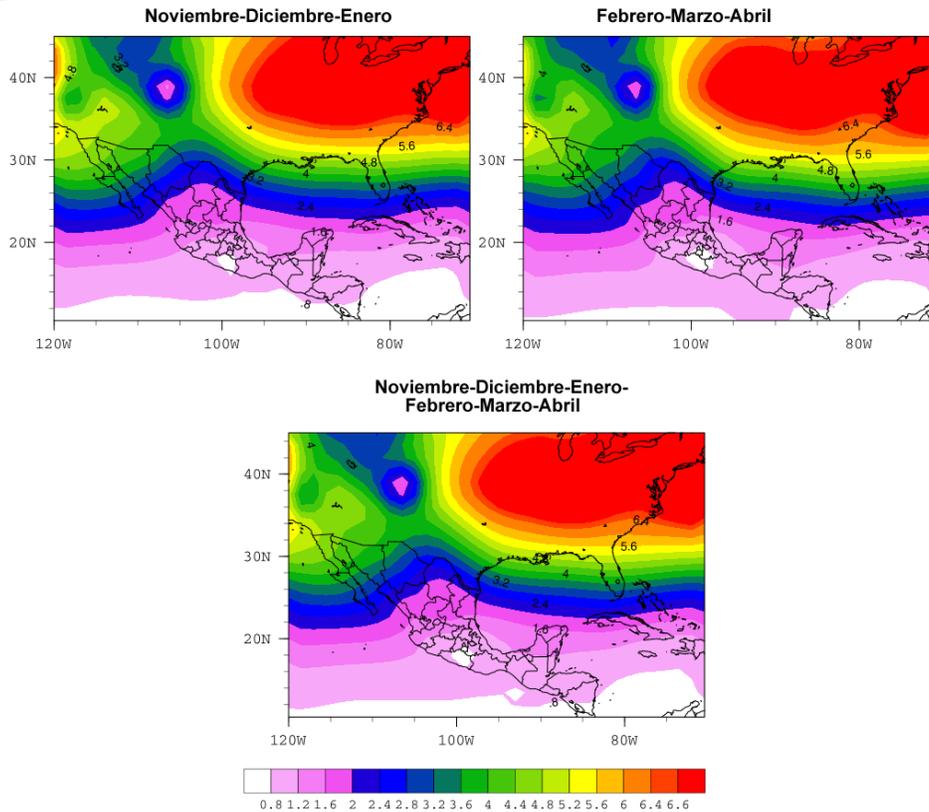


Fig.48 Índice de actividad de frentes (IAF) (m^2/s^2) asociada a frentes fríos. ERA-Interim. 1980-2009.

Para el período histórico, el modelo global CSIRO subestima el IAF de noviembre a enero, sobre todo al norte de $30^\circ N$, zonas de mayor valor, en el noreste de Canadá y EU hay una diferencia de 1 (m^2/s^2) (naranja), sobre Norteamérica: Canadá y EU, por la resolución de CSIRO los efectos de la orografía no son reflejados en este índice, ya que la estructura fina sobre las rocallosas no las reproduce. La franja azul ondulante (valores entre 2 (m^2/s^2) y 3 m^2/s^2) se mantiene en ubicación e intensidad del índice, siendo de mayor extensión norte-sur sobre México (Fig. 49), esto significa una sobrestimación del índice entre $20^\circ N$ y $22^\circ N$ sobre México. Entre febrero y abril se observa un patrón espacial similar con una subestimación menor en el este de Canadá y EU. Para el período completo de noviembre a abril se observa que la disminución de norte a sur de este índice es bien reproducido, no obstante, debido a la resolución, los efectos de la orografía no son bien reproducidos.

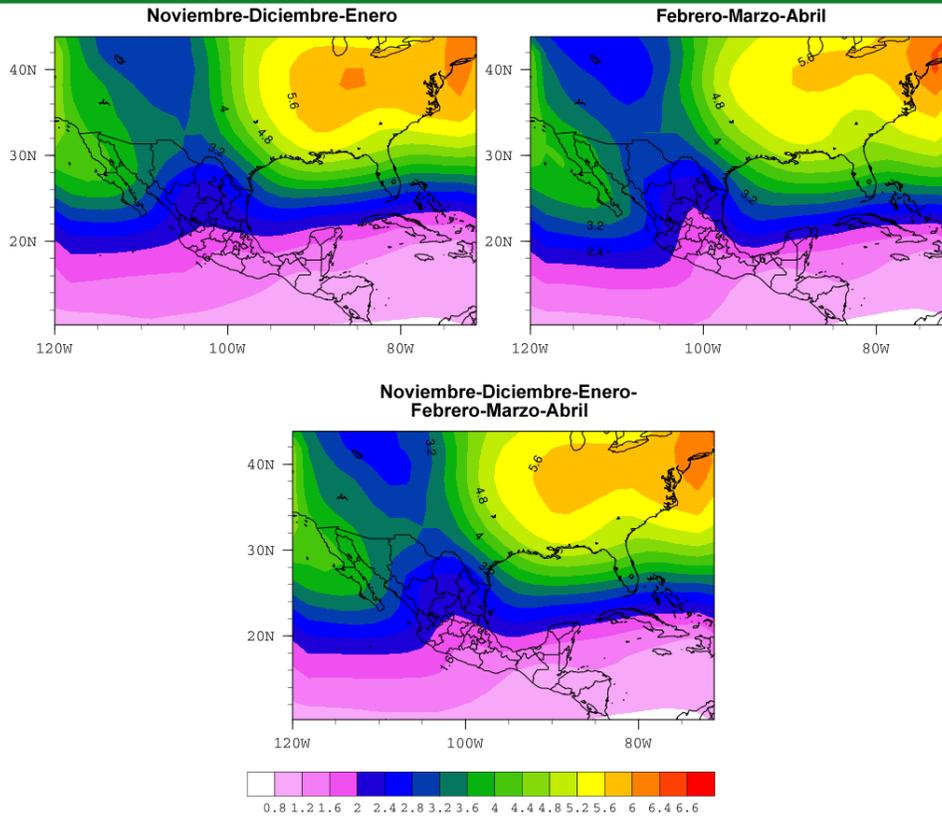


Fig.49 Índice de actividad de frentes (IAF) (m^2/s^2) asociada a frentes fríos. CSIRO. 1980-2009.

Para el período histórico entre noviembre y enero, el modelo RegCM forzado con CSIRO reproduce adecuadamente los cambios espaciales de la distribución del IAF desde el norte hacia el sur por efecto de la latitud, también el máximo en el este de Canadá y EU, aunque de menor extensión (Fig. 50), debido al incremento en la resolución, los efectos de las Rocallosas son reproducidos en la ubicación, aunque de menor intensidad, para la región mexicana, RegCM forzado con CSIRO sobrestima en la región central: la banda azul es de mayor extensión norte-sur (valores entre $2 m^2/s^2$ y $3 m^2/s^2$). Entre febrero y abril, el IAF en el centro del país disminuye, manteniendo los patrones meridionales y los efectos de la orografía, es en este período cuando se reproduce mejor los FF. Para todo el período: entre noviembre y abril, los gradientes meridionales del IAF se mantienen, siendo las zonas montañosas las de más difícil reproducción por el efecto de la fricción.

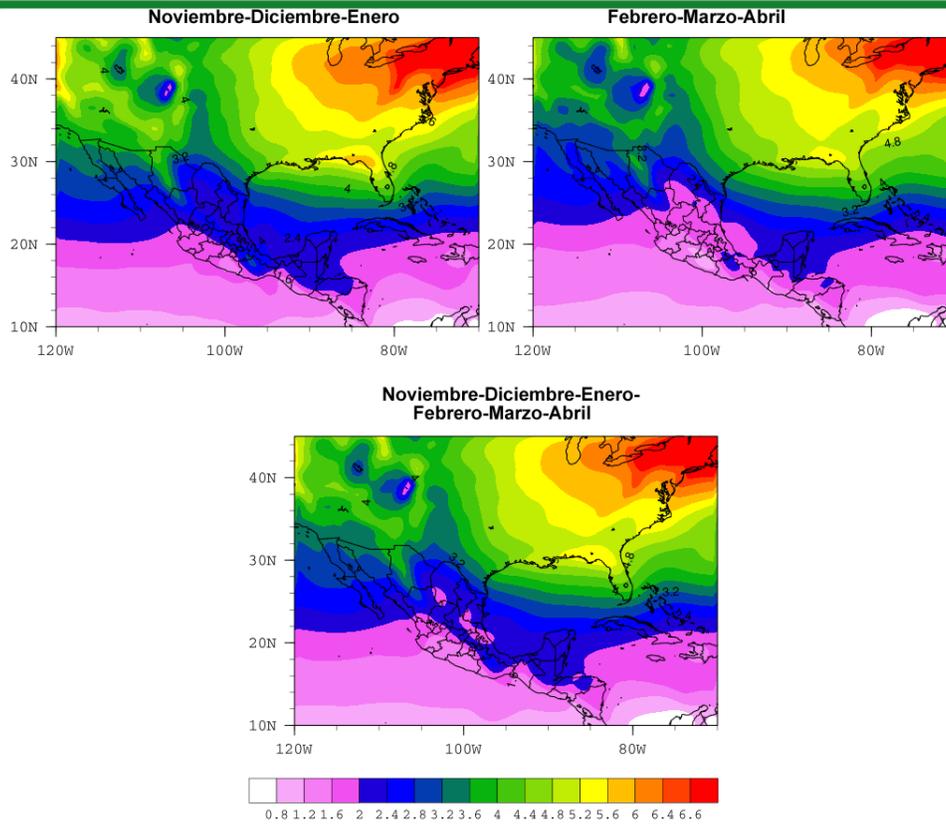


Fig.50 Índice de actividad de frentes (IAF) (m^2/s^2) asociada a frentes fríos. RegCM forzado con CSIRO. 1980-2009.

Para el futuro cercano, el IAF estimado con RegCM forzado con CSIRO mantiene estructuras muy similares al período histórico entre noviembre y enero, identificando también el máximo de IAF en el este de Canadá y EU, su extensión y valor también son similares (Fig. 51), los efectos de la orografía tanto en las Rocallosas como en la Sierra Madre Occidental y Oriental son incluidos por su resolución, de febrero a abril en el norte del país disminuiría el IAF, mientras que la zona de máximo valor en el noreste del continente americano disminuiría su extensión. Para todo el período entre noviembre y abril se mantiene la estructura espacial con gradientes meridionales hacia el sur y descenso de IAF en zonas montañosas por efecto de la fricción.

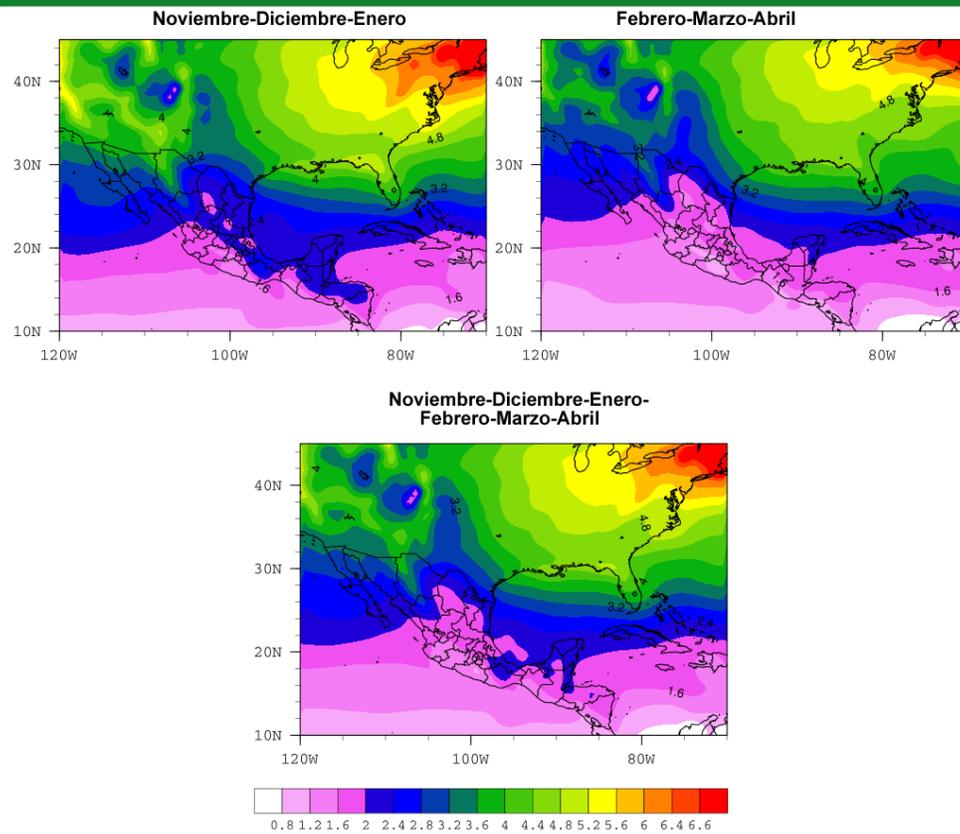


Fig.51. Índice de actividad de frentes (IAF) (m^2/s^2) asociada a frentes fríos. RegCM forzado con CSIRO. 2015-2039.

Para el futuro lejano, el modelo RegCM forzado con CSIRO entre noviembre y enero, estima que el IAF al norte de $37^\circ N$ se mantendría y al acercarse al Ecuador disminuiría, como en el Noreste de México disminuiría y litoral de Golfo de México y sur de la Península de Yucatán, entre febrero y abril se mantiene el IAF en latitudes altas, con mínimos cambios al sur de $35^\circ N$. Para todo el período de noviembre a abril, la distribución espacial de IAF mantiene reproduciendo los efectos tanto de la latitud como de las zonas montañosas. (Fig.52)

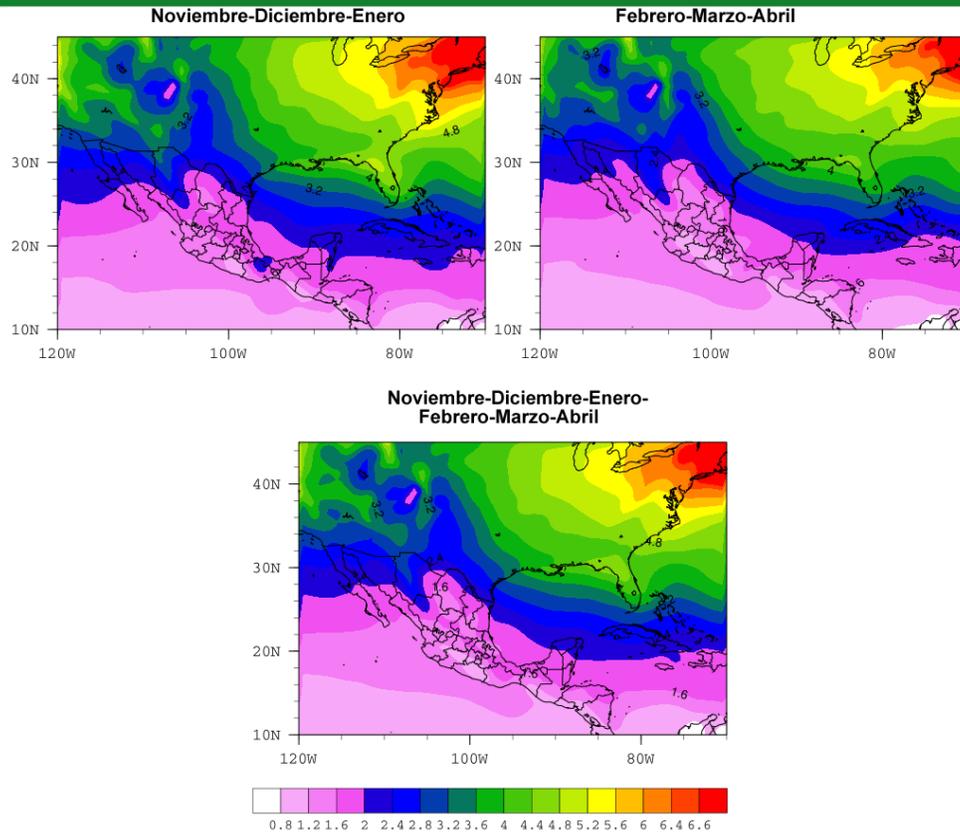


Fig.52. Índice de actividad de frentes (IAF) (m^2/s^2) asociada a frentes fríos. RegCM forzado con CSIRO. 2070-2099.

4.3 El Monzón

Uno de los fenómenos atmosféricos relevantes en México es el Monzón, el cual ocurre en el sureste de Sonora, este de Chihuahua, norte de Sinaloa y noroeste de Durango (recuadro a la izquierda la Fig. 53). Los principales factores que generan el Monzón son tres: 1) El calentamiento estacional diferenciado entre la zona continental y el océano, el cual genera cambios de temperatura y presión superficial. 2) Procesos en la atmósfera que involucran humedad, como las ondas del este (OE). 3) La rotación terrestre y 4) Los efectos orográficos. La combinación de estos factores resulta en flujos de humedad del Golfo de California hacia la Sierra Madre Occidental, donde solamente en cinco meses (de junio a octubre), se registra hasta el 70% de la precipitación anual.

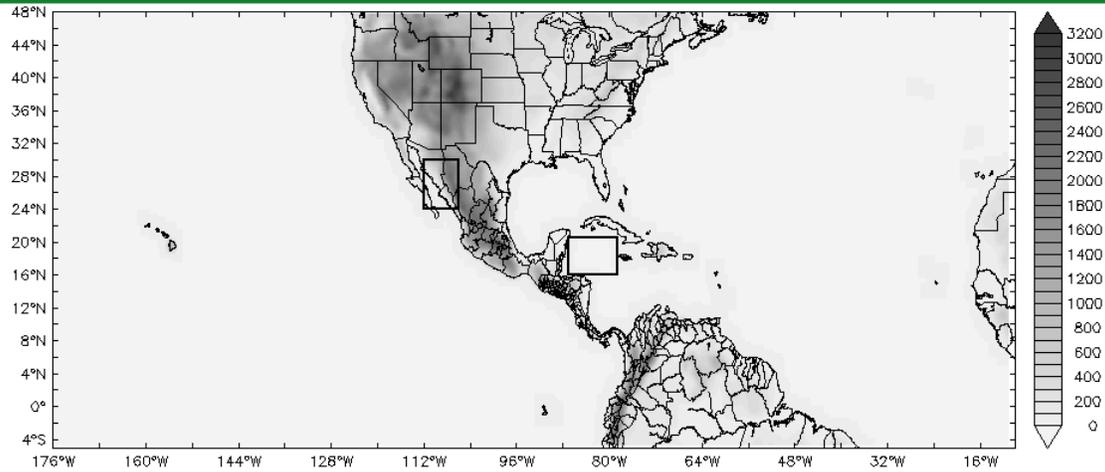


Fig.53. Área de estudio del Monzón de Norteamérica: cuadro a la izquierda. Área de análisis de actividad de ondas del este en el Caribe: cuadro a la derecha.

La variabilidad temporal de precipitación es analizada en el ciclo anual para la región del Monzón, utilizando el promedio espacial para el período histórico 1980-2009, como en análisis anteriores, la información de referencia es la base de datos ERA-Interim. En la Fig. 54 se observa que ERA tiene su valor máximo entre junio y octubre, con el máximo centrado en agosto de 3 mm/d (línea negro sólida), el modelo CSIRO reproduce de manera más cercana a ERA este ciclo anual, subestimando el inicio de la temporada de lluvia (entre junio y julio) pero reproduciendo aceptablemente el resto de las etapas del Monzón, la combinación de RegCM forzado con CSIRO sobrestima la precipitación entre abril y junio ("adelanta el inicio del Monzón") y entre octubre y diciembre ("retrasa" el final del Monzón). El modelo GFDL es el de más bajo desempeño sobre la región, sobrestimando hasta en un 100% la precipitación, por otro lado, RegCM forzado con GFDL subestima, sobre todo en septiembre, siendo ésta la peor combinación de modelos para la región del Monzón, que es afectada tanto por procesos de regiones tropicales como de extra-tropicales. Entre junio y octubre: meses de mayor precipitación, se observa la mayor dispersión entre modelos.

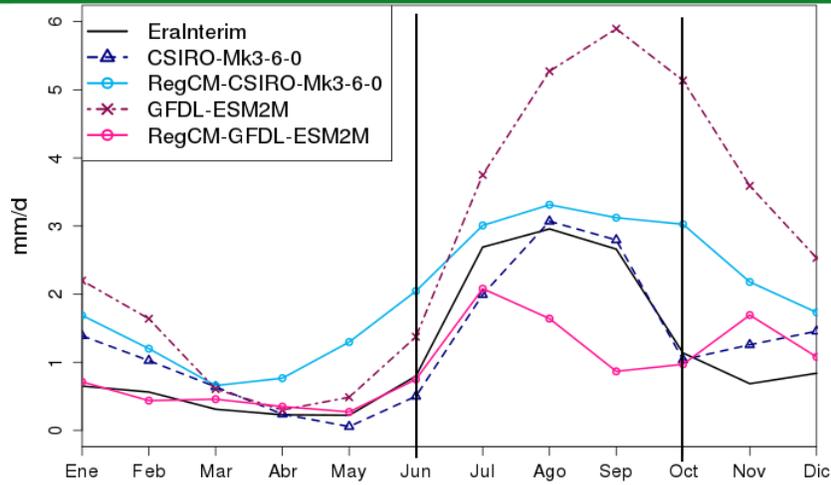


Fig.54. Ciclo anual de precipitación para el área del Monzón de Norteamérica. Período histórico 1980-2009. El área dentro de ambas líneas verticales indica el período del Monzón.

Para el futuro cercano y considerando que el modelo CSIRO y el RegCM forzado con CSIRO son las mejores combinaciones para el Monzón, se iniciará la discusión con estos modelos: en el ciclo anual de precipitación en la región monzónica, el modelo CSIRO la estima similar al período histórico, con máximos cercanos a 3 mm/d entre agosto y septiembre (Fig. 55), mientras que el RegCM forzado con CSIRO también mantiene la distribución temporal de precipitación, a excepción del mes de octubre, cuando estima un incremento poco significativo. El modelo GFDL mantiene la sobrestimación de hasta el 100% para el período cercano, mientras que RegCM forzado con GFDL subestima también, especialmente el mes de septiembre.

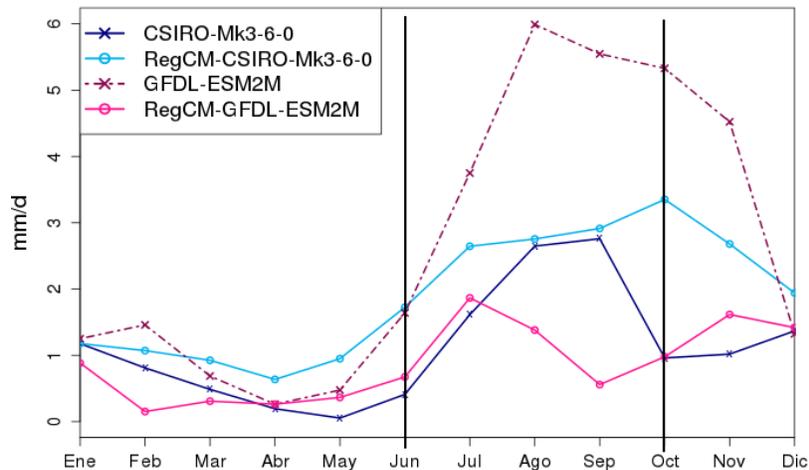


Fig.55. Ciclo anual de precipitación para el área del Monzón de Norteamérica. Período futuro cercano 2015-2039. El área dentro de ambas líneas verticales indica el período del Monzón.

Para el futuro lejano, CSIRO mantiene sus valores mensuales de precipitación, a excepción del mes de agosto, que la disminuye (Fig. 56), RegCM forzado con CSIRO (la mejor combinación) estima que disminuirá la precipitación máxima de 3 mm/d a 2 mm/d y que en septiembre disminuirá la precipitación. GFDL sobrestima aún por el 100% y la combinación RegCM forzado con GFDL subestima, siendo este para la peor combinación de esta serie de experimentos para la región Monzónica.

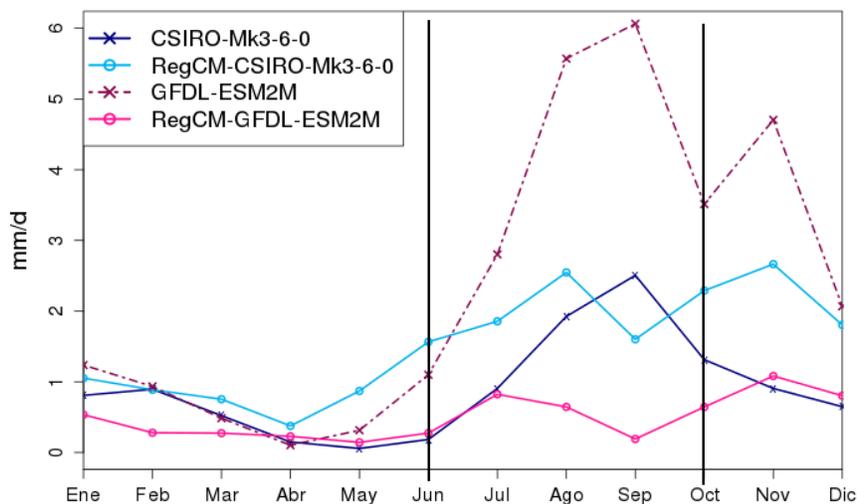


Fig.56. Ciclo anual de precipitación para el área del Monzón de Norteamérica. Período futuro lejano 2070-2099. El área dentro de ambas líneas verticales indica el período del Monzón.

4.4 Oscilación Decenal del Pacífico y del Atlántico Norte

Para evaluar las oscilaciones climáticas, a solicitud el INECC y PNUD, estos análisis se aplicarán a la región descrita en la Fig. 57

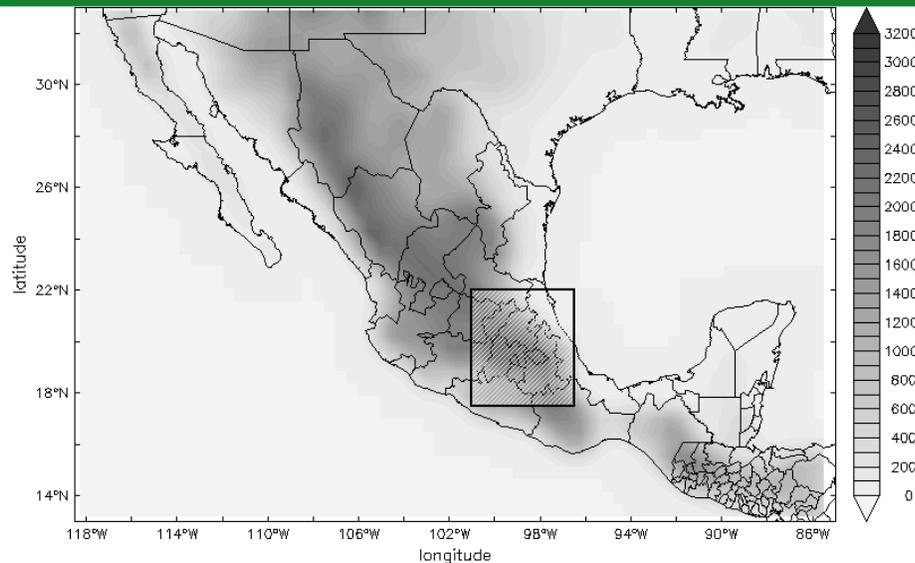


Fig. 57 Área de cobertura para evaluación de las oscilaciones climáticas.

Esta área sería el equivalente a la Megalópolis la cual cubre todos los estados de las grandes ciudades que circundan a la capital del país, esto es, Querétaro, Hidalgo, Puebla, Tlaxcala, Edo. México, Distrito Federal y Morelos. Los límites geográficos de la región son latitud de 17.5 a 22°N y longitud de 96.5 a 101°O.

Para el análisis se obtuvieron los promedios mensuales todo el período histórico 1980-2009 para la región enmarcada en la Fig. 57 y se evaluaron solo los meses de enero (invierno) y julio (verano) para los datos "observados" ERA-Interim y se compararon con los obtenidos por los modelos regionales CSIRO-RegCM y GFDL-RegCM.

Los modelos estadísticos utilizados para este proyecto se hicieron con la colaboración y asesoría del Dr. Floris Van Ogtrop, experto en modelos estadísticos de la Universidad de Sydney:

- están programados en el conocido lenguaje estadístico R,
- están basados en los modelos aditivos generalizados cuya teoría fue revisada con anterioridad,
- de todas las bases de datos disponibles toman aproximadamente el 50% de los datos para "construir" el modelo estadístico y el 50% restante para evaluar la calidad del pronóstico generado (hindcast),
- se evalúa la habilidad del pronóstico en la variable continua y discreta para el pronóstico a un mes determinado y posteriormente se evalúa toda la serie de tiempo de datos observados.

Las partes fundamentales del modelo estadístico son tres:



i) El ajuste de la ecuación por medio del modelo aditivo generalizado (gam) para una función continua utilizando

```
mod2 <- gam(temp~s(temp, k = 3)+s(NAO, k = 3)+s(PDO, k = 3),  
             data = data3, family = Gamma(link = "log"))
```

En donde la variable a pronosticar (predictando) es la temperatura (temp), para un mes en particular, en función de los predictores que son: la propia temperatura (temp), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). Para la distribución de error y función de enlace se utilizó Gamma (gam) debido a que los datos continuos de precipitación y temperatura siguen principalmente este tipo de función.

Las métricas calculadas para evaluar el desempeño de mod2 fueron varias, sin embargo, en la tabla de resultados solo se muestran algunas de las más significativas como:

- la significancia aproximada de los términos suavizados de los predictores, en donde los rangos de los códigos son 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1;
- el porcentaje de desviación estándar explicado (de);
- el error medio absoluto (mae); y
- la eficiencia Nash-Sutcliffe (nse).

ii) El ajuste de la ecuación para una función discreta usando

```
modbin <- gam(bin~s(temp, k = 3)+s(NAO, k = 3)+s(PDO, k = 3),  
              data = data3, family = binomial)
```

En donde ahora la variable a pronosticar "bin" es una función binaria (discreta) que tiene únicamente los valores "1" si el flujo es mayor que la mediana del flujo total, o "0" si no lo es. Nuevamente esta función se describe en función de las variables predictoras anteriores, únicamente que ahora la familia de la distribución del error es binomial.

Para esta parte las métricas calculadas para evaluar el modelo fueron:

- la significancia aproximada de los términos suavizados de los predictores, en donde los rangos de los códigos son 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1;
- el porcentaje de desviación estándar explicado (de);



- la tabla de contingencia de los valores binarios de pronóstico (pro) y observados (obs) dados en la forma,

pro ▶	0	1
obs ▼		
0	3	0
1	2	10

donde el '1' significa que el valor observado o pronosticado está por arriba de la mediana del total de valores, y '0' significa lo opuesto. Para el ejemplo de arriba los valores concordantes fueron 13 y los discordantes 2, es decir un asertividad del 86%.

- y el índice de habilidad de Heidke (hss).

iii) El ajuste de la ecuación para una función continua usando

```
mod3 <- gam(temp~s(temp, by = Month, k = 3)
+s(NAO, by = Month, k = 3) +s(PDO, by = Month, k = 3),
data = data6, family = Gamma(link = "log"))
```

A diferencia del caso mod2, ahora el predictando, 'temp', se pronostica para todos los datos mensuales disponibles.

En esta parte se volvió a evaluar con el mismo conjunto de métricas que en (i). Los resultados para precipitación se obtuvieron sustituyendo esta variable por la temperatura en los modelos estadísticos descritos anteriormente.

Los resultados de las métricas descritas anteriormente y algunas gráficas relevantes para el caso de temperatura fueron los siguientes:

Datos: ERA-Interim
 Periodo: 1980-2009
 Mes: Enero
 Variable: Temperatura

Tabla IV. Resultados numéricos de las métricas descritas anteriormente.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	0.0014 36356	0.999 9902	0 1 0 5 2 1 0 8	0.727 2066	***/*	0.6350 644	0.847 2969
PDO	***/_	0.0016 71464	0.999 9867	0 1 0 5 2	0.727 2066	***/*	0.6327 984	0.846 2662



Al servicio de las personas y las naciones



				108				
NAO+PDO	***/_/_	0.0016 91112	0.999 9859	01 070 135	0.608 6427	***/*/_	0.6345 335	0.847 5057

Se puede observar una asertividad de 87% para los casos de NAO y PDO pero cuando el modelo considera ambas la asertividad se reduce a 80%. Se encuentra un mayor NSE con NAO que con PDO cuando se considera toda la serie de tiempo.

density.default(x = na.omit(data2\$temp))

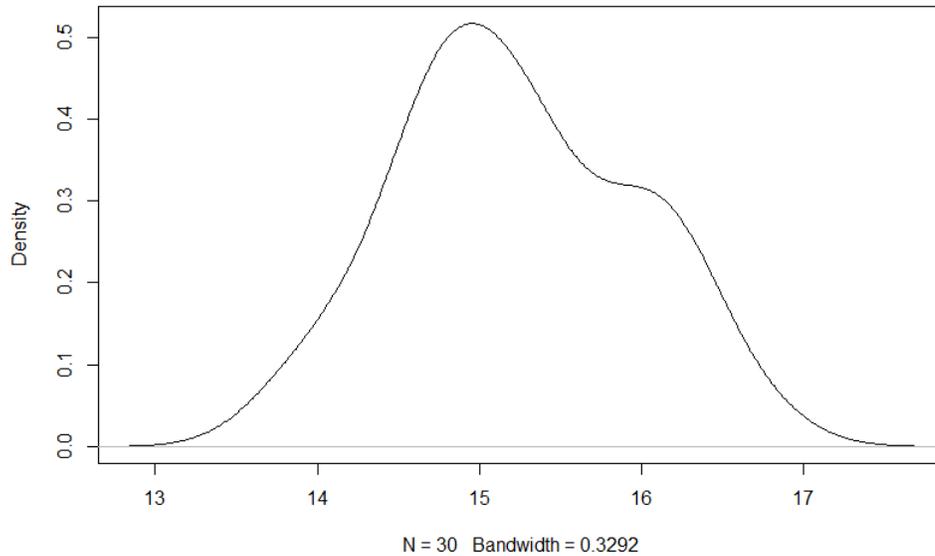


Fig. 58 Función de densidad de probabilidad de los resultados de la serie de ERA-I para enero.

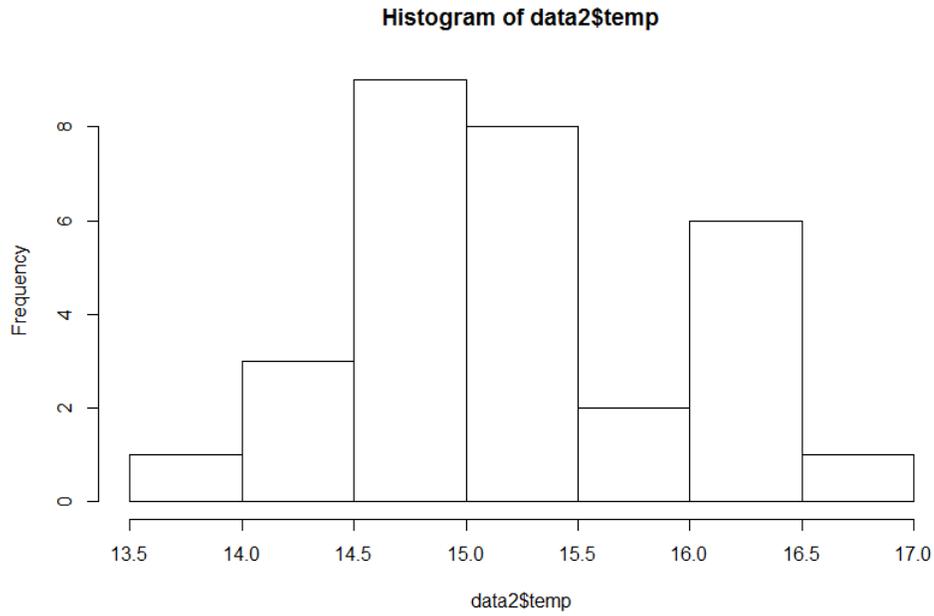


Fig 59. Histograma de frecuencia de resultados de la serie ERA-I para enero.

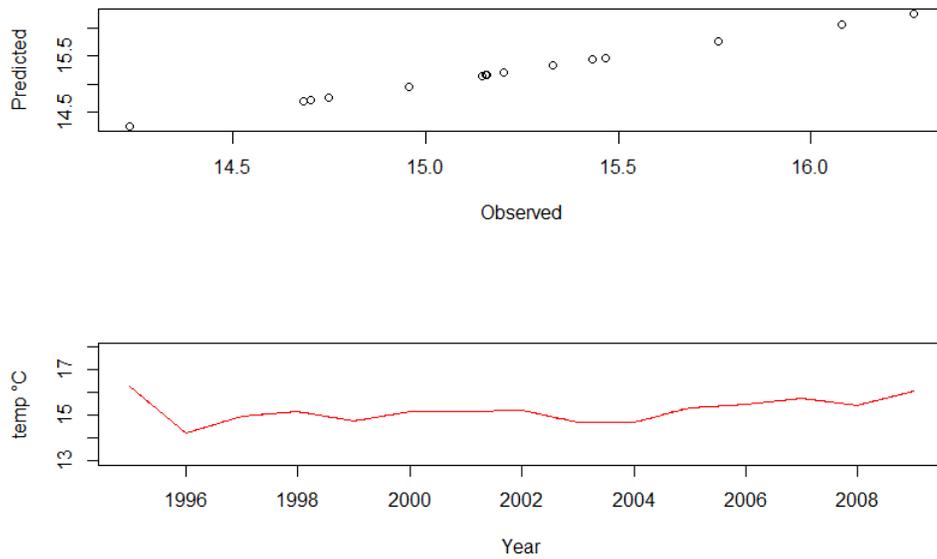


Fig 60. Diagrama de dispersión y serie de tiempo de la variable predicha por el modelo estadístico vs observada solo para enero en el período histórico.

