



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

RADIACIÓN SOLAR Y VAPOR DE AGUA; IMPLICANCIAS EN EL CICLO
HIDROLÓGICO Y ATMÓSFERA TERRESTRE BAJO FORZAMIENTO RADIATIVO
POR CO₂

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y
CLIMATOLOGÍA

VALERIA VIVIANA MORENO RUDLOFF

PROFESOR GUÍA:
ROBERTO RONDANELLI ROJAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
GARY SHAFFER
MAISA ROJAS CORRADI

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
POR: VALERIA VIVIANA MORENO RUDLOFF
FECHA: 2018
PROF. GUÍA: SR. ROBERTO RONDANELLI ROJAS

RADIACIÓN SOLAR Y VAPOR DE AGUA; IMPLICANCIAS EN EL CICLO HIDROLÓGICO Y ATMÓSFERA TERRESTRE BAJO FORZAMIENTO RADIATIVO POR CO₂

Dentro de los últimos 65 millones de años, el Eoceno Temprano ($\sim 56 - 48$ millones de años atrás) se caracteriza por ser la época geológica más cálida de la Tierra. Registros paleoclimáticos dan cuenta de temperaturas máximas tropicales en superficie del mar en torno a los 35°C , y una temperatura media anual en los polos de 14°C o superior, las cuales sugieren que entre polo y subtrópicos existiría un gradiente de entre 20 a 0°C (considerando incertidumbre) (Lunt et al., 2012), conocido como el problema del bajo gradiente meridional de temperatura.

Se ha probado en distintos Modelos de Circulación General (GCM) que el forzamiento radiativo por CO_2 sobre los 1000ppm, aunque modifica la estructura de temperatura global, no reproduce perfectamente los gradientes de temperatura adecuados a los registros paleoclimáticos. Esto sugiere que ciertos mecanismos de calentamiento atmosférico no se están representando correctamente, siendo clave la respuesta del ciclo hidrológico dentro de los GCMs. Por ello, el presente estudio explora la sensibilidad del GCM PlaSim al modificar la concentración de CO_2 y el parámetro de absorción de radiación de onda corta del vapor de agua, esto último debido a las discrepancias conceptuales y numéricas entre modelos de su participación como gas de efecto invernadero y repercusión sobre la estructura atmosférica y régimen de precipitación (Collins et al., 2006).

Durante esta investigación se corrobora la disminución del gradiente meridional de temperatura bajo alto forzamiento radiativo por CO_2 debido al mayor transporte de calor meridional en la atmósfera en condiciones de efecto invernadero aumentado. Ahora bien, este gradiente de temperatura también disminuye ante un descenso en el parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua, debido al menor enfriamiento en latitudes medias asociado a mayor nubosidad e inestabilidad estática.

Las repercusiones de la disminución en el parámetro beta se observan ampliamente en el ciclo hidrológico, principalmente en el aumento de la precipitación global y en el aumento de la eficiencia de la atmósfera en transformar vapor de agua en precipitación bajo forzamiento radiativo por CO_2 . La clave se encuentra en la inestabilización generalizada de la atmósfera (mayor calentamiento relativo de la tropósfera baja), la que permite un mayor flujo de masa de intercambio convectivo (principalmente en la zona de inestabilidad baroclínica), propiciando con ello la formación de nubes y precipitación.

Para finalizar, cabe destacar que este estudio muestra la sensibilidad del gradiente meridional de temperatura y precipitación respecto del parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua, el que eventualmente podría cambiar en los GCMs, o cuya repercusión podría ser equivalente a la de otros elementos atmosféricos hasta ahora no estudiados.

Dedicado a todos los pajarones que vuelan alto

Agradecimientos

Este estudio fue inicialmente financiado por los FONDECYT 1120040 y 1150913, a los cuales se les agradece el equipo que llevo conmigo. También agradezco al CR2, Fondo de Financiamiento de Centros de Investigación en Áreas Prioritarias (FONDAP) n^o 15110009, el cual me facilitó recursos computacionales de alto desempeño necesarios para la realización de mi investigación. A su vez, la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) brindó apoyo financiero mediante la beca de magíster nacional, gracias a la cual pude concentrarme mejor en mis estudios.

Agradezco a mis profesores de meteorología, por su trabajo de enseñar, investigar, conversar y hacer comunidad. Por mostrarme que hacer ciencia no es una receta estricta, sino una mezcla de procedimientos conscientes y meticulosos, aunque a veces algo azarosos, el esfuerzo de dormir incómodo y medir bajo la lluvia, grandes dosis de curiosidad para observar, buscar y buscar y nunca quedarse conforme, un poco de cordura para categorizar todo lo aprendido, y una pizca de escepticismo respecto a todo lo leído, incluso lo propio. Agradezco en especial a Roberto, por conversar un poco más de lo ajeno, sumando diferencias que resultaron buenos momentos. A Laura y Pepe porque desde un comienzo me entregaron herramientas, oportunidades únicas, y palabras llenas de sabiduría, cosas que considero invaluable.

Quiero además agradecer a mis amigos y amigas, en especial a quienes conocí durante mi estadía en el magíster, los que expandieron mi mundo aceleradamente. Debo aclarar además que mi paso por el 4to piso del DGF fue una experiencia altamente enriquecedora, llena de personas, proyectos e ideas diferentes que me incentivaron a jugar mucho más lejos, fuera de los límites de la "física y matemática" propia de esta facultad. También agradezco a mi pequeña familia, que tiene más animales que personas y lo prefiero así, y en especial a mi madre, simplemente por mostrarme que luchar por lo que es justo y verdadero importa más que las apariencias.

Tabla de Contenido

Introducción	1
1. Fundamentos Teóricos	5
1.1. Energía en la Atmósfera Terrestre	5
1.1.1. Balance Energético de la Tierra	5
1.1.2. Energía Disponible y Transporte Meridional de Calor	8
1.2. El Ciclo Hidrológico	12
1.2.1. Descripción General	12
1.2.2. Balances de Masa y Ecuaciones	13
1.2.3. Ciclo Hidrológico en Climas con alto forzamiento radiativo	15
1.3. ¿Por qué se estudia el Vapor de Agua, su absorción de radiación de onda corta y el Ciclo Hidrológico?	16
2. Metodología	17
2.1. Un <i>Aquaplanet</i> en PlaSim	17
2.2. Parametrizaciones y Radiación	18
2.2.1. Vapor de Agua y Radiación Solar	18
2.2.2. CO_2 y Radiación Termal	21
2.3. Configuración de Experimentos	22
2.3.1. Estructura de los Experimentos	22
2.3.2. Estructura del Análisis	23
3. Forzamiento por CO_2 y Absorción de Radiación por H_2O_v; Resultados Globales	24
3.1. Temperatura Superficial y el Problema de Bajo Gradiente Meridional	24
3.2. Radiación y Vapor de Agua	29
3.3. La Eficiencia del Ciclo Hidrológico	30
3.4. El Transporte de Calor Efectivo	33
4. Parametrizaciones de Absorción de Radiación por H_2O_v en Escenarios Análogos de Temperatura Superficial	38
4.1. Radiación, Humedad y Nubosidad	40
4.2. Precipitación y Flujo de Masa Convectivo en latitudes medias	44
4.3. Forzamiento Radiativo por CO_2 vs el Efecto de la Parametrización β	47
Conclusión	48

Bibliografía	52
Anexos	56

Introducción

Dentro de los últimos 65 millones de años, el Eoceno Temprano ($\sim 56 - 48$ millones de años atrás) se caracteriza por ser la época geológica del período Paleógeno (en la era Cenozoica) en la que se encuentran los climas más cálidos de la Tierra. Registros paleoclimáticos dan cuenta de temperaturas máximas tropicales en superficie del mar en torno a los 35°C , y una temperatura media anual en los polos de 14°C o superior, las cuales sugieren que entre polo y subtrópicos existiría un gradiente de entre 20 a 0°C (considerando incertidumbre) (Lunt et al., 2012), mucho menor a lo observado en la época moderna, entre $40-75^{\circ}\text{C}$ (Huber, 2012). Esta situación se conoce como el problema del bajo gradiente meridional de temperatura, y frente a escenarios de cambio climático y mayor temperatura global producto del aumento de la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera, surge particular interés por este periodo y su dinámica atmosférica.

Se ha probado en distintos Modelos de Circulación General (o GCM por sus siglas en inglés) que el forzamiento radiativo por CO_2 , aunque modifica la estructura de temperatura global, no reproduce perfectamente los gradientes de temperatura adecuados a los registros paleoclimáticos (Pagani et al., 2013). En particular, uno de los mayores problemas resulta ser las extremadamente altas temperaturas tropicales modeladas al interior de los continentes, las que sin embargo no pueden ser completamente descartadas debido a la falta de registros paleoclimáticos en zonas de la superficie terrestre (Huber and Caballero, 2011). Por otra parte, algunos resultados derivados de proxies han subestimado las temperaturas reconstruidas, siendo por ejemplo, los factores tafonómicos y ecológicos de las técnicas fisonómicas para hojas y vegetación los que tiende sistemáticamente a disminuir la temperatura en $2 - 8^{\circ}\text{C}$ (Burnham et al. (2001), Greenwood (2005), Greenwood (2007) y Peppe et al. (2010)). En este sentido, pareciera que las discrepancias entre proxies y GCM estuvieran relacionadas a elementos de escala regional, las que podrían mejorarse mediante una mayor resolución espacial de los modelos (considerando los detalles topográficos y de vegetación), o bien a una mejor asimilación de los datos paleoclimáticos (Huber and Caballero, 2011).

