



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**Sensibilidad del modelo WRF en el
Atlántico Norte ante cambios de la Radiación
Solar Total**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS**

**PRESENTA:
Elsy Carolina Cipagauta Lara**

Dra. Blanca Mendoza Ortega
[Instituto de Geofísica](#)

Dr. Jorge Zavala - Hidalgo
[Centro de Ciencias de la Atmósfera](#)

MÉXICO, D. F.

Septiembre 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*A mi pequeño Emmanuel,
quien me prestó el tiempo que le pertenecía para poder terminar.*

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por darme la oportunidad de seguir creciendo, por darme fortaleza y fe para concluir ésta tesis.

A mi familia por ser apoyo y porque nunca dudaron que lograría finalizar: mi esposo Alexander, mi mamá y mi hermana Paola.

A la Dra. Blanca Mendoza, por su apoyo, colaboración, dedicación y porque a pesar de la distancia siempre me motivo para que terminara.

Al grupo de Ciencias de la Atmosférica, en especial al Dr. Jorge Zavala y a Octavio quienes me ayudaron con el modelo WRF, y a Rosario Romero por su dedicación y paciencia para hacer correcciones a mi tesis.

Agradezco también al CONACYT por los apoyos económicos en forma de becas que me brindaron durante mi estancia en México.

A Araceli Chamán, por su colaboración y apoyo durante el proceso de trámites.

Gracias a la UNAM, a éste país y a su gente amable, por recibirme con los brazos abiertos y tratarme con tanto aprecio.

Índice general

Resumen	I
Introducción	III
1. El Clima y el Sol	1
1.1. El clima terrestre	1
1.2. Balance de energía	2
1.3. Efecto invernadero	4
1.4. Forzamiento Radiativo	6
1.5. Modelos climáticos	8
2. La Radiación Solar Total (RST)	13
2.1. La variación de la RST	13
2.2. Causas de variación de la radiación que llega a la Tierra	16
2.3. Forzamiento solar del clima	20
3. Metodología	25
3.1. Modelo Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF-ARW)	26
3.2. Descripción de los esquemas de radiación en el modelo WRF-ARW	29
3.3. Configuración de la simulación	31
3.4. Región de estudio	34
3.5. La Sensibilidad del Modelo	38

4. Resultados	43
4.1. Temperatura Superficial	44
4.2. Presión Superficial	52
5. Conclusiones	61
Bibliografía	65

Resumen

En el presente trabajo se evalúa la sensibilidad del modelo Weather Research and Forecasting (WRF) a cambios en la Radiación Solar Total (RST), considerando como área de estudio al Atlántico Norte, entre $0 - 100^{\circ}W$ y $5 - 60^{\circ}N$. Dicha área incluye el Este de Norte América, Oeste de Europa y Noroeste de África, con una resolución de 30 km. El período de Septiembre de 1983 a Agosto de 1984 se eligió como el año base para el análisis, debido a que el Sol presentó actividad intermedia. Las condiciones meteorológicas de ese año, que son utilizados como condiciones iniciales y de frontera para hacer las pruebas en el modelo, fueron tomadas del proyecto de reanálisis NCEP/NCAR.

En su configuración predeterminada, el modelo WRF se utiliza con una RST constante; en nuestro trabajo hemos incluido las variaciones de esta constante debidas a las variaciones que presenta el Sol en su ciclo de actividad de 11 años. El valor de la RST cambia 0.1 % entre el máximo y el mínimo del ciclo solar. Para ello, se aumentó y disminuyó en 0.05 % el valor de la RST respecto al valor $1366,17; W/m^2$, que fue el observado en 1983, usado como el año base. Esto para estimar la sensibilidad de los resultados del modelo en un año de mayor actividad solar y un año de menor actividad solar, respectivamente. También estimamos la sensibilidad del modelo WRF a un posible mínimo de actividad solar que podría ocurrir en el futuro.

Las variables extraídas del modelo WRF son: la temperatura superficial, la presión superficial, los vientos a 10 m, la precipitación, el calor latente y el calor sensible. Se calcularon las diferencias medias mensuales para las variables extraídas entre el año de mayor radiación, menor radiación y futuro mínimo, respecto al año base. En un primer análisis se presentan las diferencias para todas las variables

durante todo el año elegido, y los resultados muestran que las mayores diferencias que se observan sobre la superficie de la Tierra son regionales, principalmente entre los $30 - 50^{\circ} N$. En un segundo análisis, se escogieron cinco zonas dentro del área de estudio donde se observaban mayores cambios en el primer análisis; para ello se calculó el promedio de las diferencias en cada una de estas zonas y se observó su comportamiento a lo largo del año. En un último estudio, se estimó la sensibilidad del modelo definiendo algunos parámetros adimensionales para las variables de temperatura y presión superficial. De estos análisis concluimos que: i) El modelo es sensible a cambios de la RST, no sólo a largo plazo, sino en el tiempo meteorológico; ii) La variación de la RST sobre la superficie tiene un efecto regional; iii) El modelo WRF es sensible tanto a variaciones en la RST como a variaciones en las condiciones iniciales.

Introducción

En el cuarto informe de Evaluación del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés), se reportaron evidencias de un cambio climático y de que éste es causado principalmente por las actividades humanas, con una probabilidad de un 90 %, debido al aumento de gases de efecto invernadero producidos por la quema de combustibles fósiles y por la deforestación [IPCC, 2007]. En éste informe se presentan resultados obtenidos con modelos climáticos y probables escenarios climáticos que podrían presentarse para el año 2100. Dicho informe menciona al Sol como el motor del clima y uno de los principales forzadores de la variación del clima a largo plazo, sin embargo, sus resultados muestran que la influencia del Sol es mínima comparada con el efecto de gases invernadero.

Esta ventana abierta a que sea el Sol un actor principal en el cambio climático terrestre, ha sido atractiva a una parte de la comunidad científica que considera que el papel del Sol no ha sido suficientemente entendido y que vale la pena profundizar en este aspecto para poder determinar si el clima terrestre sufrirá los cambios drásticos (y a veces catastróficos) que se pronostican al considerar la sola influencia humana en el clima. Este trabajo se enmarca dentro de este contexto, el de la clarificación de los efectos solares sobre el clima terrestre, es más, pretendemos hacer una primera cuantificación de dichos efectos.

El Sol proporciona esencialmente toda la energía que necesita el sistema climático de la Tierra, por lo cual las variaciones solares tienen el potencial de alterar directa o indirectamente al clima. Dado que esa energía proveniente del Sol; llega a nosotros principalmente en forma de radiación electromagnética, los cambios en la radiación solar en una variedad de escalas de tiempo se han sugerido como causas del cambio climático. Las variaciones estudiadas de la radiación solar van desde

los ciclos orbitales de miles de años; como los ciclos de Milankovitch [CGER, 1994; Isaza and Campos, 2007], hasta fluctuaciones de escala de décadas a siglos, como las de 11, 22 y de 90-120 años de la actividad solar. Grandes mínimos de actividad solar han sido detectados usando las manchas solares o isótopos como el C^{14} y el Be^{10} , estos son: Wolf (1280-1350), Spörer (1450-1540), Maunder (1645-1715), Dalton (1790-1820), Moderno (1880-1910) [p.ej, Delaygue and Bard, 2011; Stuiver et~al., 1998; Usoskin et~al., 2003]. Estos grandes mínimos coinciden con periodos del tipo de la pequeña edad de hielo [p.ej, Mann and Jones, 2003]; sin embargo, no se ha probado que exista una conexión causal entre la actividad solar y el clima frío [Gray et~al., 2010]; aunque por medio de un modelo de balance de energía, [Mendoza et~al., 2010b] encuentran que la baja actividad solar pudo contribuir a las bajas temperaturas durante la pequeña edad de hielo.

Dado que resulta imposible realizar experimentos en la naturaleza o en el laboratorio que puedan reproducir el comportamiento exacto del sistema climático Sol-Tierra, recurriremos a las simulaciones numéricas del clima para observar y estimar las posibles consecuencias de cambios solares en el clima terrestre. En los modelos climáticos la cantidad que tiene relación directa con la actividad solar, y que puede variarse, es la Radiación Solar Total (RST) cuyo valor ha sido monitoreado desde el espacio desde 1978. Antes de la era satelital se consideraba que la RST no presentaba variaciones y aún hoy es llamada “constante solar”. Las medidas directas revelaron variaciones entre el máximo y el mínimo del ciclo de actividad solar de 11 años de 0,1 % [Fröhlich, 2006b], correspondiente a un forzamiento radiativo de $0,17 \text{ W/m}^2$, el cual es pequeño comparado con el estimado para el forzamiento antropogénico de $\sim 1,3 \text{ W/m}^2$. Sin embargo, en períodos de prolongado mínimo o máximo de actividad solar, el forzamiento radiativo puede cambiar apreciablemente. Por ejemplo, se ha estimado un forzamiento radiativo de $\sim 1,3 \text{ W/m}^2$ entre el mínimo de Maunder y el presente [p.ej, Krivova et~al., 2010] que ya resulta comparable con el forzamiento antropogénico mencionado en el IPCC.

Ante estos escenarios novedosos y estas estimaciones tan sugerentes surgen el interés y la necesidad de estimar, por otros métodos, qué tanto las variaciones solares pueden afectar el clima. Esta es la principal motivación de este trabajo. No es

una tarea sencilla ya que los modelos climáticos, aunque son una simplificación del clima real, son bastante complejos pues incluyen gran cantidad de mecanismos que buscan dar cuenta de las principales características del sistema climático, los cuales a su vez se acoplan con las ya complejas ecuaciones de Navier-Stokes. En estos modelos no están consideradas las variaciones que están presentes en el Sol, como por ejemplo las del ciclo de manchas solares. La ausencia de estas variaciones en los modelos climáticos puede deberse a razones que van desde los órdenes de magnitud de los efectos estimados originalmente hasta el desconocimiento de las formas precisas en que esas variaciones permean todas las componentes del modelo. Esto último, nos sugiere que las estimaciones de los efectos climáticos debidos a la variabilidad solar deben estimarse en las variables atmosféricas ya que ellas son las que mejor describen todo el sistema climático.

El modelo que se utiliza en este trabajo es el Advanced Research Weather Research and Forecasting Model (WRF-ARW), que es un sistema de simulación atmosférica de última generación adecuado para usarse en una amplia gama de aplicaciones y que puede implementarse en plataformas de cómputo en paralelo. Con este modelo realizamos varios experimentos numéricos, haciendo pequeños cambios a la RST y analizando los resultados obtenidos para variables como la temperatura y la presión atmosférica. Se consideraron solamente variaciones en la RST por dos razones; la primera, porque la RST está relacionada con el ciclo de 11 años de las manchas solares y las predicciones de la actividad solar [p.ej, Mendoza et al., 2010a; Russell et al., 2010] sugieren que la radiación solar probablemente varíe a lo largo del presente siglo, lo cual podría tener algún efecto sobre el clima; y la segunda, porque es una variable directa que se puede modificar en un modelo de clima a través de la parametrización de balance de energía.

El modelo WRF-ARW permite seleccionar un área de estudio que corresponde a la región terrestre en la que se desea estimar las variables atmosféricas. Al momento de elegir el área de estudio, nos basamos en los escenarios predichos por el IPCC [2007] para el año 2100, donde muestran que una de las partes más afectadas de México es la Península de Yucatán, pero debido a que ella está inmersa en el Atlántico Norte, la región se extendió al Atlántico Norte, entre $0 - 100^{\circ}W$ y $5 - 60^{\circ}N$, e incluye el Este de Norte América, Oeste de Europa y Noroeste de África. Sabemos

que con esta elección nuestros resultados se restringen, en tanto que los efectos de la variabilidad solar no se estiman a escala global sino regional. Otra restricción importante es que el modelo WRF-ARW es un modelo atmosférico y por tanto el océano está prescrito, no varía, esto contrasta con que nuestra región de estudio es principalmente oceánica. A pesar de esto, mantenemos nuestro estudio regional dada la importancia del océano en el balance de energía del sistema climático; nuestros estimados serán una primera aproximación que puede y debe mejorarse mediante un análisis en que el modelo sea acoplado, es decir, que sea atmosférico y oceánico. Las parametrizaciones de balance de energía que usamos no incluyen las nubes y el albedo es constante; ya que esto requiere menos recursos computacionales y de esta forma se puede aumentar la resolución.

Para estimar la respuesta del modelo (y en alguna medida la del clima terrestre) a los cambios en la RST se realizan cinco experimentos numéricos. En cuatro de ellos se cambia el valor de la RST y en un quinto experimento se cambian las condiciones iniciales de la simulación. Los cuatro primeros experimentos nos permitirán medir la sensibilidad del modelo respecto a la RST y el quinto experimento nos servirá para caracterizar los efectos de la variabilidad solar respecto a otras posibles fuentes de sensibilidad del modelo. Entre estos cinco experimentos se escoge uno que servirá como estándar de comparación para los otros experimentos, este experimento corresponde a lo que llamamos un año promedio de la actividad solar.

Como se ha dicho anteriormente este trabajo pretende sentar las bases para un mejor entendimiento cualitativo y cuantitativo de la sensibilidad del clima terrestre a variaciones solares; no es, ni pretende ser un trabajo concluyente sobre estos aspectos. Este es un problema amplio y complejo al cuál abordamos mediante varias suposiciones cuestionables y sujetas a mejoras, pero que nos permiten alcanzar resultados que consideramos interesantes y útiles para trabajos futuros en esta área.

El contenido de esta tesis está distribuido de la siguiente forma: en el primer capítulo, El Clima y el Sol, donde se discuten los conceptos fundamentales del clima terrestre, el forzamiento radiativo, los modelos climáticos y se presenta un breve resumen del informe del IPCC [2007]. En el segundo capítulo, La Radiación So-

lar Total, describiremos como se ha medido esta cantidad y las variaciones que presenta. En el tercer capítulo, Metodología, se describe el modelo WRF, la región estudiada y la forma en que se hicieron las simulaciones. En el cuarto capítulo se presentan los Resultados que se obtuvieron. Finalmente las Conclusiones y algunas perspectivas de trabajo futuro se encuentran en el capítulo 5.

Capítulo 1

El Clima y el Sol

Desde hace siglos los científicos se han preguntado si la actividad solar afecta directamente al clima, esto debido a las diferentes correlaciones que se han observado entre el clima e indicadores de la actividad solar, tales como el número de manchas solares. Por ejemplo, en 1645, Antonii Mariae Scheyreli sugirió que un incremento en las manchas solares podría estar asociado con un clima frío. En 1801, el astrónomo William Herschell, encontró una anticorrelación entre el precio del trigo y el número de manchas visibles. Desde entonces, numerosos estudios han mostrado correlaciones entre la actividad solar y diversas variables geofísicas. Estas incluyen una aparente influencia solar sobre la temperatura, la frecuencia de tormentas eléctricas, la altura de la tropopausa, la circulación atmosférica o la ocurrencia de sequías, entre otras. En los últimos años, diversas reconstrucciones de la temperatura promedio terrestre del pasado han revelado claras asociaciones con la RST [p. ej. Gray et~al., 2010] o con la variación de los Rayos Cósmicos Galácticos (RCG) registrados en isótopos cosmogónicos [p.ej Carslaw et~al., 2002; Kirkby, 2007; Mendoza, 2007], pero estas posibles relaciones son aún controversiales pues no hay todavía un mecanismo físico aceptado que las explique.

1.1. El clima terrestre

El sistema climático es complejo e interactivo, está determinado por la interacción entre la atmósfera (la capa gaseosa que envuelve la Tierra), la litósfera (la super-

ficie de la Tierra), la criósfera (la nieve y el hielo), la hidrósfera (los océanos, los ríos y otros cuerpos de agua) y la biósfera (el conjunto de seres vivos). El clima se define como “el promedio del tiempo atmosférico” y generalmente se describe en términos de la media y la variabilidad de la temperatura y la precipitación durante un determinado periodo de tiempo (el período promedio clásico es de 30 años), según la WMO (siglas en inglés de la World Meteorological Organization). El clima ha variado siempre en distintas escalas de tiempo y estas variaciones están sólidamente documentadas.

El sistema climático se desarrolla temporalmente bajo su propia dinámica interna, pero también es afectado por cambios en factores externos (llamados forzamientos). Los forzamientos externos incluyen fenómenos naturales como las erupciones volcánicas y la variación en la actividad solar, así como cambios en la composición atmosférica inducidos por las actividades humanas [Hartman, 1994; IPCC, 2007]. Ni siquiera los mejores modelos climáticos tienen en cuenta todas las variables existentes por lo que, actualmente, solamente se puede pensar en escenarios. Para entender más acerca de los forzamientos radiativos que pueden afectar el clima se revisarán algunos conceptos básicos.

1.2. Balance de energía

La cantidad de energía solar que llega a la parte superior de la atmósfera por segundo sobre una superficie de un metro cuadrado es de aproximadamente $1\,370\text{ W/m}^2$. La cantidad de energía incidente promediada sobre toda la superficie del planeta es la cuarta parte de esta última (342 W/m^2) (figura 1.1). De esa energía, 77 W/m^2 (equivalente a 22.5%) son reflejados por las nubes y por pequeñas partículas en la atmósfera, conocidas como “aerosoles” y 30 W/m^2 (equivalente a 8.8%) son reflejados hacia el espacio por la superficie terrestre. Así que 107 W/m^2 (equivalente a 31.3%) se regresan al espacio por el albedo terrestre [IPCC, 2007].

La energía que no es reflejada de nuevo al espacio se absorbe en las capas superficiales terrestres y oceánicas y una fracción menor es absorbida por la atmósfe-

ra. Aproximadamente, esta cantidad es de 235 W/m^2 (equivalente a 68,7%), la atmósfera absorbe un 19.6% de la radiación de onda corta incidente, que corresponde a 67 W/m^2 , y la superficie de la Tierra absorbe un 49.1%, que corresponde a 168 W/m^2 . Para equilibrar la energía entrante, la propia Tierra debe irradiar, como promedio, la misma cantidad de energía de regreso al espacio. La Tierra hace esto emitiendo radiación de onda larga. Todo objeto en la Tierra emite continuamente radiación de onda larga. Pero para emitir 235 W/m^2 , una superficie tendría que tener una temperatura de alrededor de -19°C , que no es lo que se tiene en nuestro planeta, ya que la temperatura media global de la superficie de la Tierra es cercana a los 15°C . Así que la energía infrarroja emitida por la Tierra es atrapada en su mayor parte en la atmósfera y reenviada de nuevo a la Tierra. Este fenómeno se llama Efecto Invernadero y garantiza las temperaturas templadas del planeta. [IPCC, 2007].

El Sol proporciona esencialmente toda la energía que necesita el sistema climático de la Tierra. Los diferentes procesos terrestres establecen un balance entre la radiación entrante y la saliente.

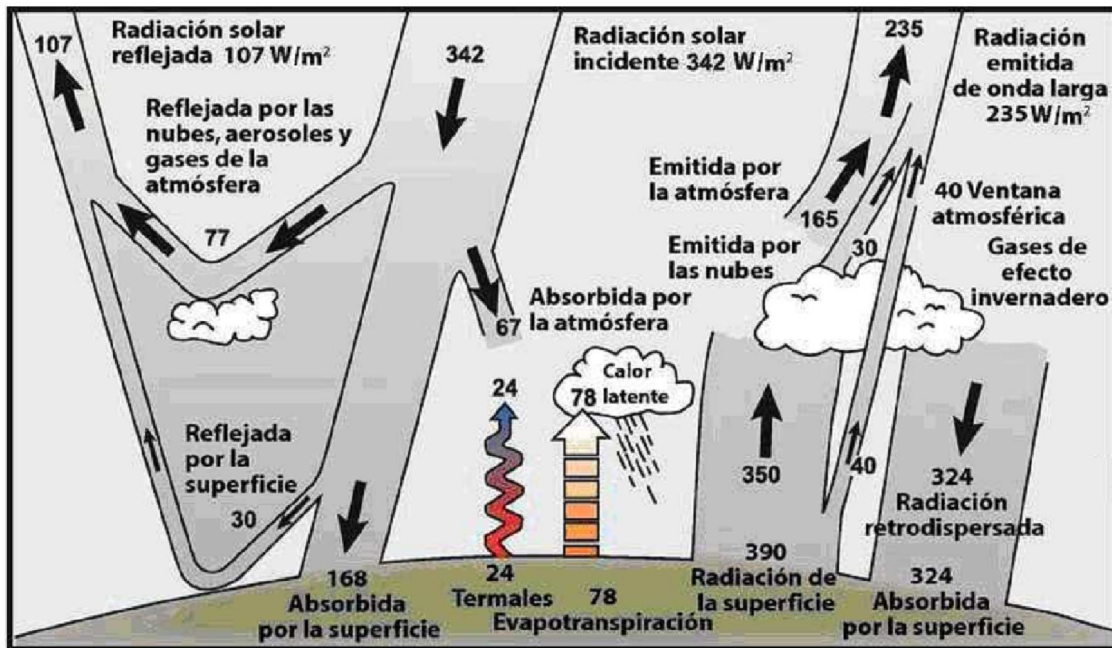


Figura 1.1: Esquema del balance de energía del sistema climático. (Adaptada de [IPCC, 2007]).

Hay tres formas de cambiar este balance:

- Cambiando la radiación solar entrante, ya sea por cambios intrínsecos de ésta o por cambios en los parámetros orbitales terrestres.
- Cambiando la fracción de radiación solar reflejada.
- Modificando los flujos de la radiación de onda larga desde la superficie, en la atmósfera y hacia el espacio.

1.3. Efecto invernadero

La Tierra, como todo cuerpo caliente, emite radiación térmica. La radiación emitida depende de la temperatura del cuerpo. La energía infrarroja emitida por la Tierra es atrapada en su mayor parte en la atmósfera y una fracción de ésta es reenviada de nuevo a la Tierra (ver figura 1.1). La superficie de la Tierra radía $\sim 390 \text{ W/m}^2$, de ellos 40 W/m^2 (equivalente a 10.3 %) van directo al espacio y el resto son absorbidos por la atmósfera. La superficie terrestre transfiere a la atmósfera un 23 % ($\sim 78 \text{ W/m}^2$) de energía en forma de calor latente mediante evaporación y condensación; y un 7 % (24 W/m^2) por convección y turbulencia del aire atmosférico. Así, la atmósfera absorbe y emite en radiación térmica $\sim 519 \text{ W/m}^2$ (equivalente a 151.7 % de la radiación solar incidente), de los cuales 324 W/m^2 (equivalente a 94.7 % de la radiación solar incidente) son radiados hacia la superficie y 195 W/m^2 (equivalente a 57 % de la radiación solar incidente) al espacio. La vida en la Tierra es posible gracias al efecto invernadero natural, pero el aumento en los gases de efecto invernadero en la atmósfera desde la era industrial, a través de la quema de combustibles fósiles y la eliminación de bosques, ha intensificado este efecto, y por tanto, se ha modificado el clima de la Tierra.