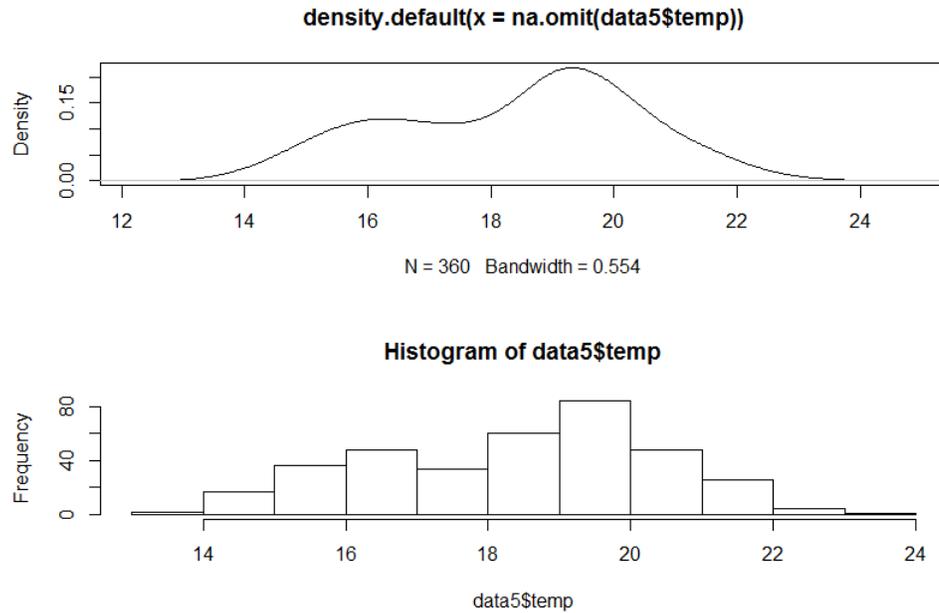


Fig 61. Función de densidad de distribución e histograma de frecuencias de temperatura considerando toda la serie mensual histórica.

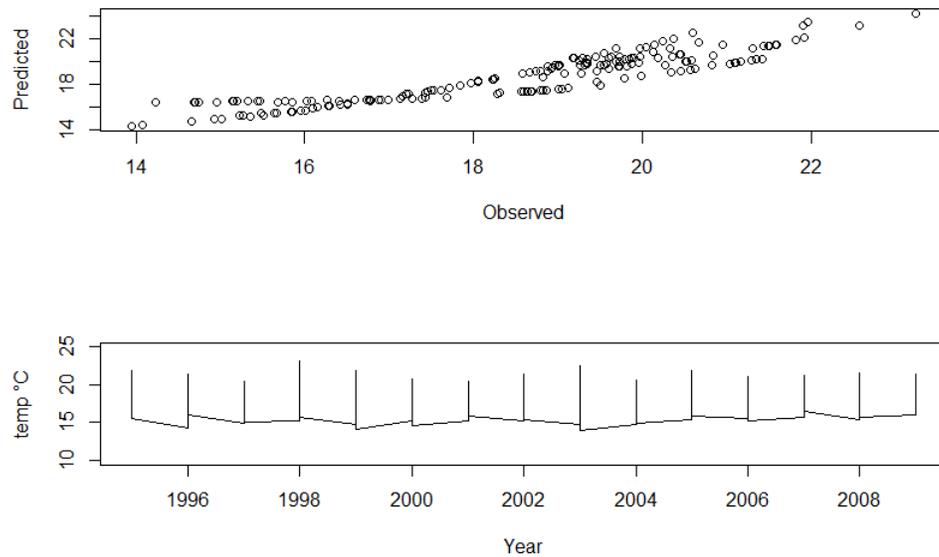


Fig 62. Diagrama de dispersión y serie de tiempo de la variable predicha por el modelo estadístico vs observada considerando toda la serie mensual histórica.



Al servicio de las personas y las naciones



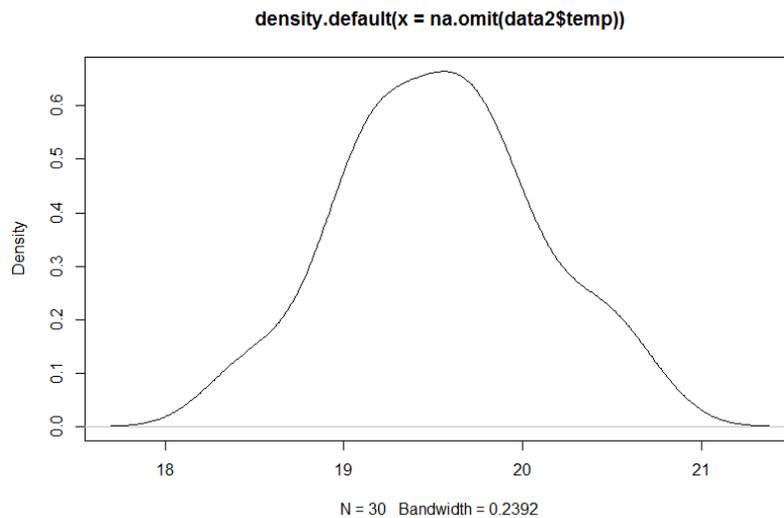
Datos: ERA-Interim
 Periodo: 1980-2009
 Mes: Julio
 Variable: Temperatura

Tabla V. Resultados numéricos de ERA-I para julio.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	0.0009 08077 5	0.999 9927	0 1 0 3 0 1 2 10	0.666 5926	***/*	0.6350 644	0.847 2969
PDO	***/_	0.0008 57388 4	0.999 993	0 1 0 3 0 1 2 10	0.666 5926	***/*	0.6327 984	0.846 2662
NAO+PDO	***/_/_	0.0008 5736	0.999 993	0 1 0 3 0 1 2 10	0.666 5926	***/*/_	0.6345 335	0.847 5057

Se puede observar una asertividad de 87% para todos los casos. Se encuentra un mayor NSE con NAO que con PDO cuando se considera toda la serie de tiempo.

Todas las gráficos subsecuentes son los mismos tipos de gráficos pero para ERA-I durante julio.





Histogram of data2\$temp

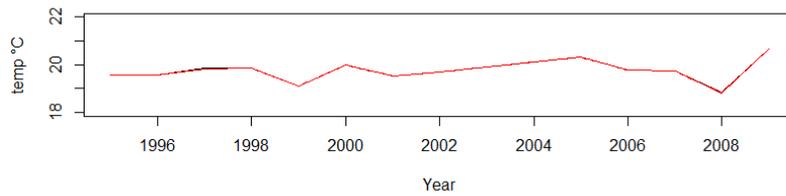
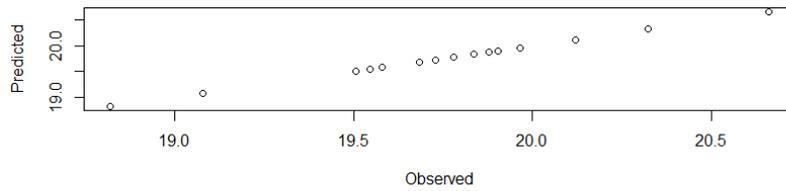
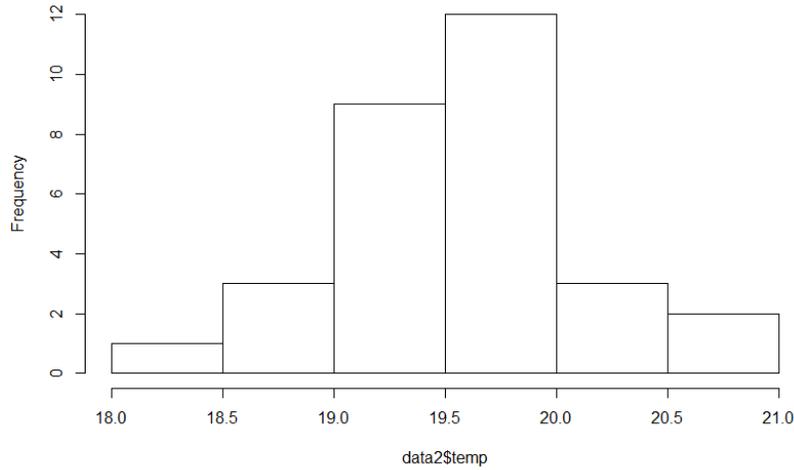


Fig 63. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de julio y el periodo histórico datos de Eralnterim. Variable temperatura.

Datos: RegCM forzado con CSIRO (CSIRO-RegCM)

Periodo: 1980-2009

Mes: enero

Variable: Temperatura

Tabla VI. Resultados numéricos de CSIRO-RegCM para enero.

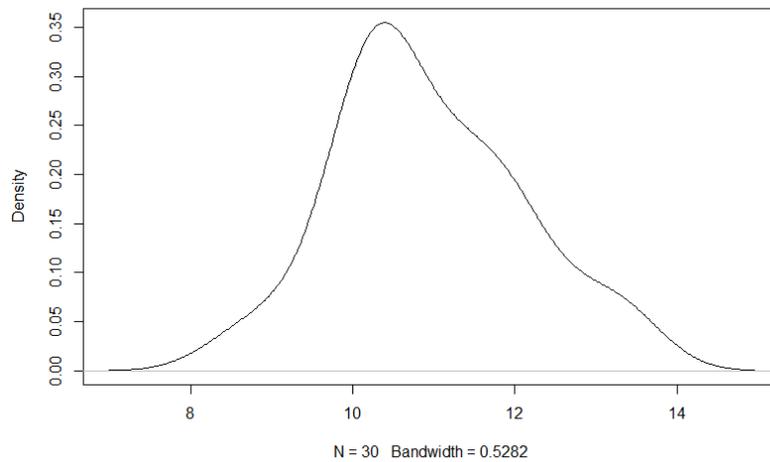
	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
--	---------	-----	-----	----	-----	---------	-----	-----



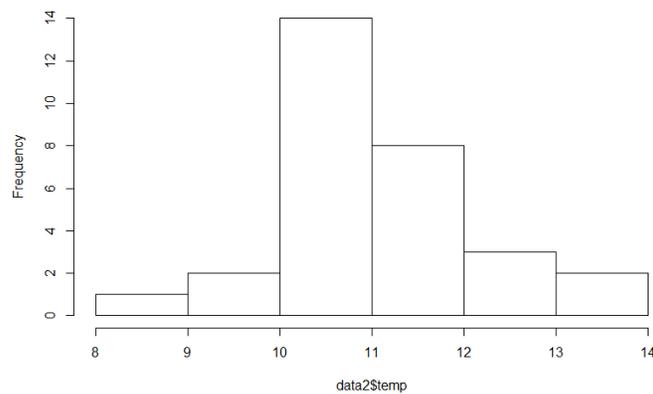
NAO	***/_	0.0317 0145	0.997 7161	0 1 0 6 0 1 0 9	0.999 9074	***/***	1.0526 83	0.746 6798
PDO	***/_	0.0326 4437	0.997 6517	0 1 0 6 0 1 0 9	0.999 9074	***/_	1.0362 68	0.745 4553
NAO+PDO	***/_/_	0.0330 996	0.997 5362	0 1 0 6 0 1 0 9	0.999 9074	***/***/_	1.0400 97	0.745 6498

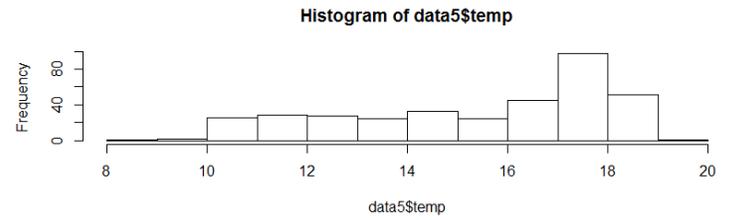
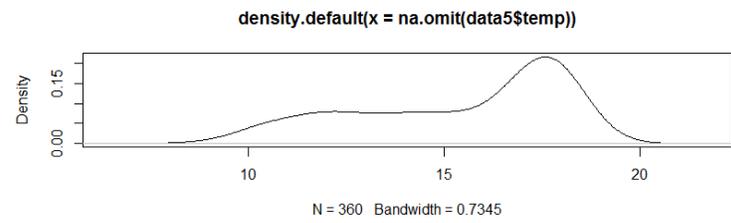
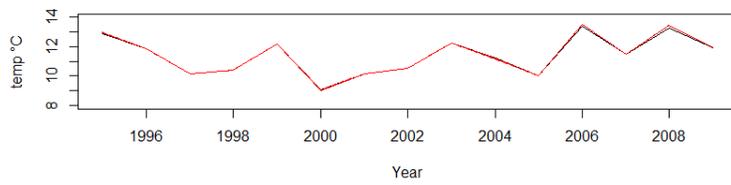
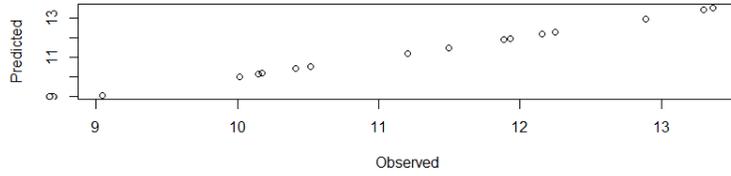
Se puede observar una asertividad de 100% para todos los casos. Se encuentra un mayor NSE con NAO que con PDO cuando se considera toda la serie de tiempo.

density.default(x = na.omit(data2\$temp))



Histogram of data2\$temp





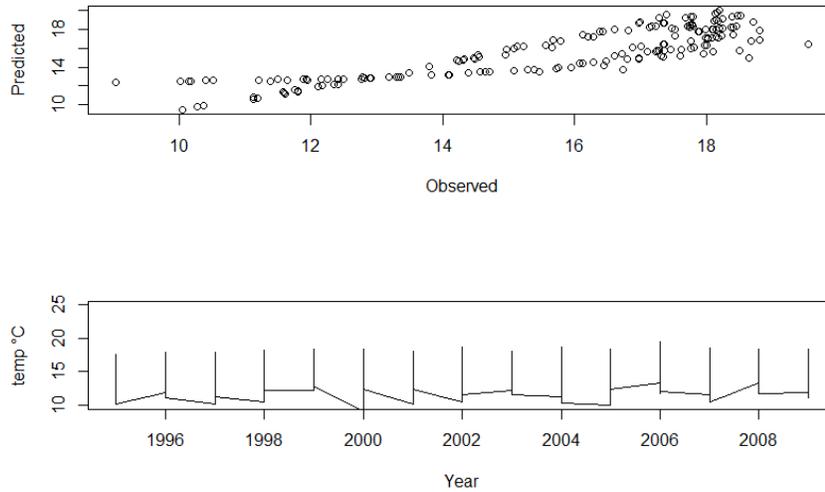


Fig 64. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de enero y el periodo histórico datos de simulación RegCM forzado con CSIRO. Variable temperatura.

Datos: RegCM forzado con CSIRO
Periodo: 1980-2009
Mes: julio
Variable: Temperatura

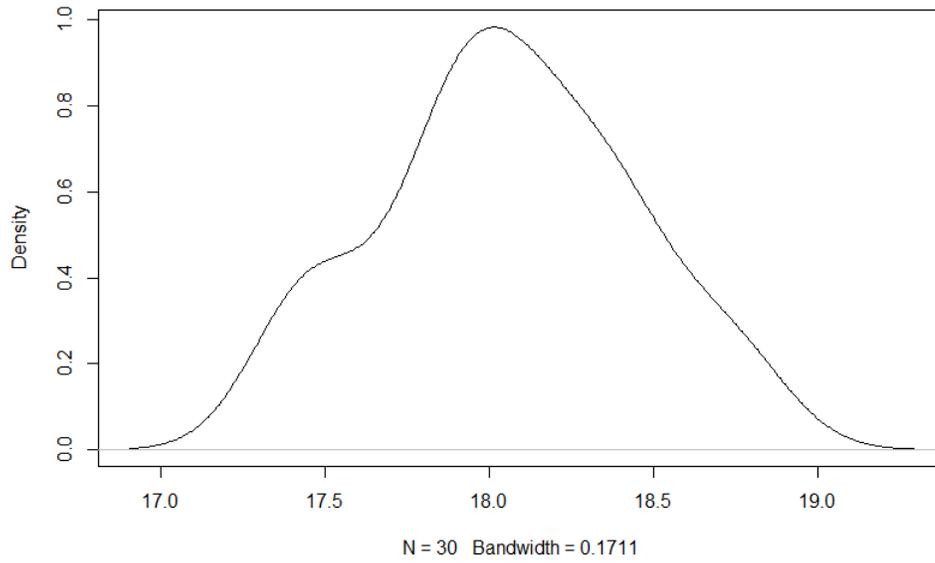
Tabla VII. Resultados numéricos de CSIRO-RegCM para julio.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	0.0003 08001	0.999 9985	0 1 0 4 0 1 2 9	0.705 8132	***/***	1.0526 83	0.746 6798
PDO	***/_	0.0003 38734 7	0.999 998	0 1 0 4 0 1 10 1	0.050 62971	***/***	1.0362 68	0.745 4553
NAO+PDO	***/_/_	0.0003 63960 5	0.999 9977	0 1 0 4 0 1 2 9	0.705 8132	***/***/_	1.0400 97	0.745 6498

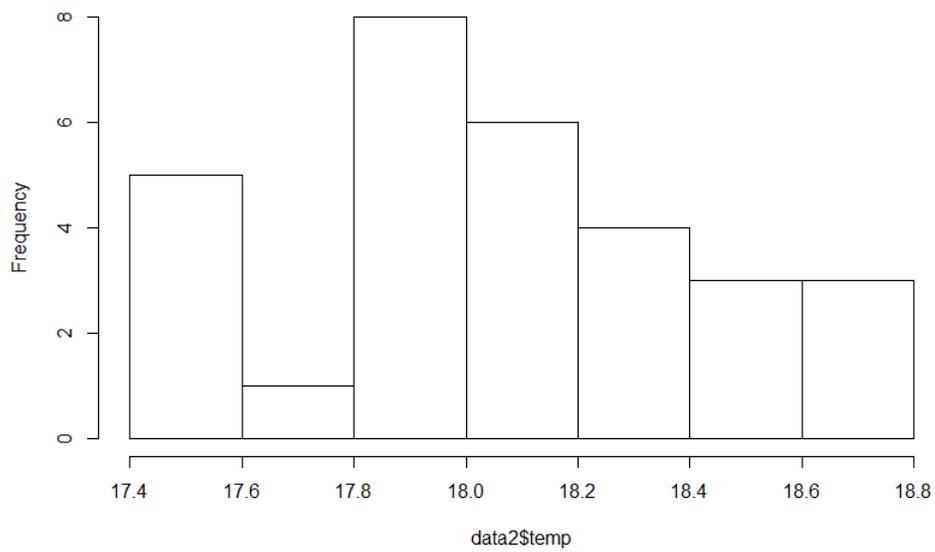
Se puede observar una asertividad de 87% para NAO que decae drásticamente para PDO. Se encuentra un mayor NSE con NAO que con PDO cuando se considera toda la serie de tiempo.

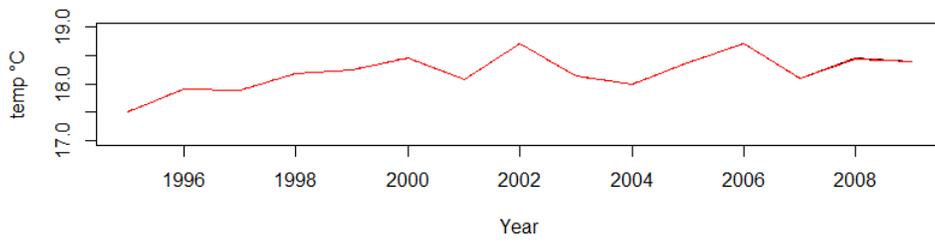
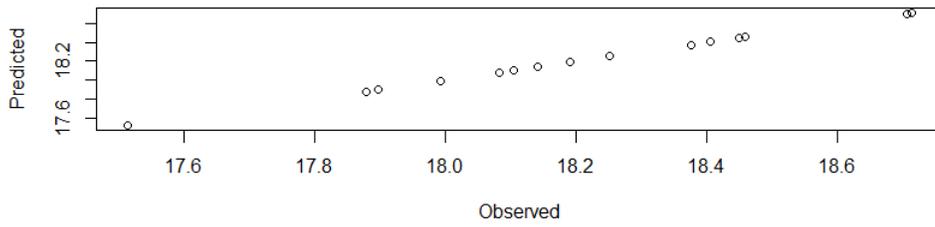


`density.default(x = na.omit(data2$temp))`

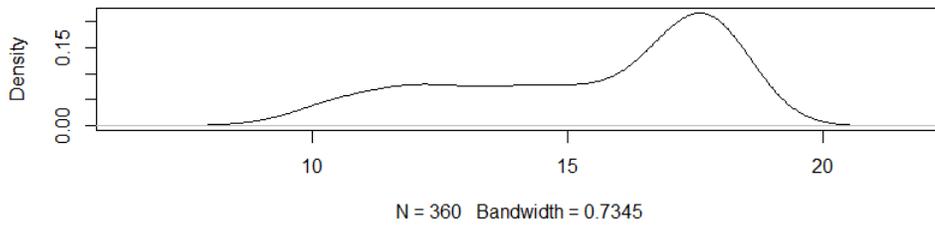


Histogram of data2\$temp

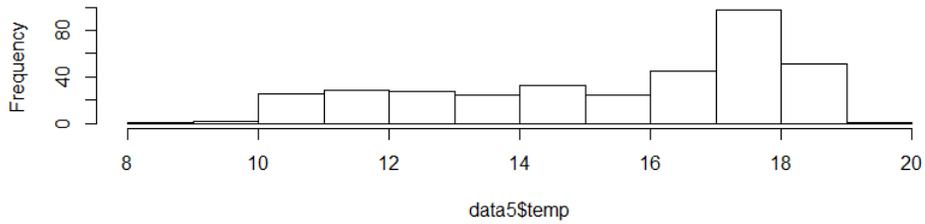




`density.default(x = na.omit(data5$temp))`



Histogram of data5\$temp



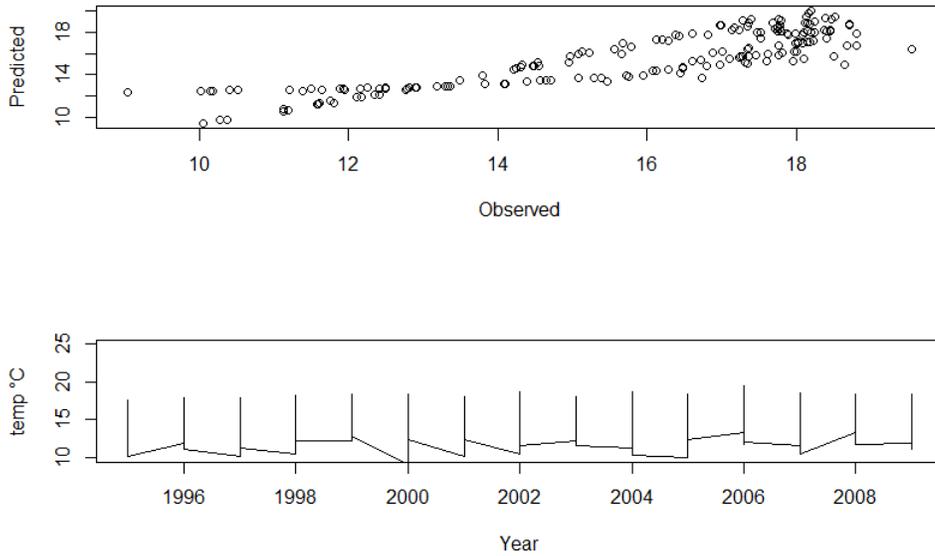


Fig 65. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de julio y el periodo histórico datos de simulación RegCM forzado con CSIRO. Variable temperatura.

Datos: RegCM forzado con GFDL
Periodo: 1980-2009
Mes: enero
Variable: Temperatura

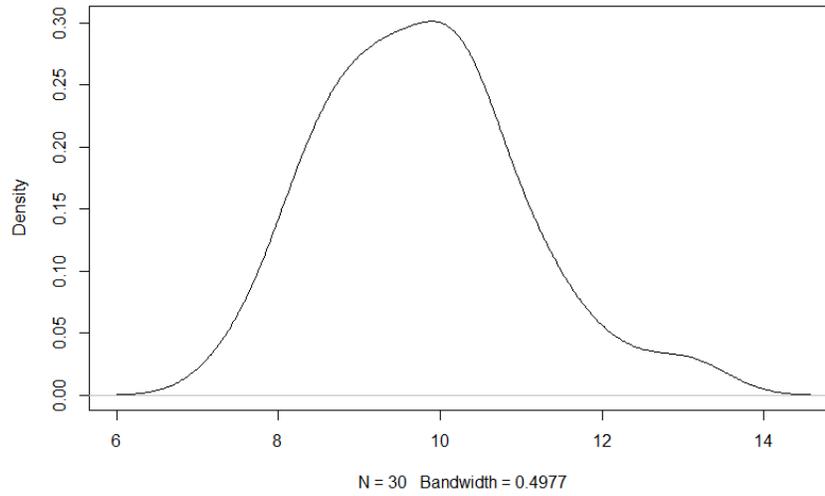
Tabla VIII Resultados numéricos de GFDL-RegCM para enero.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	0.0104 0623	0.999 8986	0 1 0 8 0 1 1 6	0.864 787	***/***	1.1223 34	0.786 0092
PDO	***/_	0.0132 8964	0.999 8352	0 1 0 8 0 1 0 7	0.999 9107	***/***	1.1050 78	0.782 328
NAO+PDO	***/_/_	0.0135 3335	0.999 8281	0 1 0 8 0 1 0 7	0.999 9107	***/***/_	1.1039 99	0.782 5238

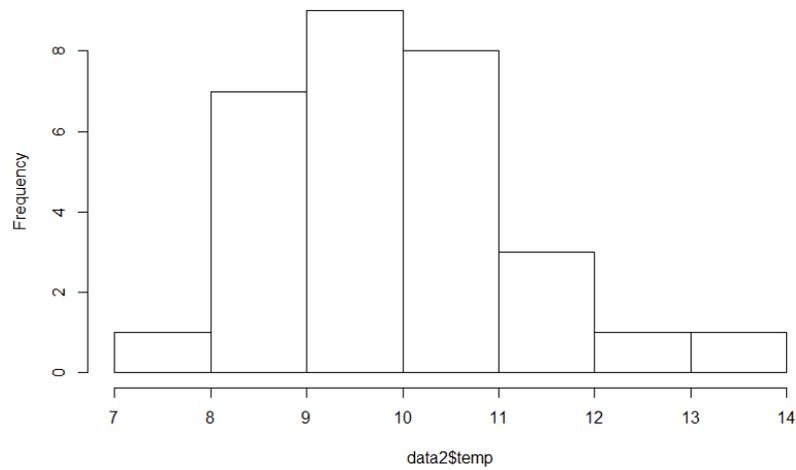
Se puede observar una asertividad de 93% para todos los casos. Se encuentra un mayor NSE con NAO que con PDO cuando se considera toda la serie de tiempo.

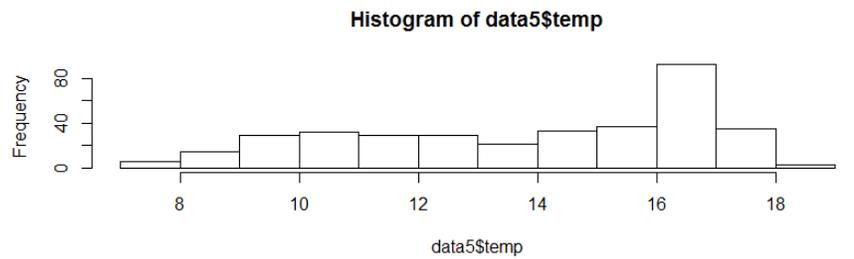
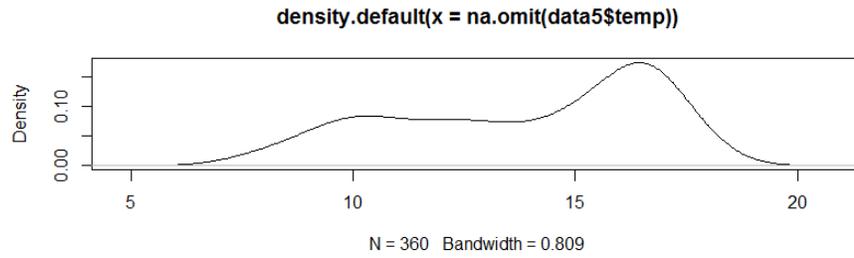
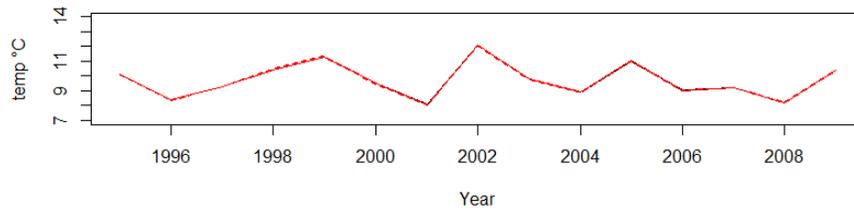
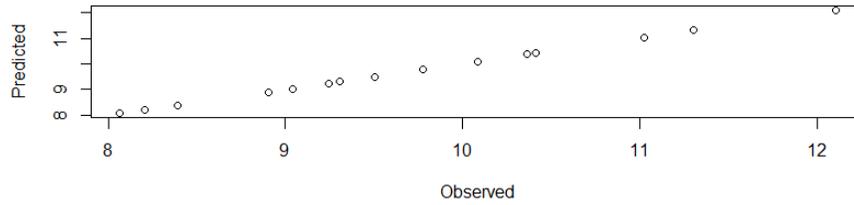


density.default(x = na.omit(data2\$temp))



Histogram of data2\$temp





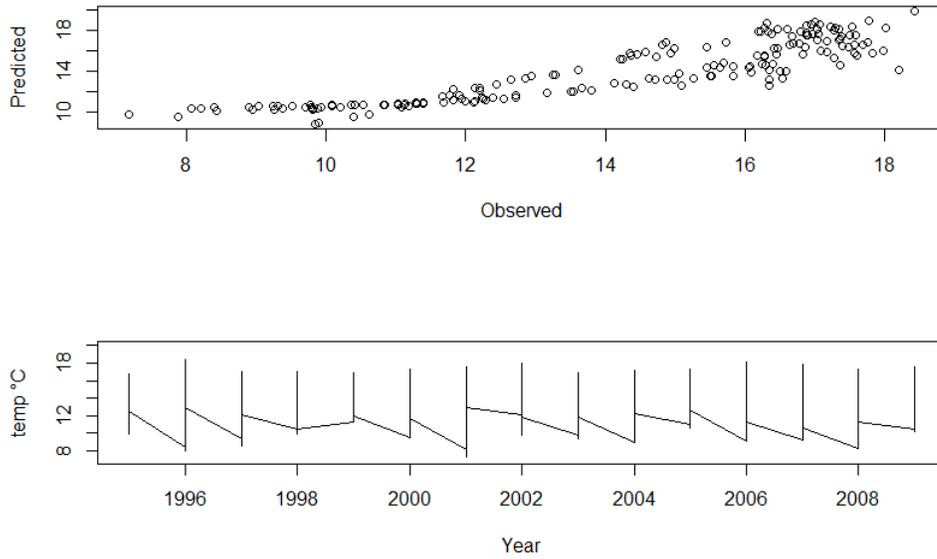


Fig 66. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de enero y el periodo histórico datos de simulación RegCM forzado con GFDL. Variable temperatura.

Datos: RegCM forzado con GFDL
Periodo: 1980-2009
Mes: julio
Variable: Temperatura

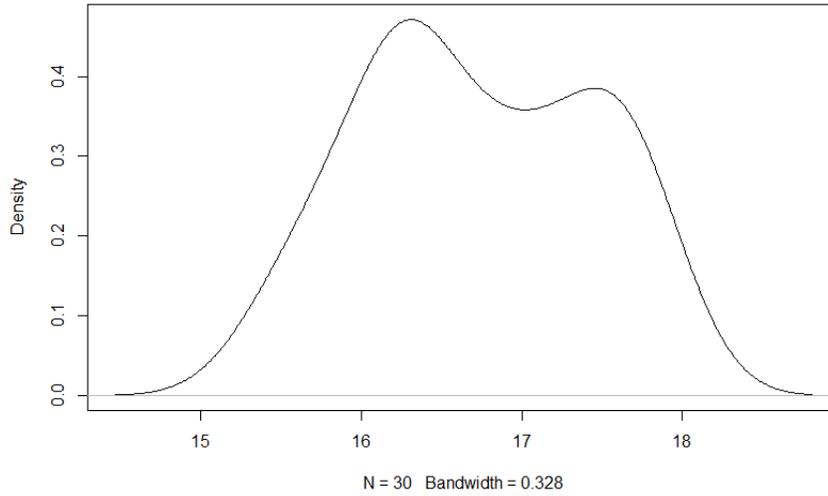
Tabla IX. Resultados numéricos de GFDL-RegCM para julio.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	0.0007 40281 4	0.999 9984	0 1 0 6 0 1 0 9	0.999 9074	***/***	1.1223 34	0.786 0092
PDO	***/_	0.0006 38032 9	0.999 9987	0 1 0 6 0 1 1 8	0.864 787	***/***	1.1050 78	0.782 328
NAO+PDO	***/_/_	0.0007 51372 7	0.999 9984	0 1 0 6 0 1 0 9	0.999 9074	***/***/_	1.1039 99	0.782 5238

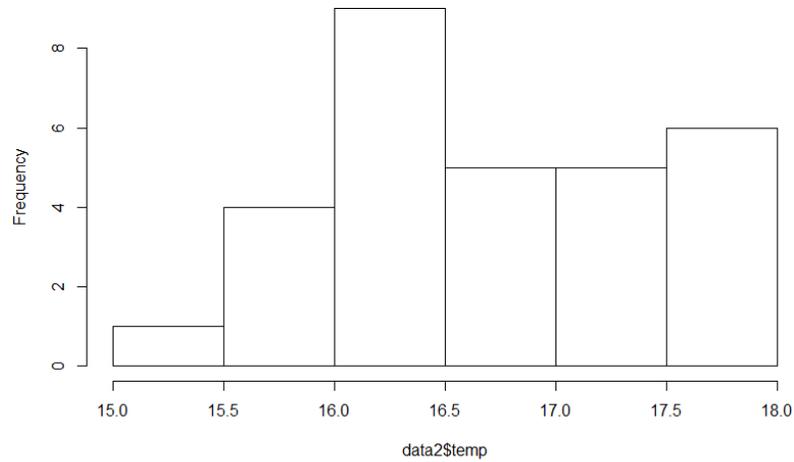
Se puede observar una asertividad de 100% para NAO y menor para PDO. Se encuentra un mayor NSE con NAO que PDO cuando se considera toda la serie de tiempo.