En forma paralela, es sabido que durante el Eoceno las concentraciones de CO_2 fueron mucho mayores a las actuales, las que según Fletcher et al. (2008) habrían llegado hasta los 4700ppmv en base a estudios de carbono isotópico en materia orgánica de plantas no vasculares (briofitas). Sin embargo, múltiples fuentes de estudios recientes coinciden en que las concentraciones de CO_2 oscilaron entorno a los 1500ppmv, estando siempre por sobre los 500ppmv (Pagani et al., 2013). Frente a este amplio margen de error, cabe mencionar que los resultados de temperatura superficial obtenidas desde GCM se aproximan mejor a los registros paleoclimáticos bajo condiciones simuladas de CO_2 por sobre los 1000ppmv (Lunt et al.,

2012). Por consiguiente, las discrepancias entre registros y simulaciones pueden interpretarse desde dos puntos de vista; o algunos estudios empíricos están subestimando las concentraciones de CO_2 para el Eoceno Temprano, o bien, algunos GCMs no están reproduciendo correctamente ciertos mecanismos de retroalimentación positiva de calentamiento atmosférico, perdiendo así su sensibilidad hacia el forzamiento radiativo por CO_2 e inhibiendo una adecuada representación del clima bajo condiciones de efecto invernadero acentuado (Pagani et al., 2013). En el presente estudio, el enfoque desde el cual se analizará el problema del bajo gradiente meridional de temperatura será esta última posibilidad, es decir, la sensibilidad de los GCMs para reproducir, en mayor o menor medida, los mecanismos de retroalimentación positiva de calentamiento atmosférico que induzcan las temperaturas y gradiente meridional de temperatura descritos para el Eoceno temprano.

Para estudiar la sensibilidad de los GCM y la manera en que estos presentan las interacciones dentro del sistema climático bajo forzamiento radiativo, es preciso comprender la dinámica de los procesos que subsisten en la atmósfera, en particular aquellos que involucran transformaciones de energía. En este sentido, la alteración en el ciclo hidrológico como respuesta básica al forzamiento radiativo es clave, ya que involucra diferentes áreas del sistema climático, mediante *feedbacks* y procesos de transporte de energía y masa asociados. A modo de ejemplo, estudios observacionales, teóricos y de modelamiento sugieren que la humedad atmosférica crece bajo escenario de aumento de temperatura a una tasa del $7\%/^{\circ}C$ (como relación termodinámica de Clausius Clapeyron) (Soden et al., 2005), lo que a su vez induce mayor precipitación convectiva (Trenberth et al., 2003) aunque ésta también se ve sujeta al balance de energía en la atmósfera. El mayor enfriamiento de una atmósfera más húmeda (producto de una mayor emisión de radiación térmica según Allan (2006)), la que a su vez es más propensa a la liberación de calor latente producto del aumento de precipitación, determina diferentes cantidades y formas transferencia de energía en el nuevo estado de equilibrio - no necesariamente intuitivo - del sistema climático bajo forzamiento radiativo por CO_2 .

Conforme a lo anterior, y considerando que la sensibilidad climática depende críticamente de las realimentaciones radiativas asociadas al vapor de agua, gradiente vertical de temperatura, nubes y superficies de hielo (Bony et al., 2006), el presente estudio parte de la hipótesis de que los elementos recién descritos pueden ser alterados dentro un GCM al modificar los parámetros de absorción de radiación de onda corta sobre uno de los gases de mayor efecto invernadero; el vapor de agua.

La sensibilidad de la respuesta del sistema climático frente a diferentes esquemas radiativos para la absorción de radiación solar por vapor de agua ya ha sido motivo de estudio, debido en parte a las discrepancias conceptuales y numéricas entre modelos. En este sentido, aun persisten incertezas en la participación de las zonas continuas entre bandas de absorción ya definidas, la pérdida de algunas líneas débiles cuya absorción se encuentra combinada a la de otros gases, o la no siempre explícita contribución de los dímeros de agua (Collins et al., 2006). Además, cabe recordar que más allá de los problemas conceptuales, los códigos radiativos no se centran en el cálculo del espectro de rotación-vibración desde la mecánica cuántica, sino que más bien representan una síntesis de estudios de laboratorio, cálculos teóricos y observaciones (Bernath, 2002). Luego, gracias a los avances en espectroscopía para el vapor de agua y las consecuentes mejoras en las parametrizaciones de los esquemas radiativos de los GCMs, ya se han visto estudios comparativos sobre la respuesta y sensibilidad de distintos modelos, tanto

dentro de la estructura atmosférica como también en el régimen de precipitación. Por ejemplo, Collins et al. (2006) obtuvo un modesto decrecimiento del 2 % en la precipitación estimada ante un aumento relativo del 9 % en la absorción de radiación de la atmósfera, desde CAM2 a CAM3 (equivalente a 4 W/m^2 en la absorción de radiación de onda corta bajo condiciones sin nubosidad). Posteriormente DeAngelis et al. (2016), considerando un *ensamble* de modelos climáticos para el fin de este siglo, mostró que la media de las proyecciones de aumento de la precipitación por grado de aumento de temperatura global, disminuirían en casi un 40 % si todos estos modelos presentaran el mismo esquema radiativo de última generación para el término de absorción del vapor de agua, lo cual en la mayoría de los casos, implicaba un incremento en la absorción de radiación en la respuesta atmosférica.

Por consiguiente, comprender el ciclo hidrológico y la respuesta del sistema climático frente a cambios en la absorción de radiación solar por vapor de agua, considerándose además bajo escenarios de aumento de temperatura global, es una forma de aproximarse a la dinámica del clima del Eoceno y al problema del bajo gradiente meridional de temperatura, así como también resulta ser un interesante ejercicio de exploración de los límites de un modelo de circulación general. Con estos propósitos en mente, se tienen como objetivos:

1. Observar y comprender el efecto radiativo, la temperatura media superficial, las tendencias de precipitación y humedad, y el desarrollo del ciclo hidrológico a nivel global bajo forzamiento radiativo por CO_2 , considerando diferentes escenarios de absorción de radiación solar por vapor de agua aumentada o disminuida.
2. Identificar y examinar la distribución espacial (latitudinal y vertical) de energía, precipitación y humedad, según los diferentes escenarios de absorción de radiación solar por vapor de agua.
3. Descubrir los procesos de retroalimentación que guían la física modelada del sistema climático a un nuevo estado de equilibrio bajo forzamiento por CO_2 , y formular una explicación de cómo la parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua puede acelerar o dar mayor preponderancia a algunos de estos procesos por sobre otros.

Cabe destacar que comprender estos procesos relacionados al ciclo hidrológico bajo forzamiento radiativo y la repercusión de la parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua en el sistema no es solo de interés para el Paleoclima, sino también para comprender los escenarios climáticos futuro, donde las alteraciones en las propiedades termodinámicas de la atmósfera y en los patrones de circulación dictarán cambios regionales de precipitación (Emori and Brown, 2005).

A continuación, el presente trabajo expone el estudio realizado en cinco partes secuenciales. El capítulo 1 consta de un marco teórico sobre los temas de radiación (radiación solar, radiación terrestre y transporte meridional de energía), vapor de agua y ciclo hidrológico como contexto y justificación de los supuestos constitutivos de los próximos capítulos. Posteriormente se presenta la metodología de la experimentación realizada en el capítulo 2, detallando tanto el GCM utilizado, sus parametrizaciones y modo de empleo considerando los cambios en la parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua y concentración de CO_2 . Los dos capítulos siguientes corresponden a los resultados y discusión del estudio, considerando dos niveles de profundidad; primero, un análisis de condiciones gene-

rales globales (capítulo 3), y luego, un segundo análisis más específico y regional (latitudinal y vertical) considerando estados de equilibrio bajo una condición de temperatura superficial media global análoga (capítulo 4). Cabe mencionar que algunas las figuras de resultados se presentan en el apartado de Anexos. Finalmente se presentan las conclusiones de este estudio, considerando los dos niveles de análisis.

Capítulo 1

Fundamentos Teóricos

1.1. Energía en la Atmósfera Terrestre

1.1.1. Balance Energético de la Tierra

Energéticamente, el sistema climático en la Tierra es controlado principalmente por la radiación electromagnética proveniente del Sol. Las interacciones simultáneas y combinadas entre atmósfera, océanos, hielos, superficies terrestres y vegetación (elementos del sistema climático) permiten que esta energía experimente una serie de transformaciones, como las que se describen a continuación.

Energía en la Atmósfera y Radiación de Onda Corta

Del amplio espectro electromagnético que viaja desde el Sol hasta el Tope de la Atmósfera (TOA, por sus siglas en inglés), la irradianza que llega con mayor potencia corresponde al espectro visible de longitud de onda entre 400 nm (color índigo) y 700 nm (color rojo). En cuanto al resto del espectro de longitudes de onda, se distingue a la izquierda la zona del ultravioleta (10 a 400 nm), y a la derecha la zona del infrarrojo (700 a 100.000 nm), como resume la figura 1.1. En menor medida y con menor energía llega también radiación de longitudes de onda muy pequeñas, como rayos gamma y rayos X, y radiación de longitudes mayores como microondas y ondas de radio. Considerando entonces que la energía que llega con mayor potencia es de alta frecuencia y de longitudes pequeñas, se denomina Onda Corta (SW por sus siglas en inglés) a la radiación solar.