Los dos gases más abundantes de la atmósfera, nitrógeno (abarcando el 78 %) y oxígeno (con 21 %), no ejercen casi ningún efecto invernadero. El efecto invernadero viene de moléculas más complejas y menos comunes. Por su contribución al efecto invernadero, el vapor de agua es el gas más importante y el dióxido de carbono (CO_2) es el segundo. El metano (CH_4), el óxido nitroso (NO_2), el ozono (O_3) y los halo carbonos CCF (grupo de gases que contienen flúor, cloro y bromo)

presentes en la atmósfera en pequeñas cantidades también contribuyen al efecto invernadero [Hartman, 1994; Aguado and Burt, 2004].

Los niveles medidos de estos gases de efecto invernadero (CO_2 , CCF metano y óxido nitroso) han aumentado sustancialmente en las últimas décadas (figura 1.2) lo que ha intensificado el efecto invernadero, a lo cuál se ha denominado calentamiento global. El aumento de los gases de efecto invernadero desde 1958 has sido producido principalmente por actividades humanas: quema de combustibles fósiles, agricultura, deforestación y empleo de los halo carbonos. Por ejemplo, en la revolución industrial la concentración de CO_2 en la atmósfera era de aproximadamente 280 partes por millón y entre 1860 y 1997 la concentración de CO_2 en la atmósfera creció exponencialmente a 364 partes por millón (figura 1.2). Se estima que la concentración de CO_2 y de otros gases de efecto invernadero en la atmósfera duplicará los niveles preindustriales durante este siglo y seguirá creciendo [Hartman, 1994].

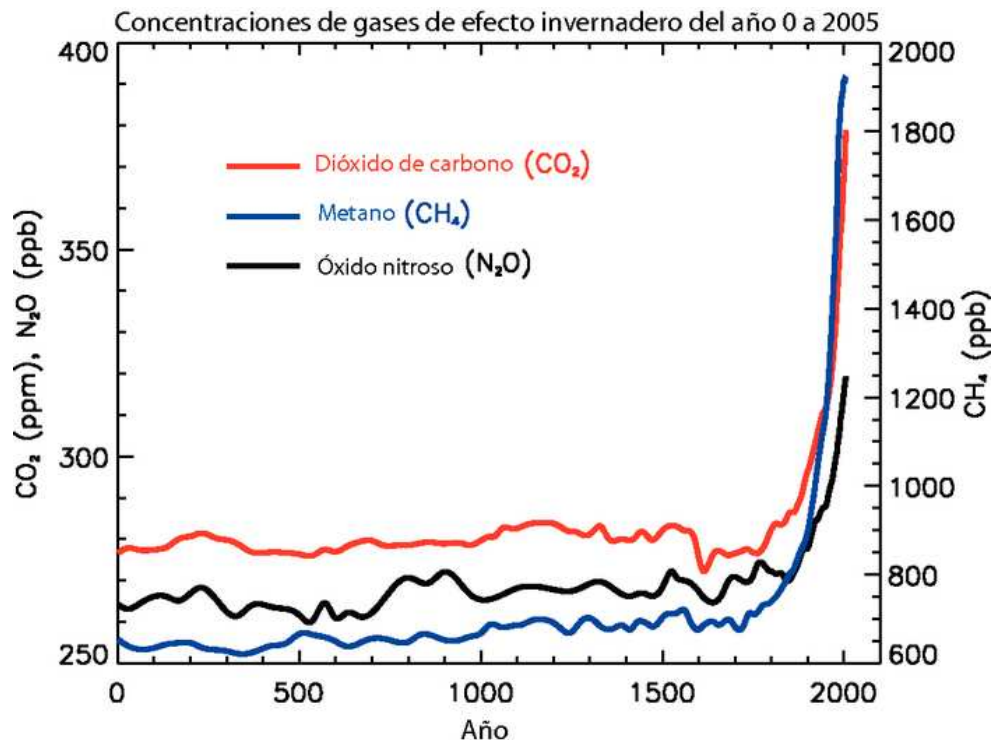


Figura 1.2: Concentraciones de gases de efecto invernadero de larga vida en los últimos 2000 años. (Adaptada de [IPCC, 2007])

Según el IPCC [2007] “la variación en las concentraciones de estos gases de efecto invernadero en la atmósfera puede conducir a un enfriamiento o a un calentamiento del sistema climático. Esto es cuantificado en el cambio de energía por unidad de área del planeta llamado forzamiento radiativo. Desde el comienzo de la era industrial, el efecto general de las actividades humanas sobre el clima ha sido provocar el calentamiento” (http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/es/contents.html).

1.4. Forzamiento Radiativo

En el reporte de evaluación del IPCC [2007], el forzamiento radiativo se define como una medida de la influencia que tiene un factor para perturbar el equilibrio entre la energía entrante y la energía saliente en el sistema Tierra-atmósfera. El forzamiento radiativo es cuantificado en la parte superior de la troposfera (la tropopausa), a unos 12,000 m sobre el nivel del mar, como resultado de cambios internos en la composición de la atmósfera o cambios en el aporte externo de energía solar y se expresa en unidades de watts por metro cuadrado (W/m^2). Un forzamiento radiativo positivo contribuye a calentar la superficie de la Tierra, mientras que uno negativo favorece su enfriamiento. Se ha identificado que los factores que afectan al clima pueden ser forzamientos naturales y forzamientos antropogénicos como se muestra en la figura 1.3. Sin embargo, no sólo es importante identificar los factores que afectan el clima, sino también los mecanismos mediante los cuales se ejerce un forzamiento, para poder cuantificar el forzamiento radiativo de cada factor.

Los forzamientos naturales que se han identificado son los cambios solares, los cambios orbitales y las erupciones volcánicas. La radiación solar ha causado un pequeño forzamiento radiativo positivo y las erupciones volcánicas han generado un forzamiento negativo de dos o tres años mediante el incremento temporal de aerosoles en la estratosfera. Mientras que los forzamientos antropogénicos, como los gases de efecto invernadero, han causado un gran forzamiento radiativo positivo, principalmente, el aumento de CO_2 ha sido el que ha causado un mayor forzamiento en este periodo. Los incrementos del ozono en la troposfera han contribuido también al calentamiento, mientras que la disminución del ozono en la

estratosfera ha contribuido a un enfriamiento (figura 1.3). Las diferencias en las estimaciones de los forzamientos radiativos entre los valores actuales y los del comienzo de la era industrial, para los cambios en la radiación solar y los volcanes, son muy pequeñas en comparación con las diferencias en los forzamientos radiativos resultado del aumento de gases de efecto invernadero y del uso del suelo producto de la actividad humana. Como consecuencia de ello, en la atmósfera actual, los forzamientos radiativos ocasionados por la actividad humana son mucho más importantes para el cambio climático actual y futuro que los forzamientos radiativos calculados a partir de los cambios en los procesos naturales [IPCC, 2007].

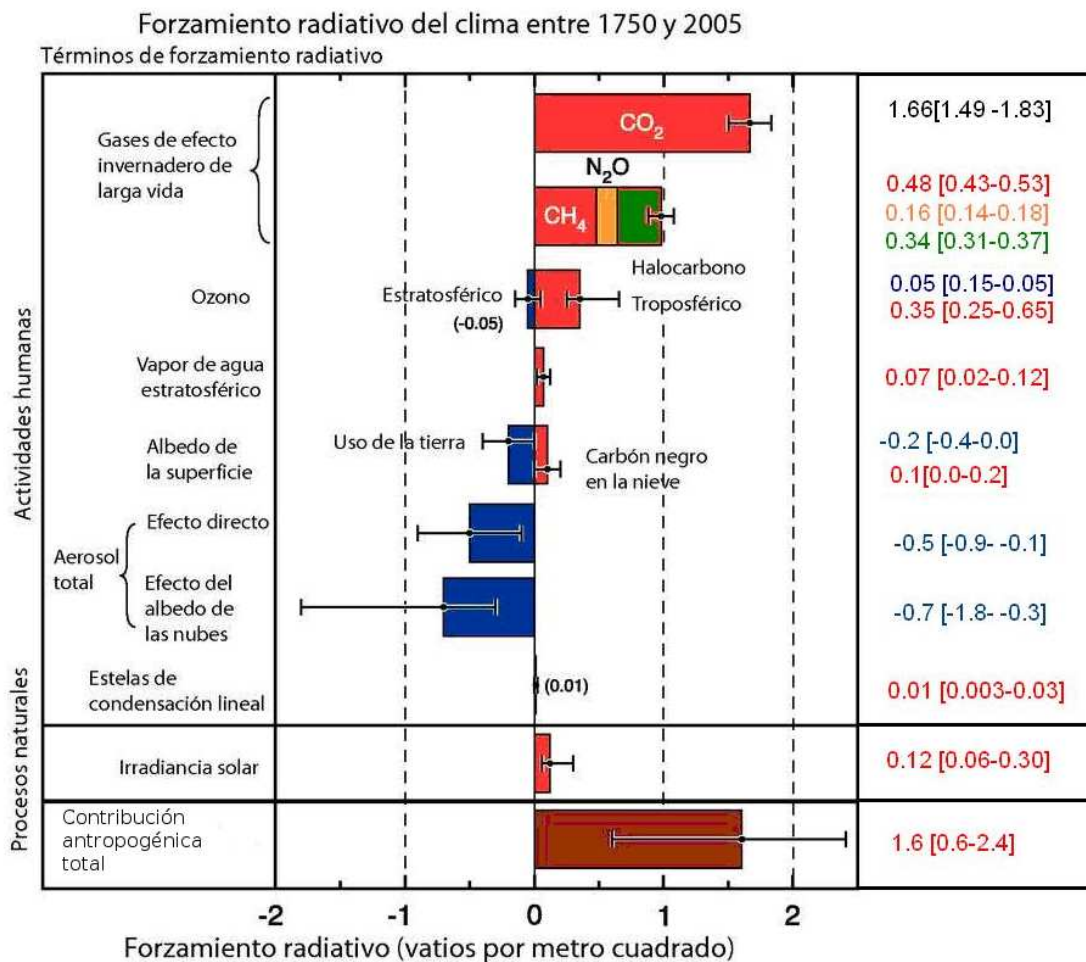


Figura 1.3: Resumen de los componentes principales del forzamiento radiativo del cambio climático. Los valores representan los forzamientos en 2005, en relación al comienzo de la era industrial (aproximadamente 1750). La línea negra delgada anexa a cada barra de color representa el rango de incertidumbre para el valor respectivo. (Tomada de [IPCC, 2007]).

1.5. Modelos climáticos

Los modelos climáticos proporcionan estimaciones cuantitativas sobre los cambios climáticos futuros, en particular, a escala continental y global; también constituyen una herramienta apropiada para estudiar las diferentes influencias que afectan el clima de la Tierra. Los modelos se basan en principios físicos aceptados y tienen la capacidad de reproducir las características observadas del clima actual y del pasado. La confianza que se tiene en las estimaciones de los modelos es mayor para algunas variables climáticas como la temperatura. Los modelos tienen en cuenta leyes físicas establecidas, como la conservación de la masa, la energía y el momento, junto con abundantes observaciones. Los modelos son evaluados de manera constante y amplia, comparando las simulaciones de éstos con las observaciones de la atmósfera, el océano, la criósfera y la superficie terrestre. La confianza en los modelos se deriva de la capacidad de éstos para reproducir características de climas y cambios climáticos del pasado [Henderson-Sellers and McGuffie, 1990, IPCC, 2007].

Los modelos pueden simular también muchos aspectos observados del cambio climático en los registros instrumentales como los de temperatura. Un ejemplo de ello, es la figura 1.4 que muestra la tendencia de la temperatura mundial durante el siglo pasado, cuando se incluyen tanto los factores humanos como los naturales en los modelos.

El Cambio climático es la variación del clima con respecto al historial del clima a una escala regional o global. El cambio climático puede deberse a procesos internos naturales del sistema climático (variabilidad interna), a variaciones de forzamientos externos naturales o a cambios antropogénicos (variabilidad externa). La Convención Marco sobre el Cambio Climático (CMCC) de las Naciones Unidas, define el cambio climático como “un cambio del clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana, que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”.

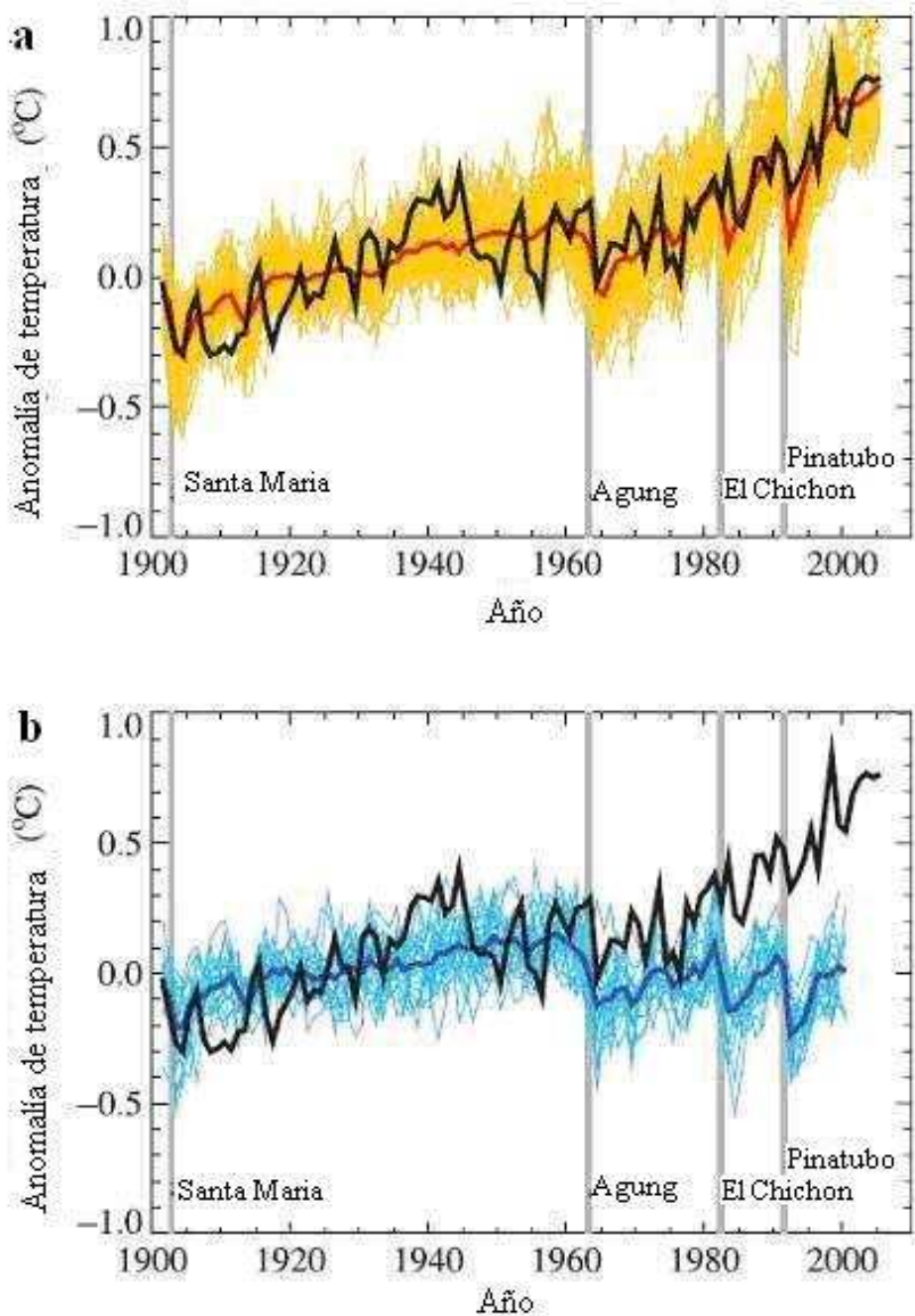


Figura 14: Comparación entre anomalías de temperatura global superficial media (°C) a partir de observaciones (línea negra) y simulaciones con modelos de circulación atmosférica y océano (AOGCM por sus siglas en inglés). a) La línea roja representa el promedio de 58 simulaciones (líneas amarillas) usando 14 modelos cuando se incluyen Forzamientos naturales y antropogénicos. b) La línea azul representa el promedio de 19 simulaciones (líneas celeste) usando 5 modelos que incluyen únicamente forzamientos naturales. (Adaptada de [IPCC, 2007].)

El clima varía constantemente en todas las escalas temporales. El proceso de detección del cambio climático consiste en demostrar que el clima ha cambiado en un sentido estadístico definido, sin indicar las razones del cambio. El proceso de atribución de causas del cambio climático consiste en establecer las causas más probables del cambio detectado con cierto grado de confianza.

Para estimar los efectos de los forzamientos naturales y antropogénicos sobre los cambios en el clima de la Tierra, los científicos desarrollan los modelos matemáticos. Pero la correspondencia entre los resultados de los modelos y las observaciones del mundo real depende del diseño, de los supuestos del modelo, de la precisión de los datos de entrada y de los forzamientos impuestos en el modelo. A partir de una recopilación de estos modelos el IPCC [2007] concluye que “Es muy poco probable encontrar una explicación para el calentamiento ocurrido en el siglo XX sólo en causas naturales (figura 1.4). Cuando los efectos de los crecientes niveles de gases de efecto invernadero se incluyen en los modelos, al igual que los factores externos naturales, éstos simulan bien el calentamiento ocurrido durante el siglo pasado. Sin embargo, los modelos no pueden reproducir el calentamiento observado cuando se incluyen sólo los factores naturales. Las respuestas esperadas de los modelos ante estos factores externos pueden detectarse en el clima mundial del siglo XX y en cada continente por separado. Es muy probable que la influencia humana en el cambio climático prevalezca por encima de todas las demás causas que condujeron al cambio de la temperatura media de la superficie mundial durante la última mitad del siglo pasado. Una importante fuente de incertidumbre es el conocimiento incompleto de los factores externos, tales como los aerosoles emitidos por los seres humanos. Además de ello, los propios modelos climáticos son imperfectos. No obstante, todos los modelos simulan un patrón de respuesta al aumento de los gases de efecto invernadero ocasionado por las actividades humanas, el cual es similar al patrón de cambio observado. Este patrón incluye un mayor calentamiento en los continentes que sobre los océanos”.

Pero cuando se trata de evaluar en el futuro, es muy diferente pues entra la componente política y social de cuánto o qué vamos a emitir como gases invernadero en el futuro. Así, el IPCC utiliza escenarios que no son pronósticos, sino una forma de pensar en el futuro a través de varias hipótesis, estos escenarios corres-

ponden a un mundo en el cual los efectos económicos y ambientales cambiaran a nivel global y regional. El IPCC [2007] “ha propuesto cuatro familias de escenarios. La línea narrativa de cada una de estas familias describe un futuro demográfico, político-social, económico y tecnológico. Dentro de cada familia uno o más escenarios consideran la energía global, la industria y otros desarrollos y sus implicaciones para las emisiones de gases de efecto invernadero y otros contaminantes. Pese a que las líneas narrativas no indican en forma explícita políticas sobre el cambio climático, hay algunos ejemplos de medidas de mitigación indirectas en algunos escenarios”.

En la figura 1.5, el IPCC presenta el calentamiento para tres escenarios: B1 (emisión baja), A1B (emisión media) y A2 (emisión alta). Además en este informe, se introdujo un escenario (línea amarilla) en el cual el nivel de CO₂ se pudiera estabilizar al nivel actual; aún si esto pasara, habría un aumento de medio grado de temperatura con relación a la temperatura actual, en el año 2100.

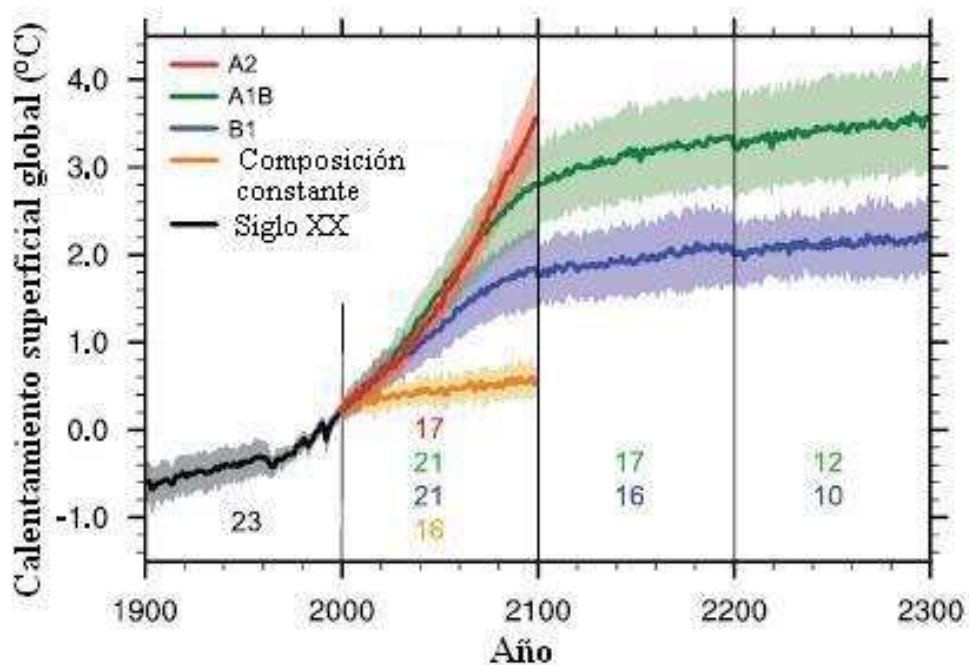


Figura 1.5: Promedios de varios modelos del calentamiento superficial de la Tierra, para los escenarios A2, A1B y B1. Los números en color indican la cantidad de simulaciones realizadas para cada escenario. (Adaptada de [IPCC, 2007].)

Resumen

El IPCC [2007] concluye que muy probablemente el cambio climático es producido principalmente por las actividades humanas. Sin embargo, hoy en día la influencia del sol en el cambio climático es un tema controversial y algunos científicos [ej. Haigh, 2007; Lockwood, 2010; Mendoza et~al., 2010a] se preguntan qué papel está jugando el Sol en este proceso. La razón por la cual estos autores consideran que la influencia directa del Sol en el clima es más importante que la estimada por el IPCC [2007] es que el Sol es considerado el motor del clima, es decir, el Sol se manifiesta como la causa principal de los fenómenos naturales que hacen parte del clima terrestre. Esta afirmación está sustentada en los análisis de primeros principios [Henderson-Sellers and McGuffie, 1990], como los que vimos en este capítulo y en las correlaciones encontradas entre la temperatura superficial de la Tierra y los registros del Sol [Fröhlich, 2006a; Krivova et~al., 2010] que veremos en el capítulo siguiente. En este trabajo tratamos de cuantificar de una manera simple la influencia directa del Sol en los procesos climáticos. Esta es la motivación fundamental de este trabajo; por eso se busca estudiar la influencia de una variable solar directa como la RST en el modelo WRF-ARW. Esta variable la consideran constante en muchos modelos climáticos. Dedicaremos el siguiente capítulo al estudio de la variable RST y a recopilar algunos resultados de los estudios que indican la relación directa entre el Sol y el clima terrestre.