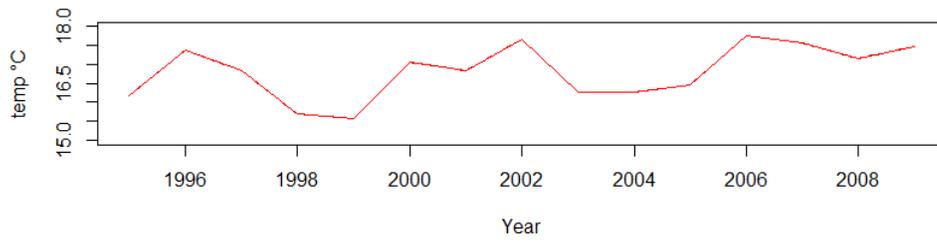
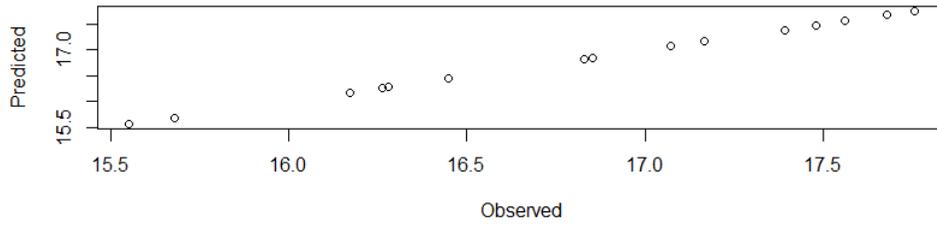


density.default(x = na.omit(data2\$temp))

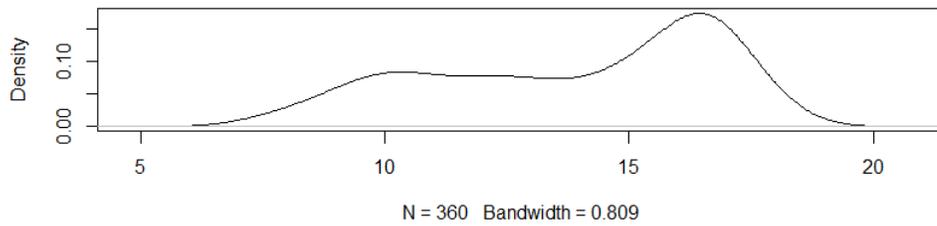


Histogram of data2\$temp





`density.default(x = na.omit(data5$temp))`



Histogram of data5\$temp



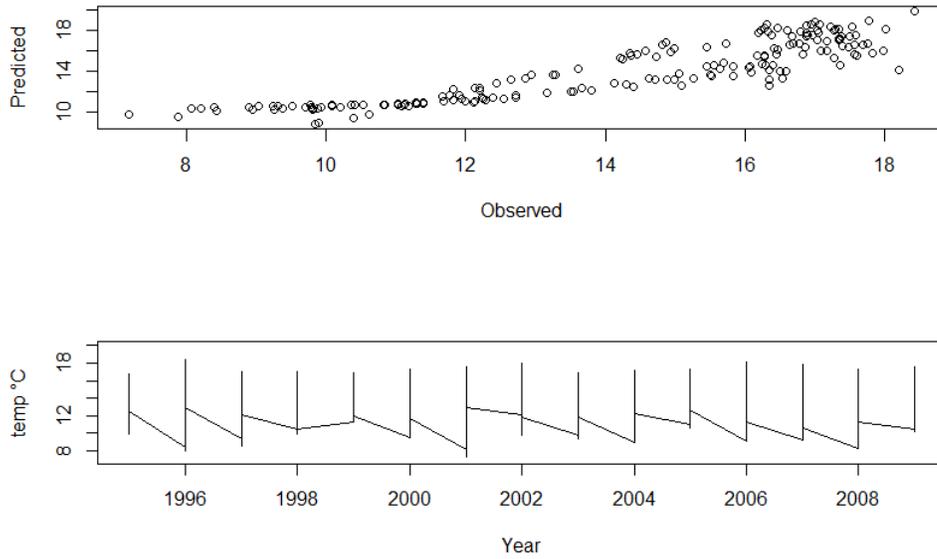


Fig 67. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de julio y el periodo histórico datos de simulación RegCM forzado con GFDL. Variable temperatura.

Los resultados de las métricas descritas anteriormente y algunas gráficas relevantes para el caso de precipitación fueron los siguientes:

Datos: Era Interim
Periodo: 1980-2009
Mes: Enero
Variable: Precipitación

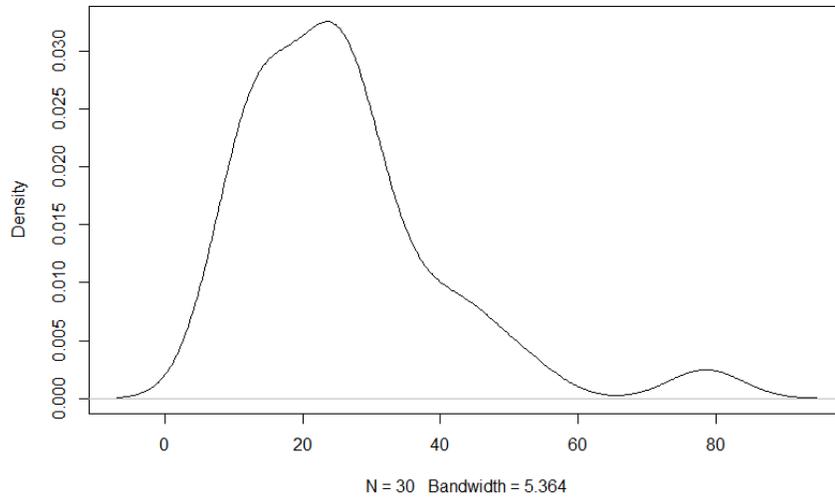
Tabla X. Resultados numéricos de ERA-I para enero.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	1.0805 32	0.969 8102	0 1 0 10 0 1 0 5	0.999 9	***/***	20.872 2	0.815 0589
PDO	***/_	0.8765 715	0.973 2388	0 1 0 10 0 1 0 5	0.999 9	***/***	20.438 41	0.820 2135
NAO+PDO	***/_/_	1.0283 05	0.967 8416	0 1 0 10 0 1 0 5	0.999 9	***/***/_	20.444 02	0.820 6654

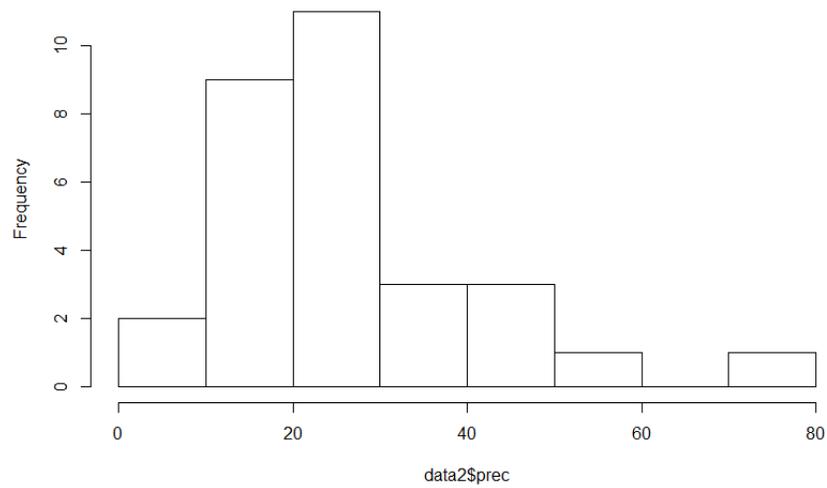
Se puede observar una asertividad de 100% para todos los casos. Se encuentra un mayor NSE con PDO que con NAO cuando se considera toda la serie de tiempo.

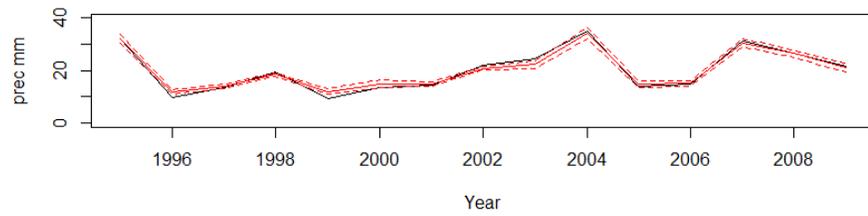
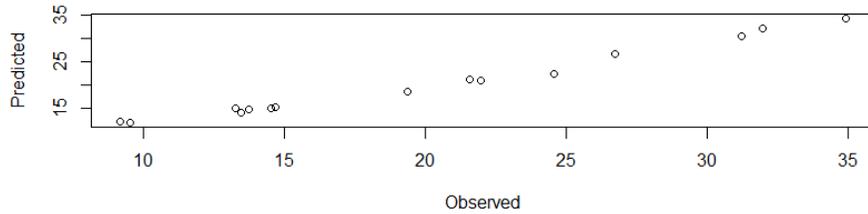


density.default(x = na.omit(data2\$prec))

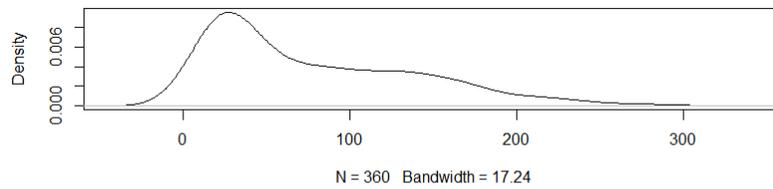


Histogram of data2\$prec

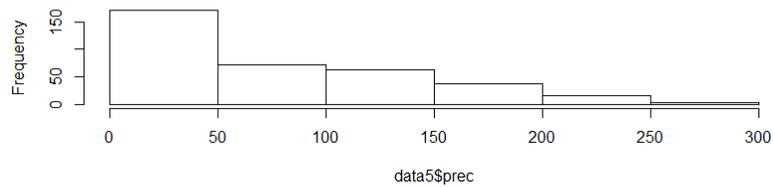




`density.default(x = na.omit(data5$prec))`



Histogram of data5\$prec



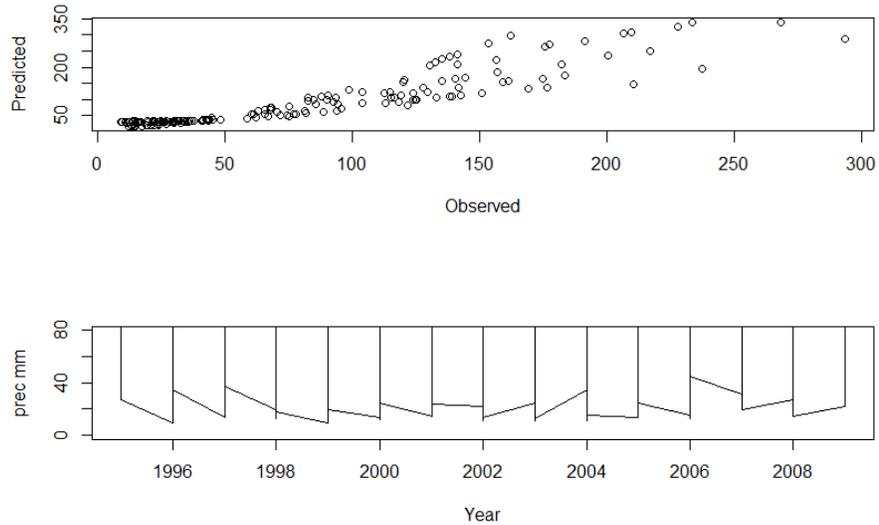


Fig 68. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de enero y el periodo histórico datos de Era Interim. Variable precipitación.

Datos: Era Interim
Periodo: 1980-2009
Mes: Julio
Variable: Precipitación

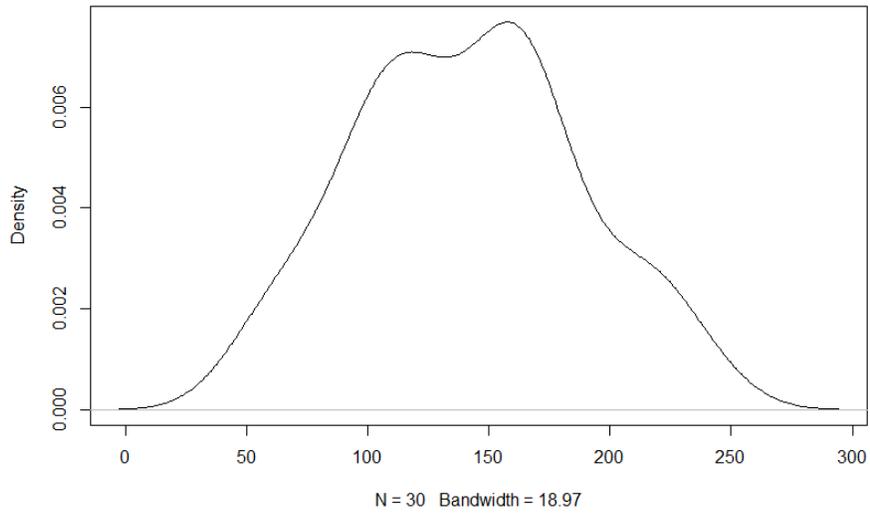
Tabla XI. Resultados numéricos de ERA-I para julio.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	2.0357 24	0.997 3411	0 1 0 8 2 1 0 5	0.727 2066	***/***	20.872 2	0.815 0589
PDO	***/_	1.971	0.997 4542	0 1 0 9 1 1 0 5	0.857 0612	***/***	20.438 41	0.820 2135
NAO+PDO	***/_/_	1.986	0.997 4917	0 1 0 7 3 1 0 5	0.608 6427	***/***/_	20.444 02	0.820 6654

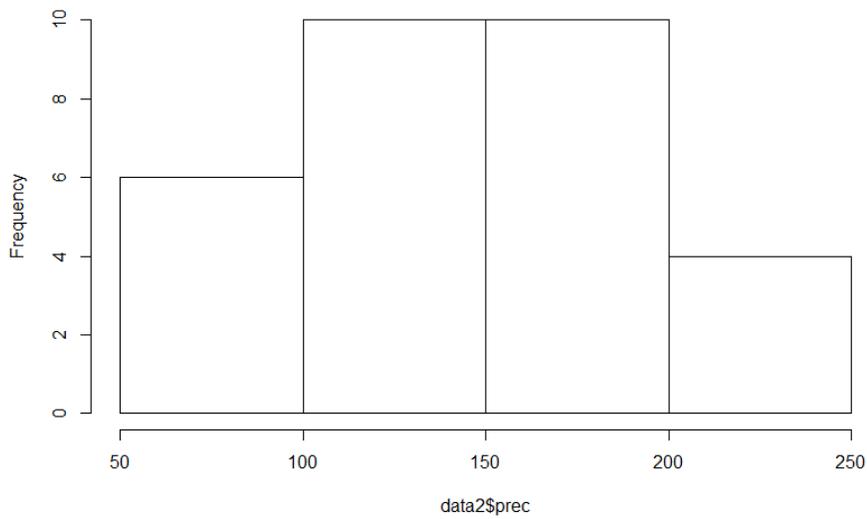
Se puede observar una asertividad de 93% para PDO y de 87% para NAO. Se encuentra un mayor NSE con PDO que con NAO cuando se considera toda la serie de tiempo.

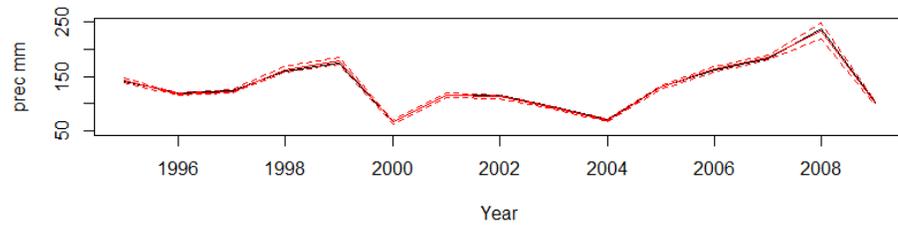
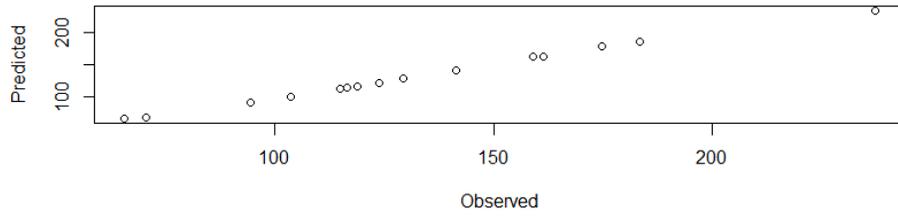


density.default(x = na.omit(data2\$prec))

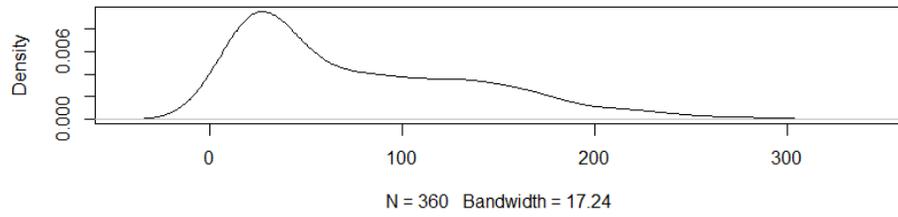


Histogram of data2\$prec

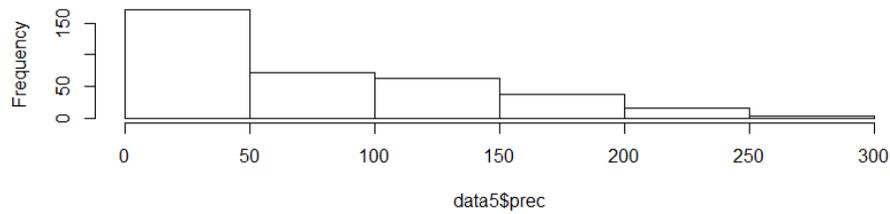




`density.default(x = na.omit(data5$prec))`



Histogram of data5\$prec



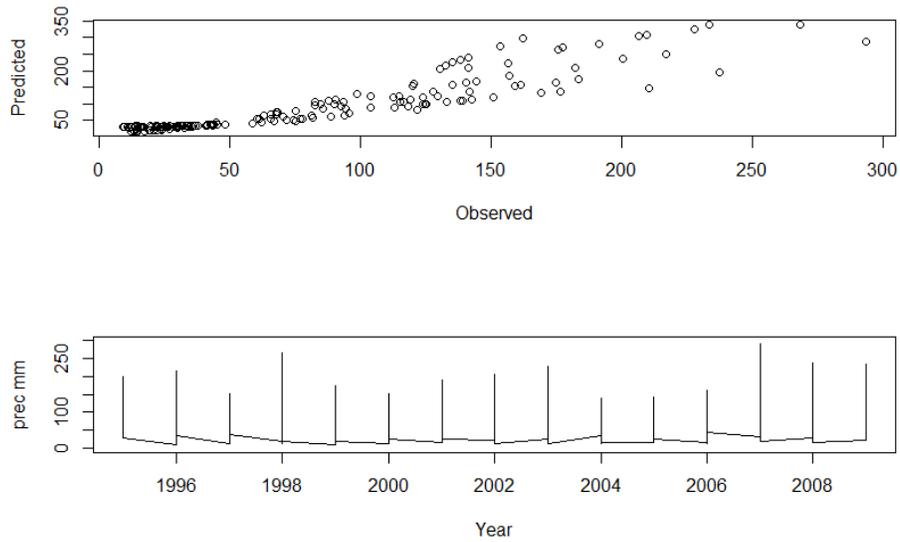


Fig 69. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de julio y el periodo histórico datos de Era Interim. Variable precipitación.

Datos: RegCM forzado con CSIRO
Periodo: 1980-2009
Mes: Enero
Variable: Precipitación

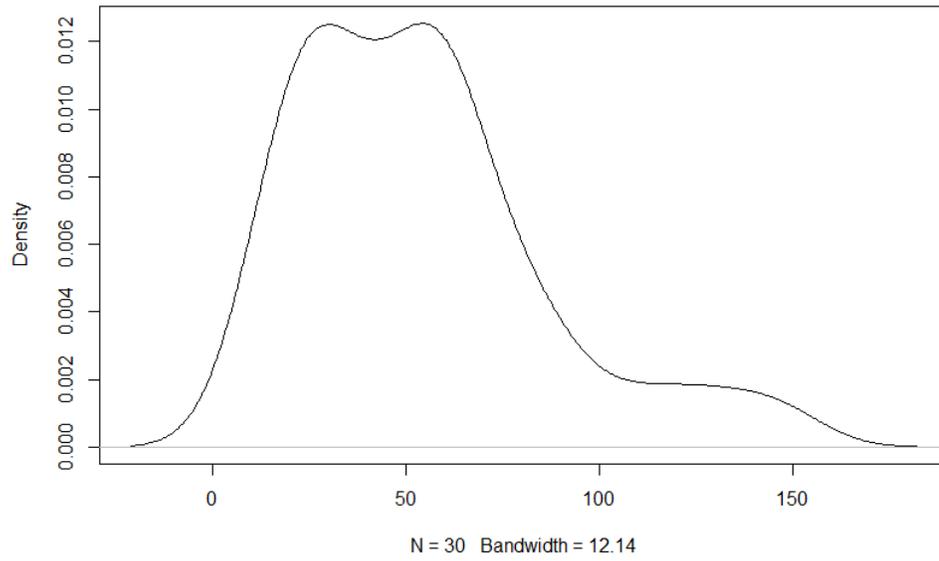
Tabla XII. Resultados numéricos de ERA-I para julio.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	2.5659 91	0.991 2094	0 1 0 7 0 1 0 8	0.999 9107	***/_	38.794 16	0.709 3937
PDO	***/_	2.1630 96	0.993 4669	0 1 0 6 1 1 0 8	0.864 787	***/**	38.438 77	0.709 6032
NAO+PDO	***/_/_	2.5763 14	0.991 7903	0 1 0 6 1 1 0 8	0.864 787	***/**/_	38.669 76	0.709 0324

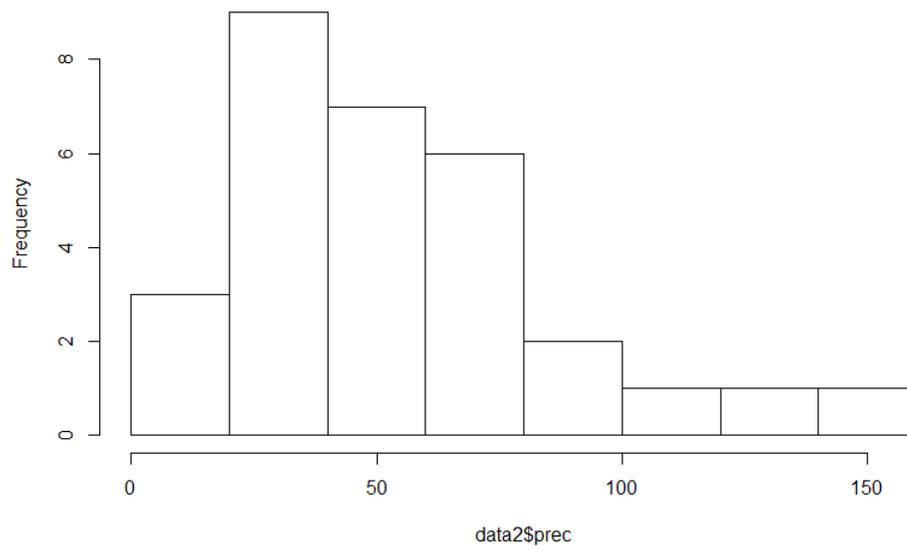
Se puede observar una asertividad de 100% para NAO y de 93% para PDO. Se encuentra igual NSE con PDO que con respecto a NAO cuando se considera toda la serie de tiempo.

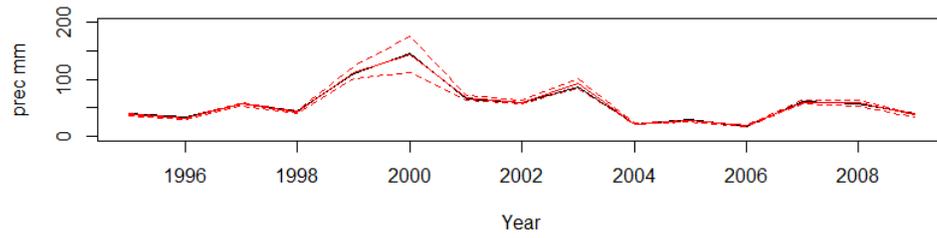
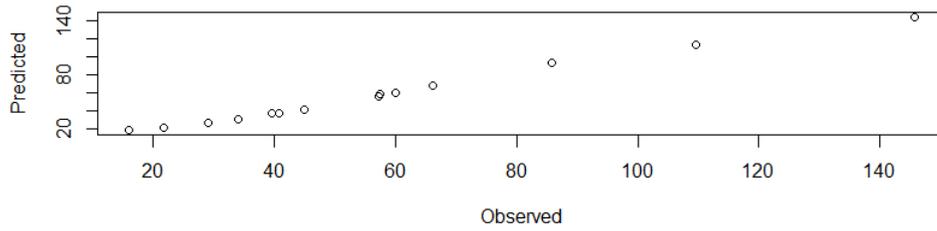


density.default(x = na.omit(data2\$prec))

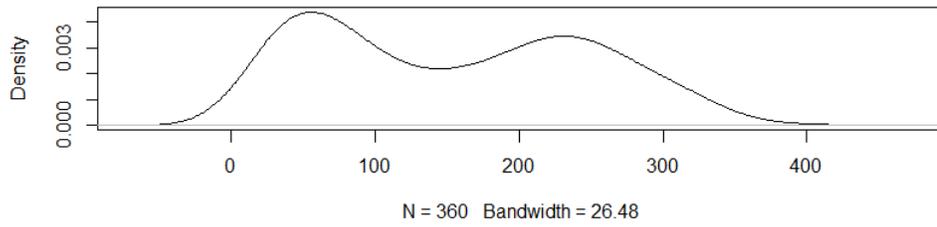


Histogram of data2\$prec

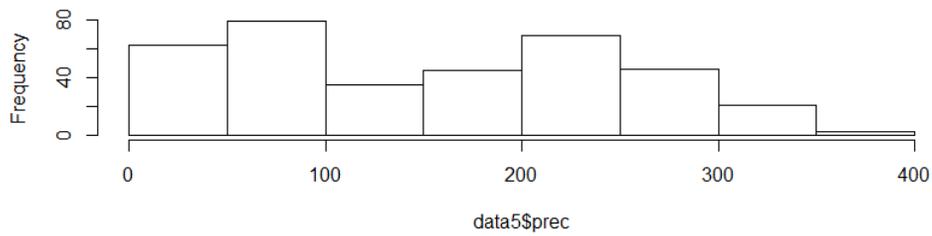




density.default(x = na.omit(data5\$prec))



Histogram of data5\$prec



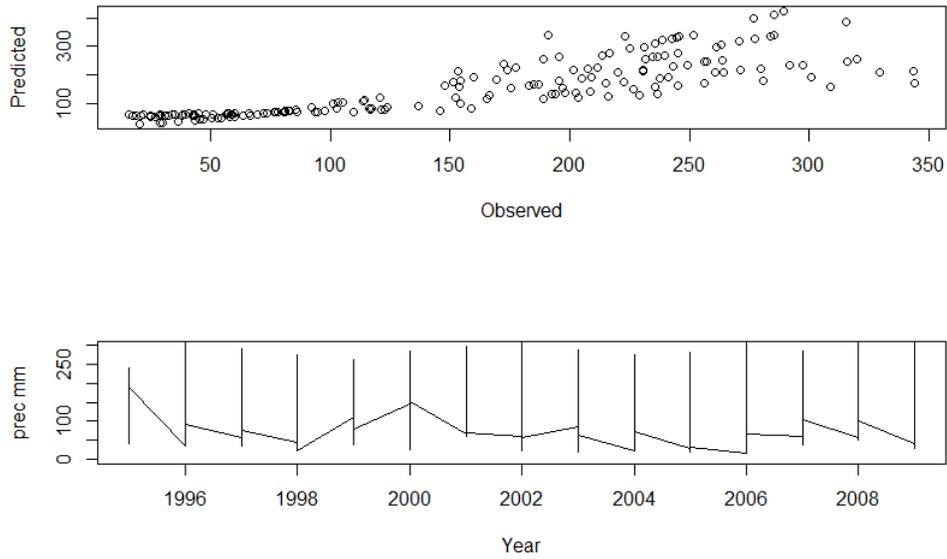


Fig 70. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de enero y el periodo histórico datos de simulaciones de regCM forzado con CSIRO. Variable precipitación.

Datos: RegCM forzado con CSIRO
 Periodo: 1980-2009
 Mes: Julio
 Variable: Precipitación

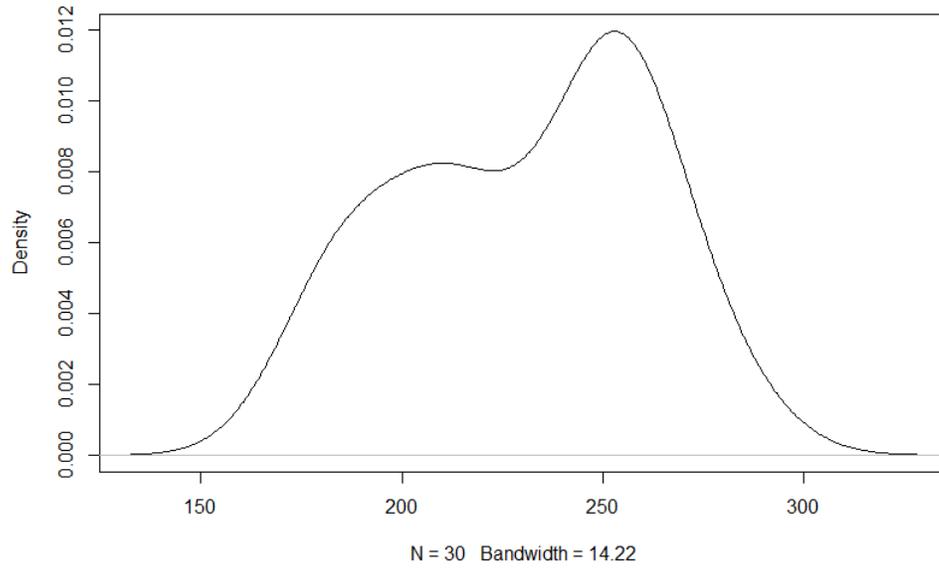
Tabla XIII. Resultados numéricos de CSIRO-RegCM para julio.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	0.2988 525	0.999 8075	0 1 0 10 0 1 0 5	0.999 9	***/***	38.794 16	0.709 3937
PDO	***/_	0.2369 659	0.999 8522	0 1 0 10 0 1 0 5	0.999 9	***/***	38.438 77	0.709 6032
NAO+PDO	***/_/_	0.2501 042	0.999 8414	0 1 0 10 0 1 0 5	0.999 9	***/***/_	38.669 76	0.709 0324

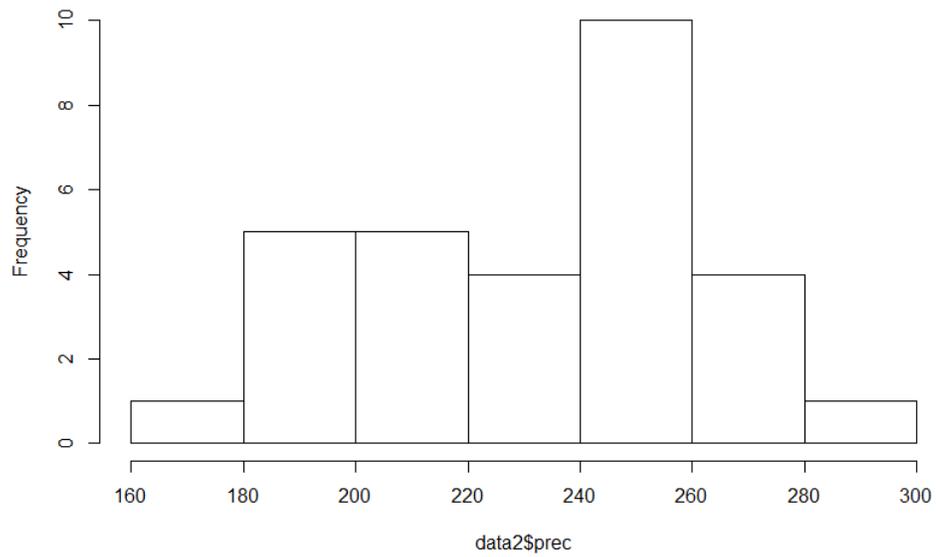
Se puede observar una asertividad de 100% para todos los casos. Se encuentra igual NSE con PDO y con NAO cuando se considera toda la serie de tiempo.

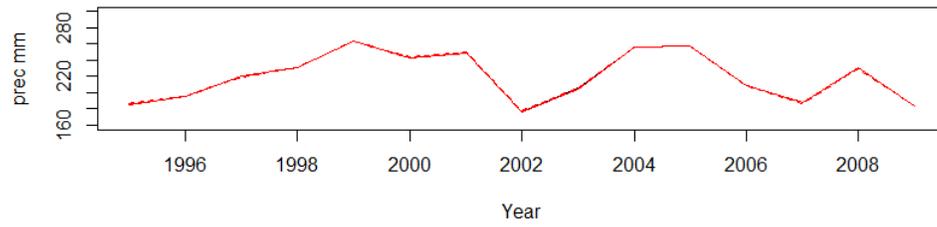
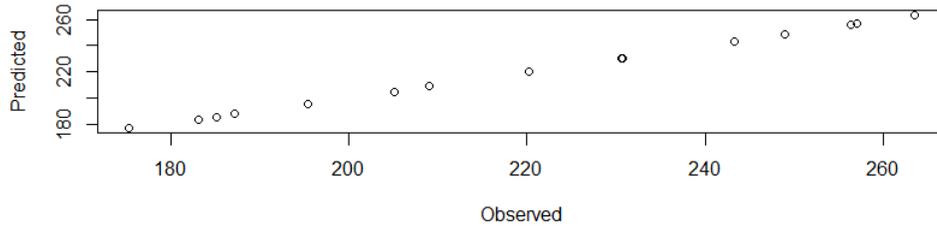


`density.default(x = na.omit(data2$prec))`

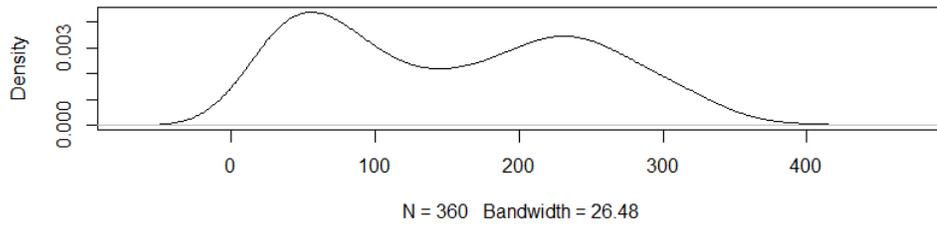


Histogram of data2\$prec

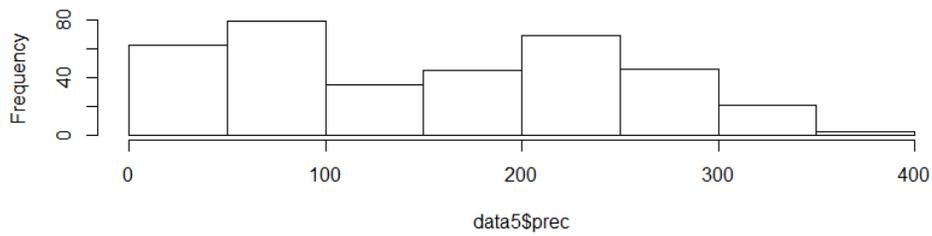




density.default(x = na.omit(data5\$prec))



Histogram of data5\$prec





Al servicio de las personas y las naciones

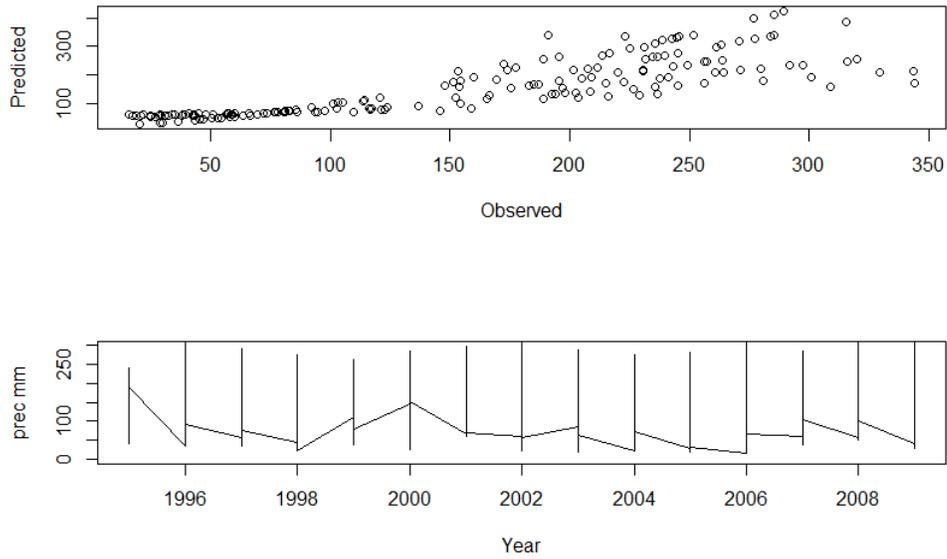


Fig 71. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de julio y el periodo histórico datos de simulaciones de regCM forzado con CSIRO. Variable precipitación.