Según la función de Planck, la distribución de irradianza electromagnética de un cuerpo negro a 5778 K (5505°C) se comporta como la curva negra de la figura 1.1, la cual sigue relativamente bien el espectro solar visto en el TOA (área coloreada de celeste). 5778K es también la temperatura promedio de la fotosfera solar, con lo que se puede considerar que el Sol se comporta relativamente como un cuerpo negro y que su irradianza prácticamente no percibe interferencias en el espacio hasta llegar al TOA. En cambio, desde el TOA hasta

Espectro de Radiación Solar en la Tierra

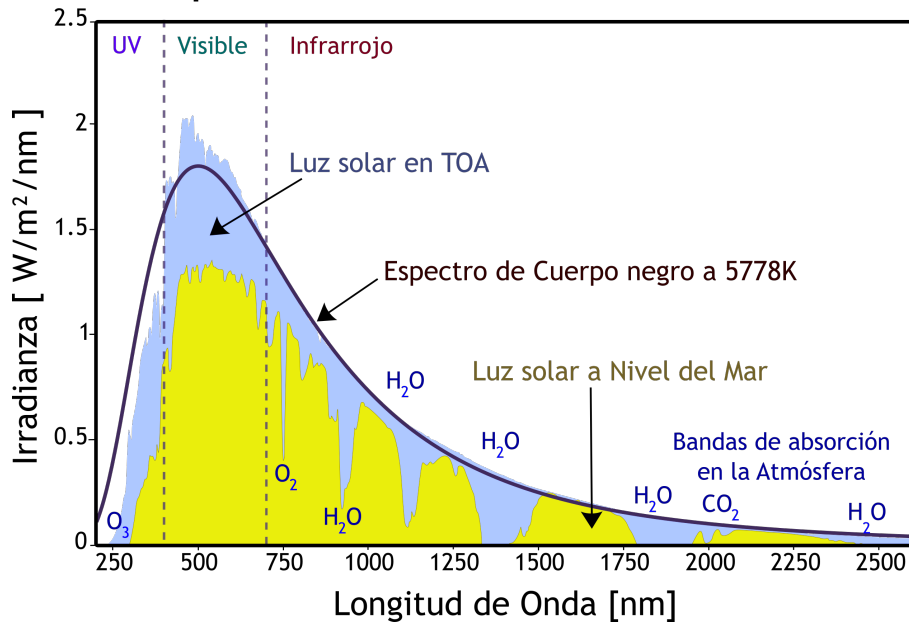


Figura 1.1: Espectro de Irradianza solar en $W/(m^2nm)$ para TOA (celeste) y a nivel del mar (amarillo). La función de Planck para un cuerpo a 5778 K corresponde a la curva negra. Escritos en azul se identifican algunas bandas de absorción para ciertos gases presentes en la atmósfera. La figura original de la American Society for Testing and Materials (ASTM) fue adaptada y traducida para este documento.

el nivel del mar existe una gran diferencia en magnitud y forma de la irradianza recibida, lo cual es producto de la interacción de la luz con la atmósfera Terrestre.

Cuando la luz de Sol atraviesa la atmósfera, una parte de la energía es absorbida por gases presentes en el aire. Estos gases actúan en bandas de absorción específicas según sus características moleculares y configuración electrónica, y según el destino final que tendrán los fotones absorbidos. En algunos casos los fotones son utilizados en el cambio de estado energético de uno o más electrones al interior de la molécula (energía cuantizada), en otros casos la energía radiativa es transformada en energía cinética de rotación, traslación o vibración dentro de la molécula, y por último, existen casos en los que la energía es utilizada para ionizar o disociar una molécula. Como resultado, la energía del Sol recibida a nivel del mar posee el patrón dentado de la figura 1.1 (en amarillo), donde se aprecia la particularidad del ozono, el que absorbe más del 95 % de la radiación entre los 250 y 320nm, mientras que el vapor de agua se caracteriza por absorber en bandas centradas en 940 nm, 1100, 1380, y 1870 nm, entre un 80 y un 99.5 % de la energía solar.

Físicamente, la fracción de luz que no es absorbida por un medio debe verse reflejada o transmitida. Esto implica que en la atmósfera, la radiación electromagnética que no es absorbida, choca y desvía su camino o bien atraviesa los elementos que encuentre. Se debe considerar además que estas interacciones se presentan en una capa cuyo espesor comprende $\sim 100km$ (la homósfera, que considera el 99.999 % de la masa atmosférica), donde el segmento más bajo concentra gases, aerosoles, gotas de agua y cristales de hielo. Adicionalmente, estas interacciones no ocurren aisladas ni únicamente en un plano perpendicular al flujo radiativo

devuelta a la atmósfera puede ser nuevamente esparcida y absorbida, y por tanto, en términos globales, de los $340W/m^2$ en promedio anual que llegan al tope de la atmósfera, cerca de un 30 % de la radiación solar es devuelta al espacio, como resume el esquema de la figura 1.2 en flechas amarillas.

Balance de Energía y Radiación de Onda Larga

La Tierra se mantiene en balance radiativo y por tanto, la misma magnitud de energía solar que entra al sistema ($240W/m^2$ como promedio global) es a su vez devuelta al espacio. Este calor emitido por la Tierra se encuentra dentro del espectro electromagnético infrarrojo (entre 5 a $20\mu m$) y por tanto se denomina radiación de Onda Larga (LW por sus siglas en inglés) o térmica.

Tanto el suelo como los elementos presentes en la atmósfera emiten radiación de onda larga, así como también en algunos casos la absorben. El suelo, las nubes y los gases presentes en la atmósfera irradian energía según su temperatura (proporcional a T^4 en *Kelvin*), y por consiguiente, la energía no solo se emite hacia el espacio sino que también hacia la superficie terrestre. Paralelamente, los denominados *Gases de Efecto Invernadero* (GEI) absorben el 95 % de la energía emitida desde la superficie (Ruddiman, 2001), con lo cual una parte importante no escapa hacia el espacio. De todos los gases presentes en la atmósfera, los tres principales causantes de esta retención de energía térmica son el vapor de agua (H_2O_v), el dióxido de carbono (CO_2) y el metano (CH_4), los cuales representan en promedio menos del 1 % de la composición de la columna atmosférica.

Como resultado de la retención de energía térmica en la atmósfera, se observa que la Tierra emite en el TOA como un cuerpo a $-16^\circ C$ de temperatura promedio, mientras que el valor promedio global de temperatura en la superficie es de $15^\circ C$. Estos mecanismos de retención de energía que permiten un clima más templado en la Tierra se entienden como el efecto invernadero. El esquema de la figura 1.2 resume en flechas rojas lo que ocurre con la radiación térmica en la atmósfera.

En la figura 1.2 también se hace mención a una importante forma de energía presente en la atmósfera; el calor latente. Ésta se encuentra íntimamente relacionada con el reciclaje de energía propio del efecto invernadero y la interacción con la energía solar, ya que se involucra tanto en los procesos de evaporación (participando en el balance energético en superficie) como en la formación de nubes y precipitación (como condensación en el balance energético de la atmósfera libre), lo cual se describe en las secciones siguientes.

1.1.2. Energía Disponible y Transporte Meridional de Calor

Debido a la forma cuasi-esférica de la Tierra, las zonas tropicales reciben en promedio más energía solar que las altas latitudes, con un marcado gradiente meridional de casi $100W/m^2$ entre ecuador y polos. Sin embargo, las observaciones de radiación de onda larga emergente siguen un patrón menos marcado en latitud, y por tanto se aprecia un déficit de energía neta

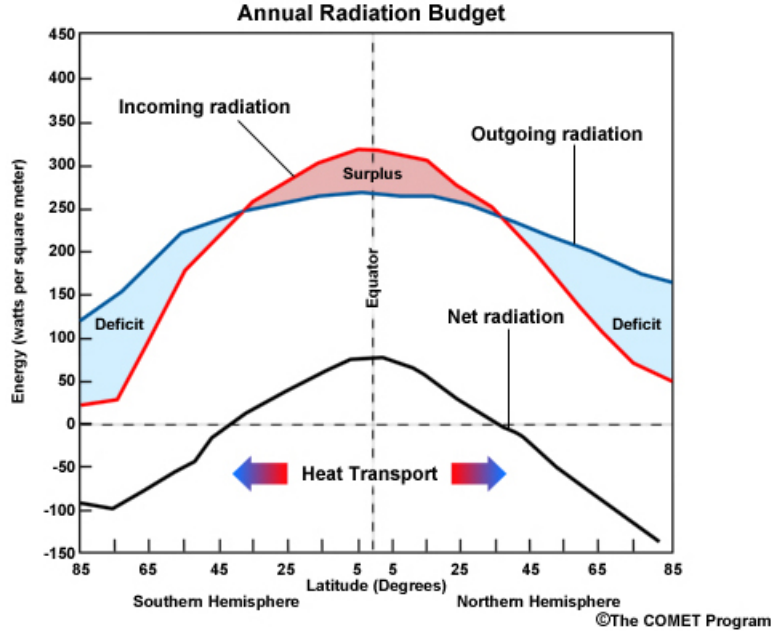


Figura 1.3: Imbalance latitudinal de energía en la Tierra. Los mecanismos de transporte meridional de energía en la atmósfera y océanos redistribuyen la energía desde zonas tropicales hacia latitudes mayores. Fuente:

http://www.goes-r.gov/users/comet/tropical/textbook_2nd_edition/print_1.htm

en las altas latitudes y un superávit en la zona intertropical (como se muestra en la figura 1.3). La razón de este imbalance latitudinal son los mecanismos de transporte meridional de energía (\mathbb{H}), los cuales redistribuyen la energía solar incidente enfriando la zona intertropical y calentando las latitudes altas.