Capítulo 2

La Radiación Solar Total (RST)

Se pensó por mucho tiempo que el Sol era una estrella con un comportamiento constante, regular y repetible. Medidas de la RST o “constante solar” justificaban su comportamiento regular y los registros de periodicidad en las manchas solares muestran que su comportamiento es cíclico. Sin embargo, ambos registros sólo muestran la historia reciente del Sol [Eddy, 1976].

Antes de la era espacial, se pensaba que la energía solar que recibe la parte más alta de la atmósfera era constante ($\sim 1,367 \text{ W/m}^2$). Pero desde 1978, los radiómetros colocados en los satélites han mostrado que esta “constante solar” no es constante, sino que varía con una amplitud de 0.1 % entre el máximo y el mínimo del ciclo de 11 años. La RST se define como el valor del flujo de energía solar, integrado sobre el espectro electromagnético, que incide perpendicularmente a una superficie unitaria ubicada a 1 Unidad Astronómica (UA, $1.5 \times 10^{13} \text{ cm}$), que es la distancia promedio Sol-Tierra [Tiwari and Ramesh, 2007].

2.1. La variación de la RST

La variación solar es el cambio en la cantidad de la radiación emitida por el Sol y en su distribución espectral en períodos de tiempo que van de años a milenios. Estas variaciones tienen componentes periódicas, la principal es la del ciclo solar de aproximadamente 11 años Fröhlich [2006b]. Desde Noviembre de 1978, con la

puesta en órbita del satélite artificial NIMBUS-7, que llevaba consigo un radiómetro, se pudo cuantificar la intensidad de la RST y sus variaciones a lo largo de varios años. Posteriormente, los satélites ERBS, UARS, SOHO y ACRIMSat, también llevaban radiómetros, por lo cual se tiene un conjunto de series de tiempo de la RST que cubren, por segmentos, a los últimos tres ciclos solares (figura 2.1). Por esta razón se han hecho composiciones de todas las series disponibles, una de las más usadas es la composición denominada Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos (PMOD) [Gray et~al., 2010; Haigh, 2007].

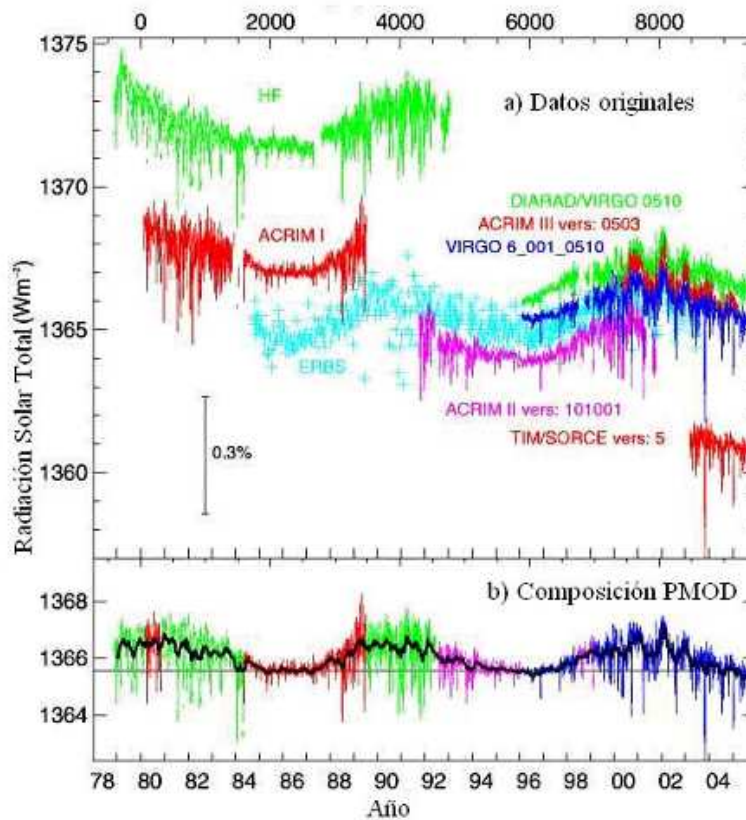


Figura 2.1: (a) Radiación Solar Total Diaria - Promedio: todas las medidas han sido obtenidas por satélites. (b) Composición de observaciones para producir el mejor estimado de la RST. (Adaptada de Haigh [2007]).

La energía emitida por el Sol es como la de un cuerpo negro a una temperatura de 5,780 K, que es la temperatura superficial (fotosférica) del Sol. La radiación solar se distribuye desde el infrarrojo hasta el ultravioleta (UV). No toda la radiación alcanza la superficie de la Tierra, porque las rayos X y el UV lejano son absorbidos por los gases de la atmósfera superior, el UV fundamentalmente por el ozono estratosférico. El dióxido de carbono, el vapor de agua y las pequeñas gotas de agua que forman las nubes absorben las radiaciones infrarrojas (figura 2.2). De la figura 2.2 se nota que las variaciones en la radiación solar a lo largo del ciclo de 11 años, son mayores conforme la longitud de onda es menor, por ejemplo, el UV varía casi un 100 %, mientras que la RST presenta una variación de 0.1 % [Willson and Hudson, 1991].

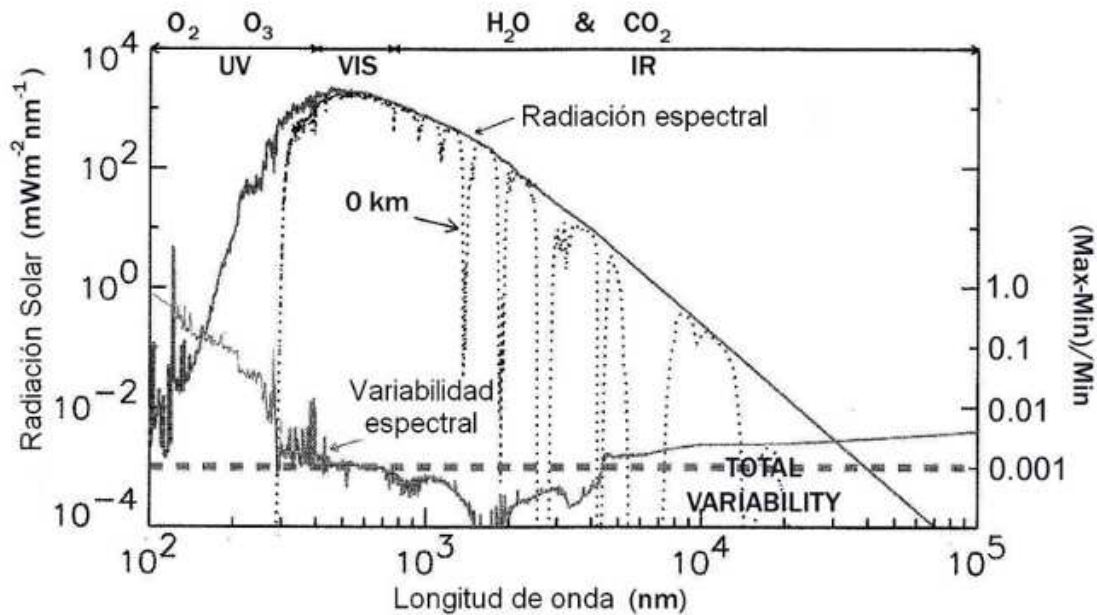


Figura 2.2: Espectro de la RST (escala izquierda) y su cambio a lo largo del ciclo solar de 11 años (escala derecha, para obtener el porcentaje hay que multiplicar por 100). Las líneas punteadas verticales corresponden a la radiación que es absorbida por diferentes gases atmosféricos y por tanto no llega a la superficie

2.2. Causas de variación de la radiación que llega a la Tierra

Las causas que producen las variaciones en la cantidad de radiación que llega a la Tierra son: variaciones intrínsecas de la radiación solar, variación en los parámetros orbitales terrestres y cambio en el albedo.

2.2.1. Variaciones intrínsecas de la radiación solar total

Las mediciones directas de la RST han permitido advertir su correlación directa con la actividad solar medida a través de, por ejemplo, las manchas solares (figura 2.3). Las variaciones en la RST ocurren en escalas de tiempo de minutos, debido a las oscilaciones solares de cinco minutos, o bien, de días, meses o años, en respuesta a la aparición en el disco solar de regiones activas y de la red cromosférica¹ [CGER, 1994].

Algunos estudios [Friis-Christensen and Lassen, 1997; Solanki et al., 2005] indican que la variabilidad en la RST asociada con el ciclo solar de 11 años surge en la fotosfera, del juego entre las regiones brillantes, como las fáculas, y las regiones oscuras, fundamentalmente las manchas solares. Las manchas solares son zonas oscuras con una temperatura típica de 5,420 K y relativamente más frías que las regiones circundantes del Sol que están a 6,050 K. Las manchas solares corresponden a zonas en donde fuertes campos magnéticos inhiben la convección del calor que fluye del interior del Sol hacia la fotosfera. Emiten menos energía de la normal, pero las áreas que las rodean, las fáculas solares, aparecen, por el contrario, más brillantes. De esta forma, resulta que, en su conjunto, el Sol emite más energía cuando hay más manchas solares haya en un momento determinado.

¹La cromósfera es una capa que se encuentra sobre la fotosfera o superficie visible del Sol. Sus campos magnéticos están distribuidos en la superficie del Sol formando una especie de red, que recibe el nombre de red cromosférica.

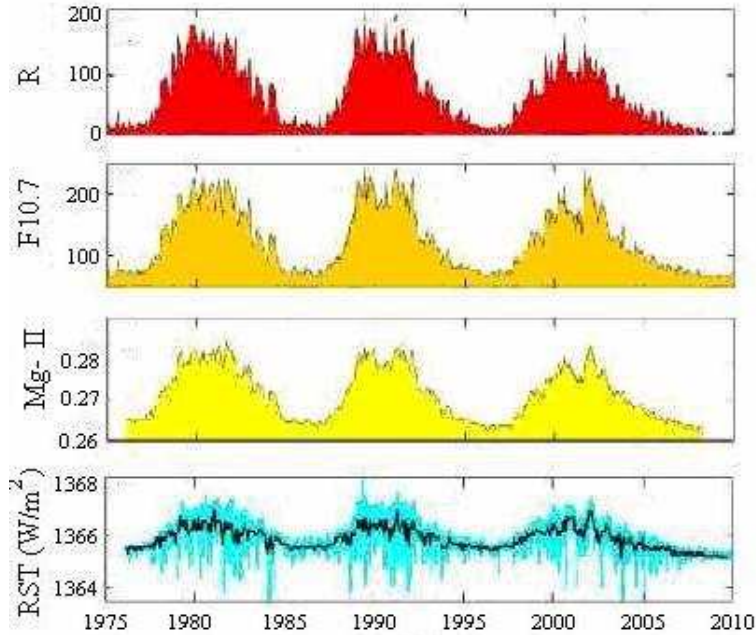


Figura 2.3: Variaciones observadas de manchas solares (R), del flujo de radio solar ($F_{10.7}$), de la emisión de iones ($Mg\ II$) de la cromosfera y la serie compuesta PMOD de las observaciones de la RST. (Adaptada de Gray et al. [2010])

2.2.2. Variación de los parámetros orbitales

Milutin Milankovitch (1920) estudió los cambios en la excentricidad, oblicuidad y precesión de la órbita de la Tierra. La teoría de Milankovitch se basa en tres magnitudes básicas: la *oblicuidad* del eje de rotación de la Tierra con respecto al plano de la órbita terrestre, la *excentricidad* de la órbita terrestre y la *precesión* del eje de rotación de la Tierra. Estas magnitudes pueden considerarse parámetros invariantes a escala de siglos, pero son variables a escala de decenas de miles de años debido a la atracción gravitatoria de la luna y de los demás planetas.

Oblicuidad: Es el ángulo de inclinación del eje de rotación respecto al plano terrestre (actualmente 23.5°). La oblicuidad varía entre 22.1° y 24.5° , con períodos aproximados de 41,000 años (figura 2.4), e influye en la cantidad de la RST recibida en distintas regiones de la Tierra, en particular las regiones

polares. Al aumentar la inclinación del eje terrestre, los inviernos se hacen más fríos y los veranos más cálidos.

Excentricidad: La órbita de la Tierra alrededor del Sol varía su excentricidad, con valores de 0.005 a 0.058 (figura 2.4). Estos cambios tienen lugar en dos ciclos, uno con un período de unos $\sim 100,000$ años y otro con un período de $\sim 400,000$ años. Los cambios en la excentricidad suponen variaciones del 0.3 % en la RST, lo que modificaría la temperatura media terrestre en unas décimas de grado.

Precesión: Es una medida de la posición de los solsticios de verano y de invierno con respecto a las distancias más corta (perihelio) o más larga (afelio) del Sol a la Tierra. Su variación tiene un período promedio de 21,000 años. El eje de rotación se “bambolea” y conlleva a que el Polo Norte describa un círculo, causando un movimiento de precesión de los equinoccios (figura 2.4).



Figura 2.4: Esquema de los cambios de los parámetros orbitales terrestres. La I denota la inclinación u oblicuidad, la P denota la precesión y la E la excentricidad (Adaptada de IPCC [2007]).

La figura 2.5 muestra las variaciones de la excentricidad, la precesión y la oblicuidad. Este gráfico presenta los valores calculados para 300,000 años. Milankovitch notó que estos ciclos corresponden a cambios climáticos en el pasado, tales como las edades de hielo [Isaza and Campos, 2007; Haigh, 2007].

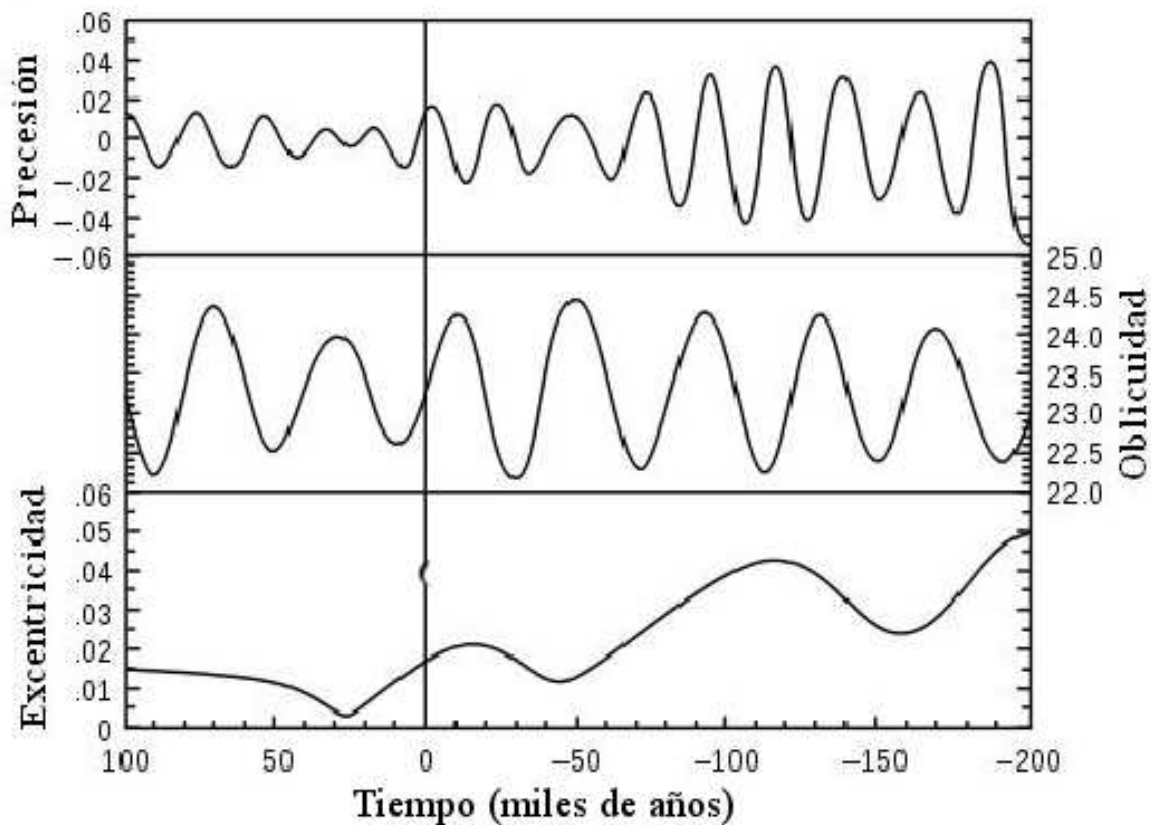


Figura 2.5: Variaciones de la excentricidad, la precesión y la oblicuidad (Adaptada de Haigh [2007]).

2.2.3. Cambios en el albedo

El albedo es de gran importancia para el calentamiento de la Tierra y el clima global. El albedo se define como la razón entre la RST incidente y la reflejada directamente de vuelta al espacio. Esta razón es de $\sim 30\%$. Los cambios en el paisaje y en el clima de la Tierra pueden llevar a cambios en el albedo, que tendrían un impacto en el balance de la radiación de la Tierra y por lo tanto llevarían a un calentamiento o enfriamiento en la superficie terrestre. Este efecto es de particular relevancia en tres casos.

- Cuando la cubierta de las nubes cambia, el albedo cambia también. Los cambios en la cubierta de las nubes son muy difíciles de modelar. Esta es una de las razones principales de la incertidumbre en estimaciones del clima futuro.
- La pérdida de hielo marino en el Océano Ártico tiene un efecto regional importante. Aquí una superficie con un albedo alto (hielo) es reemplazada por una superficie con albedo bajo (aguas del océano). La consecuencia es que absorbe mayor cantidad de energía, llevando regionalmente a un calentamiento más intenso que el esperado para el resto del planeta.
- Por último, la pérdida de bosques y paralelamente el uso de las áreas para la agricultura y el pastoreo llevan a un incremento del albedo, ya que los terrenos usados para la agricultura son más brillantes que los bosques. Esta contribución a un enfriamiento de la Tierra puede, sin embargo, no compensar otros aspectos desventajosos de la pérdida, en particular, de selva tropical: el aumento en CO_2 atmosférico y la pérdida de la biodiversidad.

2.3. Forzamiento solar del clima

Para entender el forzamiento del sistema climático por cambios en la RST, es necesario tener modelos empíricos que sean capaces de extrapolar hacia el pasado. Se han realizado reconstrucciones de las variaciones de la RST en escalas de tiempo de siglos a milenios usando núcleos cosmogénicos, generados por la interacción de los rayos cósmicos galácticos con la atmósfera terrestre (el ingreso de los rayos cósmicos a la atmósfera es modulado por la actividad solar y el campo geomagnético) tales como ^{10}Be y ^{14}C . A escalas de tiempo de siglos (figura 2.6), las reconstrucciones de la RST se han llevado a cabo utilizando indicadores de la actividad solar tales como el número de manchas solares (R), la longitud del ciclo de manchas solares (L), la estructura y decaimiento de manchas solares individuales, la rotación y el diámetro solar, etc. [Ver referencias en Gray et al., 2010]. Periodicidades, tendencias y mínimos son característicos de la actividad solar; cuando estos periodos concuerdan con registros climáticos, se puede atribuir estos cambios climáticos al forzamiento solar. Sin embargo, hay que tener en cuenta que el clima es un sistema no lineal y responde también a otros forzamientos.

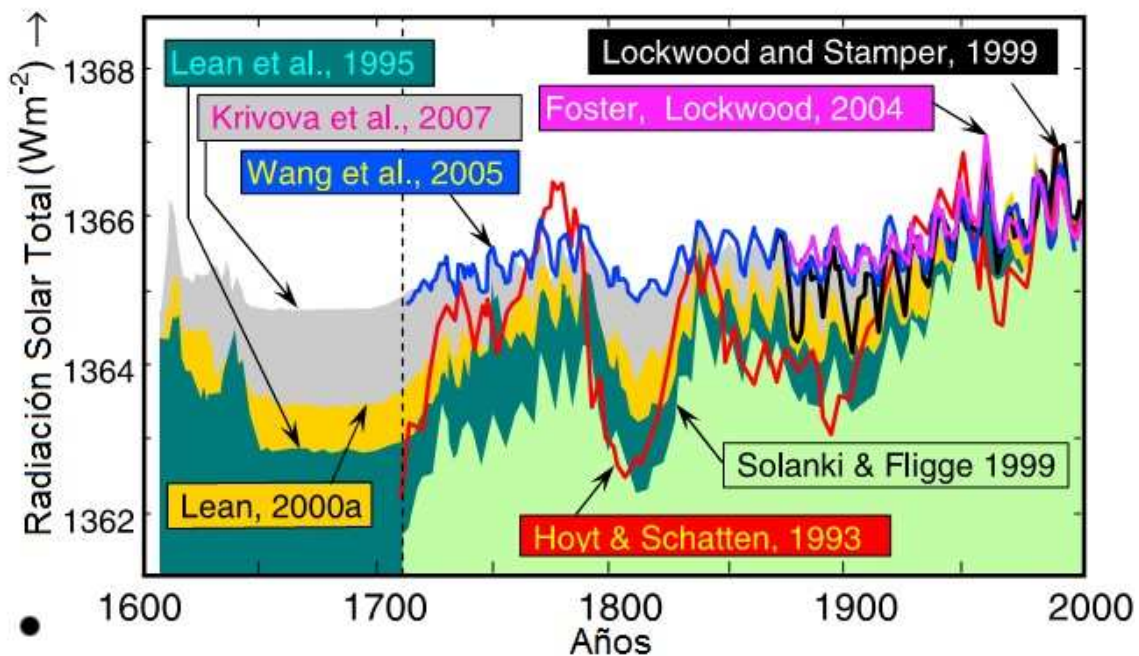


Figura 2.6: Reconstrucción de variaciones de la RST en el pasado usando diferentes indicadores de la actividad solar (adaptada de Gray et al. [2010]).

Cuando el Sol tiene menor cantidad de manchas solares genera menos cantidad de energía y, por tanto, es menor la RST que llega hasta la Tierra, de esta manera nuestro planeta se enfría. Un posible ejemplo de la conexión existente entre el ciclo solar y el clima es el Mínimo de Maunder, que ocurrió aproximadamente, entre 1645 y 1715, cuando casi no se vieron manchas solares. Europa y partes de Norteamérica fueron afectadas por un clima notablemente frío [Gray et al., 2010].

Las variaciones en la RST pueden afectar el clima terrestre a través de una influencia directa sobre la temperatura promedio global o en formas más indirectas. Modelos de circulación general (MCG) actuales estiman que un incremento del 2% en la RST podría producir un incremento en la temperatura de $\sim 4^{\circ}\text{C}$. Si suponemos una escala lineal, el 0.1% produciría un cambio de temperatura de 0.2°C [CGER, 1994]. Si comparamos este cálculo de cambio de temperatura con el aumento de temperatura en un rango de 1.5°C a 4.5°C predicho por el IPCC [2007] debido a los gases de efecto invernadero, se podría concluir que el aumento de temperatura debido a la RST es pequeño.