Datos: RegCM forzado con GFDL
 Periodo: 1980-2009
 Mes: Enero
 Variable: Precipitación

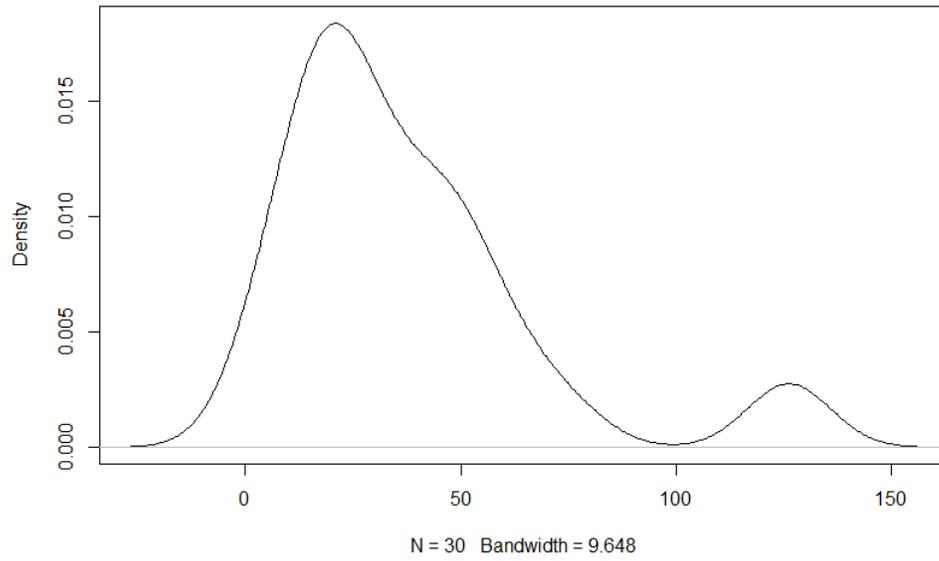
Tabla XIV. Resultados numéricos de GFDL-RegCM para enero.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	6.7260 11	0.917 7585	0 1 0 6 0 1 0 9	0.999 9074	***/_	42.452 21	0.703 7301
PDO	***/_	8.3637 29	0.869 9819	0 1 0 6 0 1 0 9	0.999 9074	***/**	42.575 34	0.687 4801
NAO+PDO	***/_/_	8.7943 02	0.889 4722	0 1 0 6 0 1 1 8	0.864 787	***/**/_	42.369 07	0.704 4322

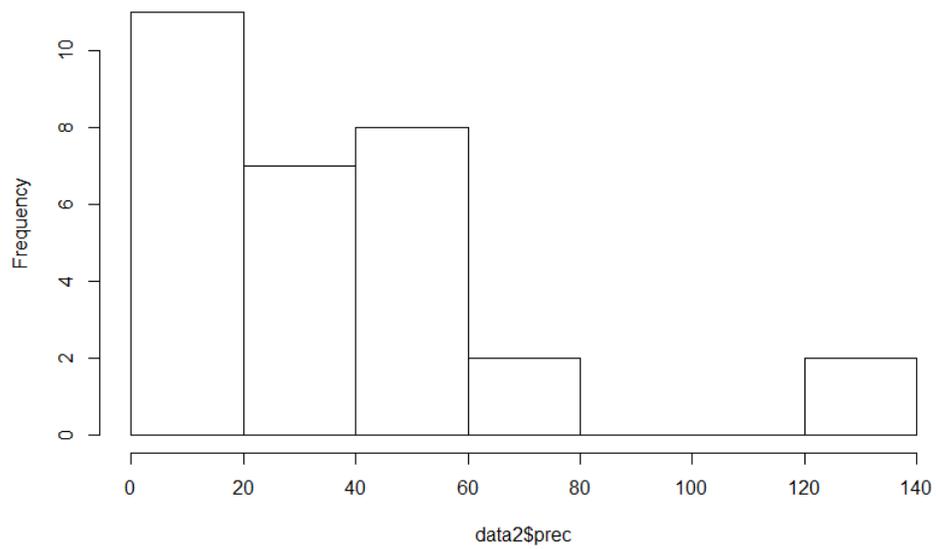
Se puede observar una asertividad de 100% para todos los casos. Se encuentra mayor NSE con NAO que con PDO cuando se considera toda la serie de tiempo.

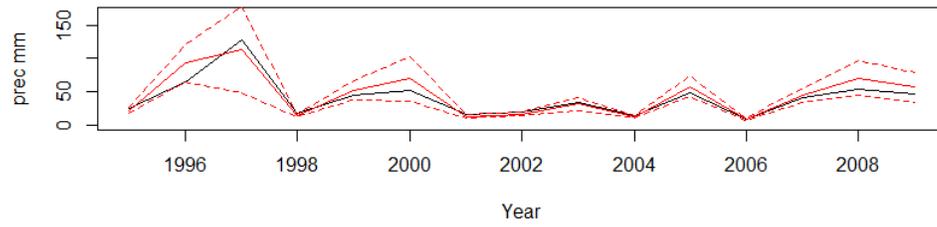
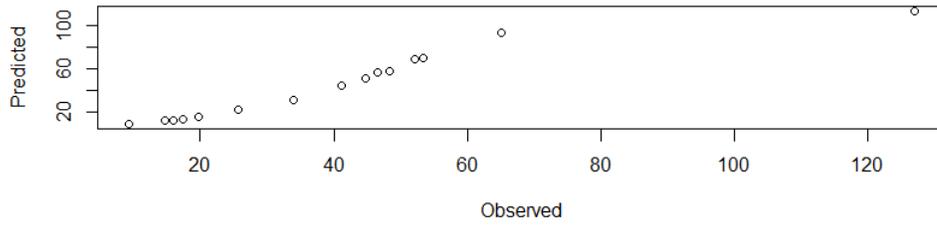


`density.default(x = na.omit(data2$prec))`

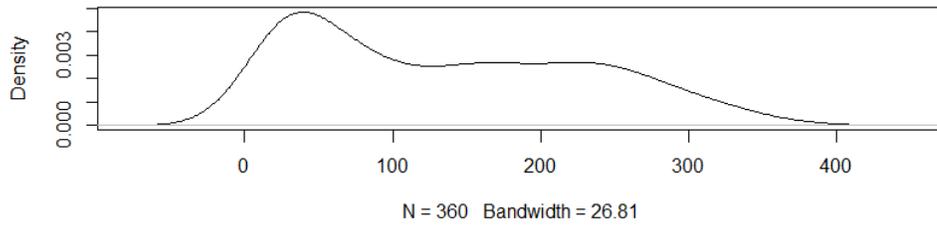


Histogram of data2\$prec

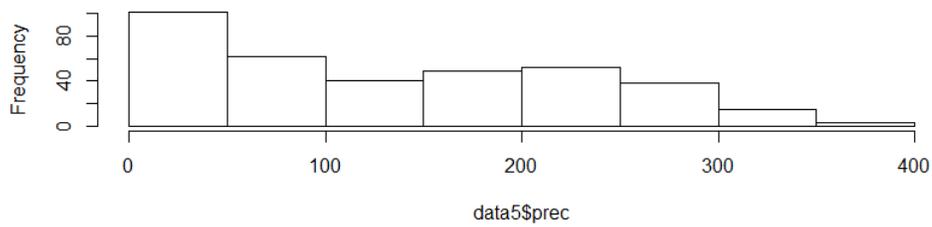




density.default(x = na.omit(data5\$prec))



Histogram of data5\$prec





Al servicio de las personas y las naciones

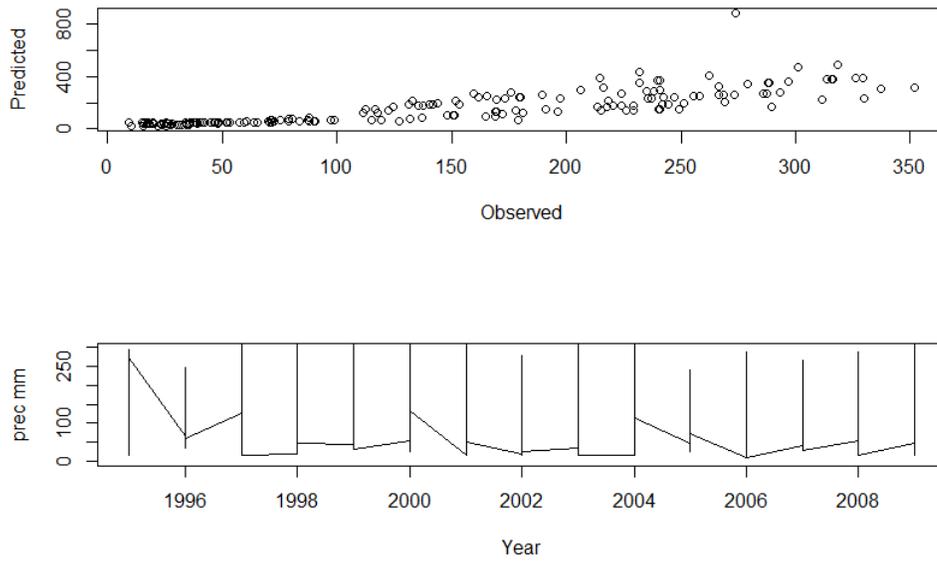


Fig 73. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de enero y el periodo histórico datos de simulaciones de regCM forzado con GFDL. Variable precipitación.

Datos: RegCM forzado con GFDL
 Periodo: 1980-2009
 Mes: Julio
 Variable: Precipitación

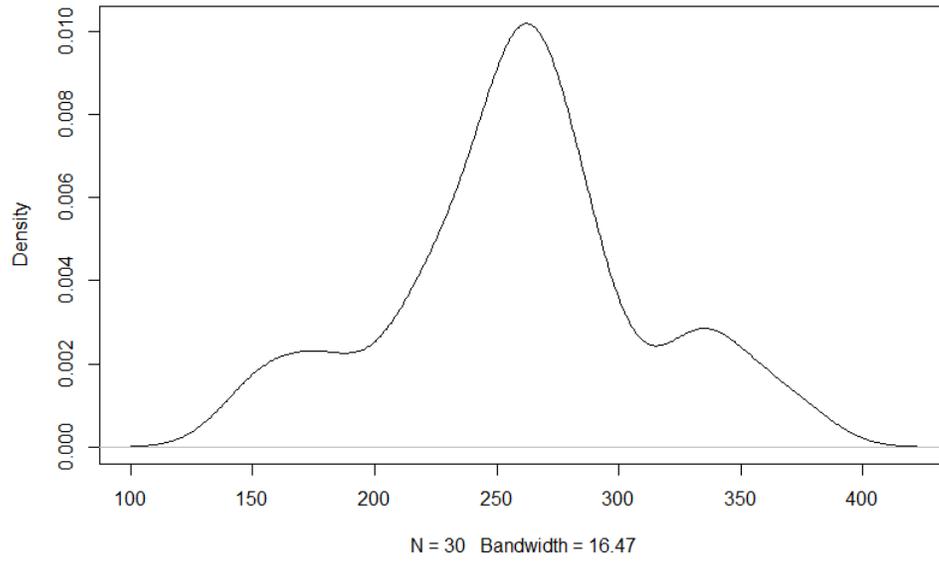
Tabla XV. Resultados numéricos de GFDL-RegCM para julio.

	Mod2.s1	MAE	NSE	tc	HSS	Mod2.s2	MAE	NSE
NAO	***/_	0.825 7265	0.999 1741	0 1 0 5 2 1 0 8	0.727 2066	***/_	42.45 221	0.703 7301
PDO	***/_	1.125 703	0.998 5971	0 1 0 7 0 1 0 8	0.999 9107	***/**	42.57 534	0.687 4801
NAO+PDO	***/_/_	1.032 679	0.998 9341	0 1 0 2 5 1 3 5	-0.09 0900 83	***/**/_	42.36 907	0.704 4322

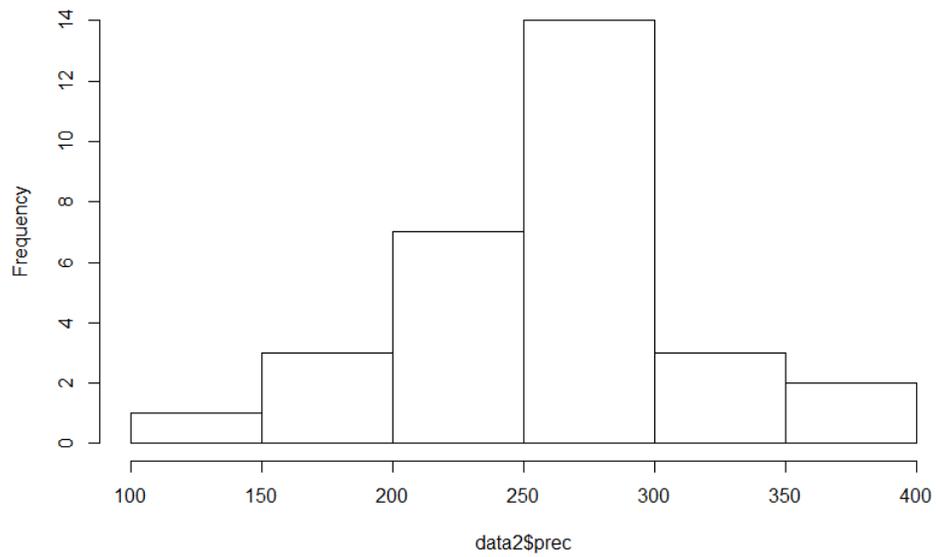
Se puede observar una asertividad de 100% con PDO y de 87% con NAO. Se encuentra mayor NSE con NAO que con PDO cuando se considera toda la serie de tiempo.

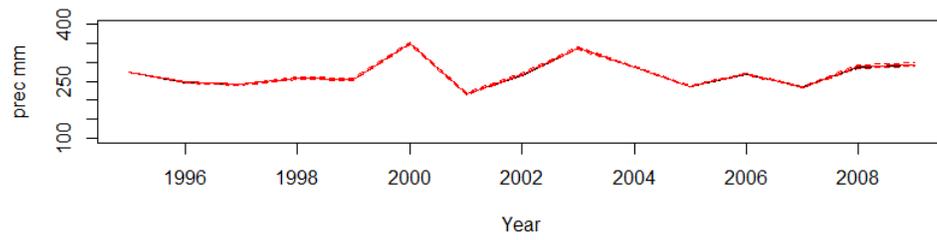
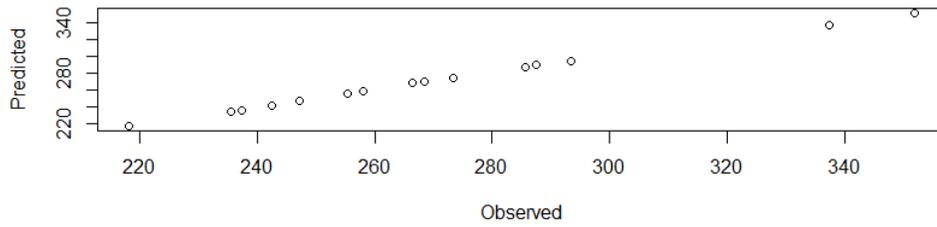


`density.default(x = na.omit(data2$prec))`

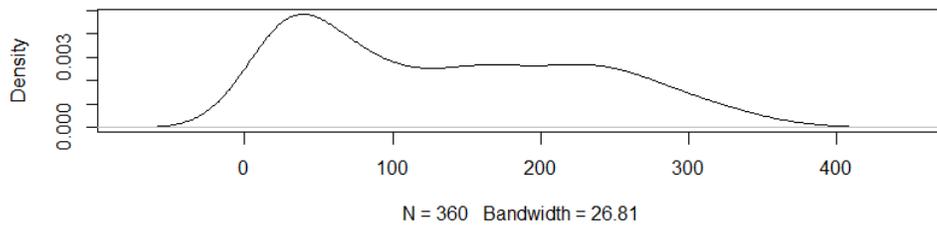


Histogram of data2\$prec

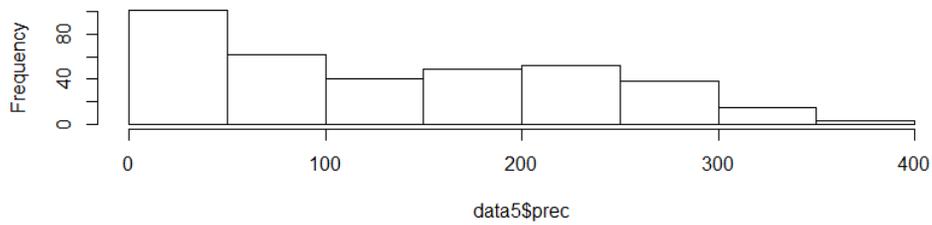




`density.default(x = na.omit(data5$prec))`



Histogram of data5\$prec



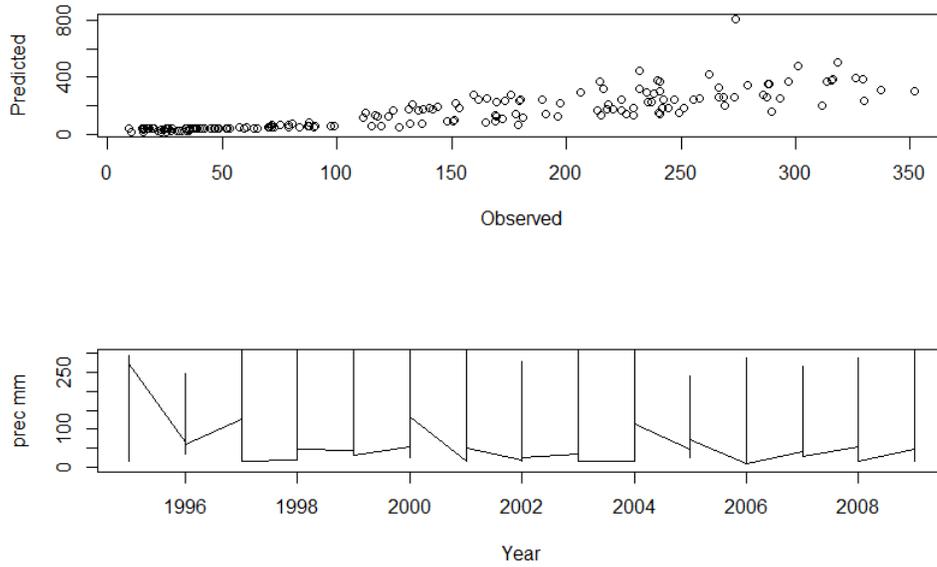


Fig 74. Función de densidad, histograma y diagrama de dispersión para el mes de julio y el periodo histórico datos de simulaciones de regCM forzado con GFDL. Variable precipitación.

Tabla XVI. Datos de temperatura, precipitación, NAO y PDO para el cálculo de los índices de las scilaciones. Mes enero.

años	mes	temp ERA	tempCSIRO	tempGFDL	prec ERA	prec CSIRO	prec GFDL	NAO	PDO
1980	1	15.775	10.081	13.078	96.091	15.372	19.836	-1.38	-0.11
1981	1	13.832	8.5842	10.232	156.41	126.82	29.388	-0.08	0.59
1982	1	16.269	10.951	11.378	92.829	56.172	58.386	-1.55	0.34
1983	1	14.408	10.249	7.5041	182.66	55.106	125.61	1.34	0.56
1984	1	14.755	10.275	8.6253	216.05	29.896	2.4018	1.42	1.5
1985	1	14.638	11.341	9.0419	161.64	87.603	30.199	-2.38	1.27
1986	1	14.027	10.381	8.6779	106	61.672	75.166	0.78	1.12
1987	1	14.935	10.663	10.075	214.25	20.716	19.726	-1.85	1.88
1988	1	14.734	10.619	10.282	148.19	51.952	8.3682	0.68	0.93
1989	1	16.693	10.157	9.5662	120.33	33.075	19.437	0.85	-0.95
1990	1	16.024	11.069	9.4779	163.28	20.119	32.317	0.7	-0.3
1991	1	16.156	11.82	10.555	212.6	26.306	5.6225	0.49	-2.02
1992	1	14.792	10.175	10.677	164.25	19.556	20.322	-0.66	0.05
1993	1	16.15	9.5655	9.9845	160.79	77.332	41.314	1.35	0.05



1994	1	15.359	11.556	8.4371	54.577	70.241	23.856	0.7	1.21
1995	1	16.267	12.888	10.083	141.47	40.742	25.64	0.57	-0.49
1996	1	14.233	11.885	8.393	118.92	33.966	65.061	-0.65	0.59
1997	1	14.958	10.148	9.3089	123.79	57.196	126.97	-1.08	0.23
1998	1	15.156	10.411	10.411	159.12	44.97	17.496	-0.05	0.83
1999	1	14.749	12.155	11.302	174.92	109.55	44.702	0.39	-0.32
2000	1	15.146	9.0455	9.5073	65.578	145.7	52.201	0.19	-2
2001	1	15.159	10.175	8.0659	116.38	66.154	15.93	-0.22	0.6
2002	1	15.203	10.515	12.108	114.93	60.024	19.813	0	0.27
2003	1	14.684	12.25	9.774	94.485	85.894	33.994	-0.32	2.09
2004	1	14.702	11.203	8.9028	70.386	21.764	14.722	-0.85	0.43
2005	1	15.331	10.016	11.027	129.42	29.169	48.286	1.26	0.44
2006	1	15.467	13.366	9.0381	161.33	16.075	9.3944	0.97	1.03
2007	1	15.76	11.497	9.2418	183.38	60.076	41.234	-0.25	0.01
2008	1	15.434	13.299	8.2055	237.38	57.407	53.354	0.53	-1
2009	1	16.079	11.934	10.366	103.64	39.652	46.619	-0.52	-1.4

Tabla XVI. Datos de temperatura, precipitación, NAO y PDO para el cálculo de los índices de las oscilaciones. Mes Julio

años	mes	temp ERA	tempCSIRO	tempGFDL	prec ERA	prec CSIRO	prec GFDL	NAO	PDO
1980	7	20.512	18.779	16.361	52.544	255.92	372.52	-1.38	-0.11
1981	7	19.042	17.439	15.868	45.591	248.5	265.67	-0.08	0.59
1982	7	19.696	17.492	16.094	13.312	208.19	179.59	-1.55	0.34
1983	7	19.423	17.419	16.983	42.646	247.77	267.93	1.34	0.56
1984	7	18.507	17.429	17.791	40.412	220.46	331.77	1.42	1.5
1985	7	18.417	17.79	15.458	25.471	256.36	259.12	-2.38	1.27
1986	7	19.261	18.384	16.846	15.101	207.02	184.76	0.78	1.12
1987	7	19.163	18.06	16.374	10.718	252.1	159.38	-1.85	1.88
1988	7	19.502	17.928	17.604	26.518	272.52	324.74	0.68	0.93
1989	7	19.359	17.898	15.938	26.511	260.41	256.33	0.85	-0.95
1990	7	18.975	17.845	16.52	27.674	213.69	214.87	0.7	-0.3
1991	7	19.169	17.949	16.242	22.73	247.91	149.72	0.49	-2.02
1992	7	19.114	18.295	17.822	78.516	270.8	280.09	-0.66	0.05
1993	7	19.169	18.093	17.408	24.247	285.37	261.14	1.35	0.05
1994	7	20.402	17.803	16.309	25.671	183.78	219.23	0.7	1.21
1995	7	19.546	17.515	16.172	31.993	185.14	273.39	0.57	-0.49
1996	7	19.578	17.898	17.393	9.5348	195.41	247.25	-0.65	0.59
1997	7	19.837	17.879	16.852	13.476	220.2	242.42	-1.08	0.23



Al servicio de las personas y las naciones



1998	7	19.878	18.191	15.681	19.404	230.61	258.1	-0.05	0.83
1999	7	19.077	18.251	15.553	9.2016	263.53	255.31	0.39	-0.32
2000	7	19.966	18.459	17.072	13.298	243.24	351.94	0.19	-2
2001	7	19.505	18.083	16.828	14.532	249.02	218.17	-0.22	0.6
2002	7	19.685	18.714	17.68	21.982	175.37	266.29	0	0.27
2003	7	19.902	18.142	16.264	24.578	205.14	337.4	-0.32	2.09
2004	7	20.121	17.993	16.279	34.944	256.35	285.69	-0.85	0.43
2005	7	20.323	18.377	16.448	13.77	257.04	237.32	1.26	0.44
2006	7	19.78	18.707	17.757	14.7	209.1	268.35	0.97	1.03
2007	7	19.73	18.105	17.561	31.234	187.22	235.39	-0.25	0.01
2008	7	18.82	18.449	17.166	26.74	230.75	287.48	0.53	-1
2009	7	20.661	18.406	17.48	21.582	183.17	293.45	-0.52	-1.4

4.5 Principales índices climáticos

El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) concluye, en su quinto a la fecha último reporte de evaluación, que existe evidencia inequívoca de un calentamiento del sistema climático, y de que el cambio climático derivado de éste, es la mayor amenaza a la que se enfrenta la humanidad, ya que implica no sólo variaciones en las condiciones climáticas de largo plazo sino también variaciones en las condiciones meteorológicas, particularmente en las de tipo extremo (IPCC, 2013).

En México, al igual que en muchos países donde la cultura meteorológica es incipiente y en donde se requiere fortalecer la difusión de conocimientos sobre cambio climático, surge la necesidad de aumentar el número de investigaciones que muestren diagnósticos empíricos detallados sobre las observaciones de tendencias y los impactos del cambio climático a nivel regional.

El Grupo de Expertos en Detección e Índices de Cambio Climático (ETCCDI) formado conjuntamente por la OMM, el proyecto de variabilidad climática (CLIVAR) y la Comisión Conjunta de Oceanografía y Meteorología Marítima (JCOMM), ha propuesto un conjunto de índices de cambio climático útiles en la detección y el monitoreo de cambios en los extremos del clima (Karl et al. 1999; Peterson, 2005).

El conjunto de índices de cambio climático son calculados a partir de las series de datos observados de temperatura y precipitación. Los índices del ETCCDI tienen una base teórica común de modo que pueden ser calculados en diferentes regiones del planeta para después comparar e integrar los resultados en diversas regiones (Vázquez-Aguirre, 2010).

En este trabajo se asume que los datos provenientes de ERA-Interim y de los modelos regionales ya vienen homogeneizados lo cual es indispensable para el cálculo de los índices climáticos. En el Anexo I se describen los 27 índices climáticos definidos por el ETCCDI y aquí solamente mencionaremos los resultados de algunos de estos índices a solicitud del INECC.

Para el análisis, se dividió al país en las siguientes siete regiones (Fig. 75). La idea de esta división fue abarcar áreas climáticas diferentes. Los criterios de selección fueron:

- áreas extratropicales versus áreas tropicales,
- áreas afectadas por clima mediterráneo, monzónico, árido, entre otros,
- áreas afectadas por ciclones tropicales del pacífico o del atlántico.

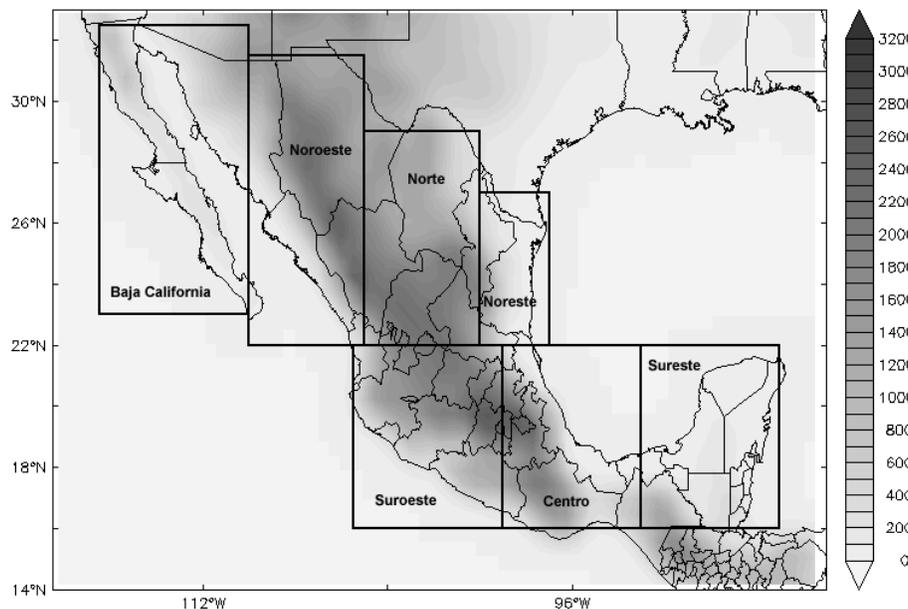


Fig. 75 Delimitación de zonas de estudio para el análisis de los índices climáticos.

A continuación, se enunciarán los resultados de los índices climáticos para ERA-Interim (ERA-I), los modelos globales modelos GFDL-ESM2M (GFDL) y CSIRO-MK36 (CSIRO) y el modelo climático regional CSIRO-MK36-RegCM-4.4.5.10 (CSIRO-RegCM) para los períodos: i) histórico 1980-2009, ii) futuro cercano 2015-2039 y iii) futuro lejano 2070-2099.

Índices climáticos para el período histórico (1980-2009).

- **Frecuencia de noches frías (Tn10p)**



Para ERA-I, que bien los podríamos considerar como los datos “observados”, los resultados muestran un marcado descenso de este índice prácticamente para todas las regiones. El mayor rango de variabilidad lo muestra la región de Baja California, lo cual no es tan sorprendente dado que la región está muy alargada latitudinalmente hablando y la temperatura mínima como tal puede ser muy variada.

El modelo global GFDL, tiene un comportamiento similar a ERA-I donde se nota un ligero descenso en la evolución del índice. Sin embargo, aquí la mayor variabilidad la presenta la zona Noroeste, quedando en segundo lugar Baja California (Fig. 76).

Para el modelo global CSIRO la diferencia con respecto a los valores de ERA-I es muy marcada, encontrando una variación mucho mayor para todas las regiones pero además los valores máximos sobrepasan claramente 30% y hasta 40% en el caso de la región Sureste (Fig. 78). Es notable la alta correlación temporal en el comportamiento de este índice en las regiones. También el descenso del índice es mucho más marcado que en los dos casos arriba mencionados.

Finalmente, para el modelo climático regional CSIRO-RegCM vemos que vuelve a recuperar valores aproximados a ERA-I y vuelve a marcar claramente un descenso en el índice de las diferentes regiones (Fig. 79). Por otro lado, aunque la variabilidad de Baja California es alta, la región Sureste es la que muestra la mayor variabilidad en este caso.

Frecuencia de noches frías

EraInterim 1980-2009

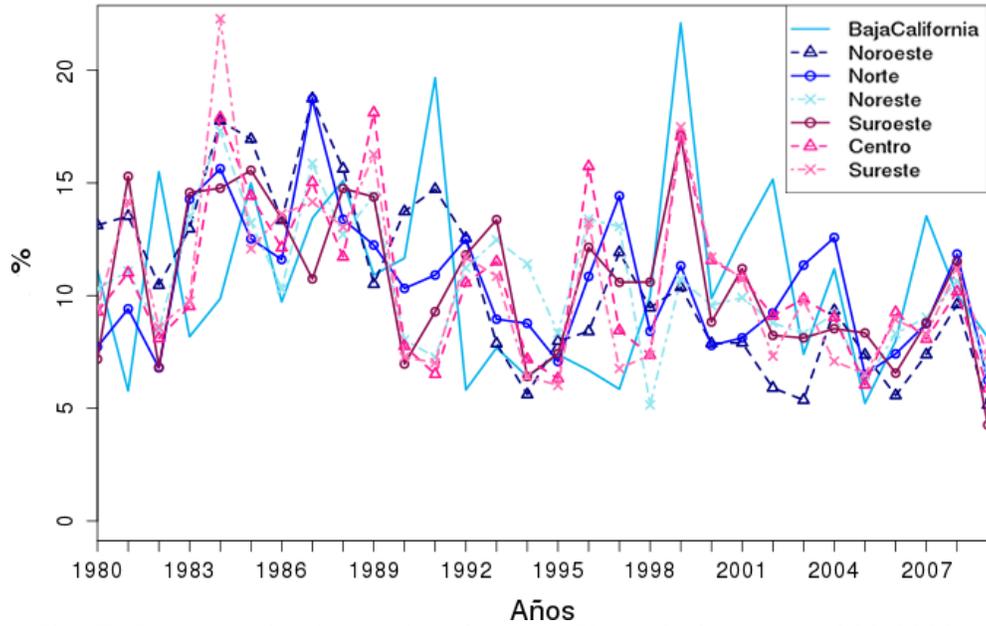


Fig. 76 Frecuencia de noches frías de ERA-Interim para 1980-2009.

Frecuencia de noches frías

GFDL-ESM2M 1980-2009

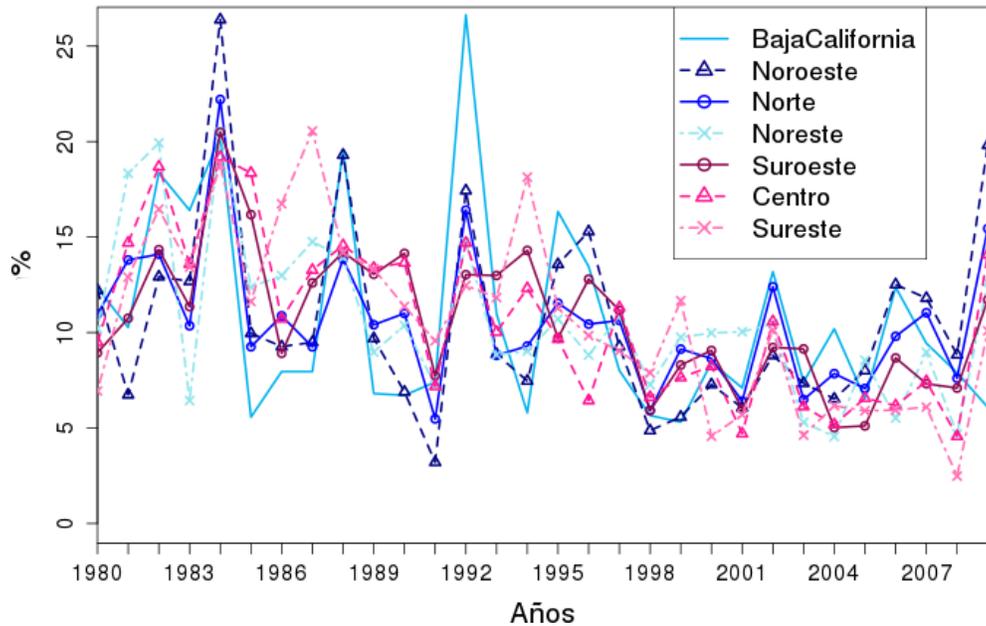


Fig. 77 Frecuencia de noches frías de GFDL para 1980-2009.

Frecuencia de noches frías
CSIRO-Mk3-6-0 1980-2009

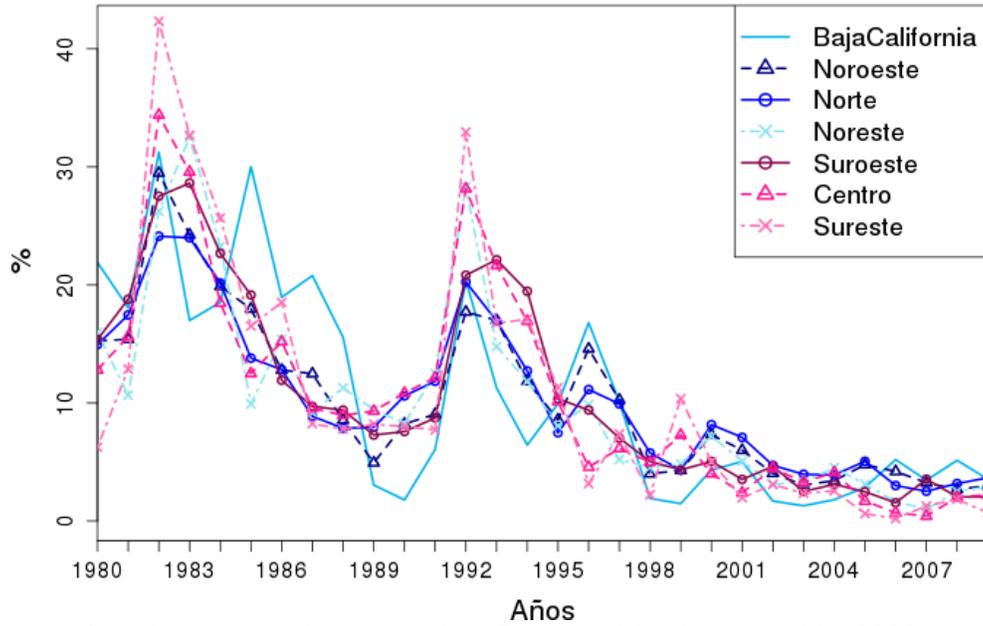


Fig. 78 Frecuencia de noches frías de CSIRO para 1980-2009.

Frecuencia de noches frías
regcmCSIRO 1980-2009

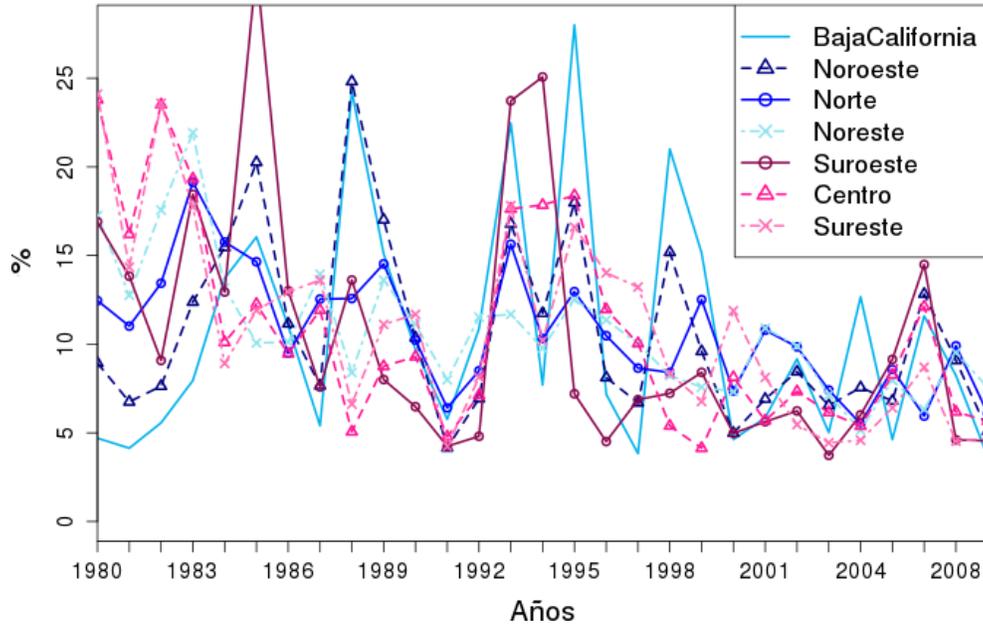


Fig. 79 Frecuencia de noches frías de CSIRO-RegCM para 1980-2009.