Desde una perspectiva global y considerando equilibrio radiativo en el TOA, se define la energía neta en la latitud θ (curva negra de la figura 1.3) como

$$F_{TOA}^{Neta}(\theta) = F_{TOA}^{SW\downarrow}(\theta) - F_{TOA}^{LW\uparrow}(\theta) \quad (1.1)$$

Con $F_{TOA}^{LW\uparrow}$ la radiación de onda larga emergente neta y $F_{TOA}^{SW\downarrow}$ la radiación solar absorbida por la Tierra (considerando albedo planetario). De este modo, el transporte meridional de energía en la Tierra en base a F_{TOA}^{Neta} se determina como (Donohoe and Battisti, 2011)

$$\mathbb{H}(\theta) = 2\pi R^2 \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\theta} F_{TOA}^{Neta}(\theta') \cos(\theta') d\theta' \quad (1.2)$$

Es decir, $\mathbb{H}(\theta)$ corresponde a la integración de F_{TOA}^{Neta} desde el polo Sur hasta una latitud θ determinada, donde un valor positivo indica que la energía es transportada hacia el Norte. \mathbb{H} se encuentra en el orden de los PW (Peta Watts o 10^{15} Watts), con valores máximos de 5.9 ± 0.5 PW situados aproximadamente en los 35° de latitud en cada hemisferio (Fasullo and Trenberth, 2008). Por lo general \mathbb{H} se presenta como un promedio zonal, el cual varía durante el año como se aprecia en la figura 1.4 a.

El transporte de energía total en la Tierra tiene una componente atmosférica y otra oceá-

Annual Mean Meridional Energy Transport

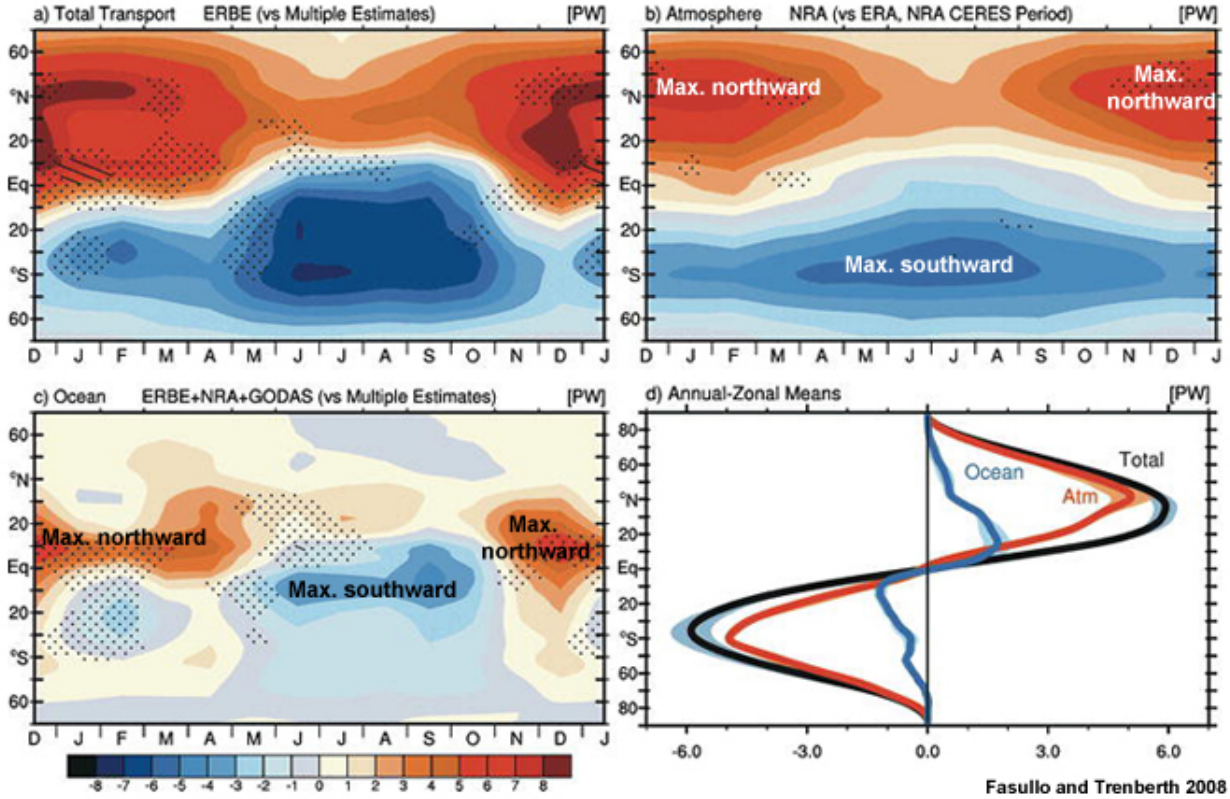


Figura 1.4: Transporte meridional de energía anual. a) \mathbb{H} , b) \mathbb{H}_{Atm} y c) \mathbb{H}_{Ocn} en el transcurso de un año. d) \mathbb{H} , \mathbb{H}_{Atm} y \mathbb{H}_{Ocn} como promedio anual. Los datos satelitales fueron tomados por el Earth Radiation Budget Experiment (ERBE; febrero de 1985 hasta abril de 1989) y por el Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES; marzo de 2000 hasta mayo de 2004). A su vez, se utilizaron datos de reanálisis del National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) y la circulación oceánica fue derivada del Global Ocean Data Assimilation System (GODAS) (Fasullo and Trenberth, 2008).

nica, es decir

$$\mathbb{H} = \mathbb{H}_{Atm} + \mathbb{H}_{Ocn} \quad (1.3)$$

siendo más importante la componente atmosférica, y estimándose ésta representativa del $\sim 75\%$ del transporte meridional total (Fasullo and Trenberth, 2008). Anualmente en la Tierra, el máximo transporte en los océanos se encuentra entre los 11°S y 15°N , mientras que en la atmósfera el máximo ocurre entorno a los 45° en ambos hemisferios (ver figura 1.4 b y c). Cabe destacar que el \mathbb{H} hacia altas latitudes se ve maximizado durante la época invernal de cada hemisferio (figura 1.4 a), mientras que el promedio anual arroja una clara similitud de magnitud entre hemisferios (figura 1.4 d).

La energía en la atmósfera es almacenada en diferentes formas, con lo cual el total de energía E se puede descomponer en calor sensible, energía potencial, calor latente y energía cinética (ecuación 1.4). En términos globales, la forma de energía más importante es el calor sensible con un $70,4\%$ del promedio total de energía, siguiéndole la energía potencial ($27,1\%$)

y el calor latente (2,5%). La importancia de la energía cinética (0,05%) es muy baja, pero aún así contribuye en la circulación general (Peixoto and Oort, 1992).

$$E = C_p T + gZ + L_v q + \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \quad (1.4)$$

El transporte meridional en la atmósfera \mathbb{H}_{Atm} es entonces la redistribución de esta energía E asociada al viento meridional v que atraviesa una hipotética pared longitudinal en cada latitud, representativa de toda la atmósfera en la vertical. Despreciado el término de energía cinética y considerando una componente seca o de *energía estática seca* $S = C_p T + \Phi$, con $\Phi = gZ$, y una componente húmeda de calor latente, el transporte de calor meridional en la atmósfera también se escribe como

$$\mathbb{H}_{Atm}(\theta) = \int \int_{Pared} (S(\theta) + Lq(\theta)) \rho_{aire} v \, dx dz \quad (1.5)$$

o equivalentemente

$$\mathbb{H}_{Atm}(\theta) = \mathbb{H}_S(\theta) + \mathbb{H}_L(\theta) \quad (1.6)$$

con $\mathbb{H}_S(\theta)$ el transporte de energía seco, y $\mathbb{H}_L(\theta)$ el transporte húmedo asociado a cambios de fase del agua.

Según Rose (2015), los términos de la ecuación 1.6 pueden calcularse a partir del balance de los flujos radiativos en superficie. De este modo, la energía que efectivamente está presente en la atmósfera resulta ser la diferencia entre la que entra al sistema Tierra y la que entra a la superficie (F_{SUP}^{Neta}), siendo esta última

$$F_{SUP}^{Neta}(\theta) = F_{SUP}^{SW\downarrow}(\theta) - F_{SUP}^{LW\uparrow}(\theta) - S_H - L_H \quad (1.7)$$

Al igual que en TOA, en superficie (abreviado SUP) $F_{SUP}^{SW\downarrow}$ corresponde a la radiación solar neta absorbida (considerando albedo superficial), mientras que $F_{SUP}^{LW\uparrow}$, S_H y L_H son respectivamente el flujo neto de radiación térmica, el calor sensible y el calor latente emitidos por la superficie. En base a lo anterior, \mathbb{H}_{Atm} se puede calcular al igual que la ecuación 1.2, es decir

$$\mathbb{H}_{Atm}(\theta) = 2\pi R^2 \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\theta} (F_{TOA}^{Neta}(\theta') - F_{SUP}^{Neta}(\theta')) \cos(\theta') \, d\theta' \quad (1.8)$$

Ahora bien, para discernir entre la componente seca y la componente húmeda, se deben cuantificar los procesos de absorción y liberación de calor latente en los que participa el vapor de agua. En la atmósfera, estos procesos son la evaporación (Ev) como absorción de energía para ser transportada, y la condensación presente en la precipitación (Pp) como liberación de energía que es recibida desde otra latitud (ambas en mm/s o equivalentemente $kg/(m^2s)$). Entonces, el transporte de calor latente \mathbb{H}_L corresponde a la suma de estos dos procesos

$$\mathbb{H}_L(\theta) = 2\pi R^2 \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\theta} L(Ev(\theta') - Pp(\theta')) \cos(\theta') \, d\theta' \quad (1.9)$$

Conociendo la magnitud de \mathbb{H}_L y en base a la ecuación 1.6, la componente seca del transporte de energía se calcula como un residuo;

$$\mathbb{H}_S = \mathbb{H}_{Atm} - \mathbb{H}_L \quad (1.10)$$

Finalmente, respecto a los océanos, estos se consideran grandes reservorios de energía debida a la alta capacidad calorífica del agua y baja reflectividad del mar. El transporte meridional de calor que en ellos ocurre se encuentra asociado a los procesos de difusión y advección por las corrientes marinas, y se estima que representa $\sim 25\%$ del transporte meridional total. Análogamente a la ecuación 1.10, el transporte de calor en los océanos puede calcularse desde los valores conocidos de \mathbb{H} y \mathbb{H}_{Atm} como un residuo

$$\mathbb{H}_{Ocn} = \mathbb{H} - \mathbb{H}_{Atm} \quad (1.11)$$

Durante los próximos capítulos, el cálculo del transporte meridional de energía en sus distintas formas seguirá la formulación de esta sección.