Los cambios en la estratosfera inducidos por el Sol, podrían tener una variedad de influencias sobre la troposfera y el clima. Investigaciones con MCG sugieren que las variaciones en la radiación UV modifican el ozono y la estructura de temperatura de la estratosfera, afectando el gradiente de temperatura latitudinal [Meehl et al., 2008]. Esto modifica los vientos estratosféricos, altera la estabilidad troposférica, afectando varios procesos dinámicos troposféricos, incluyendo la intensidad de la celda de Hadley en latitudes bajas y subtropicales, y a los sistemas de baja presión fuera de los trópicos [Lee et al., 2008]. Aunque las simulaciones climáticas de los MCG estiman una reducción de temperatura promedio global de $0,46^{\circ}\text{C}$ para una disminución de la RST de 0.25 %, algunas regiones de la superficie de la Tierra podrían enfriarse y otras calentarse por más de 1°C como resultado de cambios advectivos causados por calentamiento diferencial de los continentes y los océanos [Barriopedro et al., 2008; Haigh et al., 2005; Lee et al., 2008; Meehl et al., 2008].

Hacer una evaluación directa del forzamiento de la RST sobre el cambio climático es complicado, ya que la mayor variabilidad de la RST se encuentra en longitudes de onda del UV (figura 2.2), que se absorben en la atmósfera alta, más que el visible que es el que llega a la superficie terrestre. Por esta razón quizás el primer lugar para buscar un impacto sobre el clima terrestre sea en la atmósfera alta [Gray et al., 2010; CGER, 1994].

Resumen

En este capítulo se describió qué es la RST y como es considerada usualmente en los modelos del clima. Hasta que se mejoraron las técnicas de medición de la RST, no era posible observar variaciones en esta cantidad que se consideraba hasta entonces constante. Sin embargo, cuando llegaron los avances experimentales se abrió la posibilidad de que esa “constante”, fuera realmente una variable que cambia con el tiempo. El comportamiento temporal de la RST se ha intentado explicar por medio de varios análisis de correlación, entre los que se destaca el del ciclo de las manchas solares. Como se ha dicho anteriormente, la RST entra directamente en los modelos del clima, a través del balance de energía. Por esta razón esperamos que una variación temporal de la RST tenga un efecto en los modelos.

Aunque los cambios de la RST no son la única causa de los cambios observados en los registros climáticos históricos, es necesario comprenderlos y cuantificarlos con el fin de descifrar su contribución al forzamiento solar. Además, existe una gran expectativa sobre las variaciones de la RST en el futuro; ya que, el último mínimo solar (en el año 2009) fue extremadamente bajo comparado con los mínimos de los últimos 3 ciclos solares y tuvo un máximo de manchas de 120. El ciclo solar 24, alcanzó su máximo en el otoño de 2013 con 69 manchas, el valor más bajo desde 1906, (<http://www.sidc.be/sunspot-data/>) y el ciclo 25 se pronostica aún más bajo en su máximo [p.ej, Lockwood, 2010; Russell et al., 2010]. Por estas razones, consideramos que la variable RST es la mejor opción para intentar cuantificar la influencia directa del Sol y sus variaciones intrínsecas en un modelo climático. En particular, nos concentramos en el modelo WRF-ARW por ser el modelo más utilizado por los miembros del equipo de trabajo. Nos ocuparemos en el siguiente capítulo de la descripción del modelo, definiremos la región de estudio en la que esperamos encontrar alguna evidencia de los cambios en ciertas variables atmosféricas debidos a las variaciones temporales en la RST. También allí definiremos los experimentos numéricos que se realizan con el modelo para estimar las variaciones esperadas y finalmente estableceremos un método para estimar numéricamente la respuesta del modelo a las variaciones de la RST.

Capítulo 3

Metodología

Cualquier modelo climático es un intento de simular los múltiples procesos que determinan el clima. Los modelos climáticos deben ser desarrollados a partir de principios fundamentales, utilizando leyes de la física tales como la conservación de masa, momento y energía. La utilización de los modelos puede ser lenta y costosa, incluso usando las computadoras más rápidas, y los resultados que se obtienen solo son aproximados. Aunque el modelo numérico es una simplificación del clima real, lo debe describir lo más cercanamente posible. Las soluciones que se obtienen parten de un estado inicial e investigan los cambios de una componente del sistema climático como, por ejemplo, temperatura, precipitación, humedad ó vientos. Los modelos se evalúan constantemente comparando las simulaciones con las observaciones de la atmósfera, el océano, la criosfera y la superficie terrestre. Todas las interacciones entre las componentes se integran a fin de desarrollar un modelo del clima. Esto crea grandes problemas debido a que las diversas interacciones actúan en diferentes escalas temporales.

Los modelos numéricos tienen limitaciones y aunque el ideal sea representar a la Tierra lo más cercano a lo real, no ha sido completamente posible, ya que algunos procesos en la Tierra aún no se comprenden bien y por tanto no pueden representarse de manera explícita, sino que se deben incorporar al modelo sólo de forma aproximada. También se debe tener en cuenta la resolución en el tiempo y el espacio. Aunque cuanto mejor sea la resolución espacial más confiables serán los resultados, es el tiempo de cálculo y la limitación de datos observados lo que nos indica qué resolución debemos tener en cuenta. Igual ocurre con el tiempo, la

exactitud del modelo aumenta a medida que disminuye el intervalo temporal. A pesar de las limitaciones que todavía se tienen, hay un buen nivel de confianza en estos modelos. El objetivo inicial de un modelo es determinar cómo se comporta el clima actual, para posteriormente simular climas pasados, esto ayuda a establecer la validez del modelo. Después de que pasa estas pruebas, el modelo podrá utilizarse para estimar posibles climas en el futuro [Hartman, 1994; Henderson-Sellers and McGuffie, 1990; IPCC, 2007].

En esta tesis, se ha utilizado el modelo numérico atmosférico Advanced Research Weather Research and Forecasting Model (WRF-ARW), que es un modelo numérico de sexta generación, de mesoescala no hidrostático, que puede ser usado tanto para el pronóstico operativo del tiempo atmosférico como para hacer investigación. Varias instituciones apoyan el proyecto con el objetivo de lograr un avance en el entendimiento de los procesos atmosféricos y la predicción del tiempo atmosférico [Skamarock et~al., 2008]. Las principales instituciones encargadas de su desarrollo son: *National Center for Atmospheric Research (NCAR)*, *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, *National Center for Environmental Prediction (NCEP)*, *Earth System Research Laboratory (ESRL)*, *Air Force Weather Agency (AFWA)*, *Naval Research Laboratory (NRL)*, *Center for Analysis and Prediction Storms (CAPS)* y *Federal Aviation Administration (FAA)* [Wang et~al., 2008].

3.1. Modelo Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF-ARW)

El modelo WRF-ARW contiene varios programas de inicialización (*ideal.exe* y *real.exe*), un programa de integración numérica (*wrf.exe*) y un programa de anidamiento (*ndown.exe*). De acuerdo con las necesidades del usuario:

- Si se planea correr casos idealizados, se necesita
Modelo WRF ARW + PostProcessing
- Si se planea correr casos reales, se necesita
WPS + Modelo WRF ARW + PostProcessing
- Si se planea correr casos reales con análisis variacional, se necesita
WPS + WRF-Var + Modelo WRF ARW + PostProcessing

A continuación describiré los módulos que conforman el modelo WRF-ARW (figura 3.1):

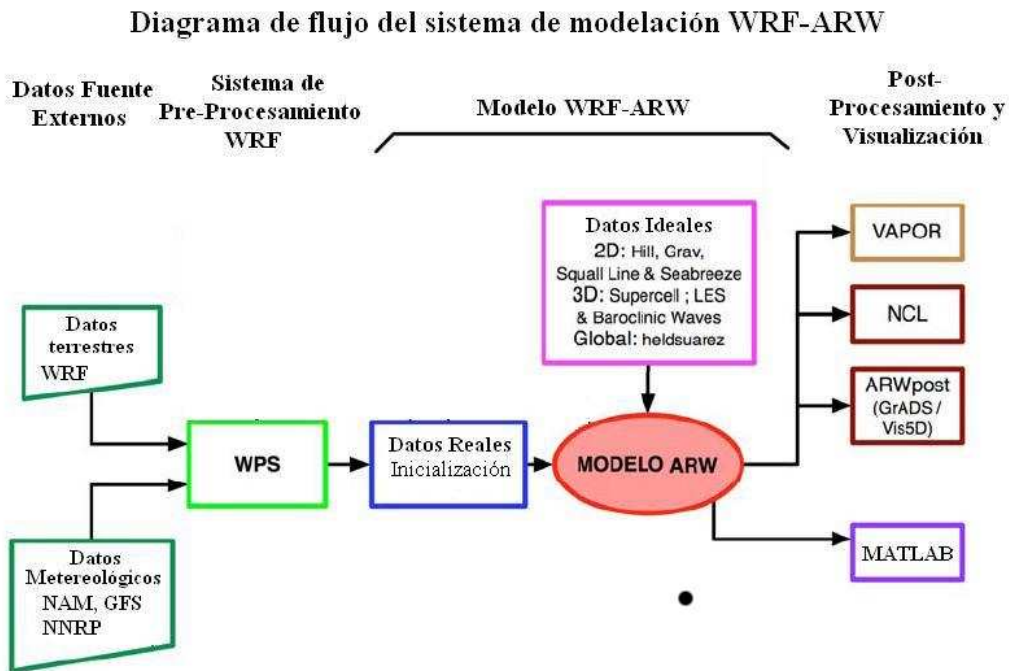


Figura 3.1: Diagrama de flujo del modelo WRF-ARW (Adaptada de Skamarock et~al. [2008]).

a) **El Sistema de Preprocesamiento (WPS)** Este programa es usado primariamente para simulaciones de datos reales. Sus funciones básicamente son: 1) definición del dominio de la simulación, 2) interpolación de datos terrestres al dominio de la simulación, 3) interpolación de datos meteorológicos desde otro modelo a este dominio de simulación. El WPS es un conjunto de 3 programas (figura 3.2) cuyo papel colectivo es preparar la entrada para las simulaciones de datos reales:

- **geogrid:** define el dominio de la simulación e interpola datos geográficos fijos a las mallas. Los dominios de la simulación se definen usando la información específica de cada usuario en el registro “share” y “geogrid” en el archivo WPS namelist. Además de calcular la latitud y la longitud en cada punto de la malla, geogrid interpola categoría de suelos, categoría de usos de la tierra, altura del terreno, fracción de vegetación mensual y albedo mensual. Los datos globales para cada uno

de estos campos son proporcionados a través de la página del WRF (<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/>).

- **ungrib**: extrae campos meteorológicos de archivos con formato GRIB y los escribe en un formato simple. Los archivos GRIB contienen campos meteorológicos y son típicamente de otro modelo regional o global, tal como los modelos NCEP'S NAM o GFS. Estos archivos GRIB contienen más campos que no son necesarios para inicializar el WRF.
- **metgrid**: interpola horizontalmente los datos meteorológicos de formato intermedio que son extraídos por el programa *ungrib* en el dominio de la simulación definida por el programa *geogrid*. La salida del *metgrid* interpolada es utilizada por el programa *real.exe*. Los rangos de datos que son interpolados por *metgrid* son definidos en el "share" del archivo *namelist.wps* y los rangos de datos deben ser especificados individualmente en el *namelist* para cada dominio de simulación [Wang et~al., 2008].

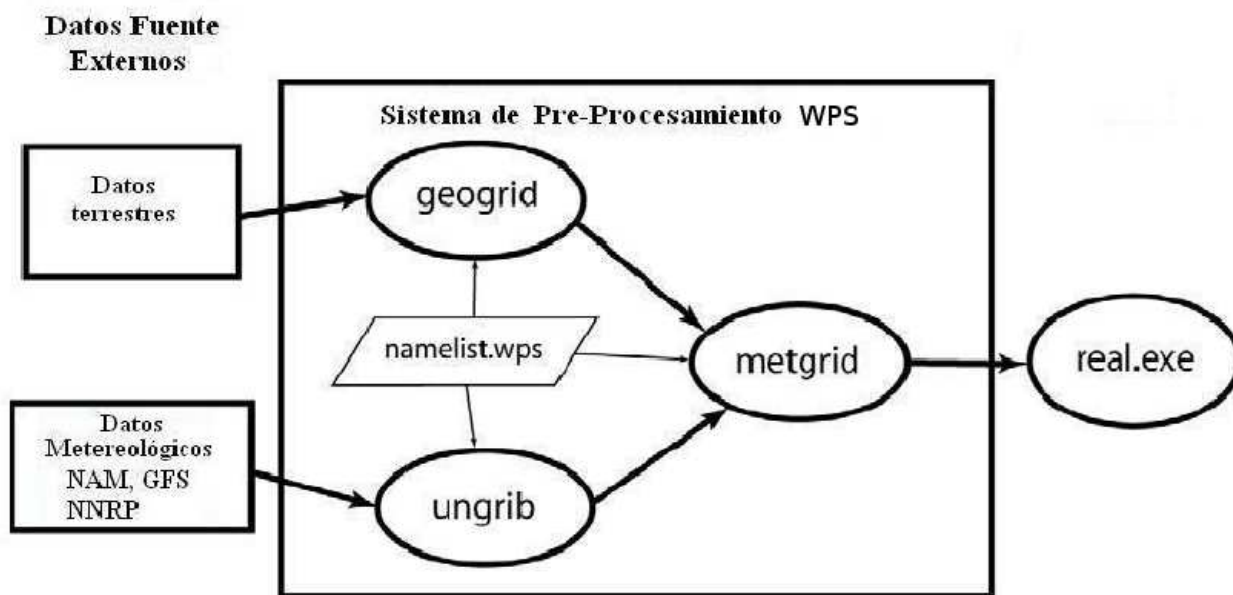


Figura 3.2: Diagrama de flujo del sistema de preprocesamiento WPS (Adaptada de Skamarock et~al. [2008]).

- b) El Modelo WRF-ARW** Tiene dos clases de simulación, una inicialización ideal y otra que usa datos reales. La simulación inicial tiene un archivo de condición inicial para el modelo WRF de un sondeo existente en 1D o 2D y supone una orografía simplificada. Los datos reales usualmente requieren un pre-procesamiento mediante el paquete WPS, el cual proporciona cada campo atmosférico y estacionario apropiado para buscar la solución de malla para el modelo. Los programas *ideal.exe* y *real.exe* nunca son usados juntos y se ejecutan justo antes de compilar el modelo WRF.
- c) WRF-Var** Este programa es opcional, se encarga de introducir observaciones a los análisis interpolados que fueron creados con el WPS (por ejemplo, datos de superficie, radio-sondeos, datos de radar, etc.), generando así una actualización en las condiciones iniciales que utilizará el modelo.
- d) Post Procesamiento y herramientas de visualización** Esta componente es independiente de los códigos del modelo y queda a consideración del usuario. Existe una gran cantidad de herramientas gráficas que pueden ser utilizadas para visualizar las simulaciones numéricas. Algunas de estas opciones son: NCAR Command Language (NCL), Read/Interpolate/Plot (RIP4), Grid Analysis and Display System (GrADS), Vis5D, Visualization and Analysis Platform for Ocean, Atmosphere, and Solar Researchers (VAPOR), General Equilibrium Modelling Software (GEMPAK) y MATrix LABoratory (MATLAB).

3.2. Descripción de los esquemas de radiación en el modelo WRF-ARW

El WRF-ARW utiliza los esquemas de radiación de onda corta de Dudhia (1989) y el modelo de transferencia radiativa rápida (RRTM, por sus siglas en inglés) para la radiación de onda larga, los cuales se describen a continuación.

3.2.1. Descripción de la parametrización de onda corta de Dudhia

En esta parametrización, las características de la dispersión, la reflexión y la absorción de la atmósfera en un modelo sin nubes, con respecto a la transferencia de onda corta, están determinadas por los flujos hacia abajo únicamente. La radiación de onda corta que se refleja hacia arriba por la superficie y las nubes es ignorada, y se supone que escapa completamente al espacio.

La parametrización de Dudhia es una función de la distribución del vapor de agua, la cantidad y tipo de nubes, el ángulo cenital del sol, el albedo de la superficie terrestre y la distribución del ozono [Lacis and Hansen, 1974]. La dispersión en un cielo despejado se estima en cada capa usando la parametrización de dispersión de Rayleigh. La dispersión se supone que es independiente de la longitud de onda.

3.2.2. Descripción de la parametrización de onda larga (RRTM)

En esta parametrización, los procesos de radiación de onda larga se calculan en longitudes de onda superiores a $3.33\mu\text{m}$. La técnica utilizada, denominada distribución-k de correlación, hace cálculos línea por línea en 16 intervalos de onda larga y calcula la distribución de probabilidad de los coeficientes de absorción dentro de esos intervalos. Entonces, esta distribución de probabilidad se utiliza para determinar el cambio de temperatura en cada intervalo del modelo, que es el resultado de los procesos de radiación de onda larga, basados en la temperatura, la presión y la cantidad de absorbentes de onda larga, de cada intervalo.

La cantidad de absorbentes de onda larga en cada intervalo, incluidos los gases de efecto invernadero y las nubes, sólo se calcula cada 3 horas. Sin embargo, la cantidad de radiación de onda larga dejando la superficie se calcula cada paso de tiempo (3 min). El esquema de parametrización para la transferencia de radiación de onda larga en condiciones de cielo despejado, desarrollado por Mlawer et al. [1997], incluye los efectos radiativos del ozono (O_3), dióxido de carbono (CO_2), vapor de agua (H_2O), el freón (CFC), formaldehído (CCl_4), metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O)

3.3. Configuración de la simulación

El modelo tiene implementado un gran número de opciones para realizar las simulaciones numéricas en función de las necesidades del usuario. Estas opciones permiten seleccionar desde el tipo de proyección a utilizar hasta la manera en que se resuelven los procesos físicos. Las simulaciones numéricas que se han realizado en este trabajo son producto de la versión 3.1.1 del modelo WRF-ARW.

Para este estudio se determinó un año base: Septiembre de 1983 a Agosto de 1984. En este año el Sol estaba en la fase descendente del ciclo solar, presentando una actividad intermedia. La malla de la simulación consta de un sólo dominio que cubre el Atlántico Norte, entre $0 - 100^{\circ}W$ y $5 - 60^{\circ}N$, e incluye el Este de Norte América, Oeste de Europa y Noroeste de África (figura 3.3). La resolución espacial de la simulación es de 30 km. Las condiciones iniciales y de frontera se tomaron del proyecto de reanálisis de NCEP/NCAR (NNRP o R1, <http://dss.ucar.edu/datasets/ds090.0/>).

En las cinco simulaciones que se realizaron para estudiar la sensibilidad del modelo WRF-ARW (las cuales se describen más adelante), se utilizó la proyección Mercator. Los esquemas utilizados en la física del modelo son:

- WRF Single-Moment 3-class para microfísica, es un esquema simple y eficiente que tiene hielo, nieve y procesos de graupel, adecuado para simulaciones reales de mesoescala.
- El esquema de Kain-Fritsch para la parametrización de cumulus.
- El esquema Yonsei University (YSU, por sus siglas en inglés) para la capa de frontera planetaria.
- El modelo de Transferencia Radiativa Rápida (RRTM) para la radiación de onda larga. Es un esquema exacto que usa tablas para la eficiencia, cuentas para múltiples bandas, oligogases y especies microfísicas.
- El modelo de Dudhia para la radiación de onda corta.

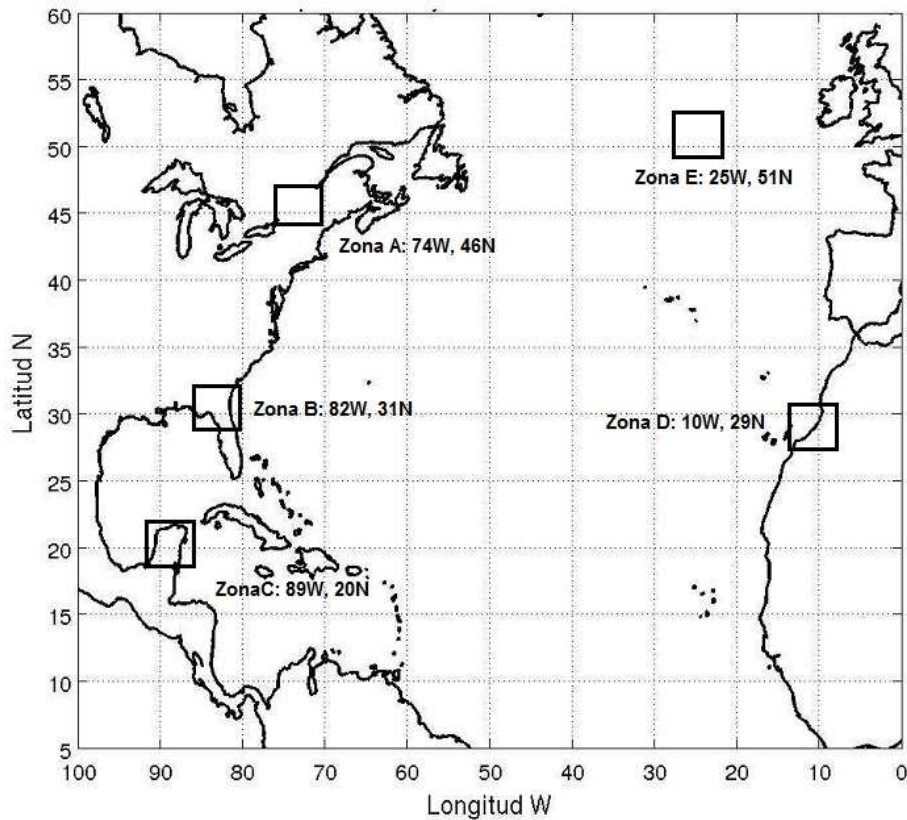


Figura 3.3: Dominio utilizado para las simulaciones numéricas. Además se señalan 5 zonas (cuadrados), que se usarán para presentar los resultados.

Estas parametrizaciones se describen detalladamente en Skamarock et~al. [2008]. Sin embargo, se han descrito anteriormente las parametrizaciones de radiación de onda corta y larga por ser de interés en este trabajo. Además, en este estudio tenemos dos restricciones importantes, la primera es que aunque el tamaño de la malla es grande, no se está considerando todo el planeta, y la segunda es que tenemos la condición de un océano prescrito, no podemos saber cual sería la respuesta de éste a cambios en la RST.

3.3.1. Descripción de las simulaciones

Se hicieron cuatro simulaciones para estudiar la sensibilidad de la temperatura superficial que se calcula con el modelo WRF-ARW, cambiando únicamente la RST constante que utiliza este modelo según la Tabla 3.1.

Radiación	S [W/m²]
Base	1366.2
HR	1366.8
LR	1365.5
FMR	1364.9
CI	1366.2

Tabla 3.1: Valores de la RST usados en las simulaciones.

- La primera simulación corresponde al experimento control o al año base, con un valor de la RST fijo, igual al observado satelitalmente en el año 1983, (<http://www.pmodwrc.ch/php?topic=tsi/composite/SolarConstant>).

Como se mencionó en el capítulo 2, las medidas satelitales de la RST indican que entre el máximo y el mínimo del ciclo solar, la RST varía 0.1 %, por lo tanto:

- La segunda simulación corresponde a un año de actividad solar alta (HR) y para ello se aumentó en 0.05 % la RST del año base.
- La tercera simulación corresponde a un año de actividad solar baja (LR), es decir, se disminuyó en 0.05 % la RST del año base.