- **Frecuencia de días frescos (Tm10p)**

Los resultados de la frecuencia de días frescos se presentan para ERA-I (Fig. 80), GFDL (Fig. 81), CSIRO (Fig. 82) y CSIRO-RegCM (Fig. 83).

El comportamiento tiene muchas similitudes al anterior, mostrando un descenso en el índice hacia la última parte del período lo cual se nota más para CSIRO, el cual por cierto muestra la mayor correlación temporal entre regiones. Los valores promedio de menor magnitud del índice se dan en el caso "observado ERA-I. La mayor variabilidad entre regiones la muestra el modelo CSIRO-RegCM. Las regiones que repetidamente muestran los valores más altos son Baja California y el Sureste.

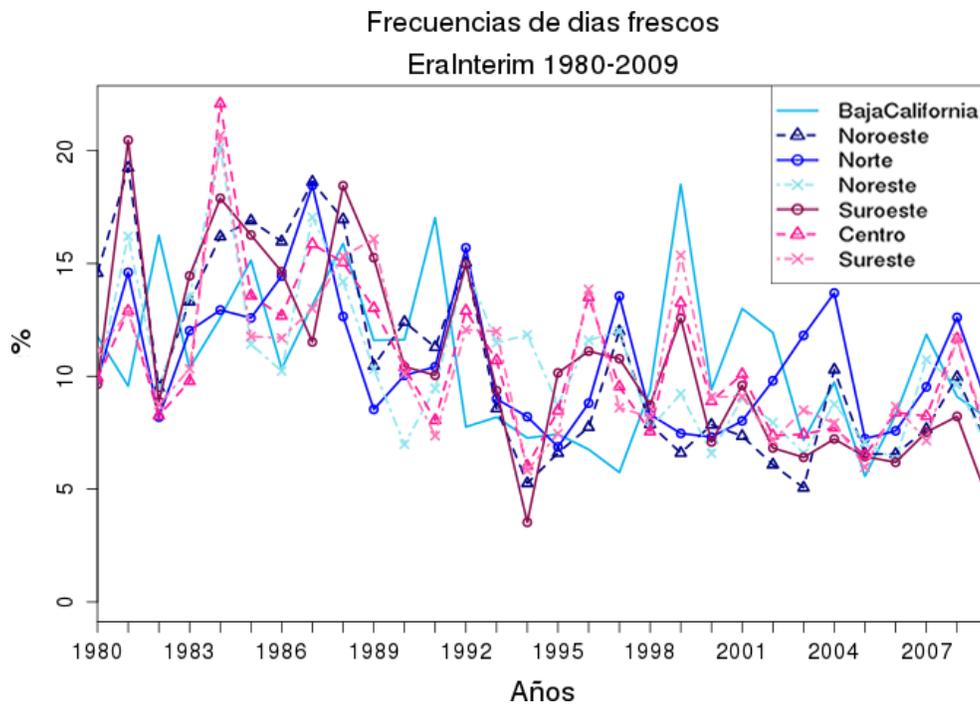


Fig. 80 Frecuencia de días frescos de ERA-Interim para 1980-2009.

Frecuencias de días frescos
GFDL-ESM2M 1980-2009

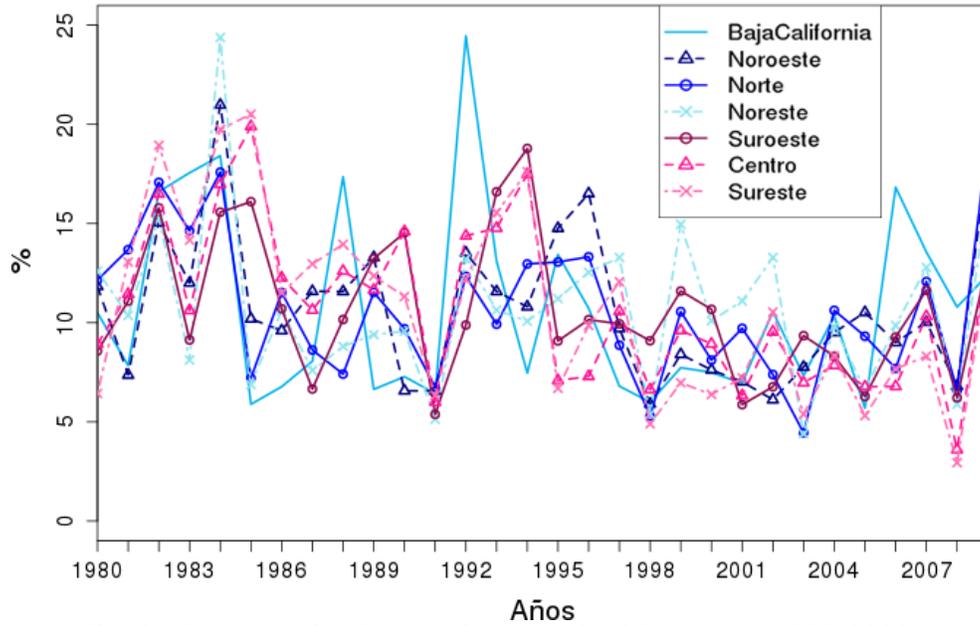


Fig. 81 Frecuencia de días frescos de GFDL para 1980-2009.

Frecuencias de días frescos
CSIRO-Mk3-6-0 1980-2009

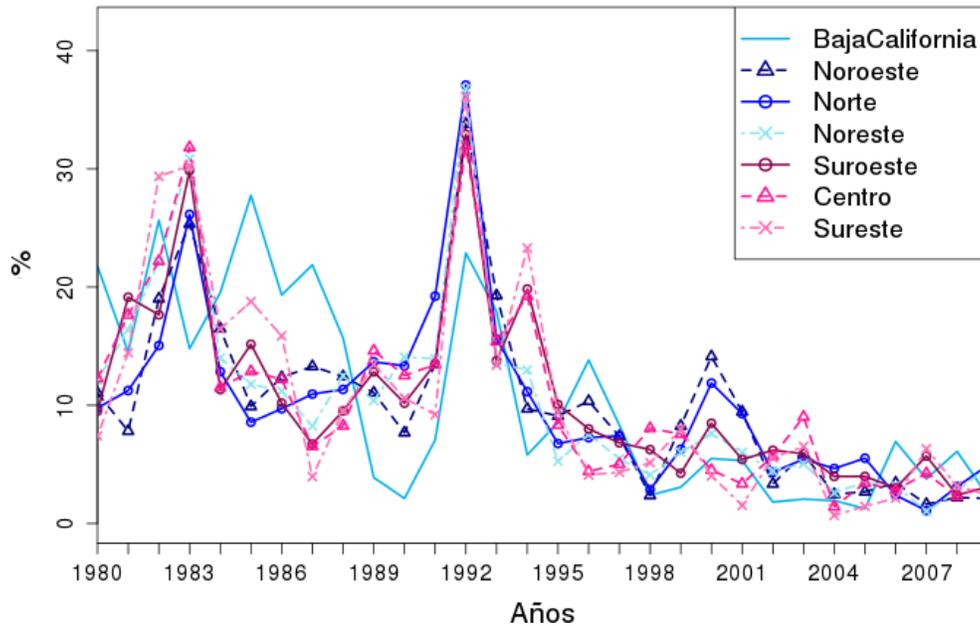


Fig. 82 Frecuencia de días frescos de CSIRO para 1980-2009.

Frecuencias de días frescos regcmCSIRO 1980-2009

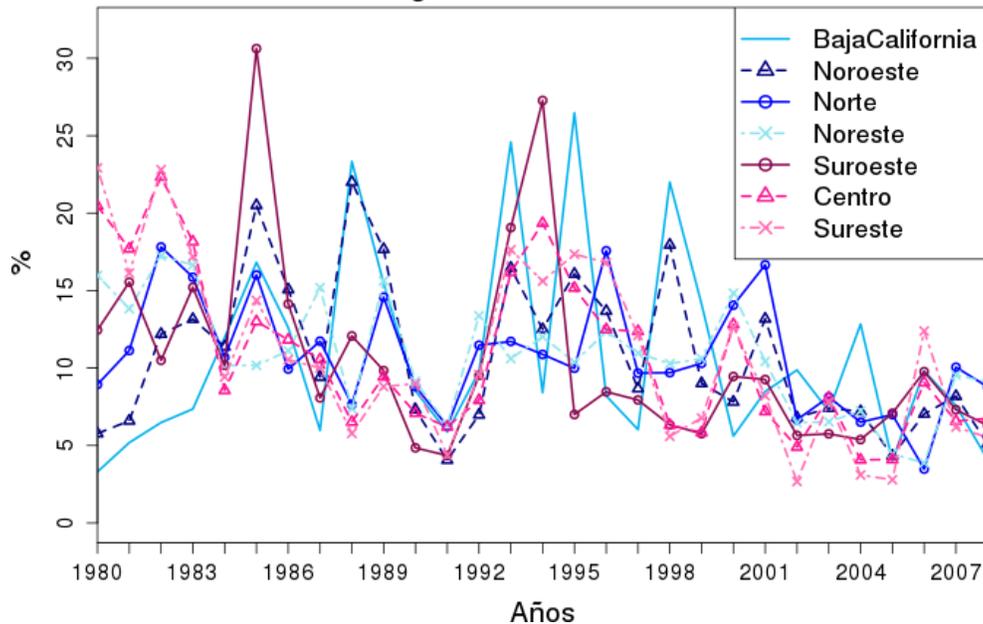


Fig. 83 Frecuencia de noches frías de CSIRO-RegCM para 1980-2009.

- **Frecuencia de noches cálidas (Tn90p)**

Los resultados de la frecuencia de noches cálidas se presentan para ERA-I (Fig. 84), GFDL (Fig. 85), CSIRO (Fig. 86) y CSIRO-RegCM (Fig. 87).

Para este índice los valores mayores los tiene el caso del modelo CSIRO que además es el que muestra una mayor tendencia positiva (aumento) del índice hacia las décadas más recientes. También en este mismo caso se da la mayor variabilidad interanual en el caso de la región Sureste, pero también Baja California muestra una variación importante. La mayor correlación temporal entre regiones perteneció en este caso al caso del GFDL.

De nueva cuenta, el caso con valores más parecidos al caso "observado" ERA-I correspondió al modelo climático regional CSIRO-RegCM mostrando quizás valor agregado en comparación con las simulaciones globales. En todos los casos las tendencias del índice fueron positivas.

Frecuencia de noches calidas

EraInterim 1980-2009

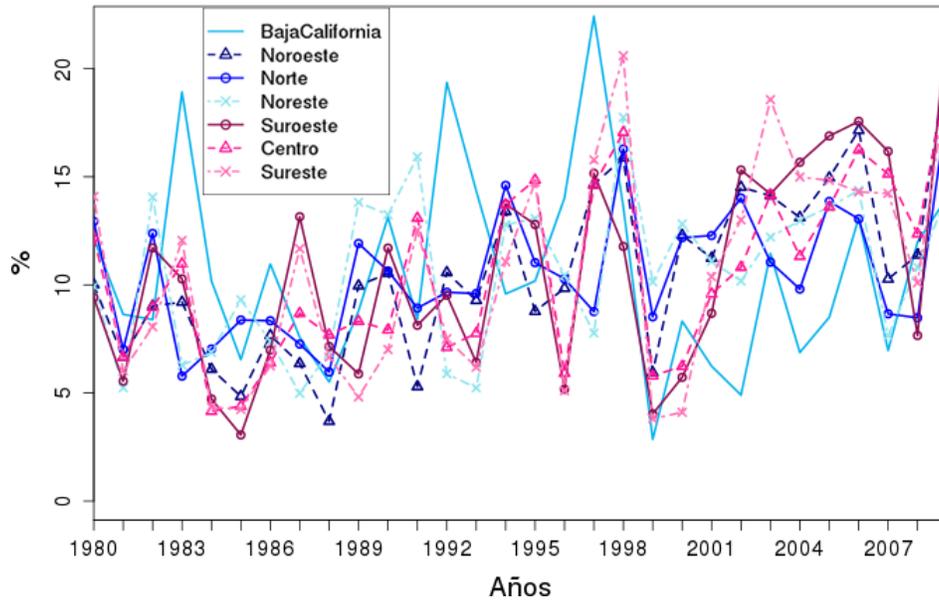


Fig. 84 Frecuencia de noches cálidas de ERA-Interim para 1980-2009.

Frecuencia de noches calidas

GFDL-ESM2M 1980-2009

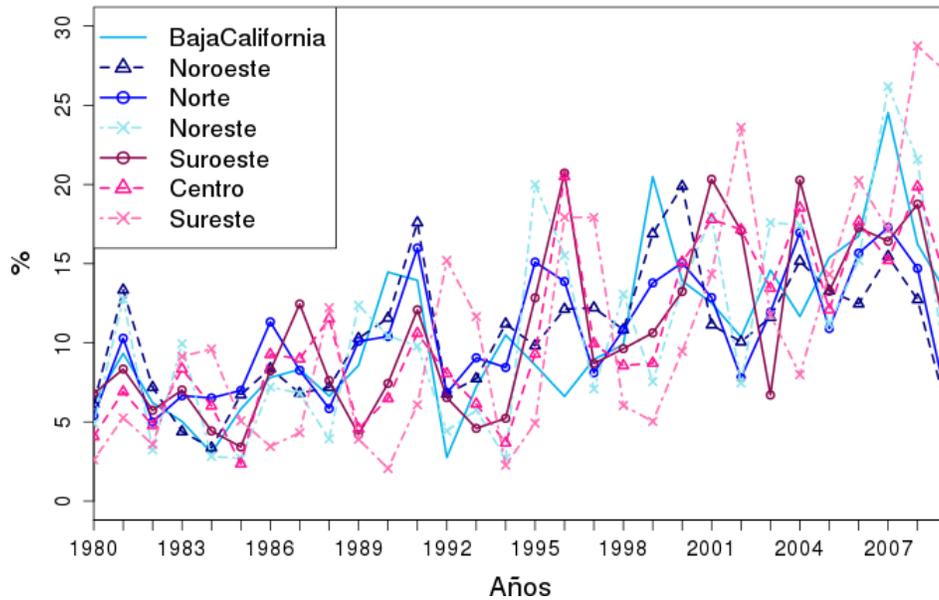


Fig. 85 Frecuencia de noches cálidas de GFDL para 1980-2009.

Frecuencia de noches calidas
CSIRO-Mk3-6-0 1980-2009

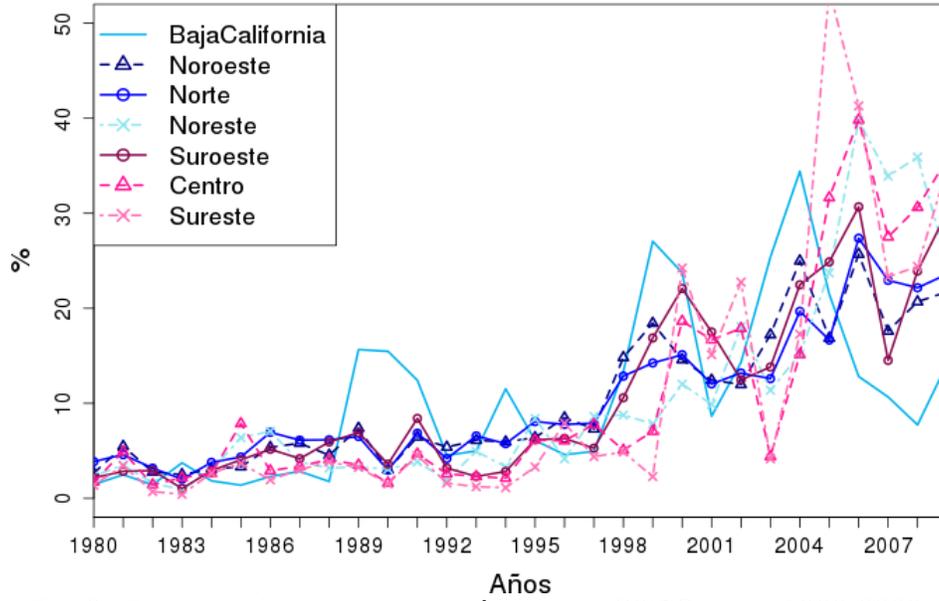


Fig. 86 Frecuencia de noches cálidas de CSIRO para 1980-2009.

Frecuencia de noches calidas
regcmCSIRO 1980-2009

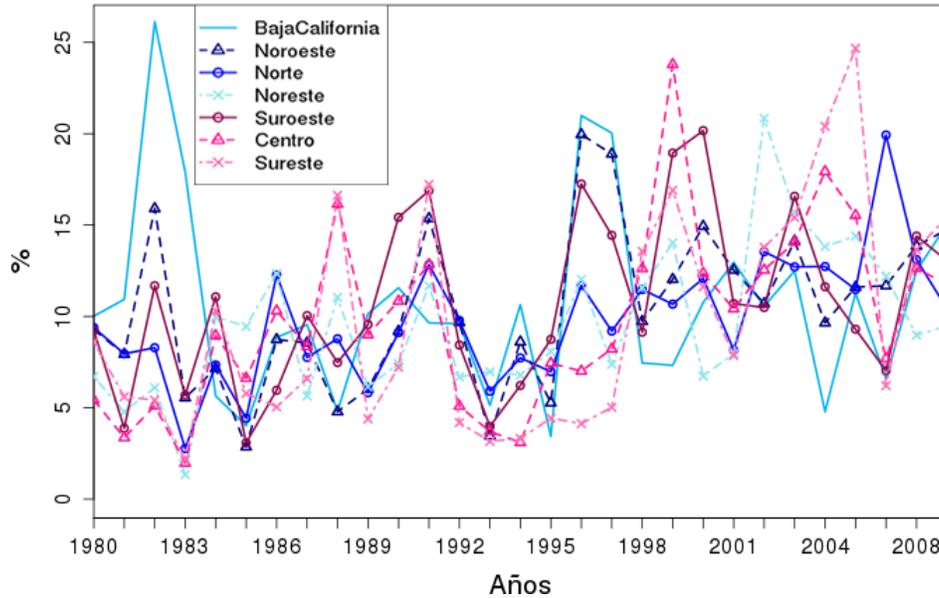


Fig. 87 Frecuencia de noches frías de CSIRO-RegCM para 1980-2009.

- **Frecuencia de días calurosos (Tm90p)**

Los resultados de la frecuencia de días calurosos se presentan para ERA-I (Fig. 88), GFDL (Fig. 89), CSIRO (Fig. 90) y CSIRO-RegCM (Fig. 91).

En cuanto a rango de variabilidad de este índice los valores más parecidos a lo observado (ERA-I) corresponden a los del modelo regional CSIRO-RegCM, sin embargo estos últimos tienen una correlación temporal significativa entre las regiones lo cual no se aplica al caso de ERA-I. La frecuencia de días calurosos es máxima para la región Sureste en el caso de GFDL, en tanto que para lo observado prevalece Baja California.

Es notable la tendencia positiva (cada vez más caliente) que presentan los casos de ERA-I, GFDL y CSIRO, sin embargo, el modelo regional parecería no tener ninguna tendencia significativa.

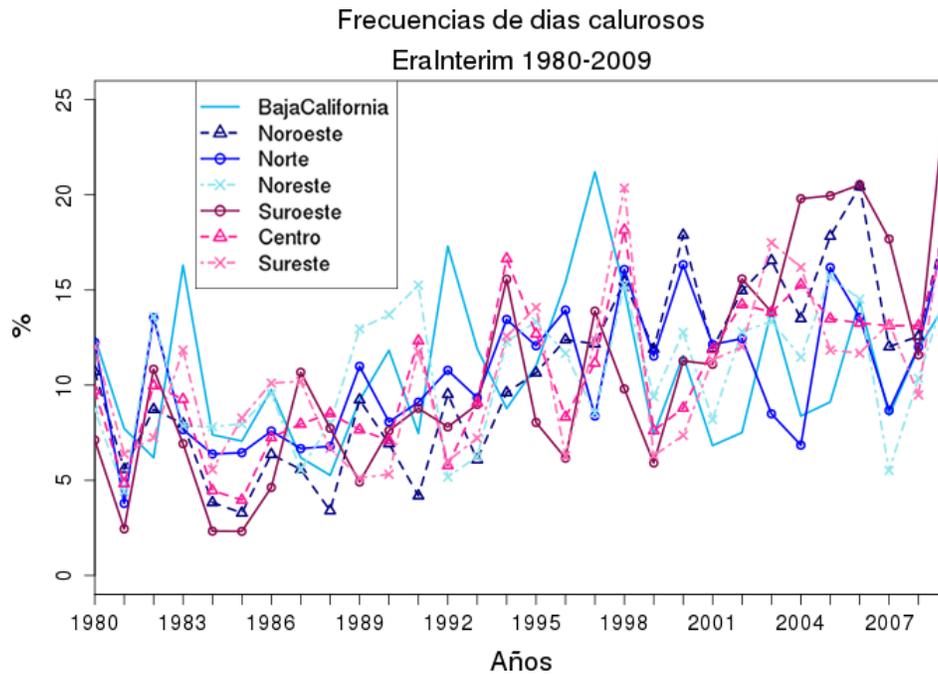


Fig. 88 Frecuencia de días calurosos de ERA-Interim para 1980-2009.

Frecuencias de días calurosos

GFDL-ESM2M 1980-2009

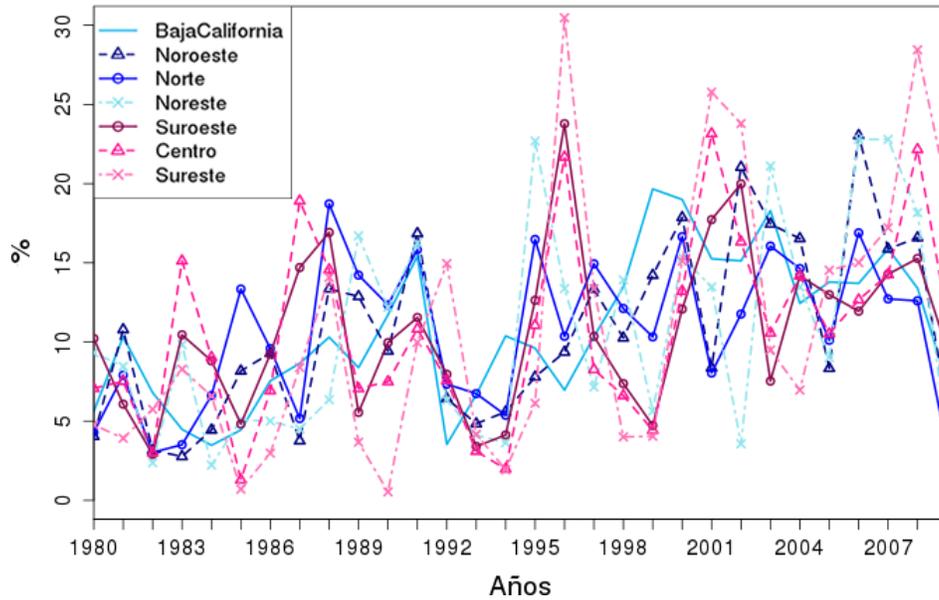


Fig. 89 Frecuencia de días calurosos de GFDL para 1980-2009.

Frecuencias de días calurosos

CSIRO-Mk3-6-0 1980-2009

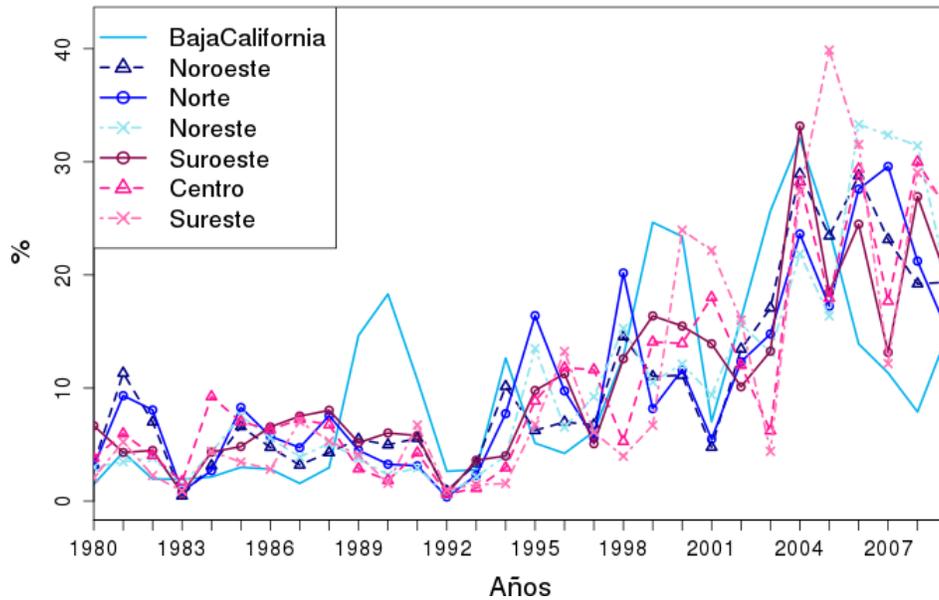


Fig. 90 Frecuencia de días calurosos de CSIRO para 1980-2009.

Frecuencias de días calurosos

regcmCSIRO 1980-2009

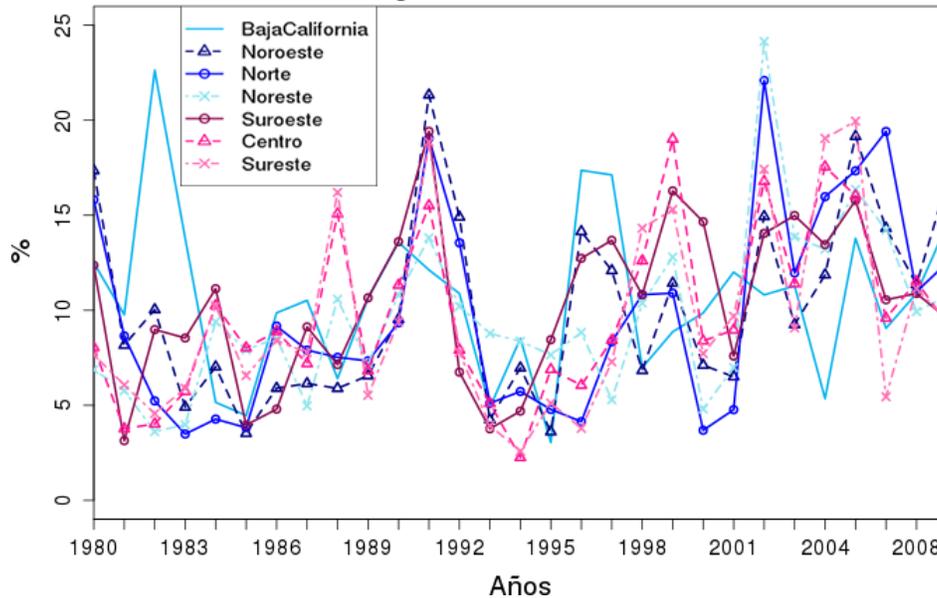


Fig. 91 Frecuencia de días calurosos de CSIRO-RegCM para 1980-2009.

- **Precipitación total (PRCPTOT)**

Los resultados de la precipitación total se presentan para ERA-I (Fig. 92), GFDL (Fig. 93), CSIRO (Fig. 94) y CSIRO-RegCM (Fig. 95).

Es interesante analizar por separado el comportamiento para lo observado con ERA-I (Fig. 92). Se observa claramente la similitud de ciertas regiones en sus patrones de comportamiento. Por ejemplo, las dos regiones con más precipitación son la Sureste y el Centro, con apenas una ligera ventaja por parte de la zona sureste. También existe una fuerte correlación temporal entre las tres zonas tropicales (Suroeste, Centro y Sureste). Otra región que tiene cierta semejanza con las tres anteriores es la región Noreste, aunque con valores un poco más bajos que la del Suroeste (alrededor de 1000 mm anuales). Tras dos regiones comparten rango de valores y correlación temporal, las zonas Norte y Noroeste, con valores alrededor de 500 mm anuales. Finalmente, la zona menos lluviosa es Baja California con valores entre 100 y 200 mm anuales.

Es notable que el tipo de comportamiento “observado” de la precipitación total no lo reproduce fehacientemente ninguno de los modelos que se presentan aquí. Quizás el modelo que tiene más concordancia con lo observado es el regional CSIRO-RegCM y con lo cual podríamos decir que proporciona valor agregado a las simulaciones globales (Fig. 93). Este modelo proporciona una clara distinción entre la lluvia de las diferentes regiones. Sin embargo, el modelo parece

sobreestimar la lluvia del Noreste (comparado con lo observado) y la lluvia del Norte, para las demás regiones su valor medio de precipitación es adecuado con respecto a lo observado. Los rangos de variabilidad interanual también resultan en general adecuados con respecto a lo observado.

Ahora bien, es muy interesante como el modelo regional anterior “corrige” la precipitación del modelo global CSIRO ya que en este último sobreestima claramente la lluvia del Suroeste, Norte y Noreste y Baja California, en ese orden (Fig. 94). Y, sin embargo, subestima claramente (aprox. 50%) la lluvia del Sureste. La variabilidad interanual del modelo global CSIRO es en general menor que lo observado.

El GFDL es caso aparte, notándose se nota de inmediato que la variabilidad interanual de la precipitación en las regiones es significativamente mayor que en lo observado (Fig. 95). Por otro lado, hay fuertes sesgos en prácticamente todas las regiones, siendo quizás lo más notable la precipitación aparentemente “desértica” del Sureste que en este modelo apenas y rebasa la lluvia de Baja California, que por cierto sobreestima a los valores observados. De manera general, el GFDL describe muy pobremente la precipitación observada para el país y en ese sentido el modelo CSIRO resulto mucho mejor.

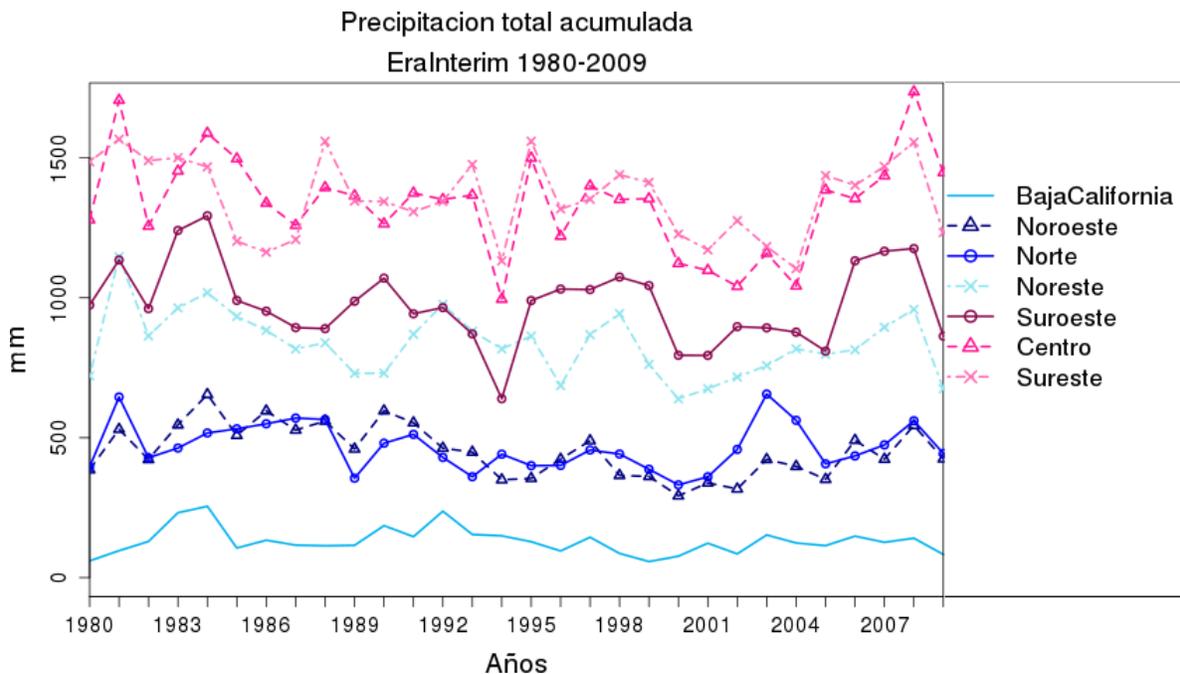


Fig. 92 Precipitación total de ERA-Interim para 1980-2009.

Precipitación total acumulada
GFDL-ESM2M 1980-2009

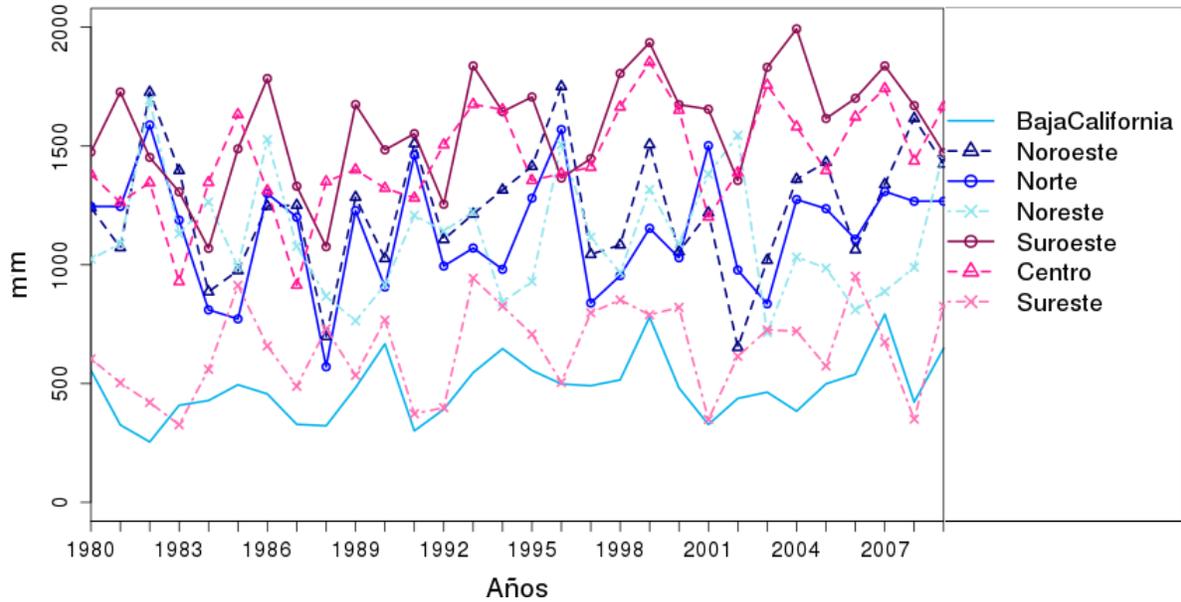


Fig. 93 Precipitación total de GFDL para 1980-2009.

Precipitación total acumulada
CSIRO-Mk3-6-0 1980-2009

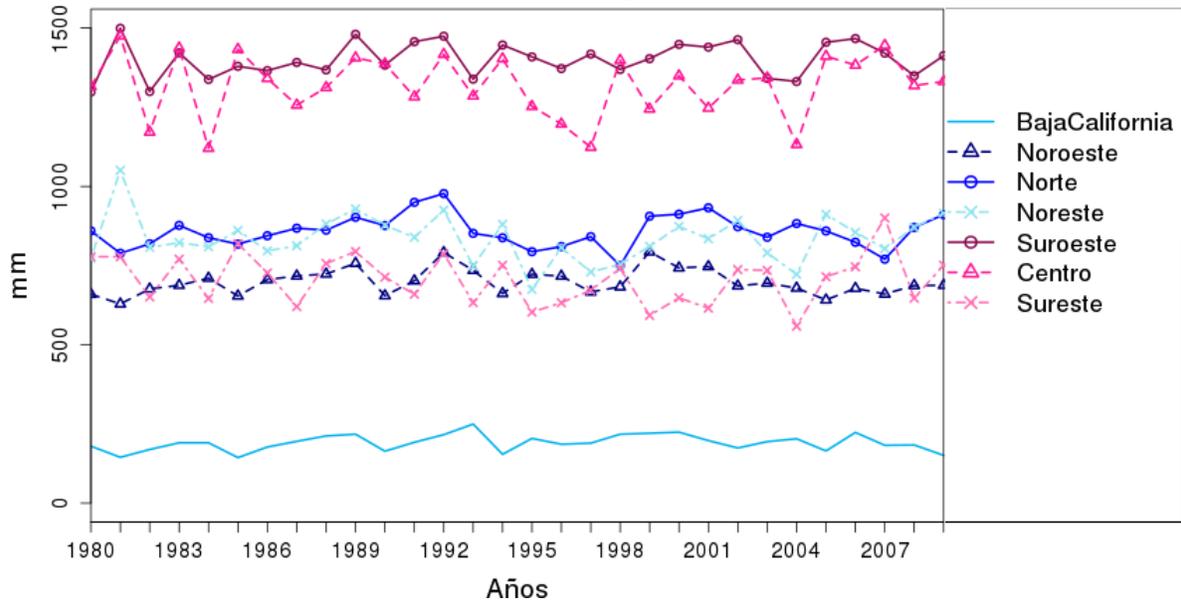


Fig. 94 Precipitación total de CSIRO para 1980-2009.