1.2. El Ciclo Hidrológico

1.2.1. Descripción General

El Ciclo Hidrológico se compone de varios subsistemas conectados por medio de la transferencia de agua en sus distintas fases. Grandes cantidades de agua como vapor, líquido o hielo, se encuentran continuamente en movimiento entre todas las esferas del sistema climático.

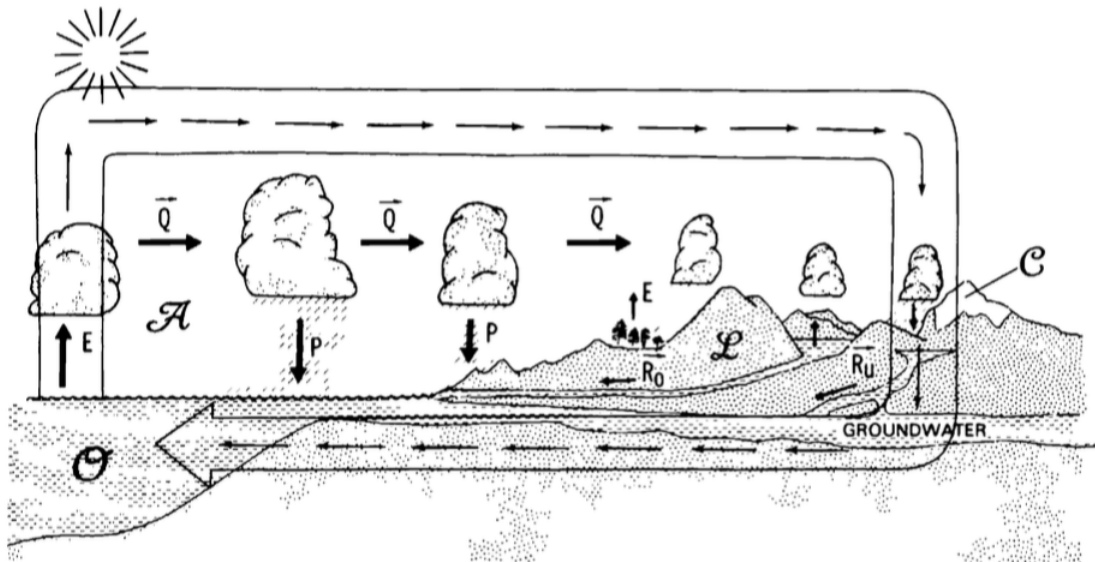


Figura 1.5: Esquema general del Ciclo Hidrológico, donde la precipitación (P), evaporación (E) y flujo de vapor de agua (Q) son los términos destacados en este estudio. (Peixoto and Oort, 1992)

Sea por influencia directa del sol o por una baja saturación ambiental de la presión de vapor de agua, océanos, lagos y ríos evaporan agua, así como en menor medida plantas y animales transpiran entregando vapor a la atmósfera. Ya en el aire, el vapor es transportado

y enfriado, y una parte condensa o sublima para formar nubes. Dependiendo de las condiciones sinópticas favorables para la formación de frentes en latitudes medias, o si la nube se encontrara en una zona de alta convección (zona de convergencia intertropical), es posible que exista precipitación, la cual puede ocurrir sobre océanos o en tierra. En otros casos, al interior de los continentes la topografía que induce ascenso forzado da paso a precipitación orográfica y, dependiendo de la altitud y latitud, ésta podría ser mayormente en forma de nieve. Sobre los continentes, la lluvia o nieve caída escurre hacia ríos, lagos y océanos, se infiltra en capa subterráneas, riega bosques o simplemente se almacena en lagunas o glaciares. De este modo se cierra el ciclo ya que el agua nuevamente se evaporará desde los distintos elementos mencionados, como se esquematiza en la figura 1.5.

Claramente no todas las moléculas de agua en la Tierra participan continuamente de cada uno de los procesos del ciclo hidrológico. Algunas moléculas permanecen un corto tiempo en su reservorio, donde se han visto casos de 10 días para moléculas de vapor en la atmósfera (Peixoto and Oort, 1992). En cambio, otras moléculas podrían permanecer miles de años en el fondo del mar o en las capas más profundas de los glaciares antes de poder migrar a un reservorio diferente. El motivo de estas diferencias es una combinación de las propiedades isotópicas de las moléculas y el azar (Peixoto and Oort, 1992).

Globalmente la cantidad de H_2O como sustancia no varía mayormente en la Tierra, a pesar de la tasa de destrucción de vapor de agua por fotodisociación en la ionósfera o la creación de moléculas de agua durante las erupciones volcánicas. Sin embargo, del vapor expulsado a la atmósfera por las erupciones se sabe que la mayor parte no es más que agua de lluvia atrapada en sedimentos de roca en tiempos pretéritos. Luego, considerando una escala de tiempo acorde a los procesos del ciclo hidrológico en la Tierra, la cantidad de agua como sustancia puede considerarse para todos los efectos prácticos como constante, no así el balance de agua en sus distintas fases. De hecho, en los distintos periodos geológicos, los tamaños de los reservorios líquido (hidrósfera), sólido (criósfera), y gaseoso (vapor en la atmósfera) han variado lentamente según las condiciones generales de la Tierra, siendo los periodos glaciales más favorables para la criósfera que los periodos de cálidos de máximos termales como el Eoceno.

1.2.2. Balances de Masa y Ecuaciones

En forma general, la tasa de acumulación de masa de agua líquida dentro del ciclo hidrológico se escribe como la ecuación clásica de hidrología (Peixoto and Oort, 1992)

$$\frac{dM_{H_2O_l}}{dt} = Pp - Ev - R_s \quad (1.12)$$

donde Pp es la precipitación sólida o líquida, Ev es la evaporación (de cualquier tipo), y R_s es la escorrentía en superficie y subterránea. Para el sistema simplificado de modelación climática que se llevará a cabo en este estudio, el foco estará en los procesos de precipitación y evaporación, ambos mayormente relacionados con la atmósfera.

Geográficamente la tasas de precipitación y evaporación no son homogéneas, aunque latitudinalmente se mantiene un patrón de exceso de precipitación por sobre la evaporación en

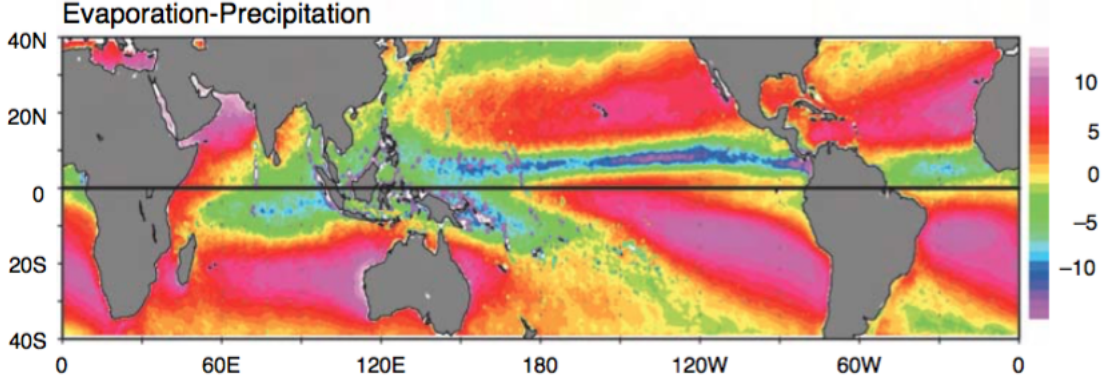


Figura 1.6: Media anual de la diferencia local entre evaporación y precipitación sobre los océanos (en mm/día). Datos obtenidos desde QuikSCAT y Tropical Rain Measuring Mission (TRMM). Cortesía de W. Timothy Liu y Xiaosu Xie (Wallace and Hobbs, 2006).

la zona de convergencia intertropical y en forma similar, en latitudes medias producto de las perturbaciones baroclínicas a lo largo del jet polar. A la inversa, en las zonas subtropicales la evaporación supera la precipitación como se observa en la figura 1.6. Cabe destacar que las tasas de evaporación y precipitación no son la única manera en que se determina la humedad atmosférica en una región, puesto que el vapor de agua también es continuamente transportado hacia el ecuador y, en menor medida hacia los polos, según la dinámica de las celdas de Hadley y Ferrel respectivamente.

Considerando lo anterior, una manera simple de describir el reservorio completo de vapor de agua es mediante la variable de Agua Precipitable (PW por sus siglas en inglés), la cual integra el contenido de vapor en toda la columna atmosférica.

$$PW(\theta, \phi) = \int_0^{P_0} q (g \rho_{H_2O_v})^{-1} dP \quad (1.13)$$

En la ecuación 1.13, q es la humedad específica para una latitud, longitud y altitud particular, y PW se expresa generalmente en mm . Del mismo modo, se puede expresar el flujo de vapor que atraviesa una pared latitudinal o longitudinal que comprenda toda atmósfera como sigue

$$\mathbf{Q}(\theta, \phi) = \int_0^{P_0} q \vec{V} (g \rho_{H_2O_v})^{-1} dP \quad (1.14)$$

Donde \vec{V} es el viento horizontal para una latitud, longitud y altitud particular. De este modo y considerando las dos ecuaciones anteriores, el balance de vapor de agua en una columna atmosférica se puede expresar como

$$\frac{\partial PW}{\partial t} = Ev - Pp - \nabla_H \cdot \mathbf{Q} \quad (1.15)$$

Con lo cual, la variación local de vapor en la columna estará dada por la relación entre la evaporación, la precipitación y la convergencia (horizontal) del flujo de vapor de agua.