Comparado con algunas reconstrucciones de la RST, el ciclo solar 23 tiene un mínimo sin precedentes en el último siglo [p.ej, Krivova et~al., 2010]. Esto ha motivado a hacer estimaciones de las tendencias futuras en la RST y algunos trabajos han sugerido el comienzo de un mínimo secular tipo-Dalton o mínimo moderno, que podría ocurrir en dos o tres ciclos solares [Lockwood, 2010; Russell et~al., 2010]. Entonces:

- La cuarta simulación se realizó con un valor de la RST pronosticada para los próximos dos ciclos de la actividad solar tipo mínimo de Dalton, al que llamaremos Futuro Mínimo de Radiación (FMR) [p.ej, Rigozo et~al., 2010.]
- Finalmente, se hizo una quinta simulación con la misma RST del año base pero usando las condiciones atmosféricas del 2 de Septiembre de 1983. Esta quinta simulación se hizo para comparar los efectos en la temperatura debidos a cambios en la RST y a cambios en las condiciones iniciales de la simulación.

Estas 5 simulaciones se corrieron en modo pronóstico y se obtuvieron salidas para cada 3 horas.

3.4. Región de estudio

La figura 3.3 muestra la región que se ha escogido para el estudio. Inicialmente, nuestro objetivo era estudiar la respuesta del modelo WRF a cambios en la RST en la península de Yucatán, ya que los escenarios presentados por el IPCC [2007] muestran que sería una de las áreas más afectadas en México para el año 2099. Sin embargo, la península de Yucatán está ubicada en el Océano Atlántico Norte, el cual presenta diferentes variaciones regionales tales como la Variabilidad del Atlántico Tropical (TAV, por sus siglas en inglés), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés) o la Oscilación Multicadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) [Hurrell et al., 2006; Hurrell and Deser, 2009], y por tanto se decidió ampliar la región de estudio al Océano Atlántico Norte.

3.4.1. Variabilidad del Atlántico Tropical

La TAV es el modo principal de variabilidad del sistema acoplado océano-atmósfera en esta región. Está caracterizado por variaciones en la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) y la presión a nivel del mar (SLP, por sus siglas en inglés) entre la zona tropical del Atlántico Norte y el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés). La TAV afecta las precipitaciones en el noreste de Brasil y el desarrollo de ciclones tropicales en el Atlántico Norte. Durante una fase positiva de la TAV, la ITCZ es desplazada hacia el norte, causando sequía al norte de Brasil. En este caso, la SST es más cálida de lo normal en el Atlántico Norte tropical y es más fresca de lo normal en la zona tropical del Atlántico Sur. La SLP responde a estas anomalías de la SST, es decir, la presión es más alta cuando la SST es anormalmente fría y es más débil cuando la SST es anormalmente cálida.

El interés temprano en el estudio de la TAV fue motivado por el impacto social y económico que ésta tiene sobre las poblaciones en partes de Sur América y África.

Otro aspecto del Atlántico Tropical es que, a diferencia del Pacífico Tropical donde la variabilidad interanual está dominada por el fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), hay múltiples influencias de importancia comparable que lo afectan. Las anomalías en la SST en el Atlántico Tropical son debidas primordialmente a cambios en los vientos superficiales, los cuales pueden estar forzando de forma local o remota. El forzamiento local, por ejemplo, surge de cambios en la posición e intensidad de la ITCZ, mientras que el forzamiento remoto puede ser causado por la variabilidad del Atlántico extra-tropical o del ENSO [Hurrell et~al., 2006; Hurrell and Deser, 2009].

La variabilidad interanual se observa con respecto al forzamiento remoto del Pacífico Norte en el Atlántico tropical a través de los eventos ENSO, que inducen anomalías en los vientos ecuatoriales hacia el oeste y que a su vez modulan la dinámica océano-atmósfera de la zona tropical del Atlántico. Durante un evento ENSO cálido, la SLP es inferior a lo normal en la zona central y oriental del Pacífico ecuatorial y mayor de lo normal en el Atlántico tropical. Esto lleva a una disminución del gradiente meridional de presión en ambas cuencas, en consonancia con una reducción en el flujo del viento del este [Grossmann and Klotzbach, 2009].

3.4.2. Oscilación del Atlántico Norte

El índice NAO es la diferencia de presión a nivel del mar entre la baja de Islandia y la alta de las Azores (figura 3.4). Existe un sistema de baja presión permanente sobre Groenlandia e Islandia y otro sistema permanente de alta presión sobre la isla de Azores, aproximadamente 1400 km al oeste de Portugal. La mayor parte del año las diferencias de presión son leves y su influencia sobre el clima de la cuenca del Atlántico es mínima. Sin embargo, cuando el invierno llega todo cambia. Ambos sistemas de presión son más intensos y esta diferencia de presión comienza a fluctuar entre dos diferentes estados: la fase positiva y la fase negativa del índice NAO. La NAO cambia de años a décadas [Grossmann and Klotzbach, 2009].

- En la fase positiva del índice NAO, el sistema de presión alta se intensifica y el sistema de presión baja también se intensifica, creando una gran diferencia de presión entre las Azores e Islandia. El aumento en la diferencia de

presiones da lugar a tormentas invernales más frecuentes e intensas que atraviesan el Océano Atlántico, en trayectorias desplazadas más hacia el Norte. Como resultado de esto, se producen inviernos cálidos y húmedos en Europa e inviernos secos y fríos en Canadá y Groenlandia. En este caso, el Este de Estados Unidos (EU) experimenta unas condiciones invernales templadas y húmedas [Hurrell and Deser, 2009; Grossmann and Klotzbach, 2009].

- En la fase negativa del índice NAO, los sistemas de presión alta y baja se debilitan. El gradiente reducido de presión da como resultado que las tormentas de invierno que atraviesan el Océano Atlántico sean más débiles y menos frecuentes. Estas tormentas siguen trayectorias más hacia el sur que aquéllas que están asociadas a las condiciones de la fase positiva, llevando aire cálido y húmedo al Mediterráneo y aire frío al norte de Europa. La costa del este de EU experimenta entradas de un aire más frío y más nevadas. Por su parte, Groenlandia tiene unas temperaturas invernales mas templadas [Hurrell et~al., 2006; Hurrell and Deser, 2009; Grossmann and Klotzbach, 2009].

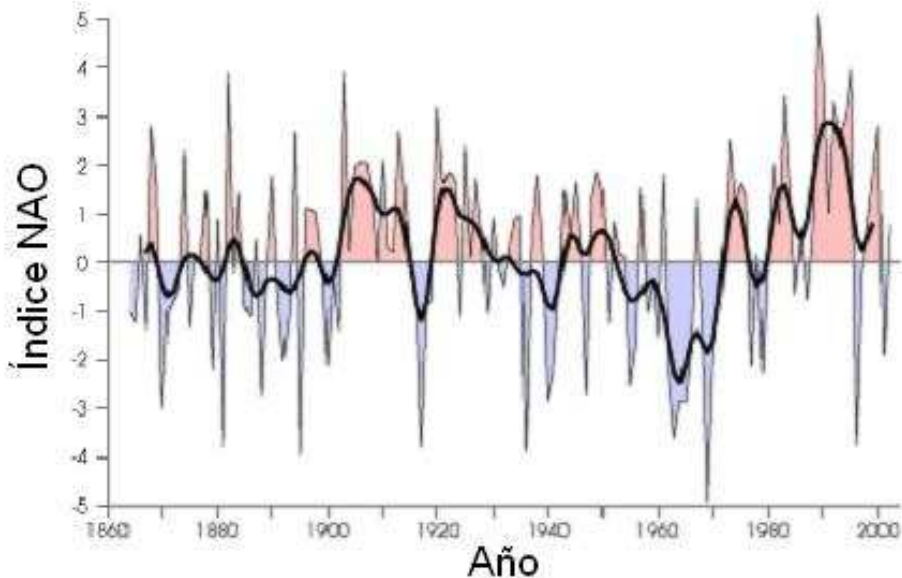


Figura 3.4: Serie de tiempo del índice NAO de 1868 a 2000 (adaptada de http://earthobservatory.nasa.gov/Features/NAO/NAO_4.php).

3.4.3. La oscilación multidecadal del Atlántico

El índice de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) (figura 3.5) tiene un ciclo de aproximadamente 70 años; se define generalmente a partir de la variabilidad de la SST en el Atlántico Norte, una vez que se ha eliminado cualquier tendencia lineal. Se suprimen las tendencias lineales para eliminar la influencia del calentamiento global inducido por los gases de efecto invernadero [Grossmann and Klotzbach, 2009].

Esta variación tiene una amplitud del orden de 07°C . Estos cambios son naturales y parece ser que han ocurrido durante los pasados mil años, como sugieren estudios del crecimiento de los árboles y de los cilindros de núcleos de hielo. En los modelos, la variabilidad AMO se asocia con pequeños cambios en la circulación termohalina del Atlántico Norte; sin embargo, las observaciones oceánicas históricas no son suficientes para asociar el índice AMO a estas anomalías de circulación [Hurrell and Deser, 2009].

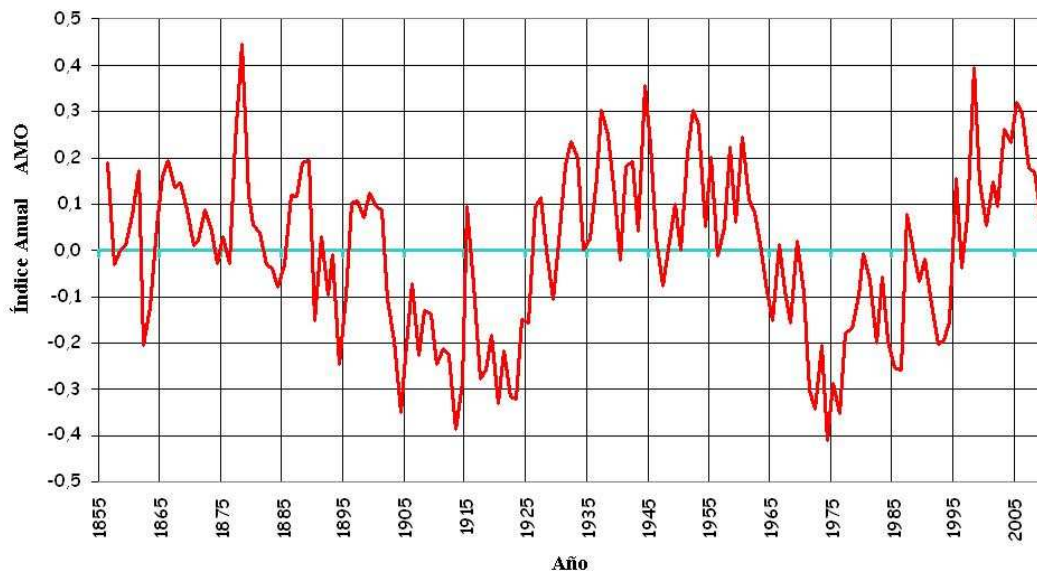


Figura 3.5: Serie de tiempo del índice AMO de 1856 a 2009 (adaptada de <http://www.cdc.noaa.gov/Correlation/amon.us.long.data>).

El índice AMO está correlacionado con la temperatura del aire y las precipitaciones sobre gran parte del Hemisferio Norte, en particular Norteamérica y Europa, así como las precipitaciones del noreste de Brasil y África y con el clima del verano europeo. También se asocia con cambios en la frecuencia de las sequías de América del Norte y con la frecuencia de los grandes huracanes en el Atlántico. Cuando la AMO tiene fase positiva, estas sequías tienden a ser más prolongadas [Grossmann and Klotzbach, 2009].

Describimos los tres fenómenos principales que están interrelacionados en la región del Atlántico Norte: la TAV, la NAO y la AMO. Sin embargo, debemos recordar que el océano en nuestras simulaciones está prescrito y estas variabilidades del Océano Atlántico tienen periodicidades mayores a un año, que es el período que vamos a estudiar. En este trabajo, estudiaremos la presión superficial debida a cambios en la RST, así que probablemente la NAO puedan ser afectada por estos cambios, como veremos en el siguiente Capítulo.

3.5. La Sensibilidad del Modelo

Entendemos por *sensibilidad de un modelo* como el cambio de los resultados del modelo ante variaciones relativamente pequeñas en los valores de sus parámetros. Estimar la sensibilidad de un modelo matemático permite, entre otras cosas, determinar cuáles son los parámetros que tienen mayor influencia en los resultados, con lo que a su vez se puede estimar cuál de ellos requiere de un mayor esfuerzo en su medición. Estimar la sensibilidad de un modelo matemático permite, entre otras cosas, determinar cuáles son los parámetros que más influyen un modelo con lo que a su vez se puede estimar cuál de ellos requieren un mayor esfuerzo en su medición. Los análisis de sensibilidad suelen hacerse ejecutando el modelo para diversos valores del parámetro cuya sensibilidad quiere calcularse dejando fijos todos los demás. Esto implica que la sensibilidad del modelo en un parámetro particular depende de los valores que asumieron los parámetros que se mantuvieron fijos y por tanto en modelos complejos el análisis de sensibilidad no resulta una tarea sencilla [Szirtes, 2006].

3.5.1. Cuantificación de la Sensibilidad

Nuestra definición de sensibilidad permite usar como estimador de la sensibilidad la noción matemática de la derivada parcial; pues esta operación mide la razón de cambio de una función respecto a una de sus variables manteniendo las otras como constantes. En nuestro caso, el del modelo WRF-ARW, no contamos con fórmulas matemáticas explícitas que nos digan como depende cada una de las variables atmosféricas que nos interesan con los parámetros del modelo. Este inconveniente se debe esencialmente a la ausencia de soluciones analíticas para las ecuaciones de Navier-Stokes aplicadas a la atmósfera terrestre. Sin embargo, esto no nos impide calcular la sensibilidad del modelo.

Dos ingredientes esenciales de las ecuaciones diferenciales que el modelo WRF-ARW intenta resolver numéricamente son: la relación de Stephan-Boltzman para la radiación térmica de un cuerpo negro, que relaciona la RST (S) y la temperatura, esta relación es

$$(1 - \alpha) S = 4\sigma\bar{T}^4, \quad (3.1)$$

donde σ la constante de Stephan-Boltzman, α el albedo del planeta y \bar{T} la temperatura global media efectiva. La ecuación (3.1) se utiliza en el modelo como ingrediente esencial de la implementación del balance de la energía.

La otra ecuación con la que contamos es la ecuación del gas ideal, que modela la mezcla de gases en la troposfera de modo que la presión (P) y la temperatura (T) se relacionan por medio de:

$$P = \frac{k_B}{\mu} \rho T(S), \quad (3.2)$$

donde ρ es la densidad del gas, k_B la constante de Boltzman, μ es la masa de una partícula promedio del gas y se ha indicado la dependencia de la temperatura con la RST.

En nuestra aproximación estimamos la sensibilidad del modelo, por medio de la sensibilidad de la temperatura y de la presión a la RST. Para ello definimos la

sensibilidad en la temperatura y la sensibilidad en la presión mediante

$$\alpha_T \equiv \frac{\partial T}{\partial S} = \frac{(1 - \alpha)}{16\sigma} \frac{1}{T^3}, \quad (3.3a)$$

y

$$\alpha_P \equiv \frac{\partial P}{\partial S} = \frac{P}{T} \frac{\partial T}{\partial S} = \frac{P}{T} \alpha_T, \quad (3.3b)$$

respectivamente. Con las ecuaciones (3.3) podemos notar que la sensibilidad del modelo es mayor si la temperatura disminuye o que es menor en caso contrario. Sin embargo, como se dijo anteriormente, la sensibilidad así calculada depende notablemente de los valores de los otros parámetros que se mantuvieron constantes, en particular, la densidad y el albedo los cuales a su vez pueden verse afectados por modificaciones en la RST.

En nuestros experimentos variamos una sola vez la RST, mantenemos constantes los demás parámetros y obtenemos un conjunto de valores para las variables de interés, de éste modo en cada experimento obtenemos un solo valor para las sensibilidades α_T y α_P ; pero estos valores por si solos no proporciona información suficiente para un análisis que permita decidir en que medida el modelo es más o menos sensible a cambios en la RST, pues no contamos con valores de referencia que permitan comparar los resultados de las ecuaciones (3.3).

Por esta razón en lugar de estimar la *sensibilidad absoluta*, estimaremos los cambios en las funciones α para diferentes valores de la RST, respecto de alguna sensibilidad de referencia, a esto lo llamaremos *sensibilidad relativa*. Nuestros experimentos permiten este tipo de cálculos de manera directa y permiten también seleccionar de manera natural los valores de referencia para nuestros estimados.

Definimos pues nuestros estimadores de la sensibilidad para la temperatura y la presión, respecto a la RST de la siguiente manera:

$$\beta_T \equiv \frac{\alpha_{T_0} - \alpha_T}{\alpha_{T_0}} = 1 - \left(\frac{T_0}{T} \right)^3, \quad (3.4a)$$

para estimar la sensibilidad de la temperatura y

$$\beta_P \equiv \frac{\alpha_{P_0} - \alpha_P}{\alpha_{P_0}} = 1 - \left(\frac{P}{P_0}\right)^3 \left(\frac{T_0}{T}\right)^4, \quad (3.4b)$$

para estimar la sensibilidad de la presión. Donde T_0 y P_0 son la temperatura y presión promedio mensual en el área del año base respectivamente. Además T y P son la temperatura y presión promedio mensual en el área para las diferentes condiciones de radiación respectivamente.

Resumen

En este capítulo se describe el modelo WRF-ARW y en especial se describen las parametrizaciones del balance radiativo, ya que es en estos módulos donde se puede modificar el valor de la RST. Ya que sabemos dónde modificar el parámetro de interés, proponemos cinco experimentos numéricos que nos permiten estimar la sensibilidad del modelo a variaciones en la RST. Estos experimentos propuestos son, esencialmente, una comparación directa entre los resultados del modelo con diferentes valores de la RST y los resultados correspondientes a un año que denominamos *base*; ese año se caracteriza por tener el valor estándar de la RST y ser un año promedio de actividad solar. Los resultados del modelo que decidimos comparar son la temperatura superficial, la presión superficial, los vientos, la precipitación, el calor sensible y el calor latente. Entre los experimentos propuestos, se plantea uno para observar la respuesta del modelo a cambios en las condiciones iniciales; esto es debido a que esperamos comparar que tanta variación hay entre los efectos debidos a cambios en la RST y otros parámetros cualesquiera, que en nuestro caso elegimos fueran las condiciones iniciales.

Los valores de la RST se tomaron del valor observado en 1983, de las variaciones de la RST en el ciclo de las manchas solares y del pronóstico [Lockwood, 2010; Russell et al., 2010]. Posteriormente definimos el método que vamos a emplear para cuantificar la sensibilidad del modelo. En una primera aproximación, la sensibilidad se puede calcular mediante un conjunto de derivadas parciales, que podemos realizar mediante las ecuaciones de balance radiativo y del gas ideal, que resultan ser las que pueden relacionar la RST con las variables atmosféricas de respuesta

que usamos en éste análisis de sensibilidad. Sin embargo, el calculo de estas derivadas y su valores numéricos específicos no tienen una interpretación clara, pues son valores absolutos que no podemos comparar con ninguna referencia o estándar y por tanto no resulta claro en que medida el modelo es más o menos sensible al cambio del parámetro. Para superar este inconveniente decidimos estimar la *sensibilidad relativa*; que es el cambios relativo de la *sensibilidad absoluta* respecto de su valor en el año base. Esta estrategia resulta conveniente, no solo en la interpretación sino también en cuánto a que sus expresiones analíticas dependen solamente de las variables atmosféricas elegidas para el análisis de sensibilidad (Temperatura y Presión superficiales).

En el siguiente capítulo mostraremos los resultados que se obtienen al realizar los experimentos mencionados. Mostraremos las diferencias promedio en las variables atmosféricas seleccionadas y haremos una descripción cualitativa de su comportamiento, por regiones y en las diferentes escalas de tiempo usadas. Luego estimaremos la sensibilidad del modelo WRF-ARW a cambios en la RST, calculando las funciones β_T y β_P que estiman la sensibilidad en la Temperatura y la Presión, respectivamente.

Capítulo 4

Resultados

Como se describió en el capítulo 3, se hicieron cuatro simulaciones gemelas para estudiar la sensibilidad de la temperatura superficial que se calcula con el modelo WRF-ARW, cambiando únicamente la RST constante que utiliza este modelo según la Tabla 3.1. Al año base lo suponemos un año promedio en la RST igual a la medida satelital del año 1983. Teniendo en cuenta que la RST varía 0.1 % en 11 años, entonces, para simular un año de actividad solar alta (HR), la RST del año base se aumentó en 0.05 % y para simular un año de actividad solar baja (LR), a la RST del año base se le disminuyó un 0.05 %. La cuarta simulación se realizó con una RST pronosticada para los próximos dos ciclos de la actividad solar, que se supone presentarán un mínimo tipo mínimo de Dalton al que llamaremos Futuro mínimo (FMR), que equivale a disminuir la RST del año base en 0,1 %. Finalmente, se hizo una quinta simulación con la misma RST del año base pero usando las condiciones atmosféricas (CI) del 2 de Septiembre de 1983.

Se realizaron dos análisis diferentes con los datos obtenidos de temperatura superficial y presión superficial y para ello se calcularon los promedios diarios y mensuales de estas variables.

El primer análisis es una comparación directa entre los valores de cada variable para el año base y para las diferentes condiciones de radiación, así se estiman los cambios en la temperatura y presión superficial. En este caso se calcularon las diferencias entre los promedios mensuales del año de mayor radiación (HR) y el año

base, que denotaremos D_{HR} ($D_{HR}=HR-Base$); las diferencias entre los promedios mensuales del año de menor radiación y el año base, que denotaremos D_{LR} ($D_{LR}=LR-Base$); las diferencias entre los promedios mensuales del año de futuro mínimo (FMR) y el año base, que denotaremos D_{FMR} ($D_{FMR}=FMR-Base$) y las diferencias entre los promedios mensuales del año que cambiamos las condiciones iniciales (CI) y el año base, que denotaremos D_{CI} ($D_{CI}=CI-Base$), esto porque se querían observar las diferencias que habían en un año con condiciones diferentes al año base.

El segundo análisis se basó en el cálculo del parámetro adimensional de sensibilidad y para ello se promediaron en toda el área los promedios diarios y mensuales de la temperatura superficial y la presión superficial. Con estos promedios se calculó el parámetro de la sensibilidad de la temperatura y el parámetro de la sensibilidad de la presión con la ecuación (3.4). Tomamos T_0 y P_0 como la temperatura y la presión, respectivamente del año base, y T y P como la temperatura y la presión, respectivamente para el año de condición que interesa.