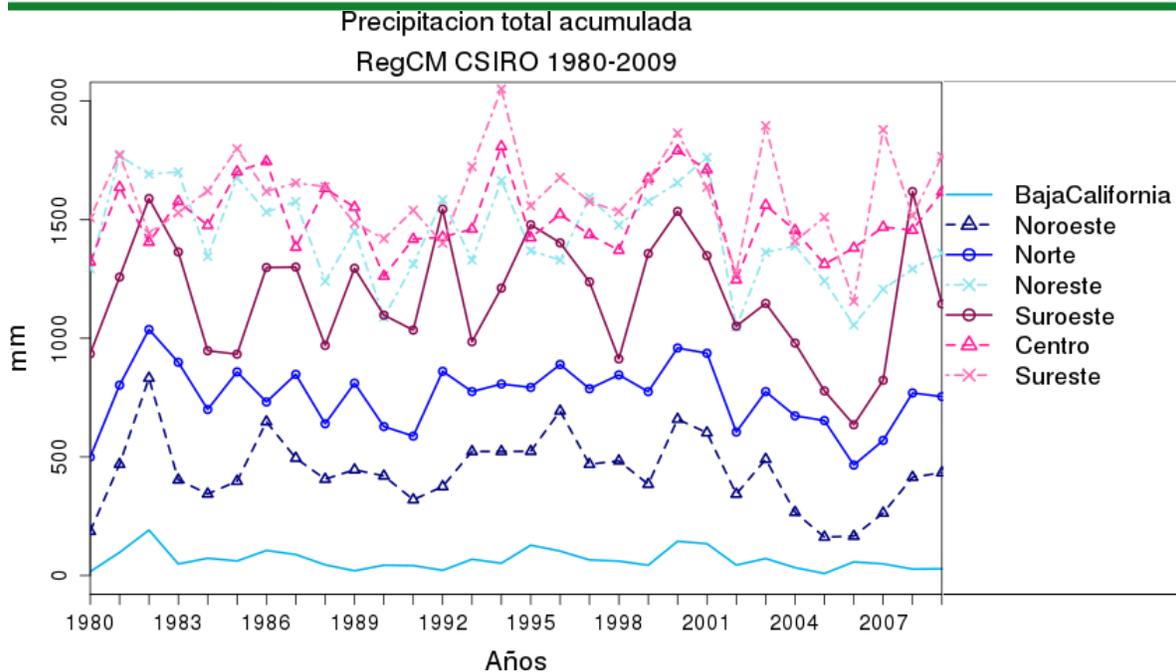


Fig. 95 Precipitación total de CSIRO-RegCM para 1980-2009.

Índices climáticos para el período futuro cercano (2015-2039).

- **Frecuencia de noches frías (Tn10p)**

Para los casos de las simulaciones futuras (cercano y lejano) obviamente no tendremos resultados para ERA-I, pero sí los tendremos para los modelos globales GFDL y CSIRO y el modelo regional CSIRO-RegCM, y se realizarán los análisis comparando estas tres simulaciones.

La frecuencia de noches frías para el modelo global GFDL en el futuro cercano parece tener una ligera tendencia negativa con lo cual estarían disminuyendo las noches frías hacia la última parte del período (Fig. 96). En general para todas las regiones los valores varían entre 5 y 20% y es difícil distinguir las diferencias entre las regiones a simple vista. Lo que sí resalta son los valores máximos del Sureste y del Centro a principios del período y de Baja California y del Noroeste hacia el final del período estudiado.

El modelo CSIRO presenta resultados completamente distintos a los del modelo anterior (Fig. 97). Se nota una muy marcada tendencia negativa para todas las regiones sin excepción, y además una correlación temporal muy alta entre todas las regiones. De nueva cuenta, habría que realizar cálculos más precisos para mostrar diferencias entre los valores de las pendientes de las diferentes regiones.

Por último, el modelo regional CSIRO-RegCM (Fig. 99) tiende a aumentar los porcentajes de las frecuencias en la primera parte del período y a disminuir considerablemente la pendiente que había mostrado el CSIRO. Sin embargo, el rango de variabilidad interanual entre las diferentes regiones aumenta considerablemente en este caso. Es notable también que para la segunda mitad del período, varios de los valores máximos de las frecuencias de este índice los tiene la región de Baja California.

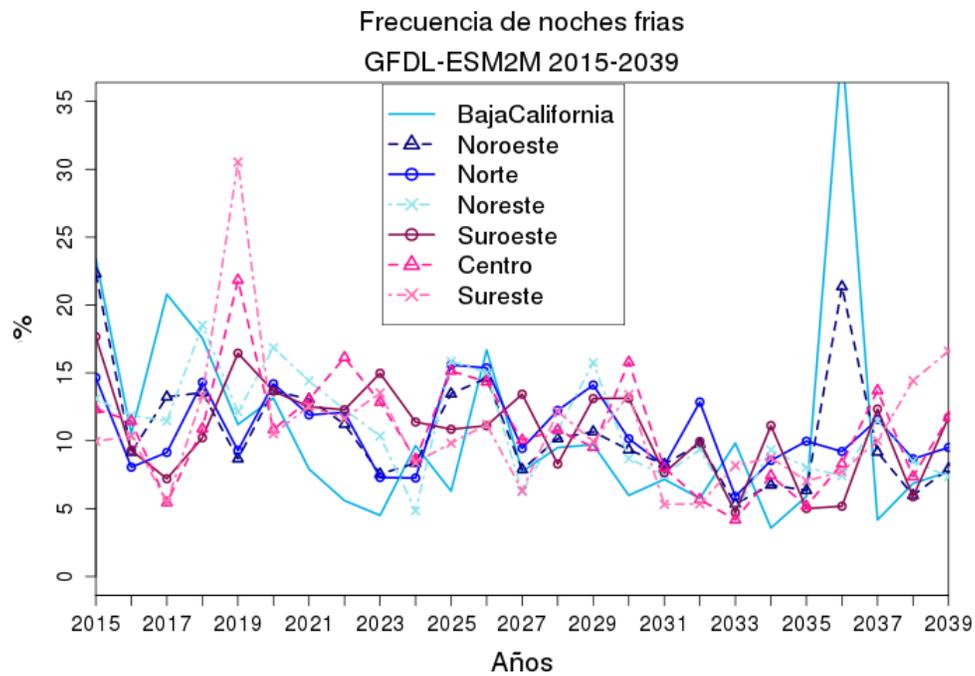


Fig. 96 Frecuencia de noches frías de GFDL para 2015-2039.

Frecuencia de noches frías
CSIRO-Mk3-6-0 2015-2039

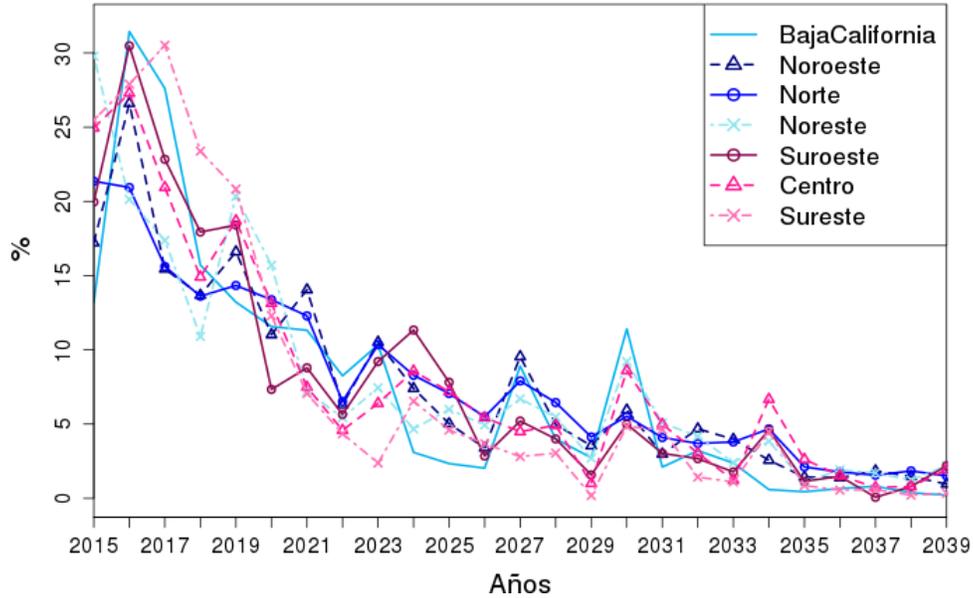


Fig. 97 Frecuencia de noches frías de CSIRO para 2015-2039.

Frecuencia de noches frías
regcmCSIRO 2015-2039

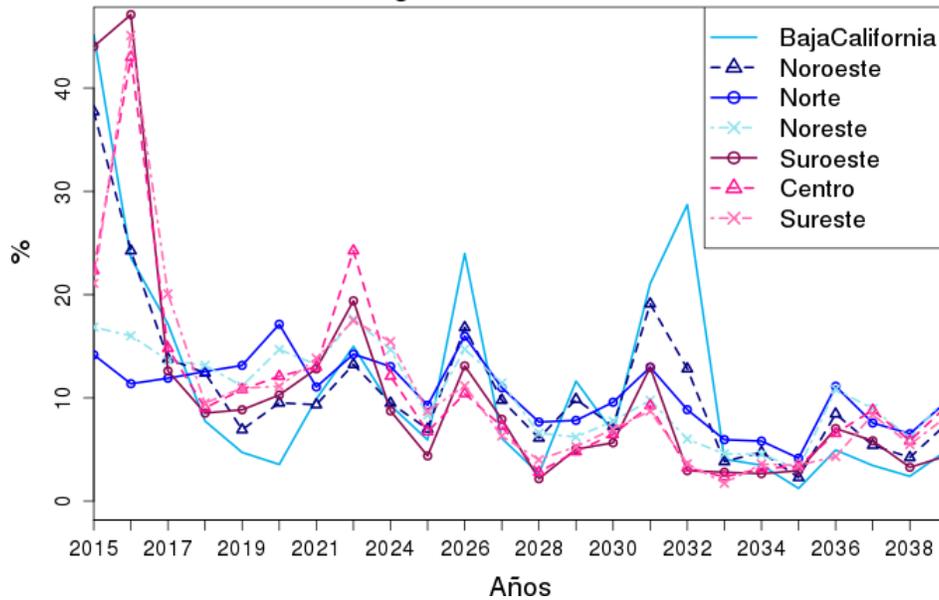


Fig. 98 Frecuencia de noches frías de CSIRO-RegCM para 2015-2039.

- **Frecuencia de días frescos (Tm10p)**

Los resultados para la frecuencia de días frescos se presentan para GFDL (Fig. 99), CSIRO (Fig. 100) y CSIRO-RegCM (Fig. 101).

Los resultados de este índice guardan mucha similitud con respecto a los resultados de la frecuencia de noches frías. El modelo CSIRO global vuelve a mostrar la tendencia negativa más clara de los tres casos, y nuevamente el modelo regional CSIRO-RegCM vuelve a tener los valores más grandes al principio del período analizado, y vuelve a reducirse la tendencia para la parte media y final del período. Los valores máximos los vuelve a mostrar Baja California. De nueva cuenta el GFDL es quizás el que menos tendencia negativa presenta, pero lo que sí es que hay una variabilidad de rangos de frecuencia muy significativa entre regiones. Es difícil distinguir los valores de las pendientes por regiones en este último caso.

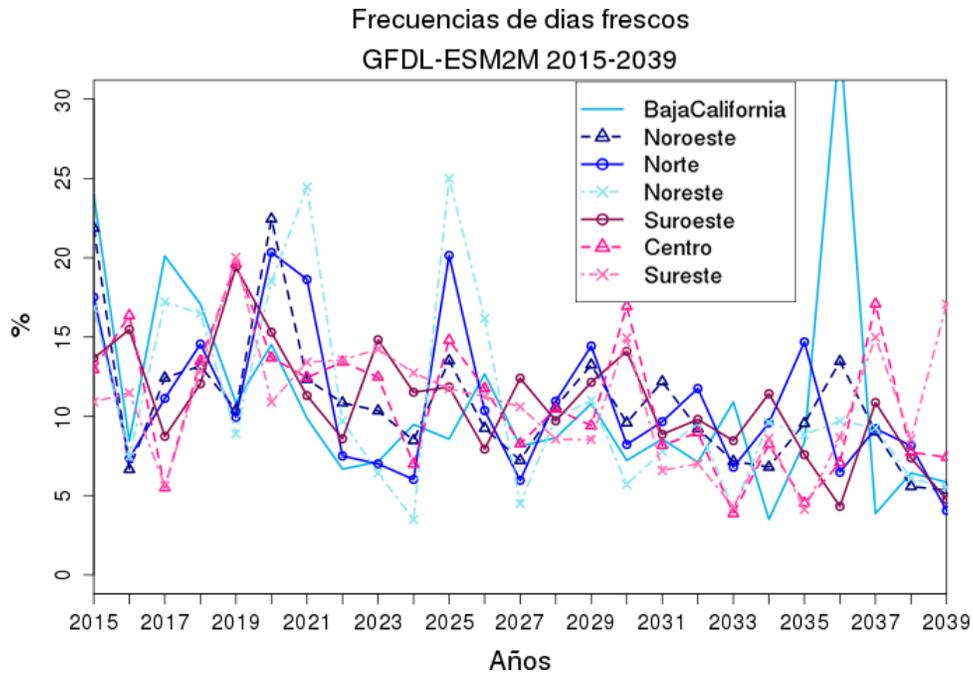


Fig. 99 Frecuencia de días frescos de GFDL para 2015-2039.

Frecuencias de días frescos
CSIRO-Mk3-6-0 2015-2039

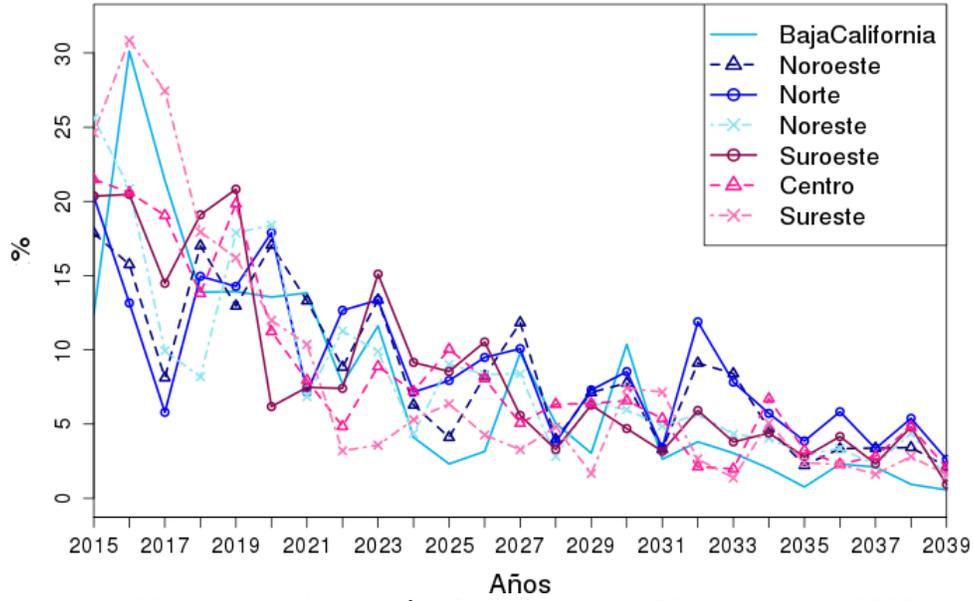


Fig. 100 Frecuencia de días frescos de CSIRO para 2015-2039.

Frecuencias de días frescos
regcmCSIRO 2015-2039

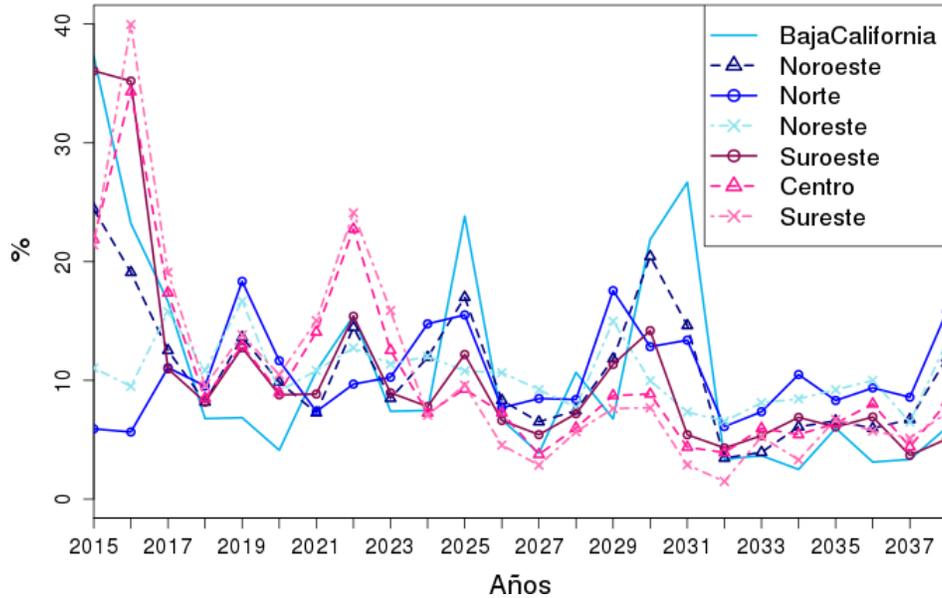


Fig. 101 Frecuencia de días frescos de CSIRO-RegCM para 2015-2039.

- **Frecuencia de noches cálidas (Tn90p)**

Los resultados para la frecuencia de noches cálidas se presentan para GFDL (Fig. 102), CSIRO (Fig. 103) y CSIRO-RegCM (Fig. 104).

Para este índice, el modelo CSIRO es el que nuevamente muestra el resultado más interesante (Fig. 103). Lo anterior debido a que muestra una marcada tendencia positiva, el mayor rango de valores interanuales y la mayor correlación temporal entre regiones. Los valores más altos del índice se muestran para la última parte del período, en particular la zona de Baja California. Por otro lado, el modelo regional CSIRO-RegCM sigue manteniendo la tendencia positiva, pero de menor pendiente (Fig. 104). Este modelo también guarda una significativa correlación temporal entre regiones. Finalmente, el modelo GFDL (Fig. 102) tiene una tendencia positiva de menor valor y prácticamente no tiene ninguna correlación temporal entre regiones. El rango de valores va aumentando hacia la última parte del período.

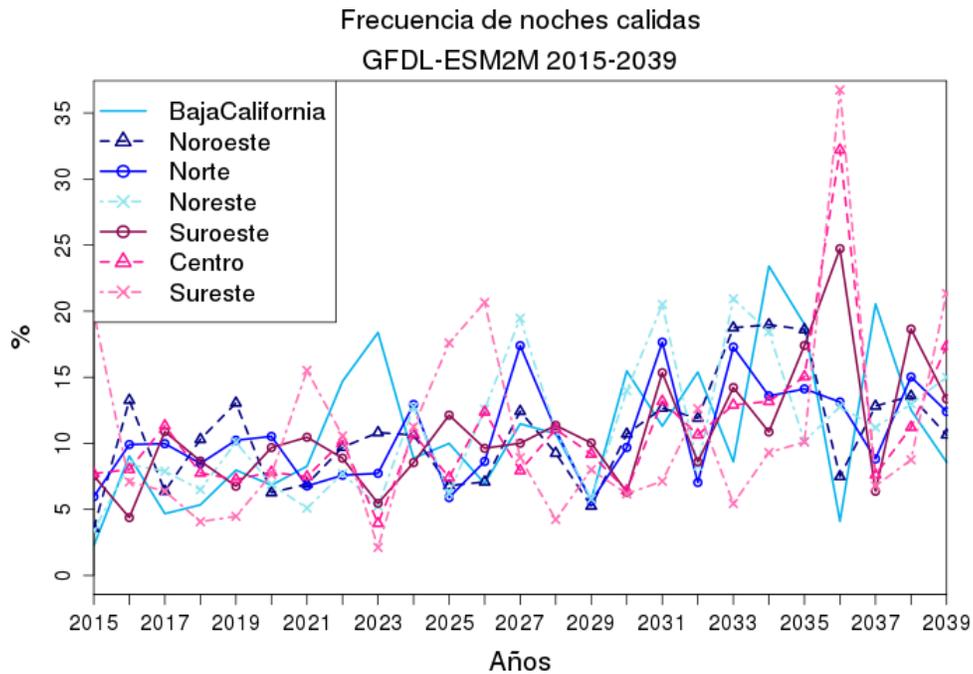


Fig. 102 Frecuencia de noches cálidas de GFDL para 2015-2039.

Frecuencia de noches calidas
CSIRO-Mk3-6-0 2015-2039

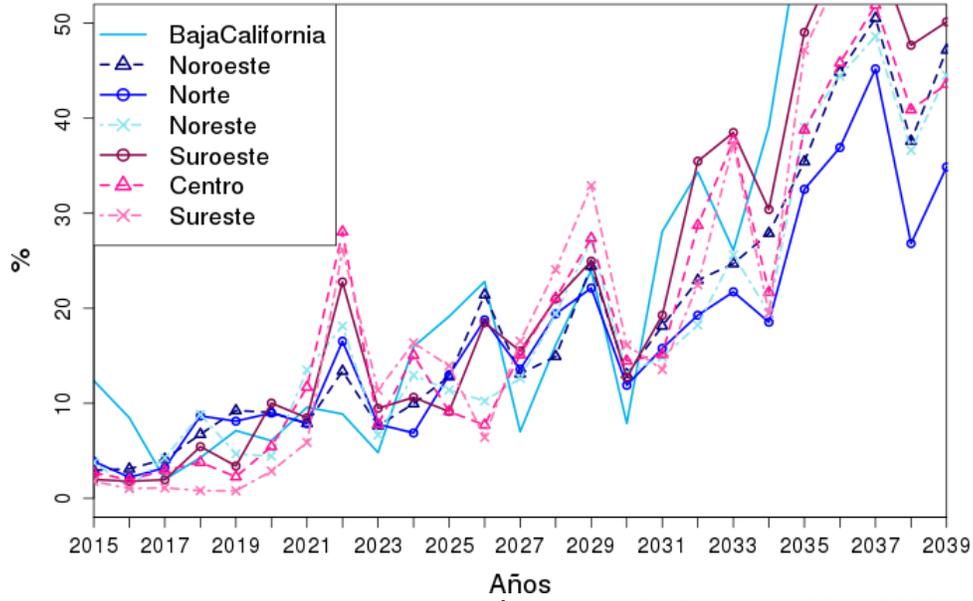


Fig. 103 Frecuencia de noches cálidas de CSIRO para 2015-2039.

Frecuencia de noches calidas
regcmCSIRO 2015-2039

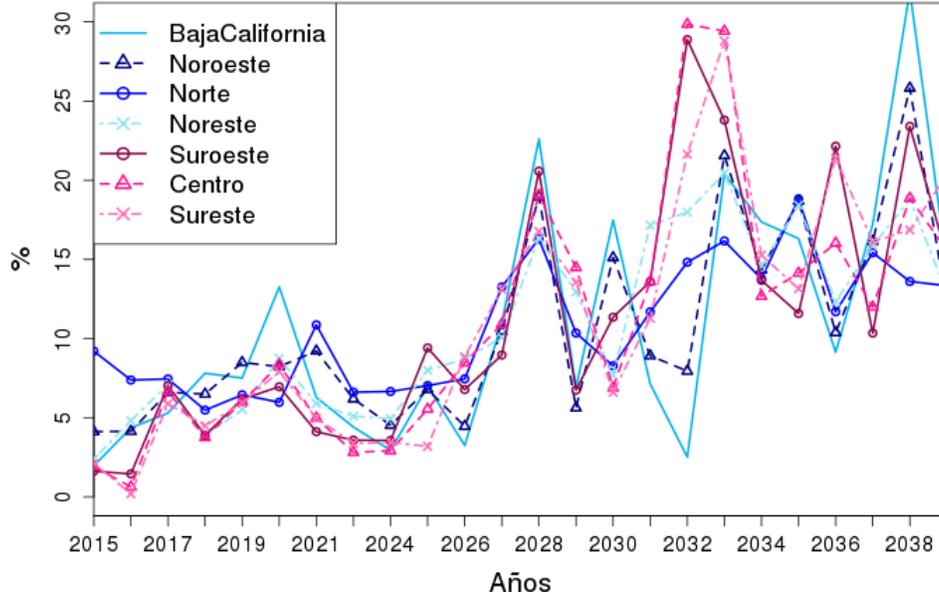


Fig. 104 Frecuencia de noches cálidas de CSIRO-RegCM para 2015-2039.

- **Frecuencia de días calurosos (Tm90p)**

Los resultados para la frecuencia de noches cálidas se presentan para GFDL (Fig. 105), CSIRO (Fig. 106) y CSIRO-RegCM (Fig. 107).

Nuevamente el CSIRO muestra la pendiente positiva más marcada de los tres modelos (Fig. 106). Así también vuelve a mostrar una marcada correlación temporal entre regiones y los valores más altos a finales del período son para la región de Baja California. Sin embargo, la diferencia notable con respecto al índice anterior es en el resultado del modelo regional CSIRO-RegCM en donde la tendencia positiva es reducida significativamente, aunque sigue existiendo una buena correlación temporal entre regiones (Fig. 107). Finalmente, el modelo GFDL muestra una clara tendencia positiva, poca correlación temporal entre regiones y nuevamente el rango de valores se amplía significativamente hacia la última parte del período.

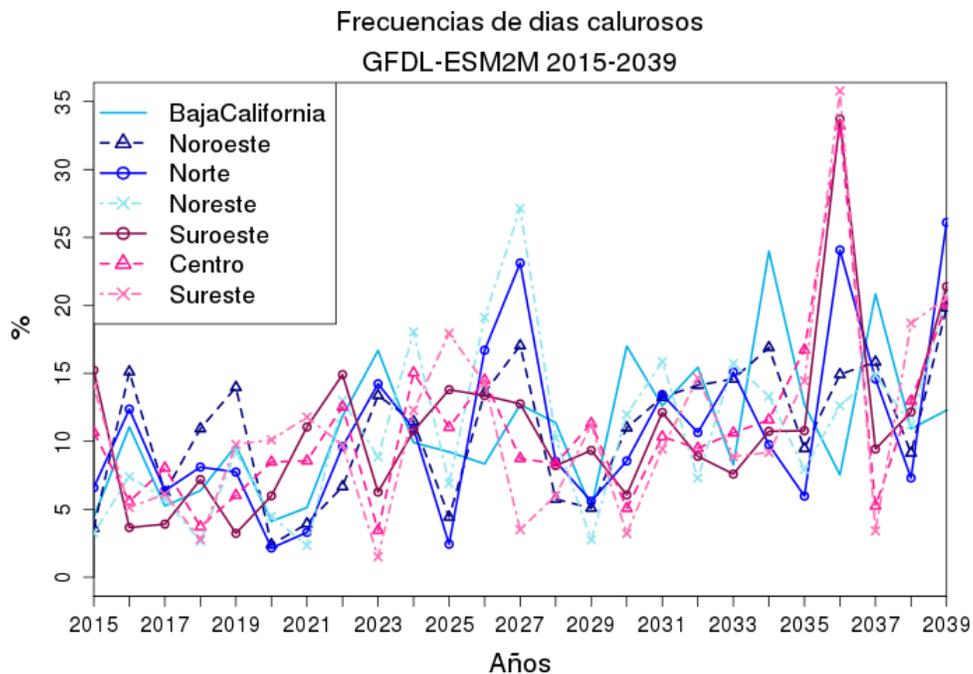


Fig. 105 Frecuencia de días calurosos de GFDL para 2015-2039.

Frecuencias de días calurosos
CSIRO-Mk3-6-0 2015-2039

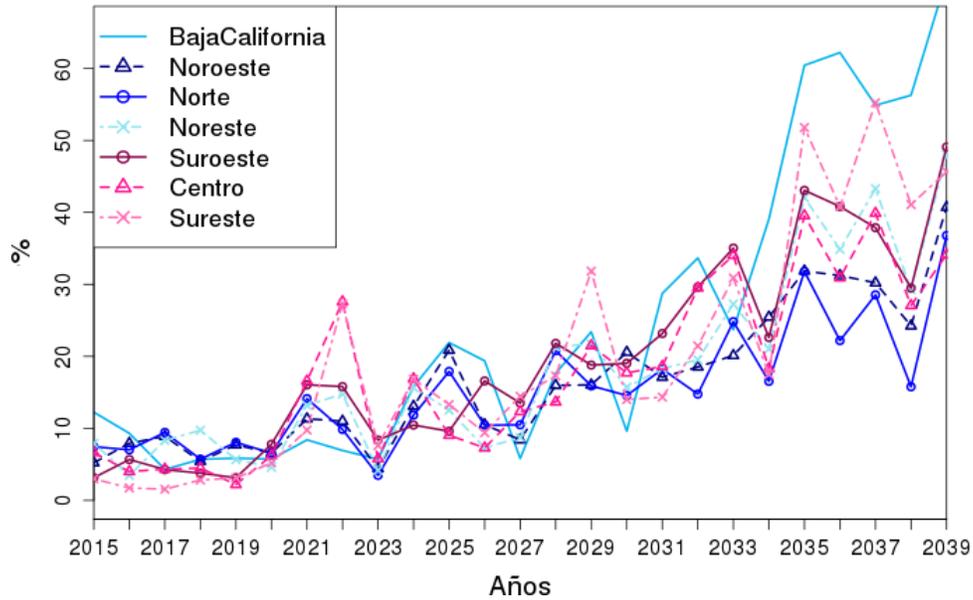


Fig. 106 Frecuencia de días calurosos de CSIRO para 2015-2039.

regcmCSIRO 2015-2039

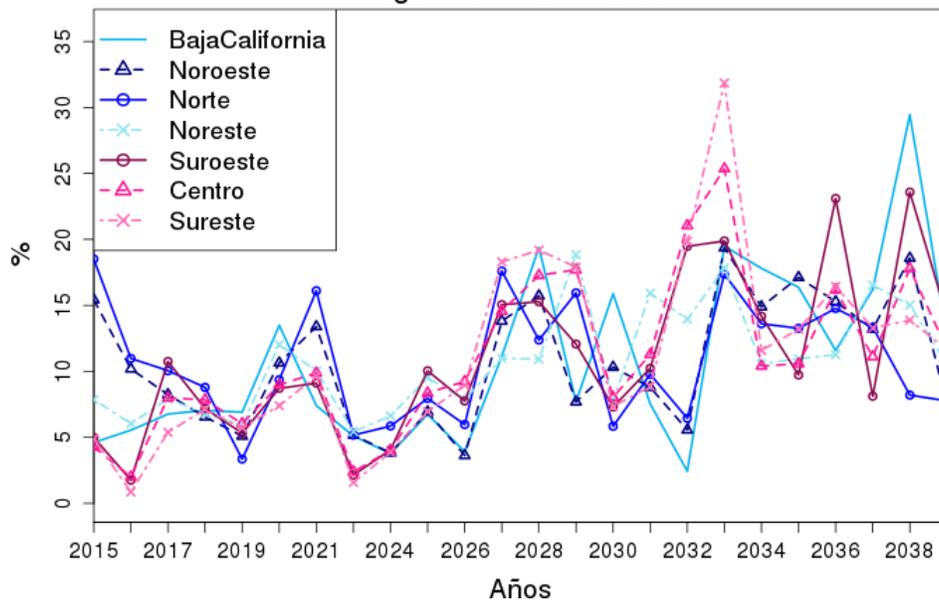


Fig. 107 Frecuencia de días calurosos de CSIRO-RegCM para 2015-2039.



- **Precipitación total (PRCPTOT)**

Los resultados para la precipitación total se presentan para GFDL (Fig. 108), CSIRO (Fig. 109) y CSIRO-RegCM (Fig. 110).

Considerando que en el período histórico el resultado que hizo más sentido con respecto a lo observado fue el modelo regional CSIRO-RegCM comenzaremos la discusión con ese modelo (Fig. 110). Para la región más lluviosa, la Sureste, se nota un marcado descenso de precipitación hacia la última parte del período. Otra de las zonas más lluviosas, la Centro, no muestra prácticamente ningún cambio sustancial en la tendencia a lo largo del período analizado. Por el contrario, la zona suroeste parece mostrar un alza en las precipitaciones para finales del período. Con menor magnitud de la pendiente, la zona Noroeste también marca un ascenso en las precipitaciones anuales. Sin cambio significativo resultan la zona Norte y Baja California, esta última la más árida de las siete de acuerdo a este modelo.

El modelo CSIRO (Fig. 109), como era de esperar, sigue conservando los mismos sesgos sistemáticos que se observaron en el período histórico. Prácticamente ninguna de las zonas muestra una tendencia significativa excepto quizás un poco la región Norte con una ligera tendencia positiva.

Finalmente, los resultados del modelo GFDL (Fig. 108) resultaron tan diferentes con respecto a lo observado que realmente no vale la pena detallar los resultados. Además, difícilmente se nota alguna tendencia marcada en ninguna de las regiones. Sin embargo, al igual que en el período histórico, la variabilidad interanual para todas las regiones es notablemente alta.

Precipitación total acumulada
GFDL-ESM2M 2015-2039

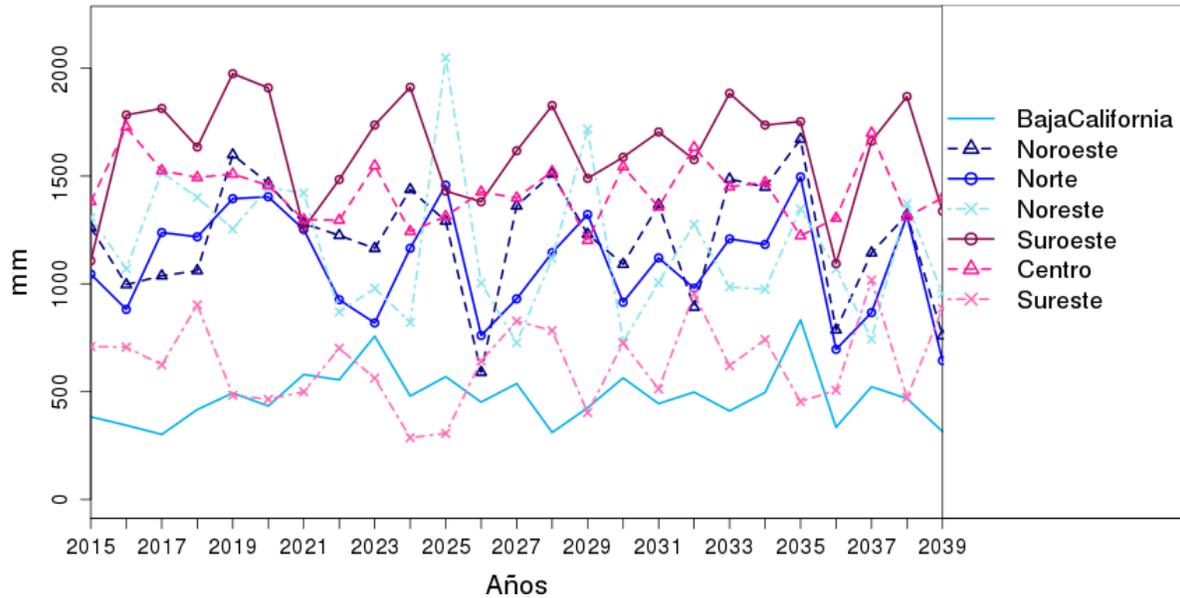


Fig. 108 Precipitación total de GFDL para 2015-2039.
Precipitación total acumulada

CSIRO-Mk3-6-0 2015-2039

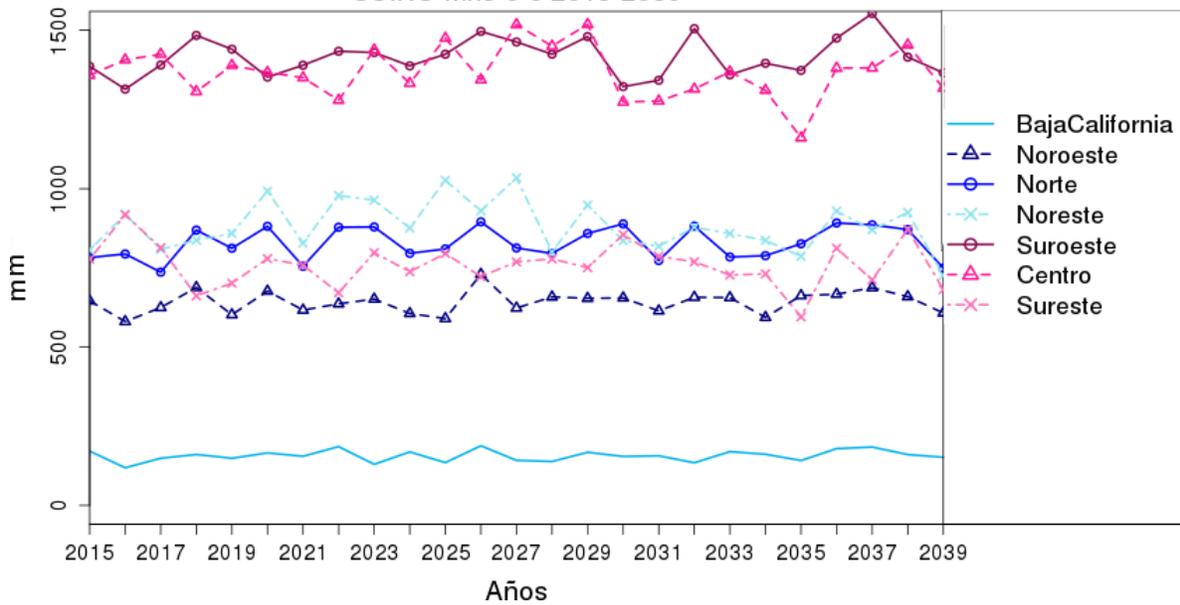


Fig. 109 Precipitación total de CSIRO para 2015-2039.