1.2.3. Ciclo Hidrológico en Climas con alto forzamiento radiativo

Existen numerosos estudios sobre climas cálidos pasados y sobre calentamiento global producto de la inyección de gases de efecto invernadero en la atmósfera. Dentro de estos, es imposible no notar los cambios en la respuesta del ciclo hidrológico asociado al aumento de temperatura global, lo cual es parte de esta investigación.

Estudios basados en GCM sugieren que la humedad atmosférica en capas inferiores crece con la temperatura a una tasa de $\sim 7\%K^{-1}$ como resultado de la relación de Clausius Clapeyron (CC) (Soden et al., 2005), mientras que observaciones sobre los océanos muestran una tasa de cambio similar (Santer et al., 2007). Por consiguiente, un aumento en la temperatura global induce un aumento en la evaporación en el ambiente, ya que el margen de saturación de vapor de agua se amplía. A su vez, el vapor de agua actúa como gas de efecto invernadero retroalimentando el calentamiento atmosférico. Ahora bien, la precipitación no escala de la misma forma en los GCM bajo forzamiento radiativo por CO_2 , y un buen número de estudios da cuenta de un aumento de $1 - 3\%K^{-1}$ en la precipitación global (Stephens and Ellis, 2008).

Como en los GCMs la humedad escala más rápido que la precipitación bajo forzamiento radiativo por CO_2 , se tiene que el tiempo medio de residencia de las moléculas de vapor aumenta en la atmósfera, y por tanto el ciclo hidrológico se hace menos eficiente. Para Held and Soden (2006), esto se explica desde la parte izquierda de la ecuación 1.16, donde la precipitación convectiva Pp_c (representativa de gran parte de la precipitación global) es equivalente al vapor (q) dentro del flujo de masa de intercambio convectivo entre la capa límite y la tropósfera libre (M_c).

$$Pp_c = M_c q \Rightarrow \frac{\partial Pp_c}{Pp_c} = \frac{\partial q}{q} + \frac{\partial M_c}{M_c} \quad (1.16)$$

Matemáticamente, la implicancia de la ecuación 1.16 nos permite ver que, considerando que $\frac{\partial q}{q} \sim 7\%K^{-1}$ y $\frac{\partial Pp_c}{Pp_c} \sim 1 - 3\%K^{-1}$, luego $\frac{\partial M_c}{M_c}$ es un valor negativo. Esto significa que existe una ralentización del ciclo hidrológico asociado a la disminución de M_c frente a un aumento de la temperatura global ($\frac{\partial M_c}{M_c} < 0$), lo que se traduce posteriormente en un crecimiento disminuido de la precipitación convectiva.

El aumento de la precipitación y humedad ambiental con la temperatura a escala global tiene consecuencias particulares a escala regional. Varios autores (Allan and Soden (2007), Seager et al. (2007) y Held and Soden (2006)) observaron desde resultados de ensambles de modelos que las zonas húmedas se vuelven más lluviosas, mientras que las zonas secas son más propensas a sequías. Esto corresponde a una intensificación del patrón $Ev - Pp$ de la figura 1.6 bajo forzamiento radiativo, lo que según Held and Soden (2006) se explica por la magnitud de los cambios espaciales de la precipitación debidos a la expansión hacia los polos de la Celda de Hadley. Para He and Soden (2016), el declive de la precipitación subtropical es previo al corrimiento latitudinal de la zona de subsidencia, siendo entonces factores radiativos y de contraste térmico los principales causantes de la ralentización del ciclo hidrológico.

1.3. ¿Por qué se estudia el Vapor de Agua, su absorción de radiación de onda corta y el Ciclo Hidrológico?

Dentro de la atmósfera, el agua como elemento esencial de la vida en la Tierra se encuentra presente en diferentes interacciones tanto con la luz del Sol como con la radiación de longitudes mayores. Como se vio anteriormente, las nubes conformadas por gotas de agua líquida o cristales de hielo tienen la participación principal en el albedo atmosférico, el cual es responsable del 88 % del albedo planetario (Donohoe and Battisti, 2011). Al mismo tiempo se destacó que las nubes emiten y absorben radiación de onda larga (según su altura y temperatura) mientras que el vapor de agua es un importante GEI. Sin embargo, dentro de este estudio resulta más relevante destacar su interacción con la radiación solar.

El vapor de agua absorbe más radiación visible y cercana al infrarrojo que cualquier otro componente constitutivo de la atmósfera. Bajo condiciones atmosféricas sin nubes, el vapor de agua absorbe aproximadamente 43 W/m^2 del promedio anual de radiación solar incidente (Kiehl and Trenberth, 1997), equivalente a un 77 % de la energía absorbida en la atmósfera (Collins et al., 2006). De esta radiación solar absorbida, el 98 % pertenece a la zona cercana al infrarrojo, es decir considera longitudes de onda mayores a $0.7 \mu\text{m}$ (Ramaswamy and Freidenreich, 1991).

Producto de la absorción de radiación solar por parte del vapor de agua se observa un calentamiento diabático de la atmósfera y una consecuente reducción del flujo radiativo que llega a la superficie. Esto lógicamente ligado a la cantidad de vapor presente en una zona determinada. Luego, un cambio en la absorción de radiación solar alterará la estabilidad atmosférica y con ello las propiedades radiativo-convectivas de la tropósfera en todas sus capas (Collins et al., 2006). Lo anterior tiene repercusiones directas en la formación de nubes y en las tasas de evaporación y precipitación a nivel global, así como también en la circulación y dinámica atmosférica. De este modo, el ciclo hidrológico se ve alterado, y por tanto resulta de gran interés estudiar la sensibilidad de los modelos atmosféricos ante las parametrizaciones de absorción de radiación solar por vapor de agua.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Un *Aquaplanet* en PlaSim

La presente investigación tiene como objetivo estudiar el ciclo hidrológico bajo forzamiento radiativo por CO_2 , considerando además cambios en la interacción del vapor de agua con la radiación solar. Para este cometido, es necesario el uso de un Modelo de Circulación General (GCM) el cual admita tanto modificaciones en las concentraciones de gases de efecto invernadero como también en las parametrizaciones de absorción de radiación solar asociada al vapor de agua. En base a esto se escogió PlaSim (Planet Simulator), GCM de libre acceso desarrollado por Universität Hamburg de Alemania. Este modelo de complejidad intermedia y de código abierto es una herramienta propicia para comprender los procesos claves que ocurren dentro del sistema climático producto de alteraciones como las que se quieren llevar a cabo, ya que da prioridad a los fenómenos físicos y termodinámicos de la atmósfera por sobre elementos específicos de grilla, parametrizaciones de capa límite, y otros tecnicismos más propios de un GCM de alta complejidad.

Para hacer uso de PlaSim, se debe tener en consideración las dos áreas de trabajo de este GCM; por una parte se tiene el *core* dinámico y la *física* de procesos atmosféricos, y por otra se tienen los módulos acoplables de océano, hielo marino y superficies terrestres. La primera parte abarca toda la atmósfera planetaria desde los 1000 hasta los 100hPa (la tropósfera básicamente) y corresponde al GCM en sí, donde el *core* dinámico contiene los procesos adiabáticos de gran escala (ecuaciones de conservación de masa y de momento, 1^{era} ley de la termodinámica, ecuación de estado de los gases ideales y la aproximación hidrostática) y su solución discretizada es explícita en cada punto de grilla. Al mismo tiempo, el *core* debe interactuar con la *física*, la cual se encarga de resolver los procesos diabáticos de sub-grilla, como los fenómenos radiativos, la formación de nubes, procesos de fricción, difusión e interacciones con la capa límite. Estos elementos de sub-grilla poseen características espaciales muy pequeñas para ser resueltas en el GCM, y por tanto son parametrizados empíricamente.

Por otra parte, se tienen los módulos de océano (*slab ocean*), hielo marino y superficie terrestre, los cuales han sido simplificados y reducidos a sistemas lineales. Estos módulos pueden acoplarse a la parte atmosférica, enriqueciendo así la representación de PlaSim en

Albedo Superficial	Densidad	Salinidad	Calor Específico
0.069	1030 kg m ⁻³	34.7 psu	4180 J kg ⁻¹ K ⁻¹

Tabla 2.1: Propiedades del agua de mar del módulo *slab ocean* en PlaSim

términos de balance de masa y energía frente a la interacción entre la atmósfera y la presencia de superficies activas.

En el presente estudio, con tal de recrear un clima cuya respuesta hidrológica no sea mayormente influenciada por las alternancias entre superficies de tierra y océanos, pero sí exista en éste un intercambio efectivo de masa (agua en forma de precipitación o evaporación) y energía con la superficie, se ha optado por trabajar con un *Aquaplanet* sin formación de hielo marino, descartando por consiguiente la criósfera y cualquier superficie terrestre. De este modo se prioriza la respuesta atmosférica radiativa por sobre la baja contribución del albedo terrestre. De hecho, Donohoe and Battisti (2011) mostraron que el 88 % del promedio del albedo planetario observado es producto de la reflexión ocurrida en la atmósfera, y en cuanto a la dispersión entre modelos, la contracción en la criósfera tiene un menor efecto en el albedo planetario que los mismos cambios provocados por los patrones de nubosidad de los modelos.