4.1. Temperatura Superficial

Las diferencias entre los promedios mensuales (D_{HR} , D_{LR} , D_{FMR} y D_{CI}) para la temperatura superficial se pueden observar en las figuras 4.1, 4.2 y 4.3. Estas gráficas se ordenaron de tal forma que se pudieran ver las diferencias para cada mes de Septiembre de 1983 a Agosto de 1984, para cada uno de los 4 casos. En las gráficas de temperatura (figuras 4.1- 4.3) destacamos dos cosas, la primera es que los mayores cambios se observan a latitudes mayores a los 30° N, y la segunda es que las mayores variaciones se observaron sobre el lado este de los EU y Canadá y al noroeste de África. En las latitudes bajas (5° - 10° N) de nuestra malla las diferencias son muy pequeñas. También se puede observar que las diferencias positivas son mayores en los meses de Noviembre y Junio sobre el lado este de los EU y Canadá y las diferencias negativas en Noviembre sobre el noroeste de África. Sin embargo, en estas gráficas no se puede determinar si el modelo es más sensible a cambios en la RST o a cambios en las CI, ya que las diferencias que se observan son similares en el sentido que aparecen en las mismas zonas y son del mismo orden de magnitud. Por esta razón se utiliza el criterio de sensibilidad que

describimos anteriormente.

En las figuras 4.1- 4.3 se observa que hay grandes cambios para algunas zonas continentales, pero para otras zonas como las latitudes bajas, los cambios son muy pequeños. De manera que cuando se calcula el promedio mensual de temperatura superficial en el área de estudio para las cinco simulaciones (panel a, figura 4.4), nos muestra que la temperatura promedio durante el año es aproximadamente igual. Esto puede ser debido a que las zonas donde se observan diferencias grandes son pequeñas comparadas con usamos T_0 como la temperatura promedio mensual en el área del año base y T es la temperatura promedio mensual en el área para las diferentes condiciones de radiación. las zonas donde la diferencia es pequeña. Por tanto, se eligieron las cinco zonas señaladas en la figura 3.3, donde se observaron mayores diferencias, para realizar un análisis regional. Se calculó el promedio mensual de la temperatura durante el año de estudio para estas cinco zonas; la figura 4.4 nos muestra que hay variaciones de al menos 1°C alrededor de Noviembre y Junio, como se observó en los gráficos de diferencias de temperatura, mientras que en los meses de Enero a Marzo las diferencias son muy pequeñas.

Para cuantificar el tamaño de estas diferencias calculamos la sensibilidad mensual (figura 4.5) y diaria (figura 4.6) de temperatura del modelo WRF a la RST, con la ecuación (3.4a). En estas dos figuras se muestran 6 paneles, en el primero se puede observar la sensibilidad para toda el área de estudio y en los siguientes paneles las cinco zonas de estudio. Para usar la ecuación (3.4a) se tomó a T_0 como la temperatura promedio diaria en el área del año base, T como la temperatura promedio diaria en el área para las diferentes condiciones de radiación. Se observa que las curvas para las cuatro condiciones son diferentes, aunque las variaciones son pequeñas, podemos observar que la temperatura es más sensible en los meses de Noviembre y Junio, como se hizo notar antes, en las figuras 4.1 – 4.3. En el panel a de las figuras 4.5 y 4.6, se puede ver que la sensibilidad es positiva para las condiciones de cambio en la RST, mientras que es negativa para el experimento de CI [Cipagauta et al., 2013].

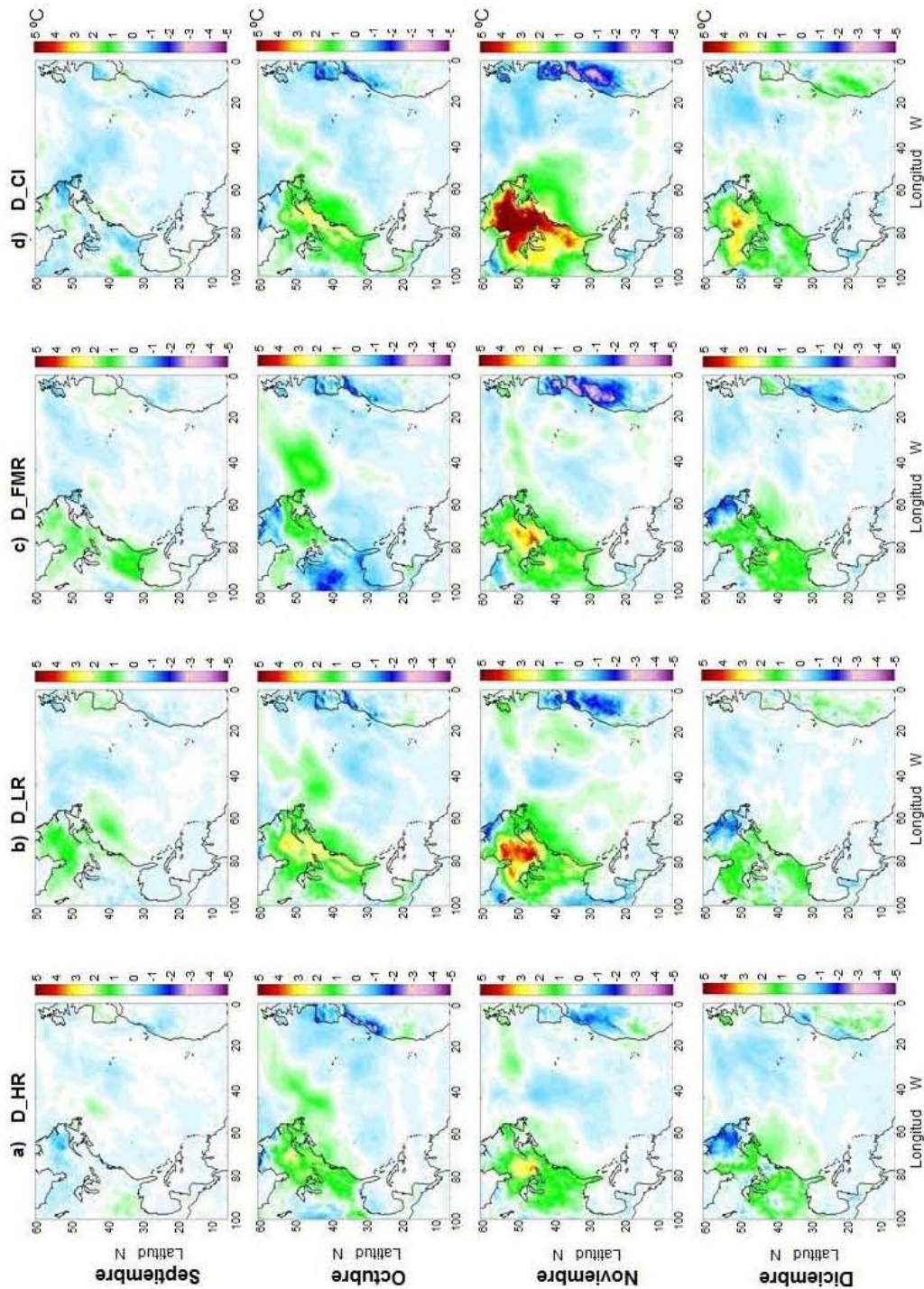


Figura 4.1: Diferencia entre los promedios mensuales de la temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para los meses de Septiembre, Octubre, Noviembre y Diciembre de 1983. a) D_HR, b) D_LR, c) D_FMR y d) D_CI.

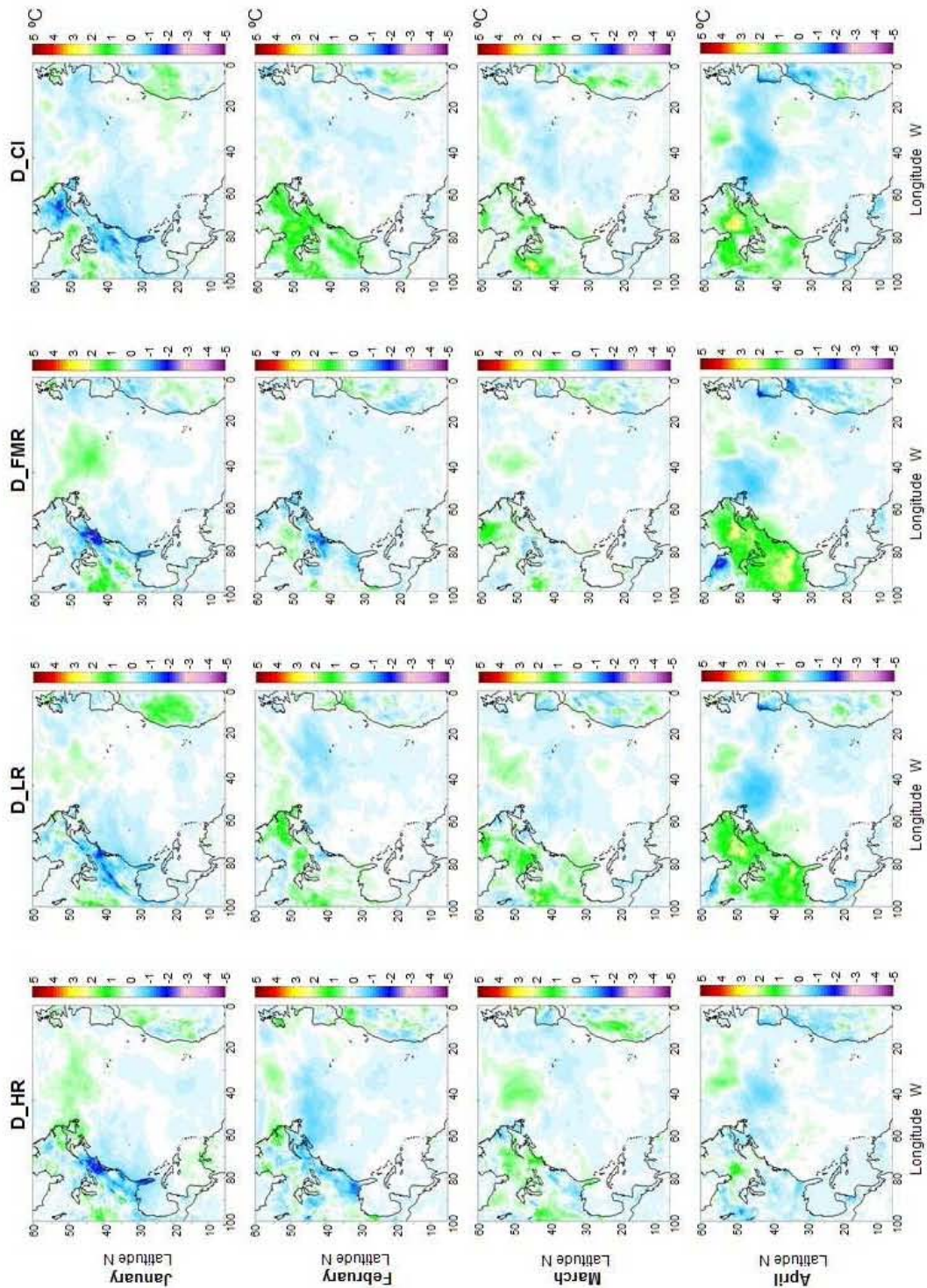


Figura 4.2: Diferencia entre los promedios mensuales de la temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para los meses de Enero, Febrero, Marzo y Abril de 1984. a) D_HR, b) D_LR, c) D_FMR y d) D_CI.

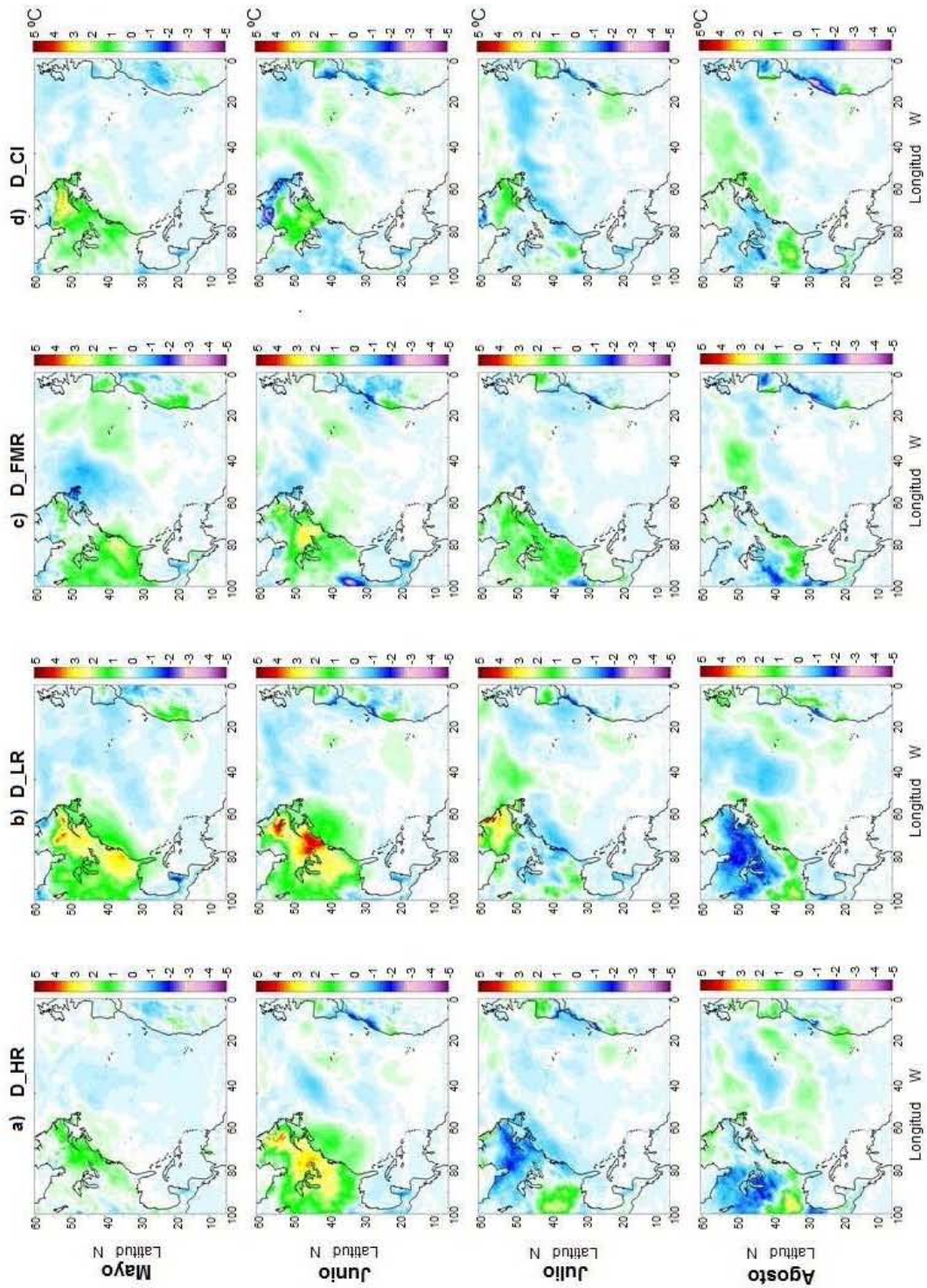


Figura 4.3: Diferencia entre los promedios mensuales de la temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto de 1984. a) D_HR, b) D_LR, c) D_FMR y d) D_CI.

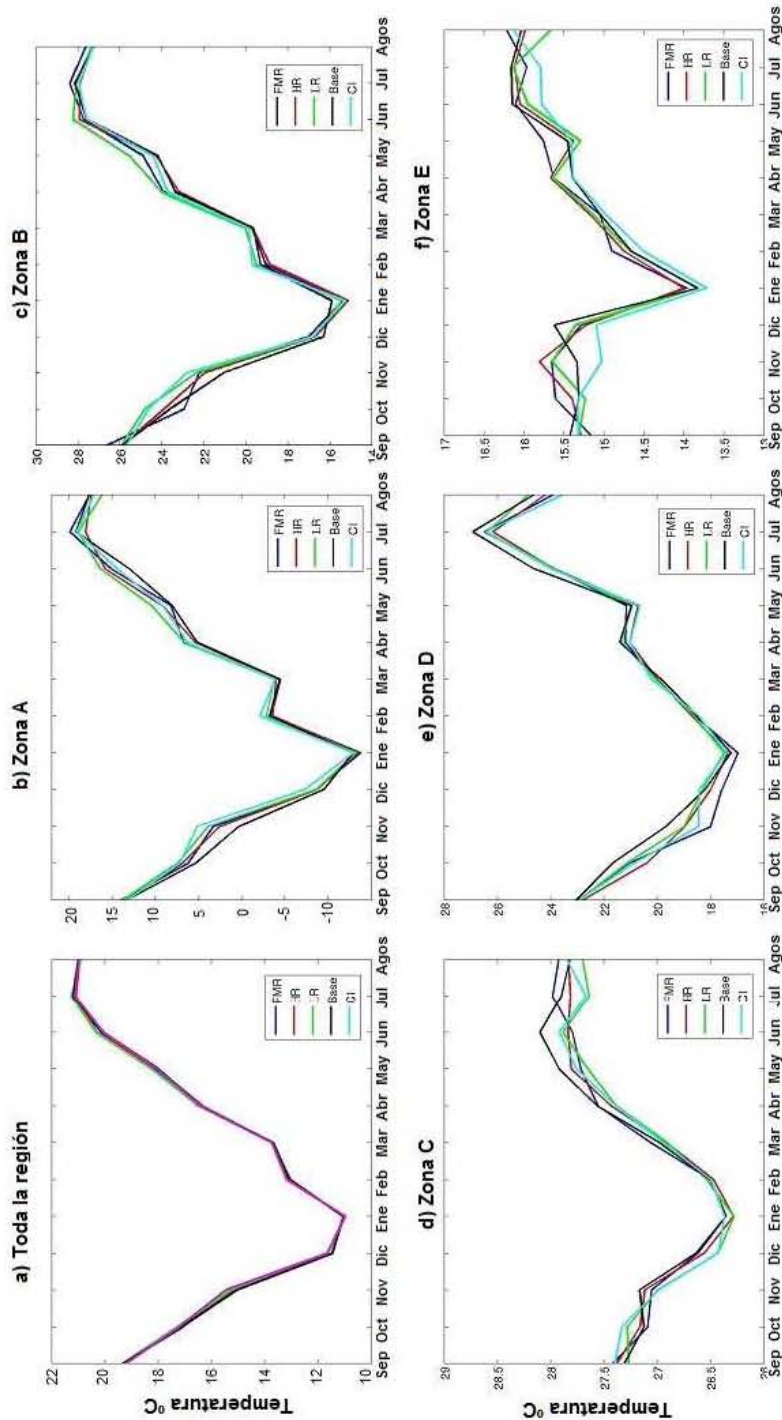


Figura 4.4: Promedios mensuales de la temperatura superficial (°C) para los 5 experimentos considerando: a) Toda la región de estudio, b) Zona A, c) Zona B, d) Zona C, e) Zona D y f) Zona E.

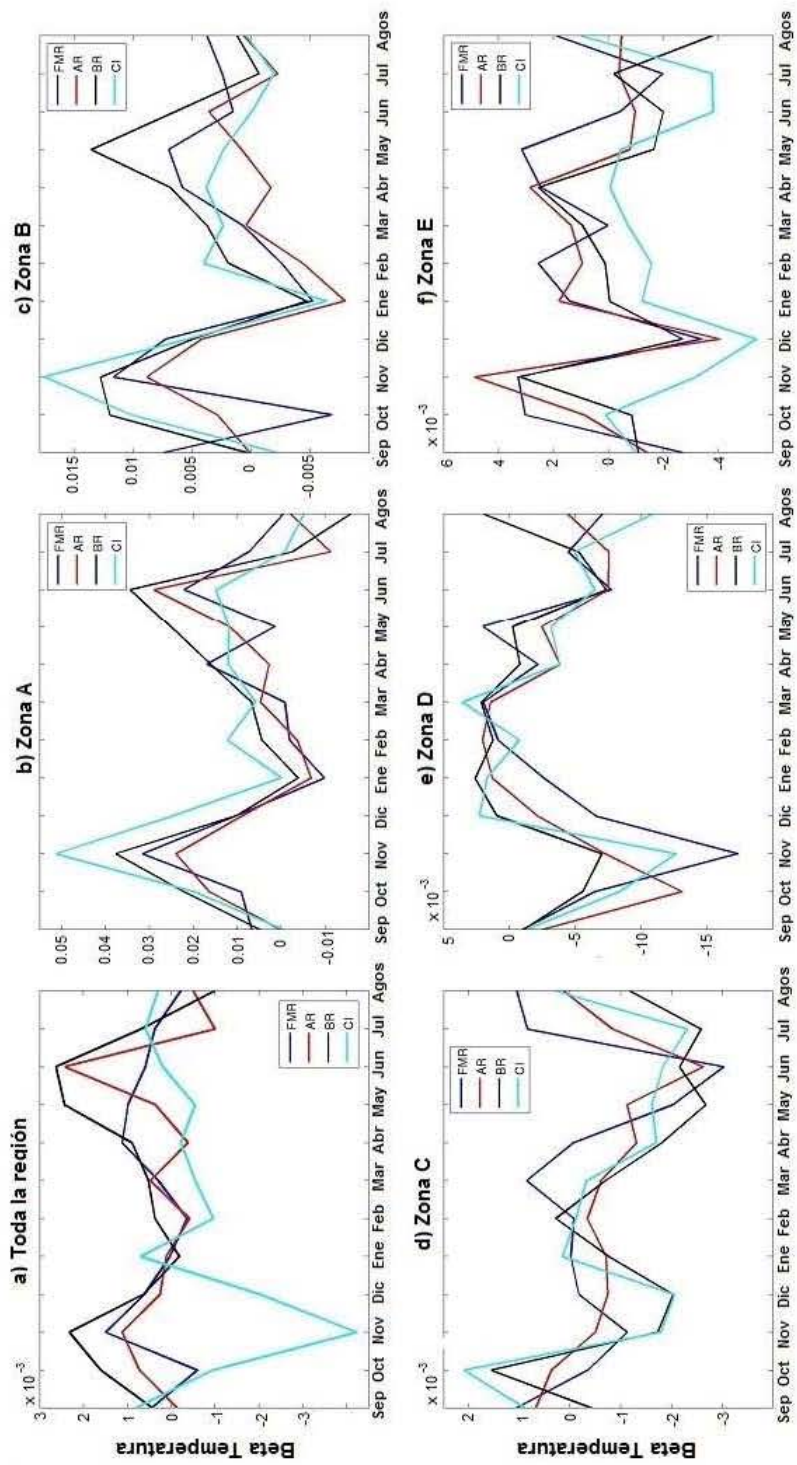


Figura 4.5: Sensibilidad mensual de la temperatura superficial considerando: a) Toda la región de estudio, b) Zona A, c) Zona B, d) Zona C, e) Zona D y f) Zona E.