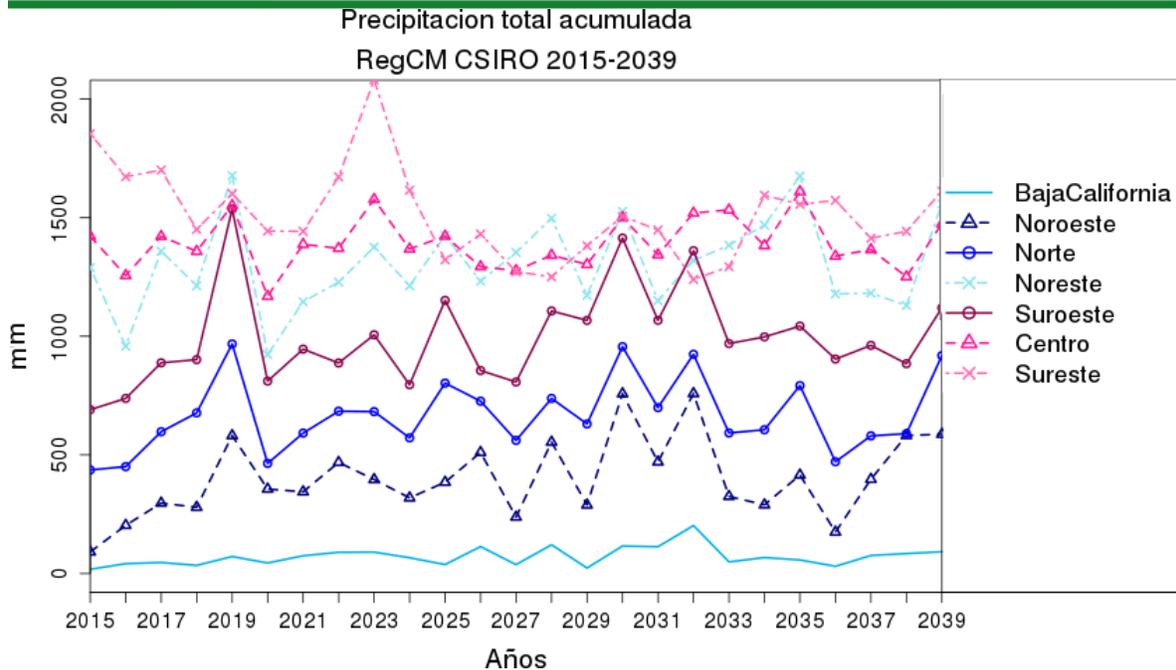


Fig. 110 Precipitación total de CSIRO-RegCM para 2015-2039.

Índices climáticos para el período futuro lejano (2070-2099).

- **Frecuencia de noches frías (Tn10p)**

Al igual que en el período de futuro cercano, para el período futuro lejano (2070-2099) se presentan los resultados únicamente de los modelos globales GFDL, CSIRO y del regional CSIRO-RegCM.

Para la frecuencia de noches frías los tres modelos muestran una marcada tendencia negativa. El modelo GFDL (Fig. 111) muestra una marcada diferencia de pendiente de la tendencia en cuanto a las regiones. Por ejemplo, la región Norte muestra claramente una tendencia negativa más baja que la de Baja California. También se nota cierta correlación temporal entre las diferentes regiones. Los porcentajes de frecuencias más altos a principio del período son para las regiones Suroeste y Centro, en tanto que las más bajas son para Baja California y nuevamente Centro. Por tan el rango de valores más alto a lo largo de todo el período corresponde a la región Centro. Entretanto, el modelo global CSIRO vuelve a mostrar la tendencia negativa más significativa (Fig. 112) con valores alrededor de 40% al principio del período hasta casi cero al final del mismo. Los valores de Baja California son por mucho los de mayor amplitud de rango de todas las zonas. Finalmente, el modelo regional CSIRO-RegCM (Fig. 113) vuelve a “suavizar” la señal del modelo global CSIRO, pero es el segundo (de los tres modelos) en cuanto al

valor absoluto de la tendencia. Nuevamente, Baja California muestra la amplitud de rangos más alta de todas las regiones.

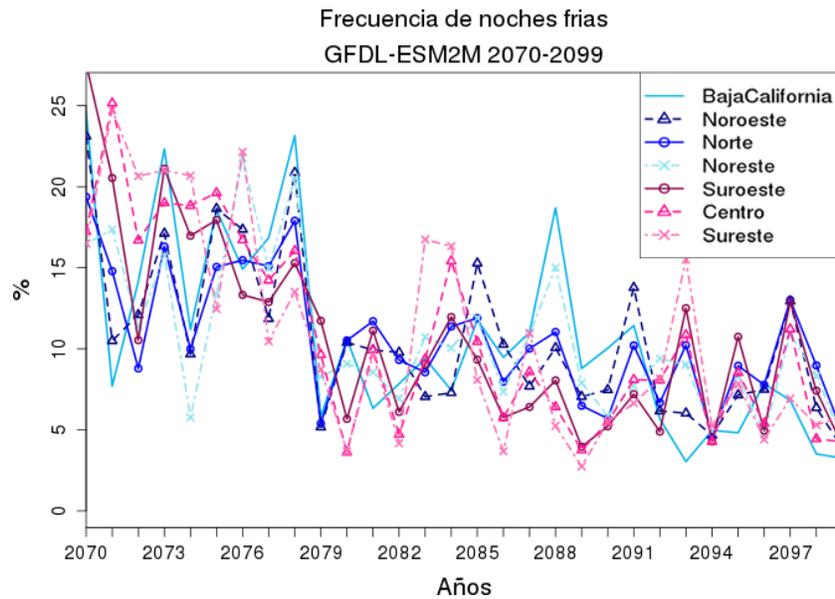


Fig. 111 Frecuencia de noches frías de GFDL para 2070-2099.

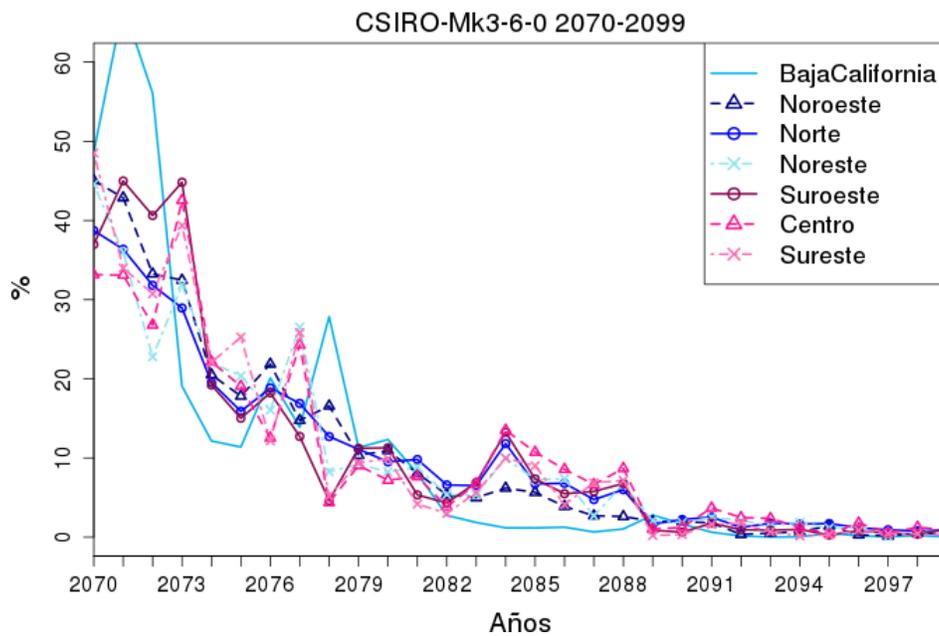


Fig. 112 Frecuencia de noches frías de CSIRO para 2070-2099.

Frecuencia de noches frías regcmCSIRO 2070-2099

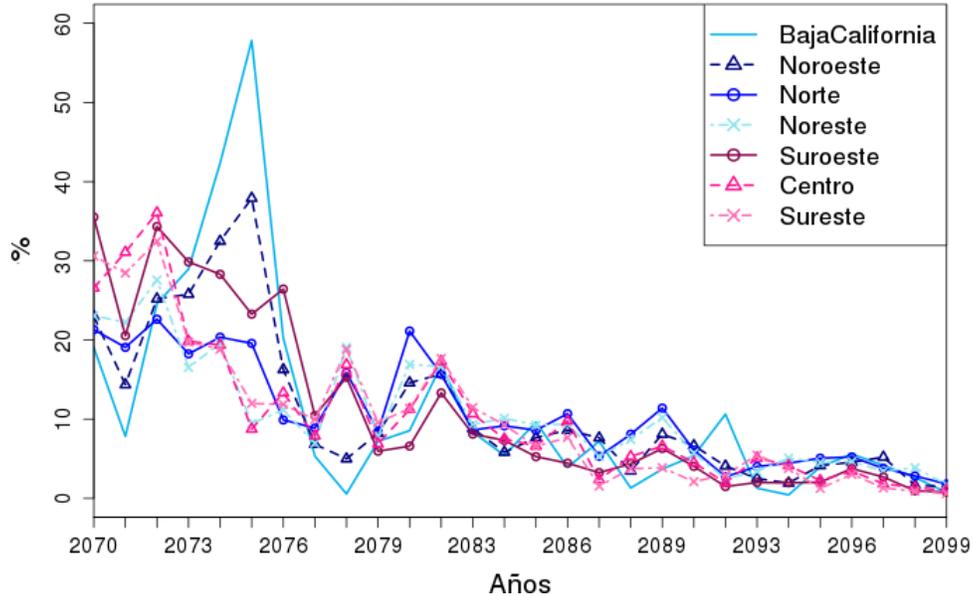


Fig. 113 Frecuencia de noches frías de CSIRO-RegCM para 2070-2099.

- **Frecuencia de días frescos (Tm10p)**

Los resultados de la frecuencia de días frescos se presentan para GFDL (Fig. 114), CSIRO (Fig. 115) y CSIRO-RegCM (Fig. 116).

Al igual que en el índice anterior, el modelo CSIRO (Fig. 115) es el que muestra la mayor tendencia negativa entre los modelos, nuevamente la región de Baja California es el que muestra la mayor amplitud de rango de todas las zonas. La región Norte la que presenta menos rango de amplitud y menor valor de la pendiente de decrecimiento del índice. Nuevamente el modelo CSIRO-RegCM (Fig. 116) suaviza la señal del CSIRO y el valor de las pendientes de todas las regiones disminuye considerablemente, aunque se mantiene la señal de decrecimiento. También se mantiene que Baja California tiene la mayor amplitud de rango de valores y la Norte la menor amplitud. Finalmente, los valores de GFDL (Fig. 114) son los que muestran menos decrecimiento de los tres modelos y el rango de variabilidad para todas las regiones disminuye con valores totales entre 4 y 23%.

Frecuencias de días frescos
GFDL-ESM2M 2070-2099

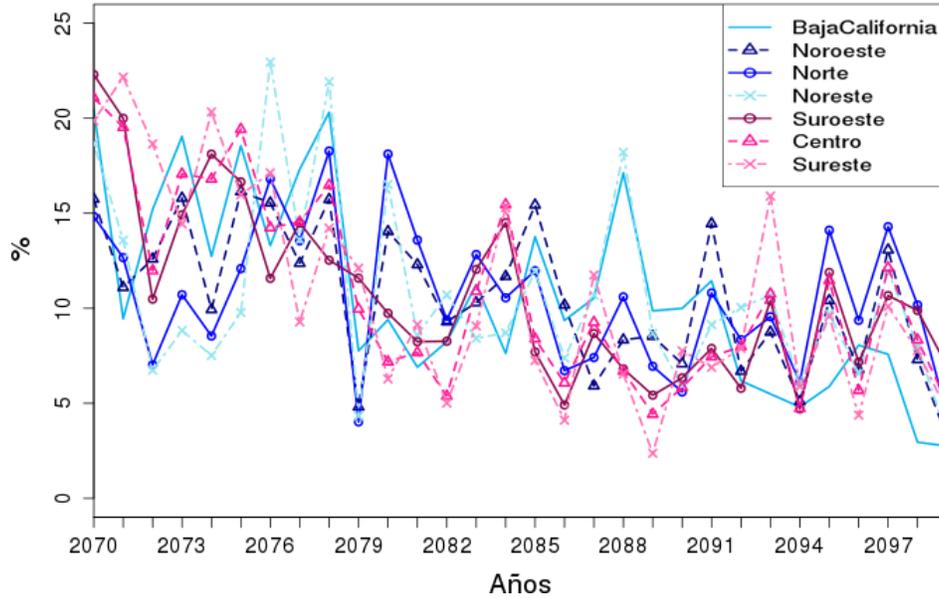


Fig. 114 Frecuencia de días frescos de GFDL para 2070-2099.

Frecuencias de días frescos
CSIRO-Mk3-6-0 2070-2099

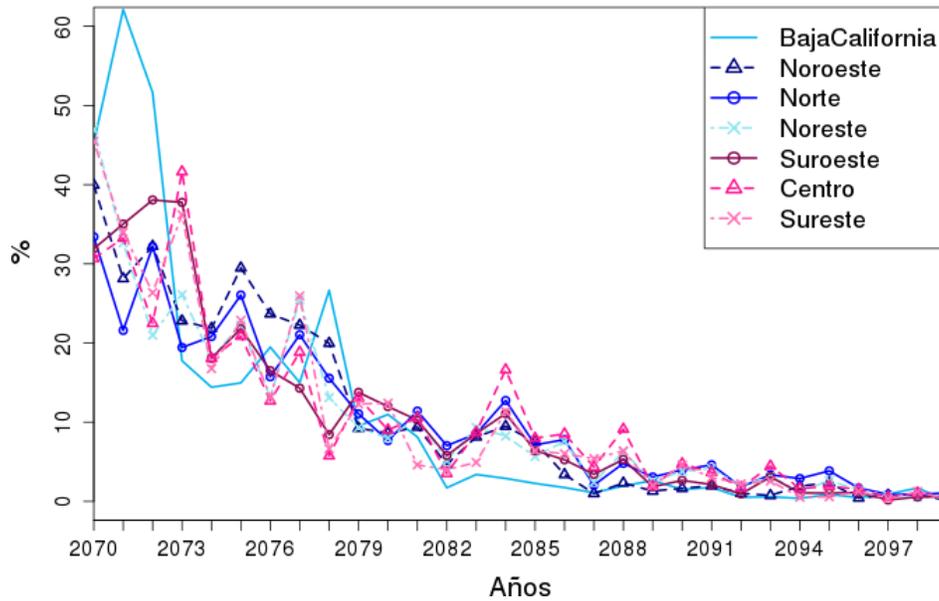


Fig. 115 Frecuencia de días frescos de CSIRO para 2070-2099.

Frecuencias de días frescos regcmCSIRO 2070-2099

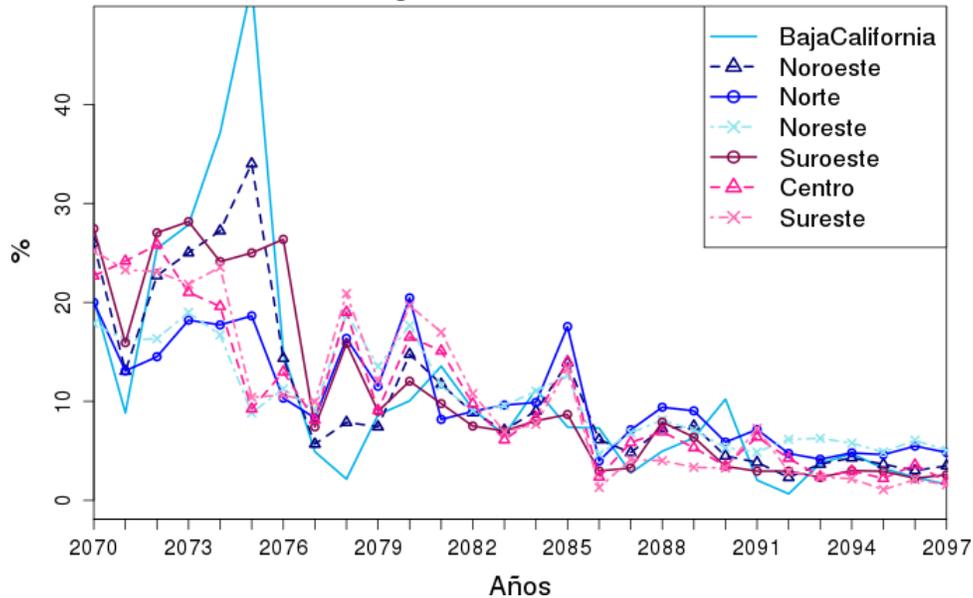


Fig. 116 Frecuencia de días frescos de CSIRO-RegCM para 2070-2099.

- **Frecuencia de noches cálidas (Tn90p)**

Los resultados de la frecuencia de noches cálidas se presentan GFDL (Fig. 117), CSIRO (Fig. 118) y CSIRO-RegCM (Fig. 119).

El modelo CSIRO vuelve a destacar porque tiene un crecimiento exponencial muy marcado en el comportamiento del índice de todas las regiones (Fig. 118). Además, también vuelve a descartar que la máxima variabilidad lo muestra la región de Baja California. El modelo regional CSIRO-RegCM (Fig. 119) tiene una pendiente mucho menos marcada que la del CSIRO, sin embargo, conserva una buena correlación temporal entre regiones y Baja California continúa siendo la región de mayor variabilidad. Finalmente, el modelo GFDL (Fig. 117) es el que vuelve a tener la pendiente positiva de menor valor y se disminuye también la correlación temporal entre las diferentes regiones. En este caso parece ser la región Sureste la que muestra la mayor variabilidad en el rango de valores.

Frecuencia de noches calidas
GFDL-ESM2M 2070-2099

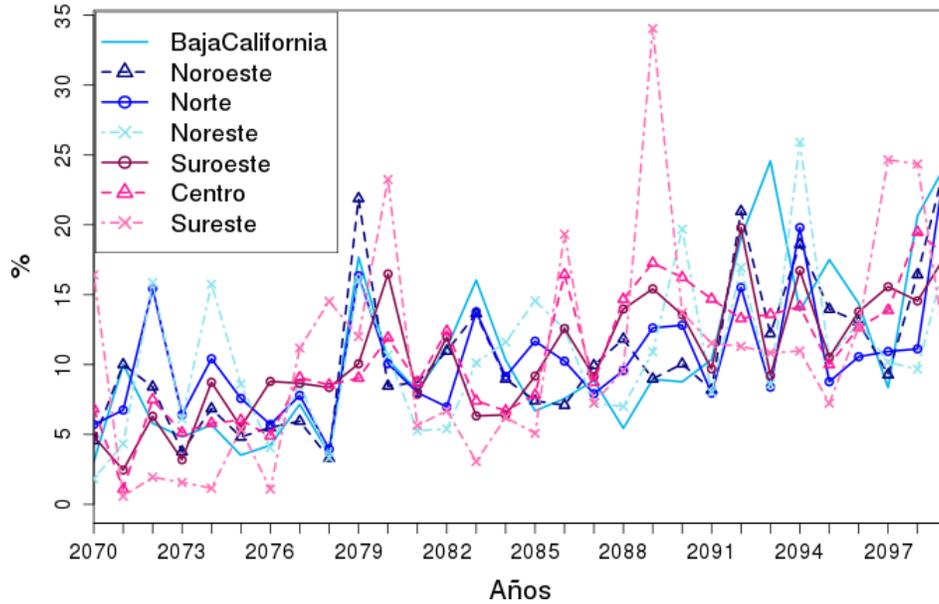


Fig. 117 Frecuencia de noches cálidas de GFDL para 2070-2099.

Frecuencia de noches calidas
CSIRO-Mk3-6-0 2070-2099

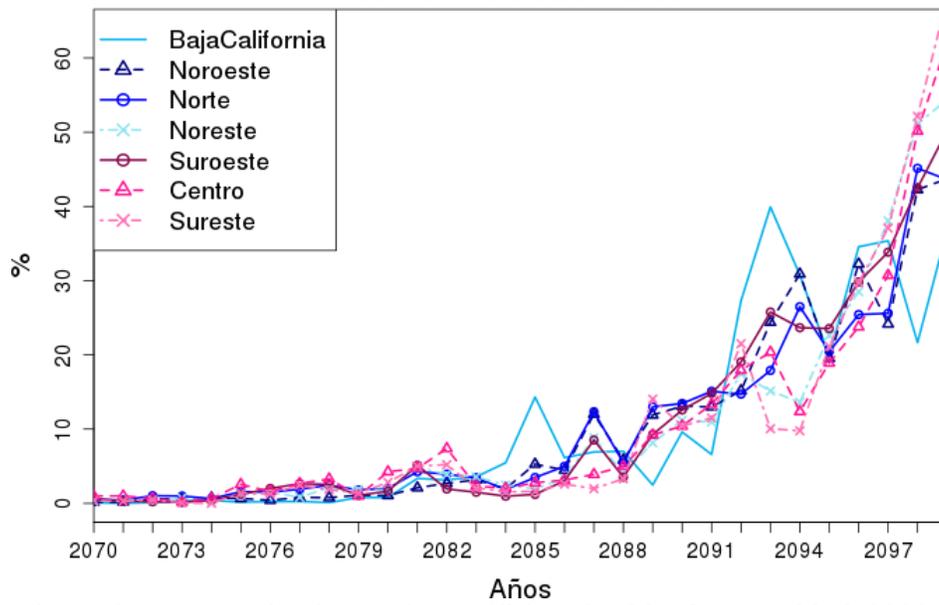


Fig. 118 Frecuencia de noches cálidas de CSIRO para 2070-2099.

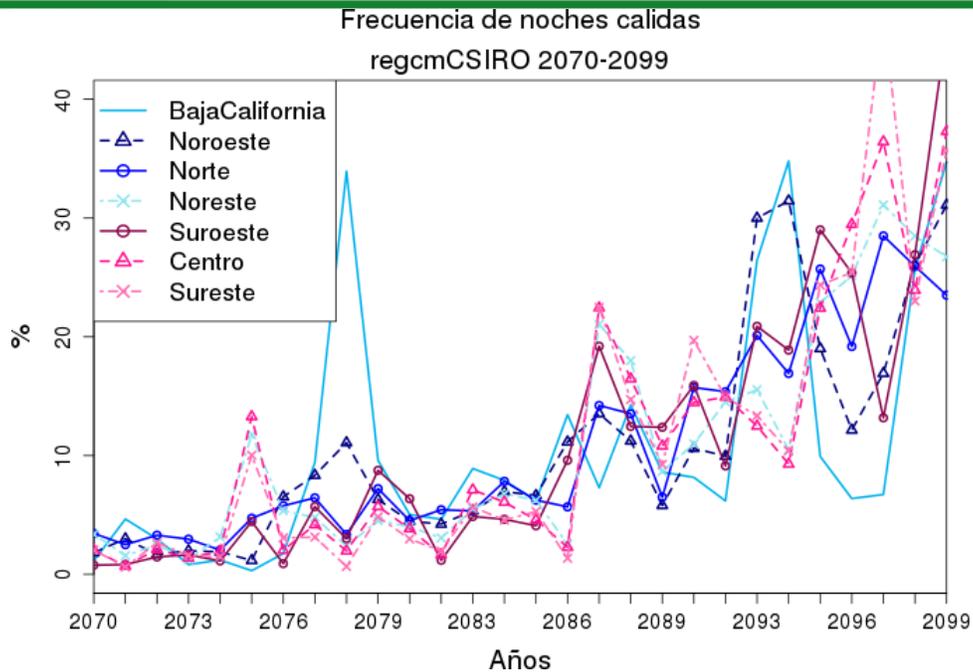


Fig. 119 Frecuencia de noches cálidas de CSIRO-RegCM para 2070-2099.

- **Frecuencia de días calurosos (Tm90p)**

Los resultados de la frecuencia de días calurosos se presentan para GFDL (Fig. 120), CSIRO (Fig. 121) y CSIRO-RegCM (Fig. 122).

De nueva cuenta el crecimiento de la pendiente de este índice es más rápido en el modelo CSIRO (Fig. 121) el cual también tiene buena correlación temporal entre las regiones. Baja California vuelve a ser la región con mayor variabilidad en los rangos de valores. El modelo regional CSIRO-RegCM (Fig. 122) vuelve a suavizar la señal de CSIRO y decrece el valor de la pendiente positiva del índice. En este caso la mayor variabilidad del rango de valores está en la región Sureste y Baja California. Finalmente, el GFDL (Fig. 120) es el que tiene la menor pendiente positiva de los tres modelos. La mayor variación en el rango de valores del índice parece tenerlo la región Sureste y se pierde la correlación temporal entre las regiones.

Frecuencias de días calurosos
GFDL-ESM2M 2070-2099

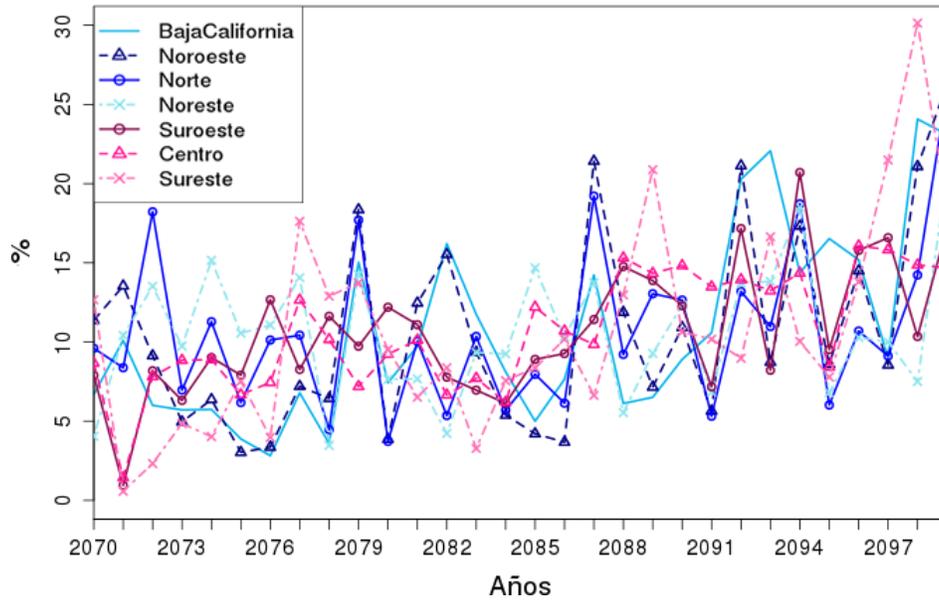


Fig. 120 Frecuencia de días calurosos de GFDL para 2070-2099.

Frecuencias de días calurosos
CSIRO-Mk3-6-0 2070-2099

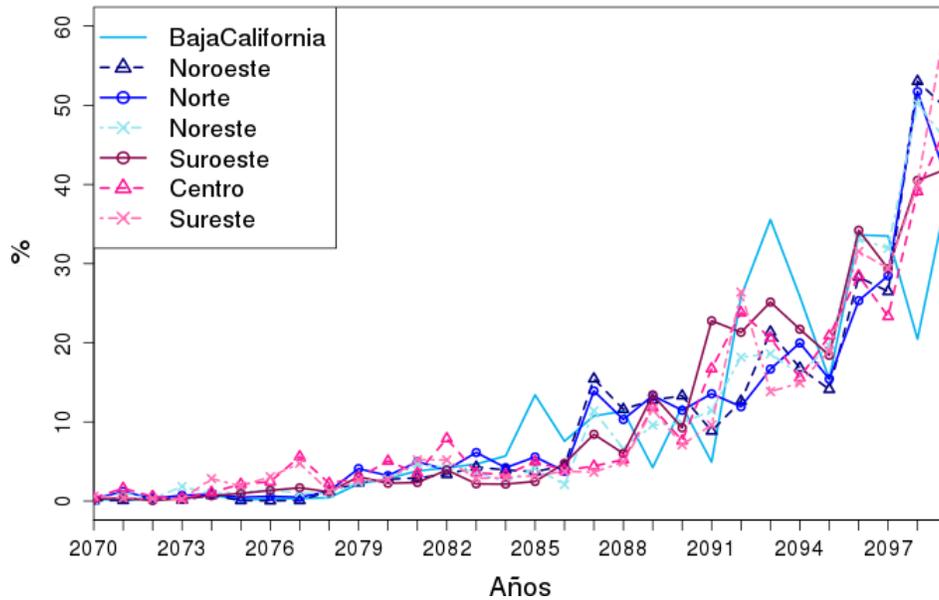


Fig. 121 Frecuencia de días calurosos de CSIRO para 2070-2099.

Frecuencias de días calurosos

regcmCSIRO 2070-2099

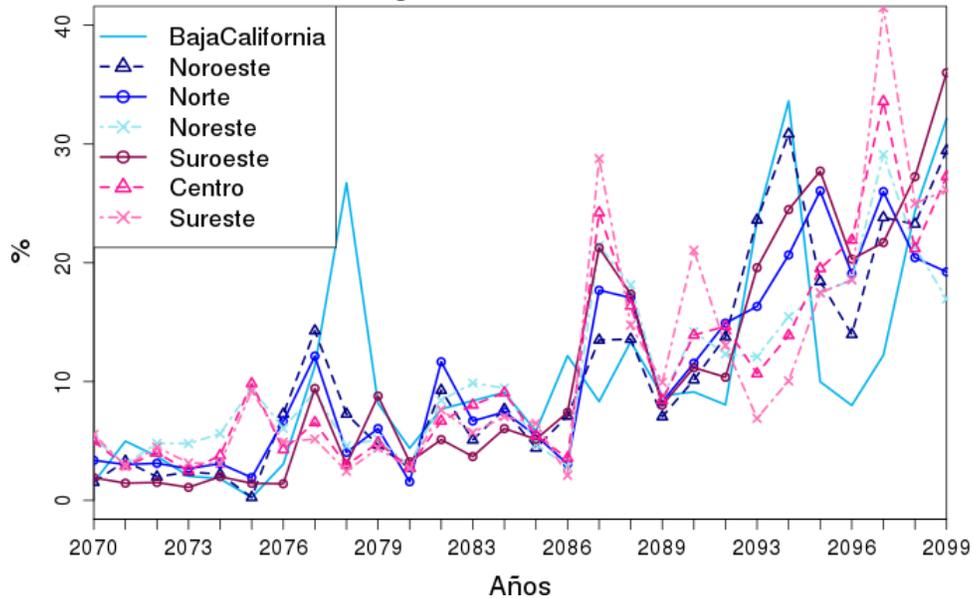


Fig. 122 Frecuencia de días calurosos de CSIRO-RegCM para 2070-2099.

- **Precipitación total (PRCPTOT)**

Los resultados de la precipitación total se presentan para GFDL (Fig. 123), CSIRO (Fig. 124) y CSIRO-RegCM (Fig. 125).

Nuevamente, dado que el modelo que mejor correspondencia tuvo con lo observado fue el CSIRO-RegCM comenzaremos el análisis con este modelo. Se nota una ligera pendiente negativa (decrecimiento) en todas las regiones excepto quizás para Baja California (Fig. 125). La mayor variabilidad en el rango de valores lo vuelve a tener la región Sureste. También se nota buena correlación temporal entre las zonas Norte, Noroeste y Suroeste. El siguiente modelo que desagrega claramente los resultados de las diferentes regiones es el CSIRO (Fig. 124). Como era de esperarse, se mantienen los sesgos sistemáticos mostrados en el período histórico. Por ejemplo, que la región Sureste es casi tan seca como la región Noroeste, quedando por arriba incluso la región Norte. Las únicas regiones que parece simular adecuadamente son la Centro y Baja California. También es notable que la variabilidad del rango de valores es significativamente menor que en el modelo regional discutido anteriormente. Finalmente, el modelo GFDL tiene también sesgos sistemáticos muy importantes (Fig. 123). Por ejemplo, nuevamente la región Sureste queda pobremente representada por el modelo al ser demasiado seca. Por otro lado, otras zonas áridas como el Norte y Noroeste son mucho más lluviosas durante todo el período de lo que realmente pueden ser. Una cosa

notable es que su variabilidad en el rango de valores es la mayor de los tres modelos.

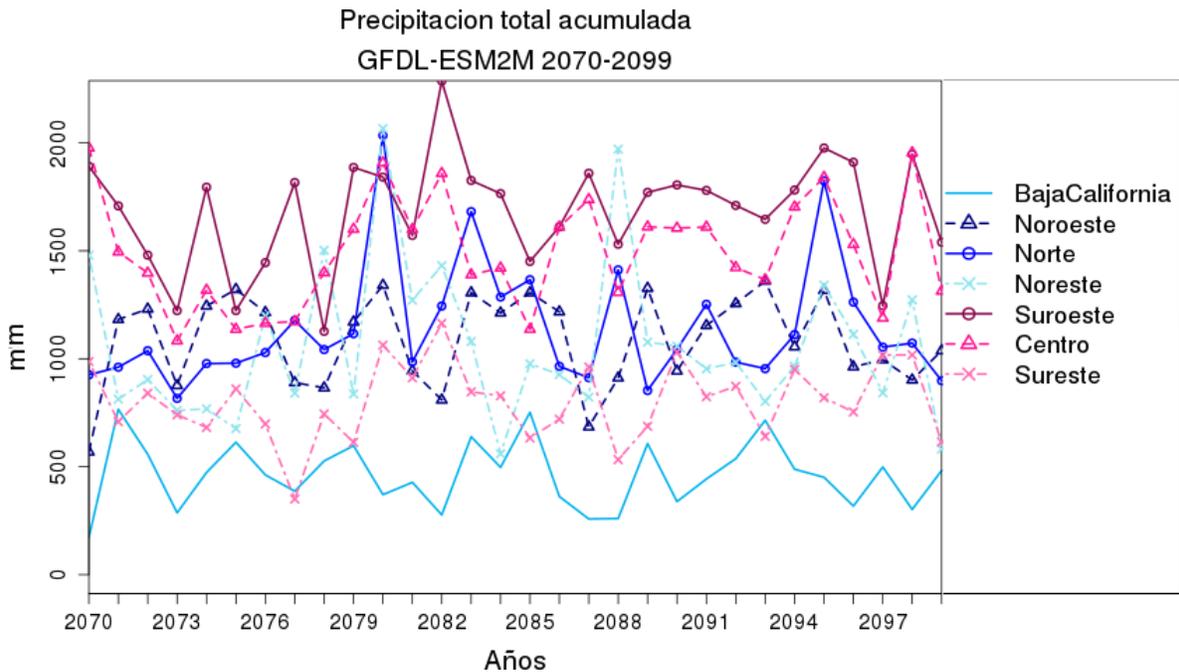


Fig. 123 Precipitación total acumulada de GFDL para 2070-2099.

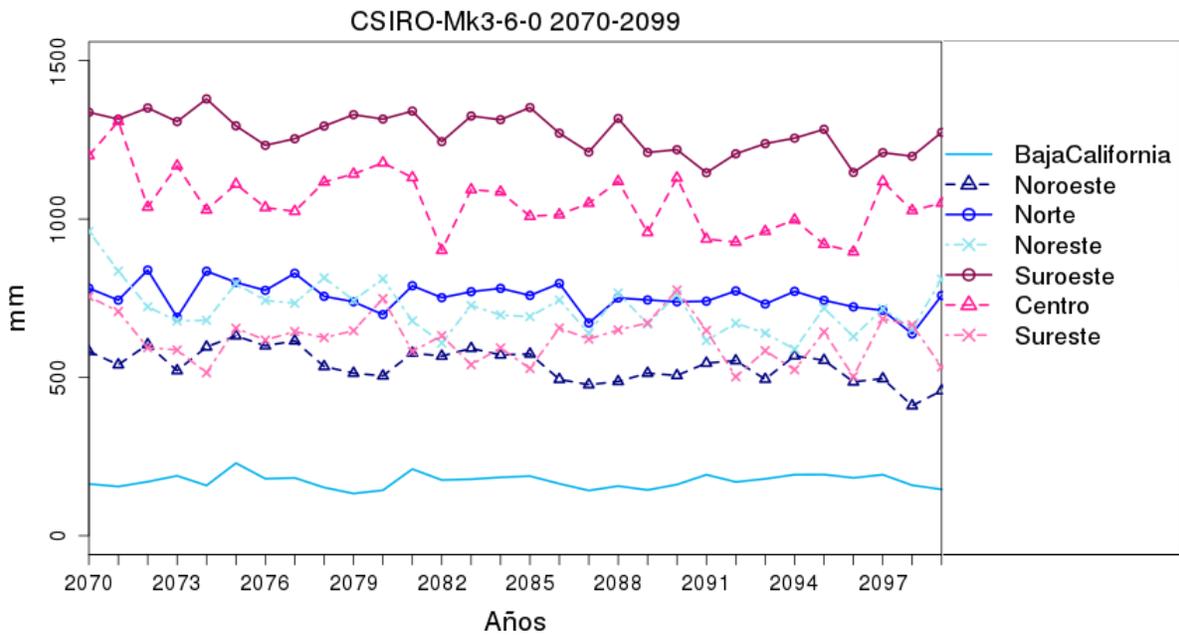


Fig. 124. Precipitación total acumulada de CSIRO para 2070-2099.