Para trabajar con un *Aquaplanet* en PlaSim, se ha reemplazado toda superficie continental por superficie oceánica, y se ha activado solamente el módulo de *slab ocean*, el cual consiste en una ecuación de pronóstico para cada punto de grilla de un océano cuya capa de mezcla es de 50m de profundidad. A este océano sin corrientes marinas ingresa radiación solar, radiación de onda larga, calor sensible o latente, representando por tanto un importante reservorio de energía en el cual se desarrollan procesos de mezcla y transporte de calor (como difusión horizontal y vertical). Características fundamentales de las aguas de esta capa superficial oceánica se presentan en la tabla 2.1, donde se destacan su bajo albedo superficial y alto calor específico.

2.2. Parametrizaciones y Radiación

Para este estudio, las simulaciones ejecutadas presentan cambios específicos en la *física* de la atmósfera de PlaSim, es decir, en la interacción de la atmósfera con la radiación solar y termal. A continuación se describe el modelo radiativo que utiliza PlaSim y sus parametrizaciones para onda corta y onda larga, así como también las modificaciones que se realizaron para las simulaciones de esta investigación.

2.2.1. Vapor de Agua y Radiación Solar

El esquema radiativo de onda corta se basa en los conceptos de Lacis and Hansen (1974) para una atmósfera despejada. En éste, el flujo de radiación solar incidente en la superficie $F^{SW\downarrow}$ está sujeto a diferentes factores de transmisividad τ , como se aprecia en la siguiente

ecuación.

$$F^{SW\downarrow} = \mu_0 E_0 \tau_R \tau_{O_3} \tau_W \tau_D \tau_C R_S \quad (2.1)$$

En la expresión 2.1 es posible notar que se consideran las trasmisividades producto del *scattering de Rayleigh* (R), de la absorción de radiación por ozono (O_3) y vapor de agua (W; *water*), y de la dispersión y absorción por aerosoles (D; polvo o *dust*) y gotas de nube (C; *cloud*). La densidad de flujo de radiación solar extraterrestre incidente E_0 y el coseno del ángulo cenital μ_0 se calculan en base a Berger (1978a,b) en función de los parámetros orbitales, fecha del año y latitud, adoptándose para ello la estructura numérica del modelo climático CCM3 (Kiehl et al., 1996). Por último, R_S corresponde al albedo superficial, el cual es 0.069 (constante globalmente) para un *Aquaplanet*. Cabe mencionar que la parte nubosa de la atmósfera está parametrizada por niveles de altura de acuerdo a Stephens (1978), Stephens (1984) y Lunkeit et al. (2011), distinguiéndose con ello nubes altas, medias y bajas.

Dentro de PlaSim, el espectro solar se divide en dos regiones: la parte visible y ultravioleta ($\lambda < 0,75\mu m$ con un 52% de E_0) donde entran en juego el esparcimiento por nubes, el *scattering de Rayleigh* y la absorción por ozono, y la parte cercana al infrarrojo ($\lambda > 0,75\mu m$ con un 48% de E_0), donde actúan tanto la absorción por vapor de agua como otra forma de esparcimiento y absorción por nubes. Dentro de esta última región se realizaron los cambios en el parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua.

La ecuación en PlaSim que define la trasmisividad τ_W debida a la presencia de vapor de agua es la siguiente

$$\tau_W = 1 - \frac{2,9y}{(1 + 141,5y)^{0,635} + 5,925y} \quad (2.2)$$

En esta ecuación, la trasmisividad del vapor de agua es función de la cantidad efectiva de vapor de agua en una capa atmosférica (y en [cm]) corregida por la presión y la temperatura, como se presenta en la ecuación 2.3 para radiación solar directa, y en la ecuación 2.4 para radiación solar reflejada desde una capa inferior.

$$y_{dir} = \frac{M}{g} \int_0^p 0,1 q \frac{p}{P_0} \left(\frac{T_0}{T} \right)^{0,5} dp \quad (2.3)$$

$$y_{ref} = \frac{M_{ref}}{g} \int_p^{P_s} 0,1 q \frac{p}{P_0} \left(\frac{T_0}{T} \right)^{0,5} dp \quad (2.4)$$

En ambas, g corresponde a la gravedad terrestre, P_s es la presión superficial, $P_0 = 1000$ hPa es la presión de referencia, $T_0 = 273$ K es la temperatura de referencia, $q[kg/kg]$ es la humedad específica de la capa, $M = 35/(1224\mu_0^2 + 1)^{0,5}$ corresponde al factor de magnificación para radiación solar directa, y $M_{ref} = 1,66$ es el factor de magnificación para radiación solar reflejada desde la capa inferior.

Consideremos ahora una columna atmosférica situada sobre la zona de convergencia intertropical (ITCZ). Ésta debiera ser menos transparente (o más absorbente) a la radiación solar infrarroja debido a su mayor contenido de vapor de agua (q) que una columna emplazada en los 30° , en las zonas de subsidencia, lo cual se corrobora en la figura 2.1 para un

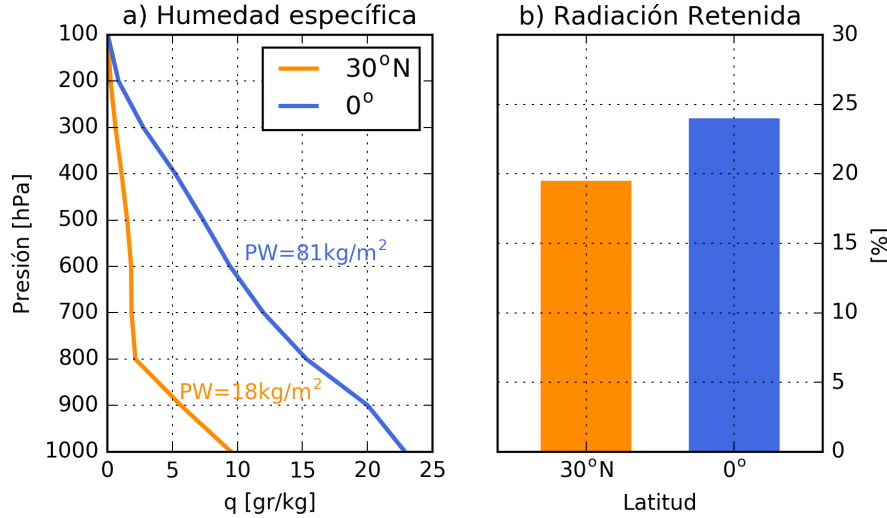


Figura 2.1: Perfil de humedad específica para una columna atmosférica en 30° y en 0° de latitud (a) y porcentaje de radiación solar absorbida por las mismas columnas en *clear sky* (b). La energía absorbida se calcula como el porcentaje de radiación solar incidente en TOA que no llega a la superficie terrestre. Los datos corresponden a las condiciones medias de 2 años en estado estacionario, como promedio longitudinal en un *Aquaplanet* con un forzamiento radiativo de 360ppmv de CO_2 .

Aquaplanet en PlaSim bajo una concentración de 360ppmv de CO_2 (valor predeterminado en este GCM). En la figura 2.1.b, el porcentaje de radiación solar absorbida por una atmósfera sin nubosidad (salida *clear sky*) es mayor en la columna a los 0° de latitud, la cual capta en torno a un 25 % de la energía solar neta recibida en TOA. Cabe destacar en la figura 2.1.a que la columna atmosférica relativamente seca posee aproximadamente un cuarto del contenido de agua precipitable (PW) que lo que posee la columna emplazada en los 0° (18 kg/m² sobre 81 kg/m²), pero absorbe solo un $\sim 5\%$ menos de energía solar que la columna húmeda. Por consiguiente, los otros mecanismos de retención de energía solar, como la absorción por ozono y el scattering de Rayleigh para el espectro visible y ultravioleta, son en conjunto más importantes que la absorción de radiación solar por vapor de agua.

En el presente estudio, para observar la respuesta del ciclo hidrológico ante cambios en la parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua, se ha adicionado un factor β a la ecuación de transmisividad 2.2, del siguiente modo

$$\tau_W = 1 - \beta \frac{2,9y}{(1 + 141,5y)^{0,635} + 5,925y} \quad (2.5)$$

La nueva absorptividad del vapor de agua α_W es entonces determinada por el segundo término de la derecha de la ecuación 2.5 (es decir $\tau_W = 1 - \alpha_W$), con lo cual el factor β es el que aumentará o disminuirá el porcentaje de energía solar retenida en la atmósfera producto del vapor de agua. Luego, con el propósito de identificar claramente el impacto radiativo de la absorción de radiación solar por vapor de agua en el sistema climático, se hace uso de $\beta = 1,5$ incrementando con ello la absorción en un 50 %, y $\beta = 0,5$ para lograr una disminución en el mismo porcentaje. A su vez, se considera también el caso de $\beta = 1$ donde no se tienen cambios en la absorción en PlaSim.

Por último, se debe tener en cuenta que estos cambios en la parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua son exagerados respecto de los cambios vistos por Collins et al. (2006) (9 %) o la dispersión evidenciada por DeAngelis et al. (2016), y no representan un resultado particular. Sin embargo, el propósito de este estudio (como ya se mencionó) busca la comprensión teórica del fenómeno, la cual será útil bajo la posibilidad de que cambios en los patrones de nubes y/o su modelación puedan tener un efecto equivalente en la capacidad de absorción de radiación solar en la atmósfera.