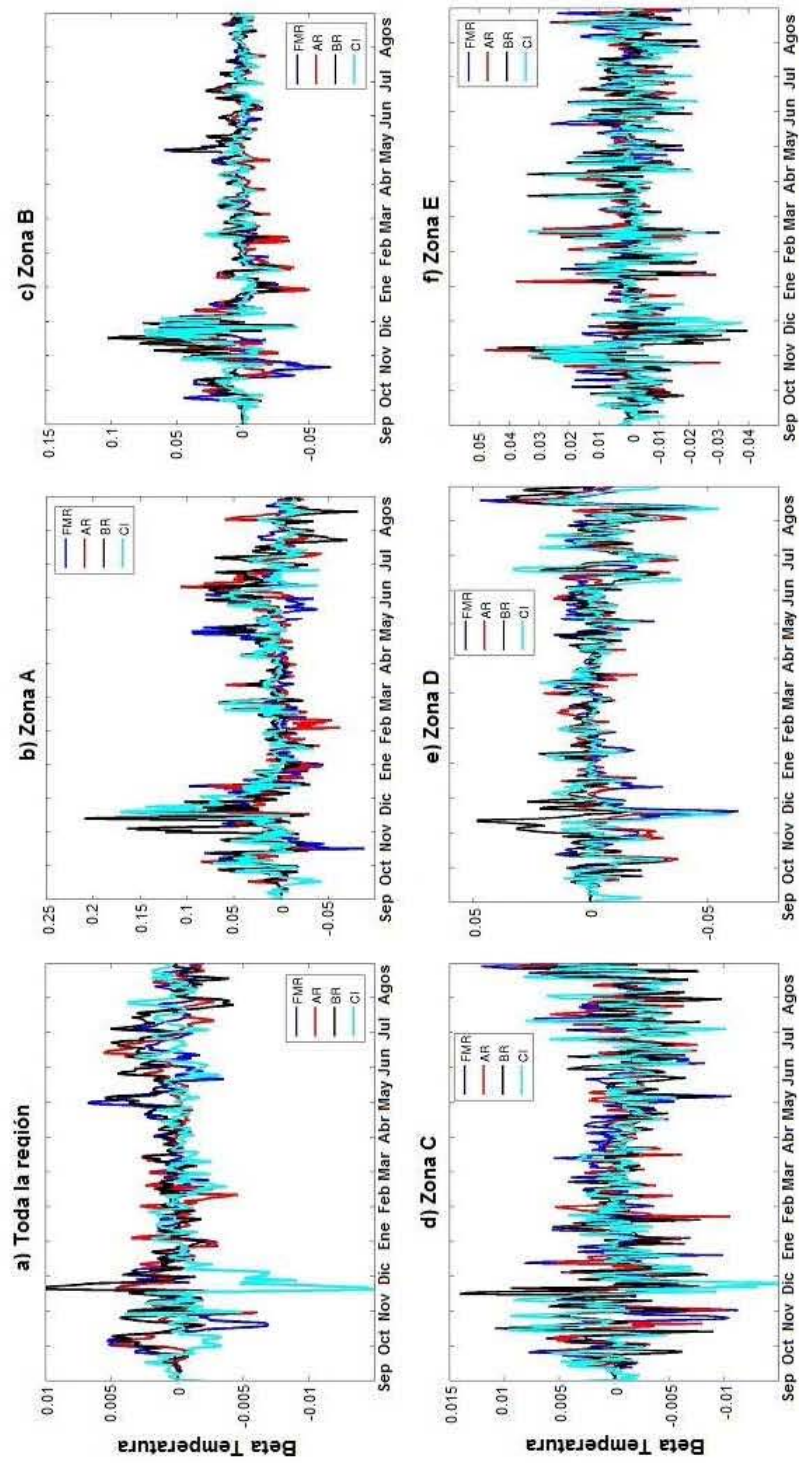


Figura 4.6: Sensibilidad diaria de la temperatura superficial considerando: a) Toda la región de estudio, b) Zona A, c) Zona B, d) Zona C, e) Zona D y f) Zona E.

4.2. Presión Superficial

Realizamos el mismo procedimiento anterior, ahora para la presión superficial. Las diferencias entre los promedios mensuales (D_{HR} , D_{LR} , D_{FMR} y D_{CI}) para esta variable se pueden observar en las figuras 4.7, 4.8 y 4.9, donde se aprecia que las variaciones se encuentran en latitudes altas y principalmente sobre el Atlántico. Probablemente las variaciones en la RST modifiquen los sistemas de presión de la NAO, lo que causa las diferencias de temperatura en el lado este de los EU y Canadá, y al noroeste de África.

Se calculó el promedio mensual de presión superficial (panel a, figura 4.10) en el área de estudio. Esta gráfica nos muestra que el promedio de presión superficial calculado para cada uno de los cinco experimentos tiene el mismo comportamiento, pero no son exactamente iguales como en el caso de la temperatura (panel a, figura 4.4), sino que tienen pequeñas diferencias con respecto al año base. Realizando el promedio mensual para las mismas cinco zonas señaladas (figura 3.3), se pueden observar diferencias de hasta 2 hPa en abril de la zona B, y en noviembre y mayo de la zona C.

Para cuantificar el tamaño de estas diferencias calculamos la sensibilidad mensual (figura 4.11) y diaria (figura 4.12) de temperatura del modelo WRF a la RST, con la ecuación (3.4b). En estas dos figuras se muestran 6 paneles, en el primero se puede observar la sensibilidad para toda el área de estudio y en los siguientes paneles las cinco zonas de estudio. En la ecuación (3.4) usamos T_0 y P_0 como el valor de temperatura y presión respectivamente del año base, T y P el valor de temperatura y presión respectivamente para las diferentes condiciones de radiación. En las figuras 4.11 y 4.12, se observa que las curvas para las tres condiciones son diferentes, aunque las variaciones son pequeñas, podemos observar que la presión es más sensible en los meses de Noviembre y Junio.

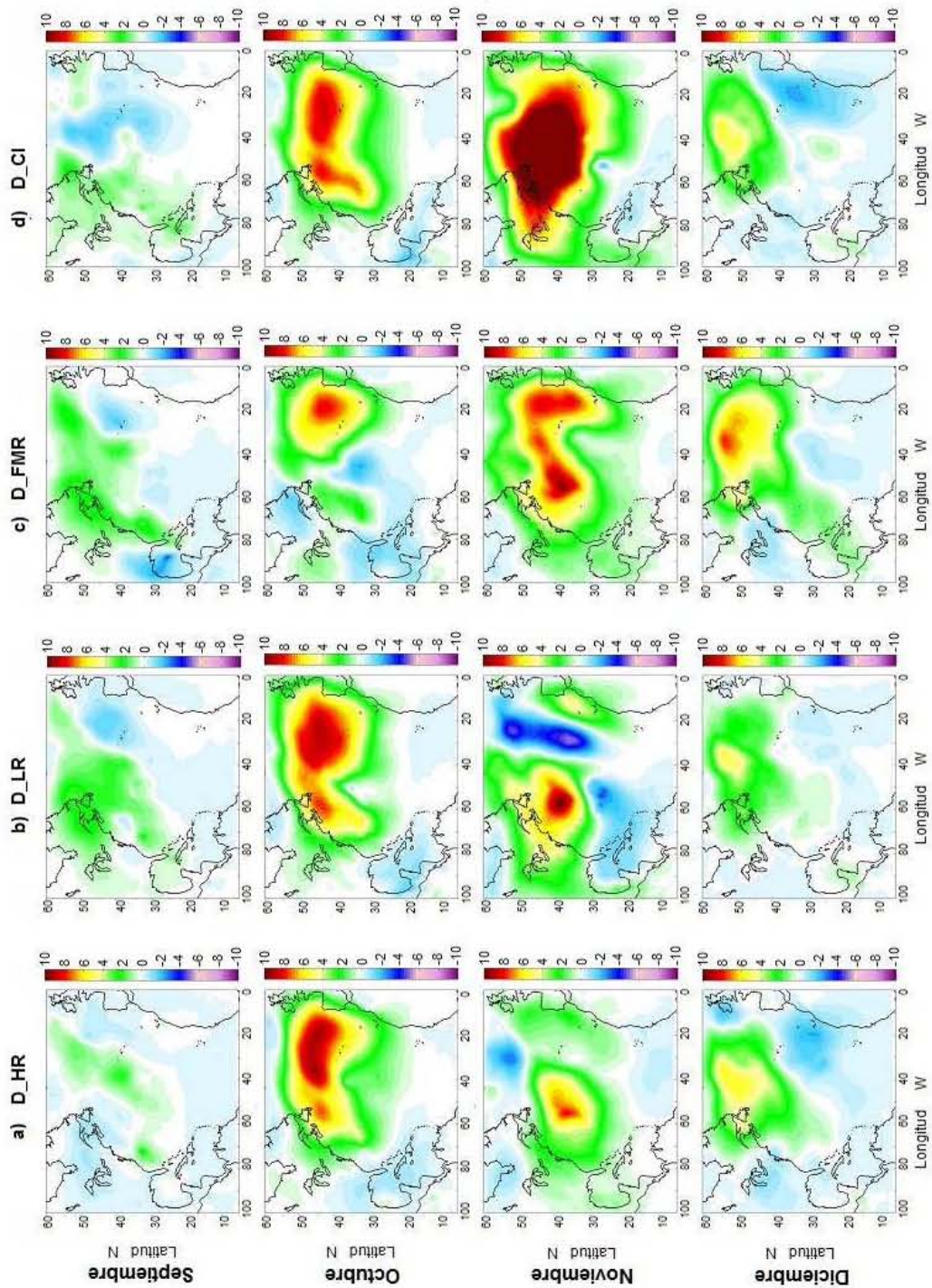


Figura 4.7: Diferencia entre los promedios mensuales de la presión superficial (hPa) para los meses de Septiembre, Octubre, Noviembre y Diciembre de 1983. a) D_HR, b) D_LR, c) D_FMR y d) D_CI.

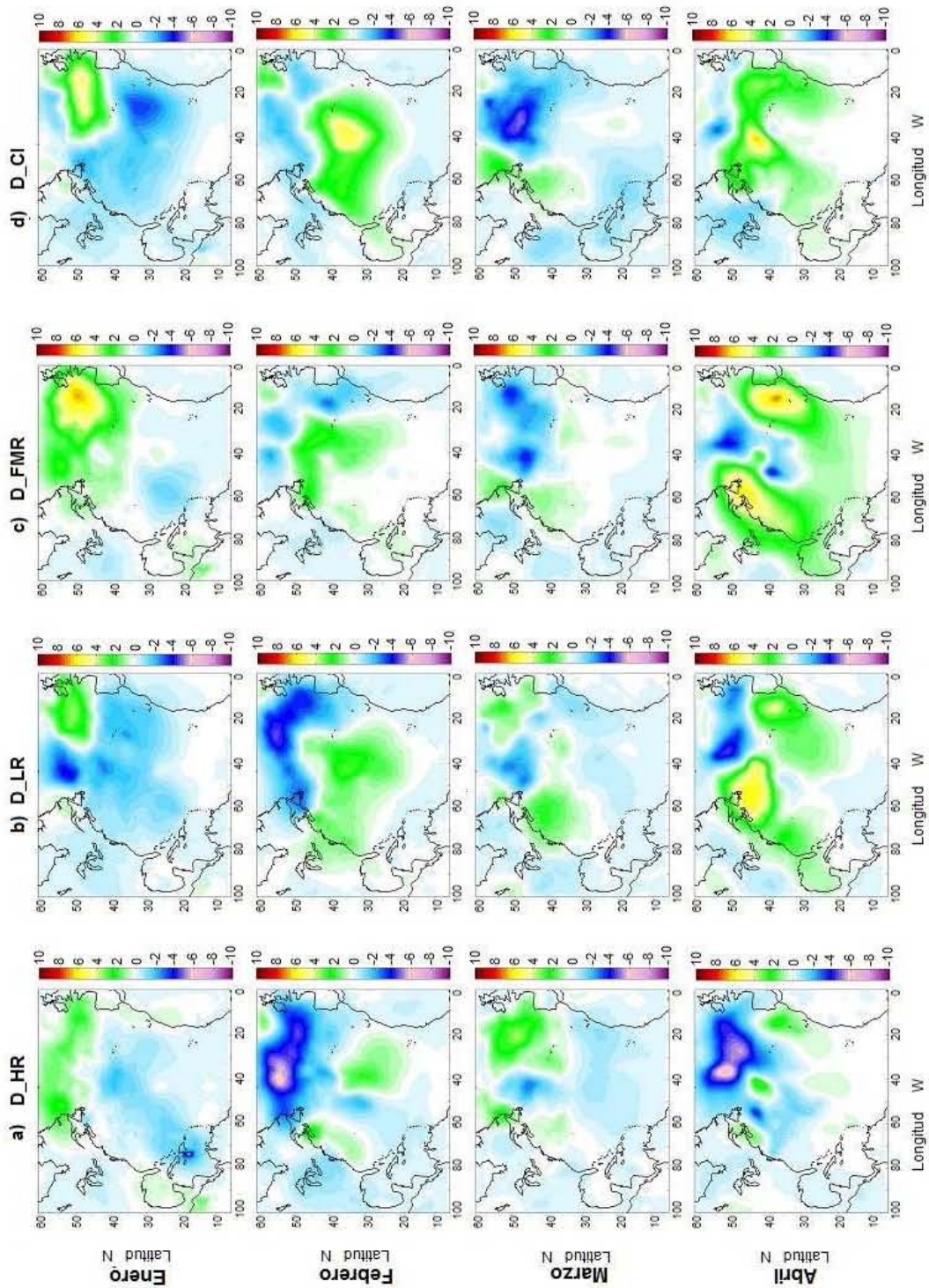


Figura 4.8: Diferencia entre los promedios mensuales de la presión superficial (hPa) para los meses de Enero, Febrero, Marzo y Abril de 1984. a) D_HR, b) D_LR, c) D_FMR y d) D_CI.

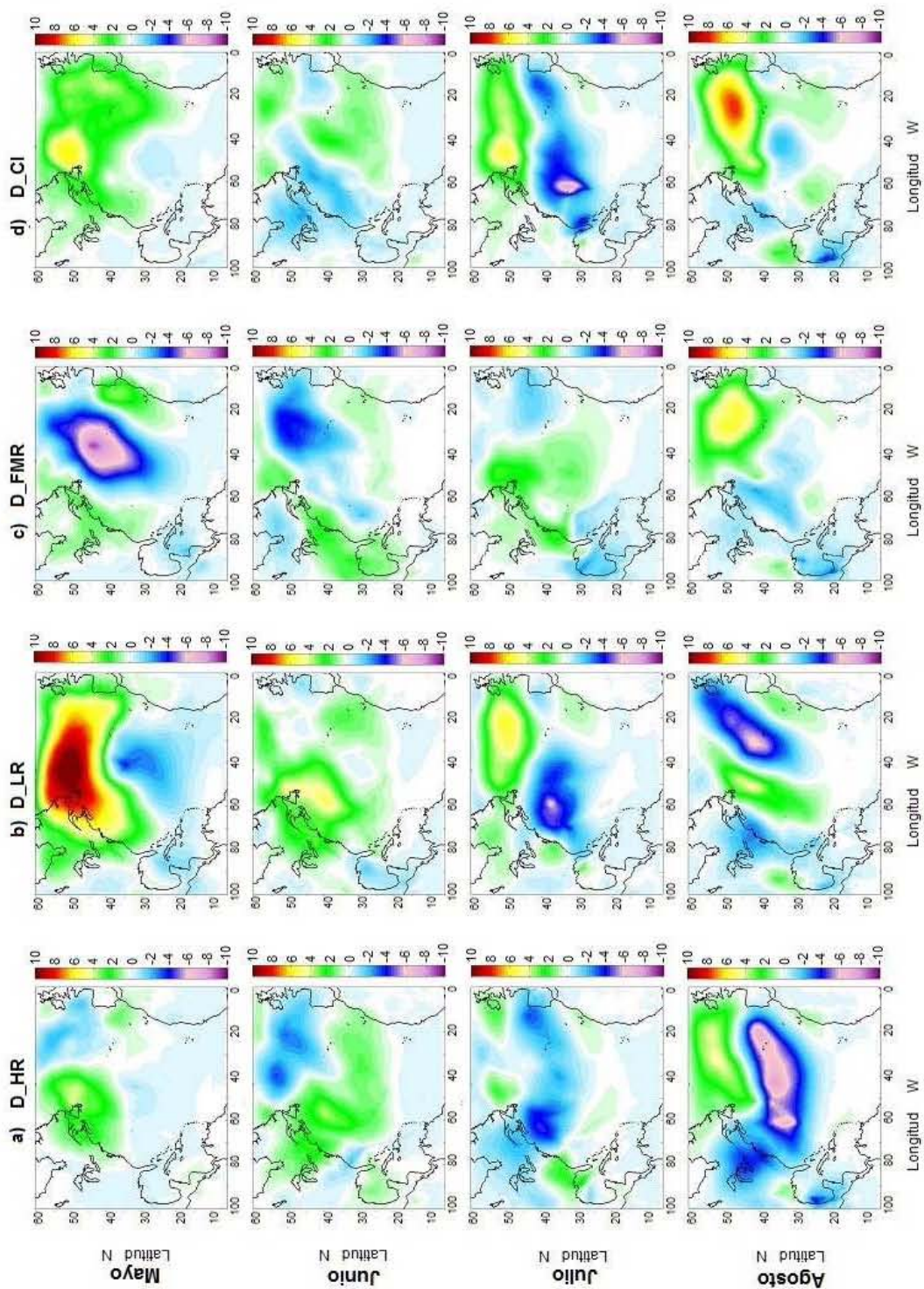


Figura 4.9: Diferencia entre los promedios mensuales de la presión superficial (hPa) para los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto de 1984. a) D_HR, b) D_LR, c) D_FMR y d) D_CI.

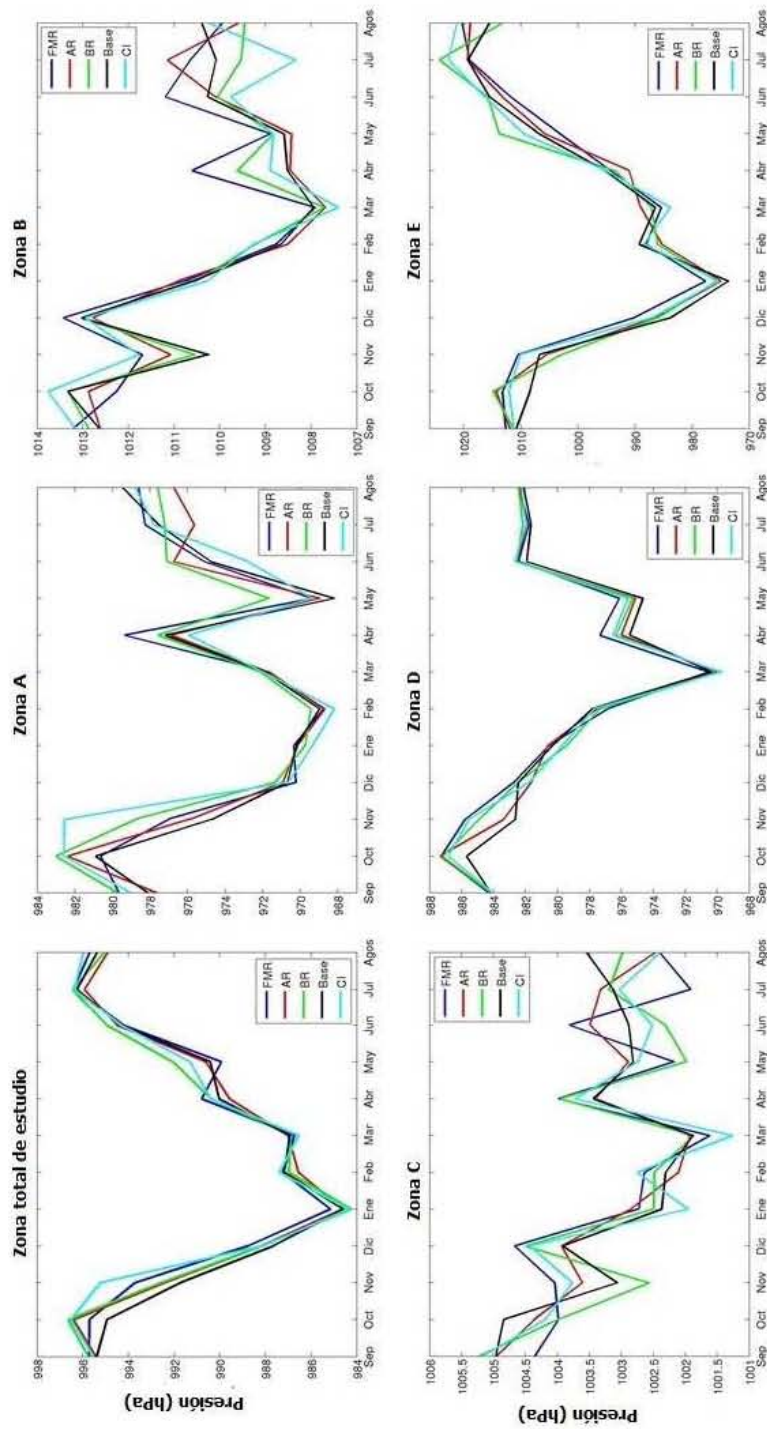


Figura 4.10: Promedios mensuales de la presión superficial (hPa) para los 5 experimentos considerando: a) Toda la región de estudio, b) Zona A, c) Zona B, d) Zona C, e) Zona D y f) Zona E.

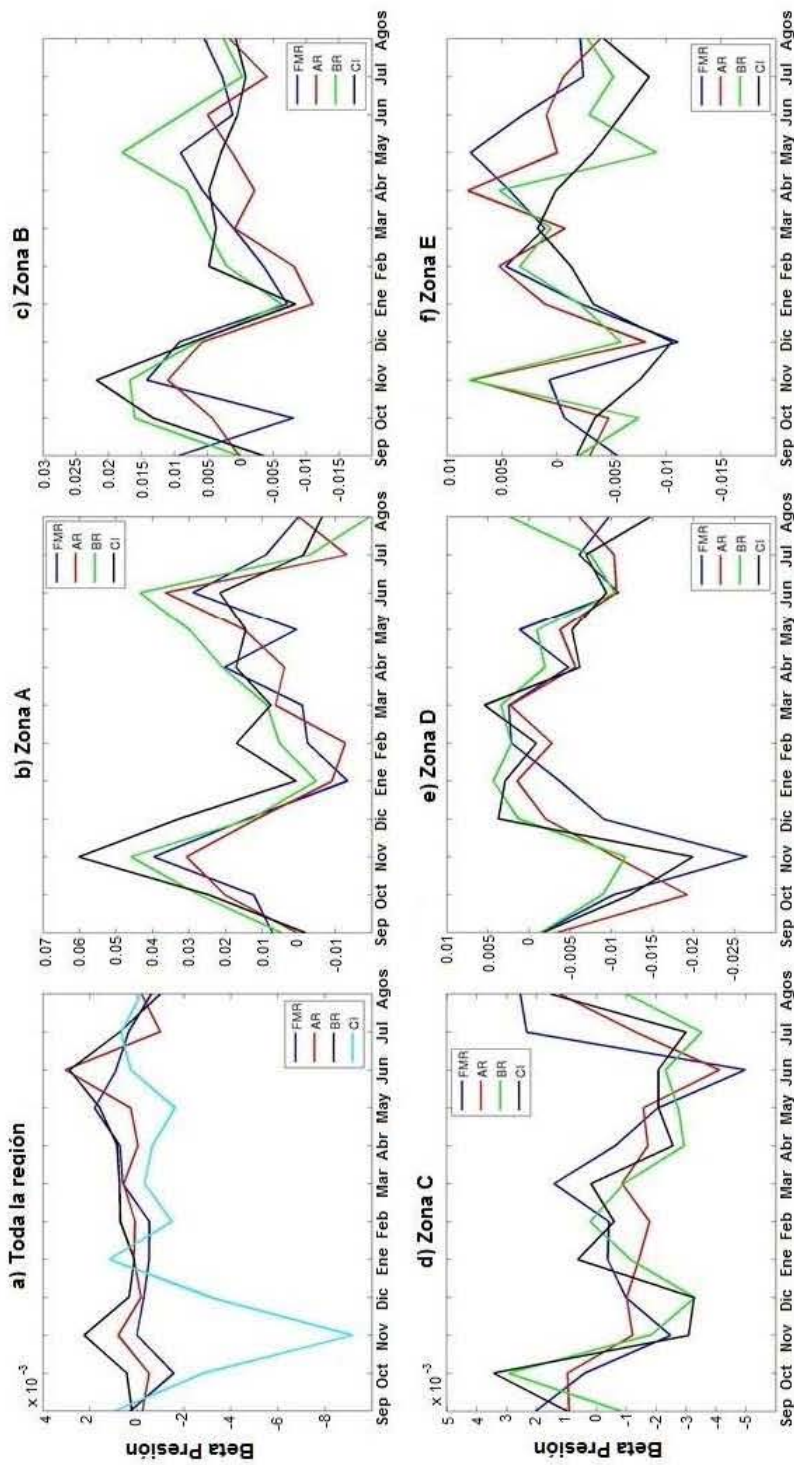


Figura 4.11: Sensibilidad mensual de la presión superficial considerando: a) Toda la región de estudio, b) Zona A, c) Zona B, d) Zona C, e) Zona D y f) Zona E.