Precipitación total acumulada
RegCM CSIRO 2070-2099

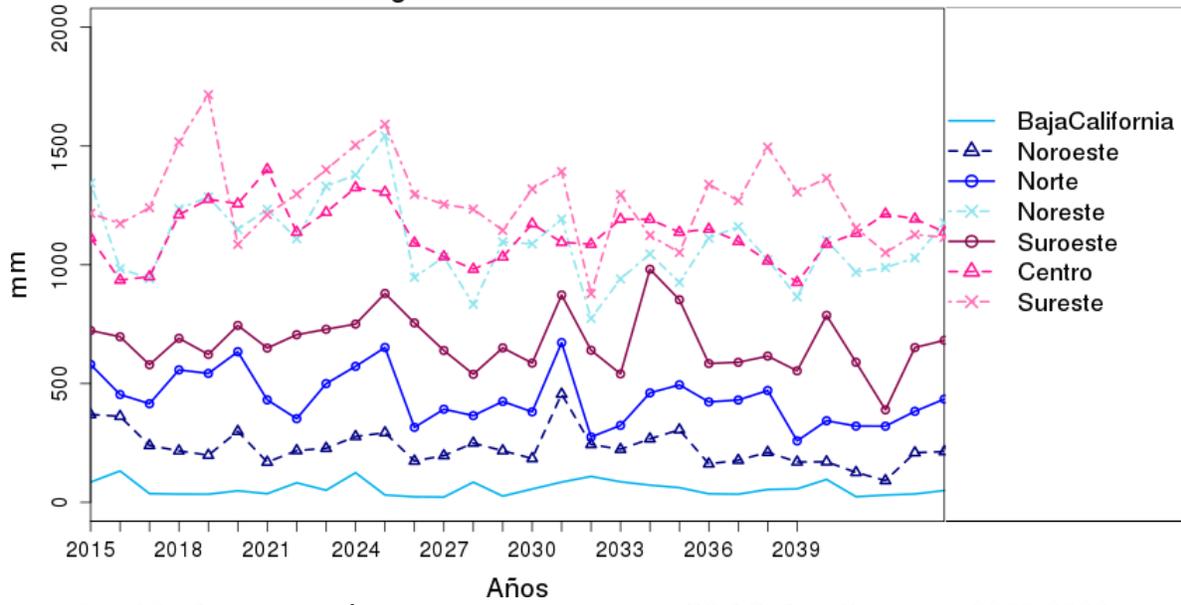


Fig. 125 Precipitación total acumulada de CSIRO-RegCM para 2070-2099.

5. Conclusiones

Este estudio aporta información y conocimiento que permitirá evaluar las causas de los efectos regionales de la atmósfera bajo escenarios de cambio climático, se desarrolló mediante la reducción de escala con métodos dinámicos utilizando el modelo regional RegCM forzado tanto con el modelo global CSIRO con el mejor desempeño para México como con el modelo GFDL de uso generalizado en México, ello para comprender los procesos físicos locales asociados al cambio climático. Se incluyó una evaluación del desempeño de los modelos atmosféricos mediante la identificación de errores sistemáticos en la representación de procesos como la interacción atmósfera-océano-continentes mediante métricas y diagnósticos de eventos medios y extremos. Esta evaluación implica el incremento del entendimiento de las causas y la naturaleza de sus errores para el diagnóstico de las simulaciones del clima, incluyendo las escalas temporales desde intraestacionales hasta anuales, lo cual se realizó en este proyecto al aplicar métodos de evaluación orientados a los procesos que modulan el clima regional. Las simulaciones numéricas se realizaron con las configuraciones con mejor desempeño identificado en los experimentos numéricos realizados en el proyecto previo (PNUD-INECC-IMTA, 2015-2017), identificando alcances y limitaciones de la regionalización dinámica. Los períodos de simulación fueron: 1980-2009, 2015-2039 y 2070-2099, en el caso de los períodos futuros, los modelos globales utilizados fueron forzados con las condiciones del escenario RCP8.5.

Desempeño de los modelos

La temperatura es la variable que mejor reproducen todos los modelos analizados. La precipitación es la de mayor dificultad de reproducción, ya que involucra en sus cálculos estimaciones empíricas (parametrizaciones de nubes cúmulos). El modelo global CSIRO es el de mejor desempeño para todas las variables analizadas en todas las regiones. En cuanto a las simulaciones regionales, la combinación del modelo RegCM forzado con CSIRO es el de mejor desempeño en todas las variables para todas las regiones.



Variabilidad espacial y temporal de baja frecuencia

Período histórico: 1980- 2009

El análisis de las condiciones atmosféricas medias simuladas para el período base histórico 1980-2009 en dos estaciones contrastantes: invierno y verano para las variables: presión superficial, viento superficial, precipitación acumulada y temperatura, muestran estructuras similares a las observaciones: en invierno, la distribución de presión superficial promedio describe dos centros de alta presión, uno sobre el Atlántico, en la zona de las islas Azores, denominado alta semi-permanente y otro en el Pacífico. Sus cambios espaciales generan vientos que giran en el sentido de las manecillas del reloj en torno a ambos máximos, al sur de estos máximos (trópico), los vientos predominantes son del este y se les denomina alisios, al norte contralisios y son del oeste, estos vientos son reproducidos aceptablemente por todos los modelos, incluida la corriente en chorro del Caribe. Los vientos influenciados por la orografía son mejor representados por la regionalización con RegCM, ello por su mejor resolución, como en el Istmo de Tehuantepec y Golfo de Papagayo (Centroamérica).

Por otra parte, entre junio y agosto, se mantiene la ubicación de los dos centros de máxima presión, tanto en el Atlántico como en el Pacífico, intensificándose y expandiéndose el área de afectación en ambos océanos respecto a invierno, en el caso del Atlántico, al ser los gradientes mayores hacia el sur, los vientos alisios se intensifican, los cuales afectan al continente americano, propagando tormentas hacia el continente americano, como ondas del este y huracanes. En el Caribe, la corriente en chorro de niveles bajos se intensifica también de acuerdo a los modelos. En el Océano Pacífico, los vientos del oeste impactan en la frontera Canadá-EU, donde adquieren componente del norte, afectando así la Península de Baja California con componente noroeste. Los efectos sobre continente, los vientos, por efectos de la fricción son más débiles que en océano, siendo mayores en las grandes planicies centrales de EU y menores sobre montañas como la Sierra Madre Oriental, Occidental y del Sur.

La regionalización dinámica con el modelo RegCM forzado con CSIRO reproduce ambos centros de alta presión descritos (Pacífico y Atlántico), en invierno la reproduce de similar valor y menor extensión en el Atlántico, el del Pacífico su valor y su extensión son mayores. En ambos océanos los vientos de RegCM forzado con CSIRO se observan en circulación anticiclónica, en la zona tropical, los vientos del este (alisios) son sobrestimados, mientras que la corriente en chorro del Caribe la reproduce de intensidad similar y al sur respecto a las observaciones.



Entre junio y agosto, la simulación de RegCM forzado con CSIRO, (la combinación de mejor desempeño) sobrestima ambos centros de alta presión en el Atlántico y Pacífico, sobre todo en este último, esto representa mayores gradientes respecto a ERA-Interim y respecto a invierno, sobre todo hacia costas del Pacífico de EU y Canadá. Con ello se generan vientos de mayor intensidad en la zona tropical: vientos alisios y corriente en chorro del Caribe. En el Atlántico los vientos del oeste reproducidos por RegCM forzado con CSIRO al norte de 40°N son subestimados, en el Pacífico. Sobre la zona continental de Norteamérica, los vientos son similares a ERA-Interim, siendo así que RegCM forzado con CSIRO reproducen adecuadamente los efectos de la orografía, sobre todo en las grandes planicies de Norteamérica, cuya orografía es menos abrupta.

La distribución espacial de precipitación en invierno posee consistentemente una distribución asociada tanto a la presión como a los vientos, así, se observa un máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá para el período histórico, disminuyendo hacia costas de África. En el Atlántico Tropical los valores máximos de precipitación se observan en las costas de Honduras y Nicaragua, donde existe la desaceleración de la corriente en chorro del Caribe, provocando convergencia superficial y con ello convección profunda y precipitación. En México se observa una distribución de precipitación asociada a la orografía, describiendo las zonas áridas del norte y noroeste. La zona de convergencia intertropical (ZCIT) es representada adecuadamente en su posición.

En la precipitación, de junio a agosto se observa un incremento en la zona tropical de ambos océanos, sobre todo en la ZCIT respecto a invierno, la precipitación de verano-otoño es la mayor del año, en ambos litorales de México (Pacífico y Golfo de México) se observan incrementos, incluyendo el centro, sur y sureste y la zona de Monzón de Norteamérica. En la Península de Baja California no hay precipitación en este período, sobre todo en la región Norte.

La precipitación de invierno simulada con RegCM forzado con CSIRO, el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá es sobreestimado, esto puede asociarse a que los vientos también son sobrestimados por CSIRO, intensificando con ello las aceleraciones y desaceleraciones de la región, factores que propician la divergencia y convergencia respectivamente, en el último caso, genera convección y con ello la precipitación. En la región del Atlántico Tropical es mayor respecto a invierno, reproduciendo los valores máximos de costas de Honduras y Nicaragua, sobre costas del Golfo de México, desde Tabasco hasta Veracruz, RegCM subestima la precipitación, la ZCIT la reproduce más delgada y desplazada hacia el sur.



En verano-otoño (junio y agosto) la precipitación de RegCM forzado con CSIRO reproduce la ZCIT más delgada y menos intensa, zona con la mayor subestimación, en general, en regiones de mayor precipitación RegCM la subestima, en el Atlántico, la ZCIT es más delgada también y menos intensa, a excepción de costas de África, en el Caribe. En el litoral del Golfo de México, RegCM forzado con CSIRO subestima la precipitación en el centro y sureste de México, así como en el la región del Monzón de Norteamérica

La distribución espacial de temperatura superficial es determinada por la latitud y la altitud, así como la continentalidad y la temperatura superficial del mar, las menores temperaturas se observan en la parte alta de las montañas y las mayores en la zona costera y en el sur y sureste de México, mostrando ello una gran variabilidad espacial, la región más cálida es el noroeste: Sonora y Baja California, con un máximo absoluto en la frontera entre Sonora y Arizona.

La temperatura superficial reproducida con RegCM forzado con CSIRO mantiene los patrones espaciales asociados a la latitud los efectos de los océanos y la orografía, la cual es mejor reproducida por la resolución, esto para ambos períodos (invierno) y verano-otoño. La alberca de agua caliente del Pacífico del este la reproduce de menor tamaño que ERA-Interim en la zona Centroamericana. De junio a agosto se incrementa en toda el área de estudio, sobre todo en la región tropical, manteniendo las regiones oceánicas más cálidas son las colindantes con costas del continente americano, en el Atlántico, Caribe y Golfo de México, RegCM forzado con CSIRO reproduce de similar tamaño las áreas con valores mayores a 29°C, en la zona continental mexicana, la alta resolución del modelo reproduce adecuadamente los efectos de las zonas montañosas, en Sonora, y Baja California, California y Arizona se observa un máximo absoluto.

Futuro cercano: 2015-2039

En las simulaciones con el modelo RegCM forzado con CSIRO para el futuro cercano en invierno, aplicando el escenario RCP8.5, se observa que en la precipitación, el máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá disminuye respecto al período histórico, manteniendo las distribuciones espaciales. En el Atlántico Tropical, la precipitación acumulada anual tendría poco cambio respecto al período histórico, los mayores cambios serían en la ZCIT, en costas sudamericanas del Pacífico y africanas del Atlántico, en ambos casos con precipitaciones menores, mientras que serían mayores en la región del Pacífico central y la ZCIT. Para la región mexicana habría poco cambio en la precipitación, a excepción de costas de Veracruz, donde disminuiría.

La temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro cercano los patrones espaciales asociados a la latitud, los efectos de los océanos y la orografía, ello comparado con el período histórico simulado con



los mismos modelos. En el Pacífico central se incrementaría en la región de la ZCIT la temperatura superficial. En las zonas montañosas se mantendrían valores similares al período histórico.

Para el período de mayor precipitación en México: entre junio y agosto, el modelo RegCM forzado con CSIRO para el futuro cercano, aplicando el escenario RCP8.5, mantendría la distribución espacial de precipitación respecto al período histórico. La ZCIT en el Pacífico tendría mayor extensión norte-sur, no obstante, sería de menor intensidad. En el Atlántico Tropical, la precipitación acumulada anual tendría poco cambio respecto al período histórico, los mayores cambios serían en costas del Pacífico de Sudamérica, región de la ZCIT. Para la región mexicana habría poco cambio en las zonas de menor precipitación, en el centro, sur y sureste, las zonas de máxima precipitación se mantendrían en extensión e intensidad.

En cuanto a la temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro cercano los patrones espaciales de junio a agosto asociados a la latitud, los efectos de los océanos y la orografía, ello comparado con el período histórico simulado con los mismos modelos.

Futuro lejano: 2070-2099

La precipitación de invierno simulada con el modelo RegCM forzado con CSIRO para el futuro lejano, con el escenario RCP8.5 tendría un máximo relativo al este de la costa Atlántica de EU y Canadá y se incrementaría respecto al período histórico, y mantendría su distribución espacial. La ZCIT sería de menor extensión norte-sur en el Pacífico. Para la zona continental mexicana, los mayores incrementos se observarían en el sur y centro del país, mientras que en costas de Veracruz habría decrementos.

La temperatura superficial simulada con RegCM forzado con CSIRO, mantendría en el futuro cercano la distribución espaciales, en el trópico los mayores incrementos se darían sobre ambos océanos en zonas tropicales, sobre todo en la zona continental mexicana: sur y Península de Yucatán, con calentamientos de aproximadamente 3°C (invierno) y 4°C (verano-otoño).

Los patrones de precipitación de verano-otoño estimada por el modelo RegCM forzado con CSIRO se mantendrían, los mayores cambios serían en las regiones de valores máximos, la ZCIT sería de mayor extensión sur-norte en el Pacífico, mientras que en el Atlántico se mantendría, al igual que los máximos tanto en Sudamérica como en África, siendo el de Sudamérica de menor extensión. Para la región mexicana los mayores decrementos se observarían en la región del Monzón, sur y centro del país y costas de Quintana Roo.



Variabilidad espacial y temporal de alta frecuencia.

Ondas del Este (OE)

Se utilizó la energía cinética de las OE como un indicador de actividad, ello mediante el índice de actividad de ondas (IAON) entre mayo y noviembre tanto del período histórico (1980-2009) como de los dos futuros (2015-2039 y 2070-2099) desde costas africanas, el Caribe y Golfo de México hasta la zona continental mexicana, analizando su variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual, estimando así el potencial de reproducción del IAON el modelo RegCM y sus cambios potenciales a futuro.

Período histórico

Este índice, entre mayo y noviembre, sobre el Continente Americano, es la mitad respecto a costas africanas (las OE disminuyen su intensidad acercándose al Caribe). Sobre las montañas, este índice es menor aún que sobre océanos debido a la fricción. El índice posee además una gran variabilidad norte-sur.

Entre agosto y octubre en costas africanas se incrementa el índice, con regiones mayores en el Atlántico Central, el IAON se intensifica sobre México (respecto al período mayo a julio). Para el período completo (mayo a noviembre) se observa que del centro del Atlántico hacia África es mayor el índice mientras que hacia América menor.

Para el período mayo a julio, el modelo RegCM forzado con CSIRO sobrestima sobre México, Golfo de México, Pacífico mexicano y el Caribe. En costas africanas el IAON se subestima. Para el período agosto a octubre se mantiene esta subestimación, a excepción de las zonas montañosas mexicanas. La mejor reproducción de este índice es para las costas de África hasta el centro del Atlántico, zona de valores mayores.

Futuro cercano

RegCM forzado con CSIRO, entre mayo y noviembre mantiene las distribuciones espaciales de IAON respecto al período histórico, con índices similares entre mayo y julio. Entre agosto y septiembre, los mayores incrementos se observarían en el Atlántico central,

Futuro lejano

Para el futuro lejano RegCM forzado con CSIRO, mantendría las distribuciones espaciales de IAON similares al período histórico, no obstante, entre mayo y junio,



sobre México presentarían una disminución en el centro del país. Entre mayo y julio, los mayores incrementos se registrarían en el Atlántico central, ello entre agosto y septiembre.

Frentes fríos (FF)

Los FF disminuyen la temperatura en casi todo el país, sobre todo en regiones montañosas, sus vientos sobre el Golfo de México generan condiciones atmosféricas y oceánicas extremas, además de precipitación tanto en el norte de la Península de Baja California como en el litoral del Golfo de México y algunas zonas altas. Se debilitan al acercarse a zonas tropicales. La actividad de FF se registra en un índice propuesto en este estudio: índice de actividad de frentes (IAF), que es la energía cinética o de movimiento asociado solamente a los FF, tanto del período histórico (1980-2009) como de los dos futuros (2015-2039 y 2070-2099). Se analizó su variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual, estimando así sus cambios potenciales a futuro.

Período histórico

El IAF es afectado por la latitud y la altitud, así, los mayores valores entre noviembre y enero se observan en el noreste de Canadá y EU, al noroeste de Canadá y EU el índice es menor por el efecto de las Rocallosas. Hacia el sur se observa un claro decremento de este índice casi en forma paralela a la latitud, sobre la región mexicana, este decremento es afectado por la orografía, teniendo como resultado la disminución por fricción de este índice. En Baja California y Sonora se observan los valores mayores, el efecto orográfico es observado sobre todo en zonas montañosas: disminución del IAF. Entre febrero y abril se mantiene su distribución, con valores similares, por ello en todo el período (noviembre a abril) se observa esta distribución afectada tanto por la latitud como por la altitud.

La regionalización con el modelo RegCM forzado con CSIRO entre noviembre y enero, reproduce adecuadamente los cambios espaciales de norte a sur por efecto de la latitud, también el máximo en el noreste de Canadá y EU, aunque de menor extensión, debido al incremento en la resolución, los efectos de las Rocallosas son reproducidos: ubicación, aunque de menor intensidad. Para México, RegCM forzado con CSIRO sobrestima en la región central. Entre febrero y abril, el IAF en el centro del país es menor, manteniendo los patrones norte-sur y los efectos de la orografía, es en este período cuando se reproduce mejor los FF. Para todo el período: entre noviembre y abril, los cambios norte-sur del IAF se mantienen, las zonas montañosas son más difíciles de reproducir, ello por la fricción.



Futuro cercano

Entre noviembre y enero, el IAF estimado con RegCM forzado con CSIRO mantiene estructuras similares al período histórico, reproduciendo el máximo en el noreste de Canadá y EU, así como los efectos de la orografía tanto en las Rocallosas como en la Sierra Madre Occidental y Oriental. De febrero a abril en el norte de México decrecería el IAF, mientras que la zona de máximo valor: en el noreste del continente americano disminuiría su extensión de valores máximos. Entre noviembre y abril se mantendría la distribución espacial con disminuciones hacia el sur y descenso de IAF en zonas montañosas mexicanas por efecto de la fricción y la latitud.

Futuro lejano

Para el futuro lejano, el modelo RegCM forzado con CSIRO entre noviembre y enero, estima que el IAF al norte del continente americano se mantendría y hacia el Ecuador decrecería, en el noreste de México disminuiría, así como en el litoral del Golfo de México y sur de la Península de Yucatán. Entre febrero y abril se mantendría el IAF en el norte del Continente Americano. Para todo el período de noviembre a abril, la distribución espacial de IAF se mantendría.

El Monzón

El Monzón ocurre en el sureste de Sonora, este de Chihuahua, norte de Sinaloa y noroeste de Durango, una de sus características principales es que en cinco meses (de junio a octubre), se registra hasta el 70% de la precipitación anual

Período histórico

La variabilidad temporal de precipitación es analizada mediante el ciclo anual para la región del Monzón, donde sus valores máximo son entre junio y octubre, con un máximo absoluto en agosto, el modelo CSIRO reproduce de manera más cercana a ERA este ciclo anual, subestimando el inicio de la temporada de lluvia (entre junio y julio), reproduciendo aceptablemente el resto de las etapas del Monzón.

Las simulaciones de RegCM forzado con CSIRO sobrestima la precipitación entre abril y junio (indicando ello un adelanto en el inicio del Monzón) y entre octubre y diciembre (indicando un retraso del final del Monzón). El modelo GFDL es el de más bajo desempeño sobre la región, sobrestimando hasta en un 100% la precipitación, por otro lado, RegCM forzado con GFDL subestima, sobre todo en septiembre, siendo ésta la peor combinación de modelos para la región del Monzón, que es



afectada tanto por procesos de regiones tropicales como de extra-tropicales. Entre junio y octubre: meses de mayor precipitación, se observa la mayor dispersión entre modelos. El modelo CSIRO y el RegCM forzado con CSIRO son las mejores combinaciones para reproducir la precipitación del Monzón.

Futuro cercano

El modelo CSIRO estima la precipitación con poco cambio respecto al período histórico, con máximos entre agosto y septiembre, mientras que el RegCM forzado con CSIRO también mantiene la distribución temporal de precipitación, a excepción del mes de octubre, cuando estima un incremento poco significativo. El modelo GFDL mantiene la sobrestimación de hasta el 100% para el período cercano, mientras que RegCM forzado con GFDL subestima también, especialmente el mes de septiembre.

Futuro lejano

Para CSIRO se observa poco cambio de precipitación mensual, a excepción de agosto, que disminuiría. RegCM forzado con CSIRO (la mejor combinación) estima que disminuirá la precipitación máxima, también en septiembre disminuiría. GFDL sobrestima aún por el 100% y la combinación RegCM forzado con GFDL subestima, siendo este para la peor combinación de esta serie de experimentos para la región Monzónica.

Oscilación decenal del Pacífico y del Atlántico del Norte

Al analizar las tablas de resultados para temperatura y precipitación, en todos los casos se encontraron asertividades mayores al 80% indicando que al utilizar los datos actualizados suele prevalecer la persistencia para hacer el pronóstico del siguiente mes.

Para temperatura, la asertividad fue mayor o igual (excepto en el caso de GFDL-RegCM para enero) en NAO que en PDO. De igual forma prevaleció que el NSE fue mejor para NAO que para PDO cuando se consideró toda la serie de tiempo. De alguna manera este resultado indica que para el pronóstico de temperatura prevaleció la señal de la variable de más alta frecuencia (NAO) que la de más baja frecuencia (PDO).

Para precipitación los resultados fueron más balanceados. La asertividad algunas veces fue mejor para NAO que para PDO. Cuando se consideraron los datos de toda la serie de tiempo, nuevamente alguna vez fue mejor el NSE con PDO y otras con NAO. Por tanto, para precipitación no hubo una distinción clara de cual señal (baja o alta frecuencia) prevaleció mejor al determinar el pronóstico.



Índices climáticos

Al analizar los cinco índices climáticos solicitados por el INECC, se observó que en los cuatro índices de temperatura el modelo global CSIRO siempre fue el que tuvo el mayor valor absoluto de la pendiente, ya sea positiva o negativa.

El modelo regional RegCM forzado con CSIRO es siempre similar a las observaciones. Por tanto, en este caso el modelo regional tiene valor agregado. Sin embargo, las tendencias de temperatura y la alta correlación temporal (que también tenían los resultados de CSIRO) indica que no logró modificar completamente la señal de este último.

El modelo GFDL, registró el menor valor absoluto de las pendientes, fueran positivas o negativas, de los diferentes índices y regiones. Lo que sí fue notable fue la alta variabilidad de los rangos de valores de las pendientes.

En el caso de precipitación, nuevamente fue muy claro que la simulación del modelo regional RegCM forzado con CSIRO tiene valor agregado ya que "corrige" considerablemente las estimaciones y sobre todos los errores sistemáticos de los valores de CSIRO. Lo anterior da puntos a favor de la importancia de incluir una buena resolución en los procesos físicos y la orografía del país. Además, la simulación del regional agrega mayor variabilidad a la amplitud de valores que es muy plana para el CSIRO.

Como ya se mencionó, los modelos CSIRO y GFDL ambos tienen errores sistemáticos muy graves y simulan pobremente la lluvia de varias de las regiones analizadas. Sin embargo, la mayor diferencia entre ambos es que la precipitación de CSIRO es discernible entre las diferentes regiones y la del GFDL está más entremezclada y su variabilidad en el rango de valores es considerablemente mayor que la de CSIRO. Es indudable que todavía hay que trabajar más en realizar más simulaciones climáticas con modelos climáticos regionales. Como hemos visto estos tienen el potencial de aportar valor agregado significativo a las simulaciones realizadas por los modelos globales.

Conclusión global

Con estos resultados se observa que el objetivo del proyecto se cumplió, ya que se evaluaron las capacidades del modelo RegCM forzado con CSIRO para reproducir los procesos que aportan variabilidad climática a México en los períodos analizados, incrementando la resolución espacial y entendiendo las principales causas de los cambios estimados en las proyecciones con el escenario RCP8.5.

En este proyecto se generaron capacidades de simulación numérica regional del clima y análisis en México, ello sienta las bases para continuar con estudios del clima para futuras regionalizaciones de escenarios de CC utilizando simulaciones de la siguiente generación de experimentos mundiales que se llamará CMIP6, los cuales aportarán información y conocimiento para los informes de evaluación del IPCC (AR6) y desencadenarán actividades para que México continúe los compromisos de emitir Comunicaciones Nacionales secuenciales con información y conocimiento actualizados.



Anexo I. Índices de cambio climático del ETCCDI

A continuación, se presenta la definición extensa de cada uno de los 27 índices con base en lo documentado por Zhang y Yang (2004) en el manual de usuario de RClimDex.

1. FD0. Días con helada (Frost Days).

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j . Cuente el número de días cuando:

$$T_{nij} < 0^{\circ}\text{C}$$

2. SU25. Días de verano (SUMmer days).

Sea T_{xij} la temperatura máxima diaria en el día i periodo j . Cuente el número de días cuando:

$$T_{xij} > 25^{\circ}\text{C}$$

3. ID0. Días con hielo (Icing days).

Sea T_{xij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j . Cuente el número de días cuando:

$$T_{xij} < 0^{\circ}\text{C}$$

4. TR20. Noches tropicales (Tropical nights).

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j . Cuente el número de días cuando:

$$T_{nij} > 20^{\circ}\text{C}$$

5. GSL. Estación de crecimiento (Growing Season Length).

Sea T_{ij} la temperatura media en el día i en el periodo j . Cuente el número de días entre la primera ocurrencia de por lo menos 6 días consecutivos con:

$$T_{ij} > 5^{\circ}\text{C}$$

Y la primera ocurrencia después de 1st Julio (1st enero en HS) de por lo menos 6 días consecutivos con:

$$T_{ij} < 5^{\circ}\text{C}$$



6. TXx. Temperatura máxima extrema.

Sea Tx_{kj} la temperatura máxima diaria en el mes k , periodo j . La máxima temperatura máxima diaria cada mes es entonces:

$$TXx_{kj} = \max(Tx_{kj})$$

7. TNx. Temperatura mínima más alta.

Sea Tn_{kj} la temperatura mínima diaria en el mes k , periodo j . La máxima temperatura mínima diaria cada mes es entonces:

$$TNx_{kj} = \max(Tn_{kj})$$

8. TXn. Temperatura máxima más baja.

Sea Tx_{kj} la temperatura máxima diaria en el mes k , periodo j . La mínima temperatura máxima diaria cada mes es entonces:

$$TXn_{kj} = \min(Tx_{kj})$$

9. TNn. Temperatura mínima extrema.

Sea Tn_{kj} la temperatura mínima diaria en el mes k , periodo j . La mínima temperatura mínima diaria en cada mes es entonces:

$$TNn_{kj} = \min(Tn_{kj})$$

10. Tn10p. Frecuencia de noches frías.

Sea Tn_{ij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea Tn_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo D). El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$Tn_{ij} < Tn_{in10}$$

11. Tx10p. Frecuencia de días frescos.

Sea Tx_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea Tx_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo D). El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$Tx_{ij} < Tx_{in10}$$

12. Tn90p. Frecuencia de noches cálidas.



Sea Tn_{ij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea Tn_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo D). El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$Tn_{ij} > Tn_{in90}$$

13. Tx90p. Frecuencia de días calurosos.

Sea Tx_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea Tx_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo D). El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$Tx_{ij} > Tx_{in90}$$

14. WSDI. Duración de los periodos cálidos (Warm Spells Duration Index).

Sea Tx_{ij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea Tx_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo D). Entonces el número de días por periodo es sumado donde, en intervalos de por lo menos 6 días consecutivos:

$$Tx_{ij} > Tx_{in90}$$

15. CSDI. Duración de los periodos fríos (Cold Spells Duration Index).

Sea Tn_{ij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea Tn_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo D). Entonces el número de días por periodo es sumado donde, en intervalos de por lo menos 6 días consecutivos:

$$Tn_{ij} < Tn_{in10}$$

16. DTR. Rango diario de temperatura (Diurnal Temperature Range).

Sean Tx_{ij} y Tn_{ij} las temperaturas diarias máximas y mínimas respectivamente en el día i en el periodo j . Si I representa el número de días en j , entonces:

$$DTR_j = \frac{\sum_{i=1}^I (Tx_{ij} - Tn_{ij})}{I}$$

17. RX1day. Precipitación máxima en un día.

Sea RR_{ij} el total diario de precipitación en el día i en el periodo j . Entonces los valores máximos de 1-día para el periodo j son:



$$Rx1day_j = \max(RR_{ij})$$

18. Rx5day. Precipitación máxima en cinco días.

Sea RR_{kj} la cantidad de precipitación para el intervalo de cinco días terminando en k , periodo j . Entonces los valores máximos de 5-días para el periodo j son:

$$Rx5day_j = \max(RR_{kj})$$

19. SDII. Índice simple de intensidad diaria (Simple Daily Intensity Index).

Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en días húmedos, $w(RR \geq 1mm)$ en el periodo j . Si W representa el número de días húmedos en j , entonces:

$$SDII_j = \frac{\sum_{w=1}^W RR_{wj}}{W}$$

20. R10. Días con lluvia mayor a 10 mm.

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuente el número de días donde:

$$RR_{ij} \geq 10mm$$

21. R20. Días con lluvia mayor a 20 mm.

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuente el número de días donde:

$$RR_{ij} \geq 20mm$$

22. Rnn. Días con lluvia mayor a nmm.

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Si nn representa cualquier valor razonable de precipitación diaria entonces, cuente el número de días donde:

$$RR_{ij} \geq nmm$$

23. CDD. Días secos consecutivos (Consecutive Dry Days).

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuente el más grande número de días consecutivos donde:

$$RR_{ij} < 1mm$$



24. CWD. Días húmedos consecutivos (Consecutive Wet Days).

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuente el más grande número de días consecutivos donde:

$$RR_{ij} \geq 1mm$$

25. R95pTOT. Días muy húmedos.

Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en un día húmedo ($RR \geq 1.0mm$) en el periodo j y sea RR_{wn95} el percentil 95th de precipitación en los días húmedos en el periodo 1961-1990. Si W representa el número de días húmedos en el periodo, entonces:

$$R95p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ where } RR_{wj} > RR_{wn95}$$

26. R99p. Días extremadamente húmedos.

Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en un día húmedo ($RR \geq 1.0mm$) en el periodo j y sea RR_{wn99} el percentil 99th de precipitación en los días húmedos en el periodo 1961-1990. Si W representa el número de días húmedos en el periodo, entonces:

$$R99p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ where } RR_{wj} > RR_{wn99}$$

27. PRCPTOT. Precipitación total.

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Si I representa el número de días en j , entonces

$$PRCPTOT_j = \sum_{i=1}^I RR_{ij}$$



SEMARNAT
SECRETARÍA DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS NATURALES



INECC
INSTITUTO NACIONAL
DE ECOSISTEMAS
Y CLIMA



7. Referencias

CMIP5. <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>

Delworth Thomas L., Mann Michael E., 2000 Observed and Simulated Multidecadal Variability in the Northern Hemisphere

Dijkstra, H. A., Te Raa, L. A., Schmeits, M., and Gerrits, J.: On the physics of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Ocean Dynam.*, 56, 36–50, doi:10.1007/s10236-005-0043-0, 2006. <http://etccdi.pacificclimate.org/>

Enfield David B, Mestas-Nuñez Alberto M., Paul J. Trimble The, 2001, Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S.

Hartmann, D. L., 1994: *Global Physical Climatology*. Academic Press, 411 pp.

<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the north atlantic oscillation. *Geophysical Monograph Series*, 134(January), 1–35. <https://doi.org/10.1029/134GM01>



IPCC, (2007). *Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, New York.

IPCC. (2013). *CAMBIO CLIMÁTICO 2013 Bases Físicas*. Suiza: Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático.

IPCC, (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Jiménez, M. (s/f) *INDICADORES CLIMATICOS*. Una manera para identificar la variabilidad climática a escala global. Tomado en Junio 2015 de <http://www.inapesca.gob.mx/portal/documentos/publicaciones/BOLETINES/hidro-climatico/INDICES-CLIMATICOS.pdf>

Karl, T. R., N. Nicholls, and A. Ghazi, 1999: *CLIVAR/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes - Workshop summary*. *Climatic Change*, 42, 3-7.

MAGAÑA, V. and J. L. PÉREZ, 1998. Usos de un modelo de mesoescala en la dinámica atmosférica regional de México. *GEOUNAM*. Vol 5, 1. Oct. 1998, 33-39.

Magaña 2004. *Los impactos de El Niño en México*. UNAM/CONACYT SG/IAI

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace and R. C. Francis (1997): A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1069–1079.

Mantua, N. J., & Hare, S. R. (2009). *The Pacific Decadal Oscillation*, 58(1991), 35–44.

Mingfang Ting, Yochanan Kushnir, Cuihua Li. *North Atlantic Multidecadal SST Oscillation: External forcing versus internal variability* *Journal of Marine Systems*. Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, United States

Mosiño, P. A. and E. García (1974), "The climate of Mexico. World survey of climatology", in Bryson, R. A. and F. K. Hare (eds.), vol. II, *Climates of North America*, London: Elsevier, pp. 345–404.



SEMARNAT
SECRETARÍA DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS NATURALES



INECC
INSTITUTO NACIONAL
DE ECOLOGÍA Y
CAMBIO CLIMÁTICO



Al servicio
de las personas
y las naciones



Moss, R.H., J. A. Edmonds, K. A. Hibbard, M. R. Manning, S. K. Rose, D. P. Vuuren, Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., of 21st-century climate change. *Proc Natl Acad Sci* 106:14773–14777. (2010)

Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10, 282–290, 1970.

Nathan, R., Katul, G., Horn, H. S., Thomas, S. M., Oren, R., Avissar, R., Pacala, S. W. & Levin, S. A. 2001 Mechanisms of long-distance dispersal of seeds by wind. *Nature* 418, 409 –413. (doi:10.1038/nature00844)

Oliver y Hidore, 2002. *Climatology ab atmospheric science*. University of nort carolina, Greensboro

Peterson, T. C., 2005: *Climate Change Indices*. WMO Bulletin, 54, 83-86.

Philander S. 1989 *El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation*, Volume 46

Real, Raimundo y Báez, José Carlos. "The North Atlantic Oscillation affects the quality of Cava (Spanish sparkling wine)". *International Journal of Biometeorology* 57: 493–496. 2013. doi: 10.1007/s00484-012-0573-3.

Schlesinger y Ramankutty en 1994. *An Oscillation in the global climate system of period 65–70 years*. Department of atmospheric Sciencies. University of Illions at Urbana-Champaign 105 Sout Gregory Avenue, 6181. USA

Trenberth Hoar, Timothy J. 1997 *El Niño and climate change*

Trenberth, K.E. and Stepaniak, D.P. (2001) *Indices of El Niño Evolution*. *Journal of Climate*, 14, 1697-1701.

[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2)

Vázquez-Aguirre, J. L. (2010). *Guía para el cálculo y uso de índices de cambio climático en México*. INECC. Obtenido de www.inecc.gob.mx/descargas/cclimatico/Guia_Indices_CC-2010.pdf

Walker GT (1924) *Correlation in seasonal variations of weather, IX: A further study of world weather*. *Memoires of the Indian Meteorological Department, Calcutta*, 24(9): 275–332.



SEMARNAT
SECRETARÍA DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS NATURALES



INECC
INSTITUTO NACIONAL
DE ESTADÍSTICAS
Y CENSOS