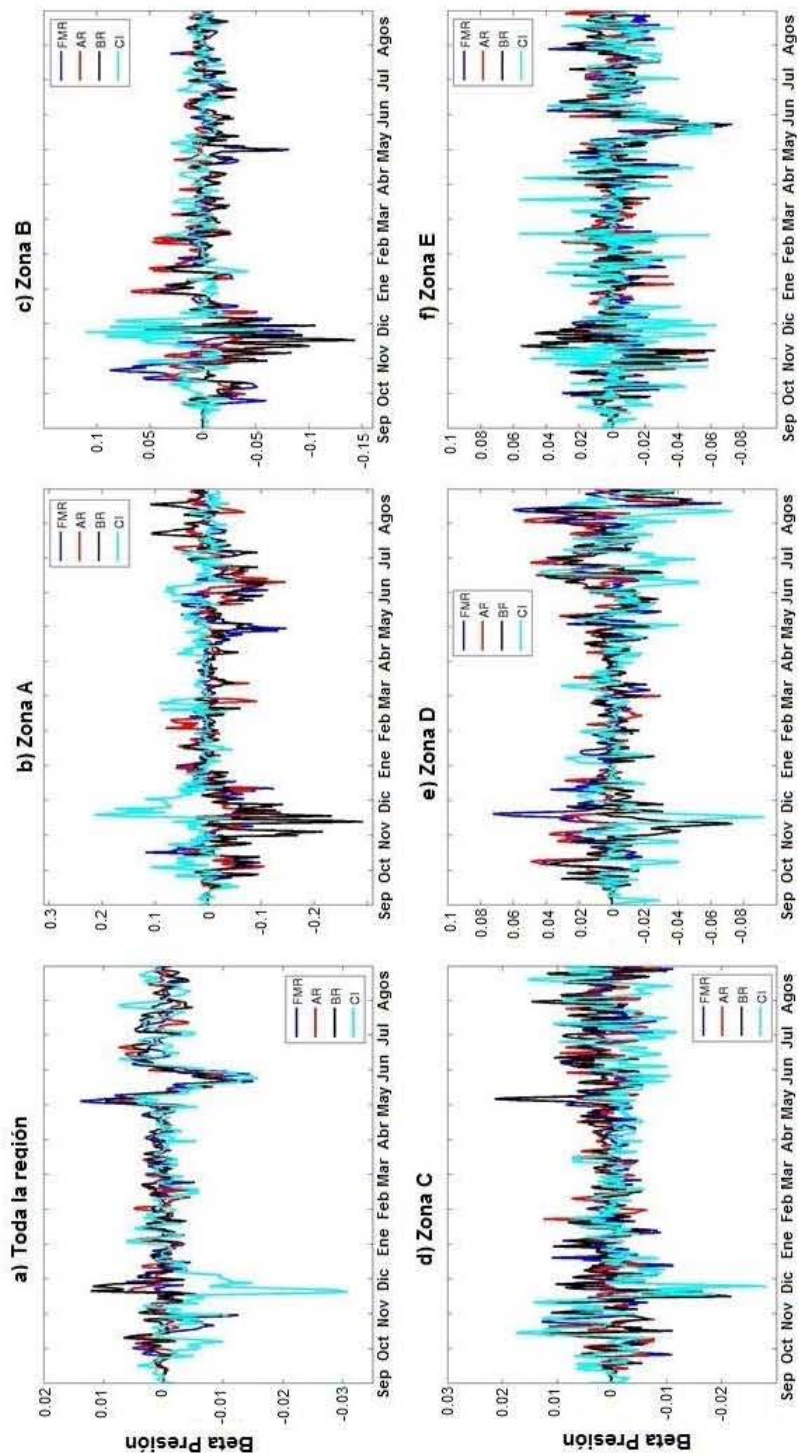


Figura 4.12: Sensibilidad diaria de la presión superficial considerando: a) Toda la región de estudio, b) Zona A, c) Zona B, d) Zona C, e) Zona D y f) Zona E.

Otras variables

Como se ha mencionado anteriormente, hay muchas variables que pueden ser estudiadas con el WRF, así que para finalizar en la figura 4.13, se muestra las diferencias promedio mensuales (D_{HR} , D_{LR} y D_{FMR}) para el calor sensible, el calor latente, viento y precipitación, únicamente para el mes de noviembre, ya que, como se observó con las variables de temperatura y presión superficial, este es uno de los meses con más diferencias con respecto al año base. Para estas variables se observa que los cambios principalmente se encuentran en latitudes arriba de los 20°N y sobre el océano Atlántico más que sobre las zonas continentales.

Resumen

En este capítulo hemos mostrado los resultados para los cinco experimentos realizados con el modelo WRF-ARW. En primer lugar, se realizó una descripción cualitativa de las diferencias promedio para la Temperatura superficial (figuras 4.1, 4.2 y 4.3) y para la Presión superficial (figuras 4.7, 4.8 y 4.9), de las cuales se puede destacar que se observan cambios principalmente en latitudes altas, tanto para cambios en la RST como en las condiciones iniciales. En las cinco zonas se observó para la Temperatura superficial variaciones de 1°C en los meses de Noviembre y Junio; y para la Presión superficial variaciones de 2 hPa. Se estimó la sensibilidad para estas dos variables con la ecuación 3.4, se puede observar que estas variaciones son pequeñas, que los cambios observados son similares en magnitud para cambios en la RST como en las condiciones iniciales. En el siguiente capítulo analizamos los principales resultados de este trabajo y presentamos algunas perspectivas para un trabajo futuro.

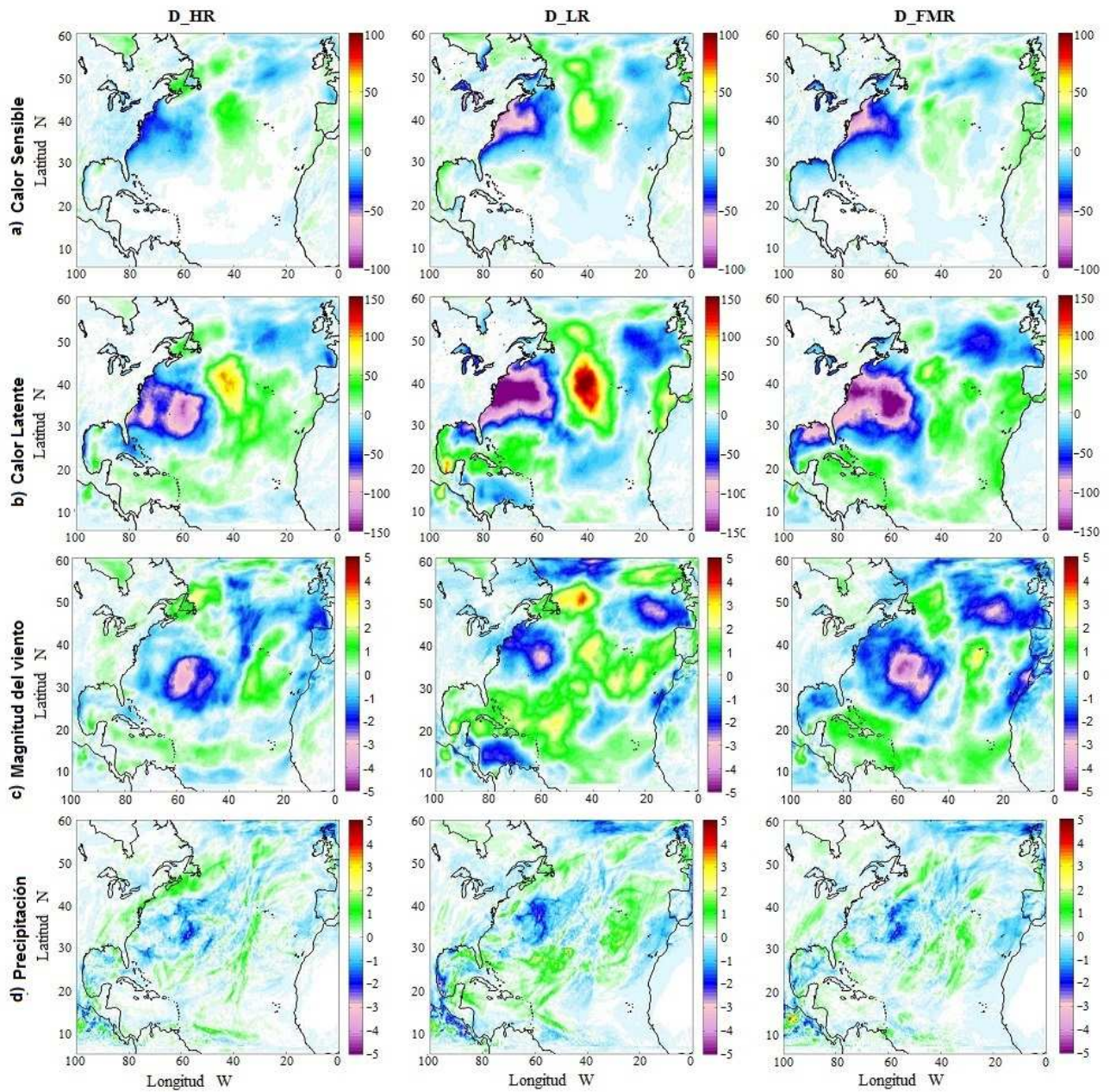


Figura 4.13: Diferencias entre los promedios mensuales de: a) Calor Sensible, b) Calor Latente, c) Magnitud del viento, d) Precipitación. En la primera columna D_HR, en la segunda D_LR y en la tercera D_FMR

Capítulo 5

Conclusiones

En este trabajo, se ha realizado un primer acercamiento al estudio de la sensibilidad del modelo atmosférico WRF a cambios en el parámetro de la RST. Primero se llevó a cabo una comparación descriptiva entre cuatro diferentes simulaciones y una simulación realizada para el año base. Los resultados muestran que para el año de estudio, bajo las condiciones de malla y las condiciones iniciales usadas, el modelo es sensible tanto a cambios en la RST como a variaciones en las condiciones iniciales. Se observa además que la influencia de la radiación solar sobre la superficie se da en algunas regiones particulares.

Basados en predicciones de MCG y la hipótesis de linealidad, esperábamos que un aumento en la radiación solar produjera un aumento en la temperatura de la superficie y que una disminución de la radiación produjera una disminución de la temperatura. Las figuras 4.1 - 4.3 muestran que eso no sucede, por ejemplo, en Noviembre y Junio para las tres condiciones de RST consideradas, la temperatura aumenta al noreste de Estados Unidos y Canadá, pero la temperatura es mayor en el caso del año de menor radiación. En cambio, al Noroccidente de África se observa que para los tres casos hay una disminución de temperatura, aunque en el caso de la radiación FMR disminuye más. Algunos estudios con MCG han sugerido que algunas regiones de la superficie de la tierra podrían enfriarse y otras calentarse al menos 1°C como resultado de cambios advectivos causados por calentamiento diferencial de la tierra y los océanos [Barriopedro et~al., 2008; Haigh et~al., 2005; Lee et~al., 2008; Meehl et~al., 2008]. Nuestros resultados parecen apoyar estas sugerencias, pues se observa un calentamiento en la zona noreste de E.U

y un enfriamiento en el oeste de África debido a los cambios de la RST.

Algunos estudios [Gray et al., 2010; Velasco and Mendoza, 2008], en los que se hacen reconstrucciones de temperatura histórica, indican que los incrementos en la radiación solar están correlacionados con un corrimiento del índice NAO a valores positivos, y viceversa para períodos de radiación solar reducida, tales como el mínimo de Maunder. Análisis de datos de presión superficial de Europa son también consistentes con el incremento de los vientos hacia el noreste asociados con un índice NAO negativo durante el mínimo de Maunder. En los gráficos de presión superficial (Figuras 4.7 - 4.9) las mayores diferencias se observan arriba de los 30°N, lo que nos sugiere que se podrían estar modificando los sistemas de baja y alta presión de la NAO. También se puede observar en la Fig. 4.7 que la mayor variabilidad está presente en los meses de octubre y noviembre. Posiblemente estos cambios que se observan en la presión superficial, sean la causa de las mayores variaciones en temperatura superficial que se observan al Noreste de los EU, Canadá, Europa y Noroccidente de África. Hurrell and Deser [2009] indican que la dirección que tomen las tormentas como resultado de la NAO, puede causar cambios en la temperatura y el tiempo atmosférico sobre Europa, principalmente desde Diciembre a Marzo.

Aunque las diferencias promedio mensuales entre los experimentos con diferente RST y el experimento de cambio de CI son similares, en el sentido de que se observan diferencias en las mismas zonas y del mismo orden de magnitud, cuando se calcula la sensibilidad del modelo con las ecuaciones (3.4) se observa (Fig. 4.5a y 4.6a) que el signo del cambio debido al cambio de RST es opuesto al del cambio debido a las condiciones iniciales. Esto podría sugerir que en este modelo los cambios en temperatura que se observan debido a diferentes condiciones de RST se pueden diferenciar de los cambios en las CI y, más aún, nos permite suponer que en este modelo los cambios observados en la temperatura obtenida en las diferentes simulaciones son debidos principalmente a la RST. Sin embargo, sólo tenemos una corrida de control y un caso variando las CI. Este único evento nos da una idea de la magnitud de las diferencias. Si pudiéramos hacer muchos experimentos cambiando ligeramente las condiciones iniciales, tendríamos que los valores medios mensuales (o diarios) para cada región se distribuirían alrededor de un

valor medio con su respectiva distribución.

En resumen, las variaciones de temperatura observadas en el experimento numérico CI son de la misma magnitud de las que ocurrieron en los experimentos en que se varió la RST. Esto lleva a concluir que los cambios en la RST produjeron cambios similares a los de una perturbación en las condiciones iniciales y no llevaron a modificaciones significativas de las condiciones medias de temperatura. Las que seguramente sí se generarían si los cambios en la RST fueran mayores.

Este resultado es importante porque se encontró que los cambios en la temperatura, en los experimentos en que se varió la RST fueron similares a los observados cuando se cambiaron las condiciones iniciales. Esto sugiere que el uso del modelo WRF con un océano predeterminado tiene poco impacto en los resultados, aún cuando se cambie la radiación incidente. También el resultado es importante para los experimentos de cambio climático usando la técnica de reducción de escala (downscaling) pues sugiere que es importante usar modelos acoplados océano-atmósfera para permitir un mejor ajuste de la temperatura.

Bibliografía

- E. Aguado and J. E. Burt. *Understanding Weather and Climate*. Pearson Education, Inc., 2004.
- D. Barriopedro, R. García-Herrera, and R. Huth. Solar modulation of northern hemisphere winter blocking. *J. Geophys. Res.*, 113(D14118), 2008.
- K. Carslaw, R. Harrison, and J. Kirkby. Cosmic rays, clouds, and climate. *Science*, 298:1732–1737, 2002.
- CGER. *Commission on Geosciences, Environment and Resources, Board on Global Change, National Research Council, Solar Influences On Global Change*. The National Academies Press, 1994.
- C. Cipagauta, B. Mendoza, and V. J. Zavala-Hidalgo. Sensitivity of the surface temperature to changes in total solar irradiance calculated with the WRF model. *Geofísica Internacional*, *In press*, 2013.
- G. Delaygue and E. Bard. An antarctic view of beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dyn.*, 36:2201–2218, 2011.
- J. A. Eddy. The maunder minimum. *Science*, 192(4245):1189–1202, 1976.
- E. Friis-Christensen and K. Lassen. Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, 254:698–700, 1997.
- C. Fröhlich. Solar irradiance variability since 1978: revision of the PMOD composite during solar cycle 21. *Space Sci. Rev.*, 125:53–65, 2006a.

- C. Fröhlich. Solar constant construction of a composite total solar irradiance (TSI) time series from 1978 to present, May 2006b. URL <http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/SolarConstant>.
- L. Gray, J. Beer, J. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, L. Hood, J. Luterbacher, G. Meehl, D. Shindell, B. van Geel, and W. White. Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics*, 48(RG4001), 2010.
- I. Grossmann and P. Klotzbach. A review of north atlantic modes of natural variability and their driving mechanisms. *J. Geophys. Res.*, 114, 2009.
- J. Haigh. The sun and the earth's climate. *Living Review Solar Physics*, 4:5–59, 2007.
- J. Haigh, M. Blackburn, and R. Day. The response of tropospheric circulation to perturbations in lower stratospheric temperature. *J. Climate*, 18:3672–3685, 2005.
- D. L. Hartman. *Global Physical Climatology*. Academic press, 1994.
- A. Henderson-Sellers and K. McGuffie. *Introducción a los modelos climáticos*. Ediciones Omega, S.A., 1990.
- J. Hurrell and C. Deser. North atlantic climate variability: The role of the north atlantic oscillation. *J. Mar. Syst.*, 78(1):28–41, 2009. doi: 10.1016/j.jmarsys.2008.11.026.
- J. Hurrell, M. Visbeck, A. Busalacchi, R. Clarke, T. Delworth, R. Dickson, W. Johns, K. Koltherrmann, Y. Kushnir, D. Marshall, C. Mauritzen, M. M. ans A. Piola, C. Reason, G. Reverdin, F. Schott, R. Sutton, I. Wainer, and D. Wright. Atlantic Climate Variability and Predictability: A CLIVAR Perspective. *Journal of climate, American Meteorological Society*, 19:5100–5121, 2006.
- IPCC. *Climate Change 2007: The Physical Science 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, Cambridge, U.K., 2007.
- F. Isaza and D. Campos. *Cambio climático: Glaciaciones y calentamiento global*. Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano, 2007.
- J. Kirkby. Cosmic rays and climate. *Surveys in Geophysics*, 28:333–375, 2007.

- N. Krivova, L. Vieira, and S. Solanki. Reconstruction of solar spectral irradiance since the maunder minimum. *J. Geophys. Res.*, 115(A12112), 2010. doi: 10.1029/2010JA015431.
- A. Lacis and J. Hansen. A parametrization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmospheric Sciences*, 31:118–133, 1974.
- T. Lee, F. Zwiers, and M. Tsao. Evaluation of proxy-based millennial reconstruction methods. *Clim. Dyn*, 31:263–281, 2008.
- M. Lockwood. Solar change and climate: an update in the light of the current exceptional solar minimum. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 466(2114):303–329, 2010. doi: 10.1098/rspa.2009.0519, Published online before print December 2, 2009.
- M. Mann and P. Jones. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15):1820, 2003. doi: 10.1029/2003GL017814.
- G. Meehl, J. Arblaster, B. Branstator, and H. Loon. A coupled air-sea response mechanics to solar forcing in the pacific region. *J. Climate*, 21:2883–2897, 2008.
- B. Mendoza. Calentamiento global y actividad solar. *Revista Digital Universitaria*, 8(10), 2007.
- B. Mendoza, V. Mendoza, G. Garduño, and J. Adem. Modelling the northern hemisphere temperature for solar cycles 24 and 25. *J. Atm. Solar-Terr. Phys.*, 72, 2010a.
- V. Mendoza, B. Mendoza, G. Garduño, and J. Adem. Simulation of the surface temperature anomalies in the northern hemisphere during the last 300 years of the little ice age using a thermodynamic model. *Climate Research*, 43, 2010b.
- E. Mlawer, S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, and S. Clough. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a valited correlated-k model for the longwave. *J. of Geophysical research*, 102:16663–16682, 1997.
- N. Rigozo, D. Nordemann, E. Echer, M. Echer, and H. Silva. Prediction of solar minimum and maximum epochs on the basis of spectral characteristics for the next millennium. *Planetary and Space Sci.*, 58:1971–1976, 2010.

- C. Russell, J. Luhmann, and L. K. Jian. How unprecedented a solar minimum? *Reviews of geophysics*, 48(RG2004), 2010. doi: 10.1029/2009RG000316.
- W. Skamarock, J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, M. Duda, X. Huang, W. Wang, and J. Powers. *A description of the Advanced Research WRF Version 3*. NCAR TECHNICAL NOTE, 2008.
- S. Solanki, N. Krivova, and T. Wenzler. Irradiance models. *Advanced in Space Research*, 35:376–383, 2005.
- M. Stuiver, P. Reimer, E. Bard, J. Beck, G. Burr, K. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. V. der Plicht, and M. Spurk. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40(3):1041–1083, 1998.
- T. Szirtes. *Applied dimensional analysis and modeling*. Second Edition. Elsevier, 2006.
- M. Tiwari and R. Ramesh. Solar variability in the past and paleoclimate data pertaining to the southwest monsoon. *Current Science*, 93(4,25), 2007.
- I. Usoskin, K. Mursula, and G. Kovaltsov. Reconstruction of monthly and yearly group sunspot numbers from sparse daily observations. *Solar Physics*, 218:295–305, 2003.
- V. Velasco and B. Mendoza. Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena. *Advances in Space Research*, 42:866–878, 2008.
- W. Wang, C. Bruyere, M. Duda, J. Dudhia, D. Gill, H. Lin, J. Michalakes, S. rizvi, and X. Zhang. *Weather Research and Forecasting Version 3*. NCAR TECHNICAL NOTE, 2008.
- R. Willson and H. Hudson. The sun's luminosity over a complete solar cycle. *Nature*, 351:42–44, 1991. doi: 10.1038/351042a0.