2.2.2. CO_2 y Radiación Termal

Por radiación Termal o de onda larga se entiende el espectro de radiación emitida por la tierra y su atmósfera. El esquema radiativo que sigue PlaSim para una atmósfera despejada (*clear sky*) en esta zona del espectro radiativo corresponde al método de emisividad de banda ancha, descrito por Manabe and Möller (1961), Rodgers (1967), Sasamori (1968), Katayama (1972) y Boer et al. (1984). En este método se utiliza una banda de transmisividades $\tau_{(z,z')}$ representativa de la capa comprendida entre el nivel z y z' , la cual considera la interacción del vapor de agua, CO_2 y O_3 con la radiación termal. Luego, en cada capa los flujos ascendentes $F^{LW\uparrow}$ y descendentes $F^{LW\downarrow}$ de radiación se expresan como

$$F^{LW\uparrow}(z1) = A_S B(T_S) \tau_{(z1,0)} \int_0^{z1} B(T') \frac{\partial \tau_{(z1,z)}}{\partial z} dz \quad (2.6)$$

$$F^{LW\downarrow}(z1) = \int_{\infty}^{z1} B(T') \frac{\partial \tau_{(z1,z)}}{\partial z} dz \quad (2.7)$$

Donde $B(T_S) = \sigma T_S^4$ es el flujo radiativo de cuerpo negro de la tierra a su temperatura T_S y A_S es la emisividad efectiva de la superficie terrestre. $B(T')$ en cambio hace referencia a la emisividad de la capa atmosférica y $\tau_{(z1,z)} = \tau_W \tau_{CO_2} \tau_{O_3}$ corresponde a la trasmisividad de la capa debido a los gases de efecto invernadero anteriormente descritos. Como es de esperarse, la absortividad, equivalente a la emisividad de una capa considerada como cuerpo gris, depende del contenido efectivo del gas en ese nivel. De este modo τ_{CO_2} se expresa como

$$\tau_{CO_2} = 1 - 0,0825 u^{0,456} \quad u \leq 0,5cm \quad (2.8)$$

o

$$\tau_{CO_2} = 1 - 0,0461 \log(u) + 0,074 \quad u > 0,5cm \quad (2.9)$$

Donde u es el contenido efectivo de dióxido de carbono calculado como

$$u_{(p1,p2)} = \frac{f}{g} \int_{p1}^{p2} q_{CO_2} \left(\frac{p}{P_0} \right) dp \quad (2.10)$$

en el que q_{CO_2} es la razón de mezcla de CO_2 , g es la gravedad de la Tierra, f corresponde a un factor de transformación de unidades y $P_0 = 1000hPa$ es la presión de referencia.

Para el desarrollo de esta investigación se realizan sucesivas duplicaciones de CO_2 respecto de la concentración preindustrial de 280ppmv. Es decir, a cada corrida se le impone un concentración fija de CO_2 atmosférico de 280, 560, 1120, 2240 o 4480 ppmv respectivamente, consistentes con multiplicar la concentración base de 280 ppmv en 1, 2, 4, 8 y 16 veces. Este tipo de experimentos ha sido previamente realizado por un número considerable de investigadores, sea en proyecciones sobre cambio climático como también en la modelación paleoclimática (Lunt et al., 2012; Huber and Caballero, 2011), y resulta interesante para estudiar las variaciones en el ciclo hidrológico.

La siguiente sección explica la estructura y número de experimentos realizados, la que combina tanto cambios en la parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua como forzamiento radiativo por CO_2 .

2.3. Configuración de Experimentos

2.3.1. Estructura de los Experimentos

En primer lugar, todas la simulaciones realizadas en PlaSim tienen una resolución espacial horizontal tipo T42 (2.79° latitud x 2.79° longitud aproximadamente) y 10 niveles σ de altura, los que comprenden desde los 1000 hasta los 100hPa. El GCM se ha corrido en modo *Aquaplanet*, con un *slab ocean* de 50m de profundidad (para más detalles, ver la sección 2.1), donde se mantienen por defecto el cálculo de los parámetros orbitales para el planeta Tierra.

Cada corrida realizada posee uno de los tres tipos de parametrización de absorción de radiación solar por vapor de agua y uno de los cinco grados de forzamiento radiativo por CO_2 particular. Esto quiere decir que se tiene una matriz de resultados, donde para cada uno de los tres tipos de parametrizaciones de absorción por vapor de agua se realizan todos los grados de forzamiento por CO_2 vistos en la sección anterior.

Para identificar estos experimentos se utilizan los siguientes códigos: en el caso de $\beta = 1,5$, donde la absorción de radiación solar por vapor de agua aumenta en un 50%, se utiliza la letra A (Alta absorción) como código para nominar la corrida. Para $\beta = 0,5$, donde la absorción disminuye en un 50%, se utiliza la letra B (Baja absorción). Por último, si $\beta = 1$, no se está alterando el parámetro de absorción, y por tanto se utiliza la letra N (absorción Neutra). Al mismo tiempo, respecto al forzamiento por CO_2 que se basa en múltiplos de la concentración preindustrial de 280ppmv, la corrida se identifica con el número de veces en que esta concentración ha sido fijada en ese experimento. De este modo, una corrida de baja absorción de radiación solar por vapor de agua con 16 veces la cantidad de CO_2 base (en total 4480ppmv de CO_2) se identifica con el nombre A16. La tabla 3.1 resume lo anterior, explicitando todas las corridas realizadas en este estudio, las cuales suman 6 de Alta absorción, 5 de absorción Neutra y 6 de baja absorción, sumando en total 17. Particularmente existen dos corridas adicionales y diferentes a lo estipulado en la sección 2.2.2, que son las corridas A2.6 y B5.6. Éstas son necesarias en el transcurso del capítulo 4 y que se explican con mayor detalle en la sección 2.3.2.

ASRV	Cambio	β	Código	Corridas Realizadas
Alta	+50 %	1.5	A	A1, A2, A2.6, A4, A8, A16
Neutra	sin cambios	1	N	N1, N2, N4, N8, N16
Baja	-50 %	0.5	B	B1, B2, B4, B5.6, B8, B16

Tabla 2.2: Significado de los códigos para nombrar las diferentes corridas realizadas. La letra corresponde al tipo de absorción de radiación solar por vapor de agua. El número a la izquierda de la letra expresa el múltiplo de veces en que se ha aumentado la concentración CO_2 preindustrial para forzar el sistema. La última columna muestra todas las corridas realizadas en este estudio.

Todas las corridas realizadas consisten en 50 o 60 años de simulación, utilizando como condición inicial el experimento Control N1 ($\beta = 1$ y 280ppm de CO_2). A los 40 años (o 50 para corridas con 8 y 16 veces la concentración de CO_2), PlaSim ya ha alcanzado una condición de equilibrio estable en su temperatura superficial media global, como se aprecia en el Anexo A, y por tanto se utiliza el promedio de los últimos 10 años de cada corrida cuando se quieren hacer comparaciones de condiciones estacionarias.

2.3.2. Estructura del Análisis

Para analizar y comprender el desarrollo del ciclo hidrológico bajo forzamiento radiativo por CO_2 y mediante cambios en la parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua, se consideran dos etapas de trabajo:

1. Análisis comparativo a escala global (promedio ponderado) de todas las corridas en estado de equilibrio estacionario, considerando balances radiativos y tendencias de precipitación y humedad. Con ello se busca comprender la eficiencia del ciclo hidrológico bajo las diferentes condiciones de absorción de radiación solar por vapor de agua y su evolución considerando los crecientes grados de forzamiento radiativo por CO_2 . Este análisis se lleva a cabo en el Capítulo 3.
2. Descripción latitudinal detallada del comportamiento del ciclo hidrológico en estados de equilibrio, considerando escenarios con diferente parametrización de absorción de radiación solar por vapor de agua, pero análogos en temperatura superficial global. El análisis del Capítulo 4 busca comprender y comparar los mecanismos presentes en las corridas A2.6, N4 y B5.6 respecto de su parametrización de absorción de radiación solar por vapor de agua. Las corridas A2.6 y B5.6, que son forzadas con 728 y 1568 ppmv de CO_2 respectivamente (es decir 2.6 y 5.6 veces la concentración base), poseen la misma temperatura media superficial global de la corrida N4. Estas concentraciones de CO_2 se eligieron en base a una interpolación simple de los resultados de temperatura superficial obtenidos inicialmente, y tienen como objetivo evidenciar más claramente el comportamiento de ciclo hidrológico relativo a la absorción de radiación solar por vapor de agua, aislando el problema de tener diferentes temperaturas superficiales en estado estacionario producto del calentamiento radiativo por CO_2 .

Capítulo 3

Forzamiento por CO_2 y Absorción de Radiación por H_2O_v ; Resultados Globales

En este capítulo se realiza el análisis de los experimentos generados en PlaSim, los que comprenden 5 formas de forzamiento radiativo por CO_2 (1,2,4,8,y 16 veces la concentración pre-industrial de CO_2 , es decir 280ppm) para cada uno de los 3 tipos de parametrización de absorción de radiación solar por vapor (disminuida en un 50 %, aumentada en un 50 %, o neutra respecto del modelo). Las 15 simulaciones resultantes (nombradas en la tabla 2.2, sin considerar la A2.6 y B5.6) son estudiadas en estado estacionario, donde se observa principalmente el comportamiento a escala global de la temperatura y ciclo hidrológico debido a los cambio en la absorción de radiación solar por vapor de agua y forzamiento radiativo por CO_2 . Durante el desarrollo de este capítulo, surgirán interrogantes para discutir en torno a escenarios con diferente parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua, pero que mantengan condiciones *Análogas* en temperatura superficial, las cuales serán estudiadas en el capítulo 4.

3.1. Temperatura Superficial y el Problema de Bajo Gradiente Meridional

La magnitud de los cambios generados en el parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua en $\pm 50\%$ tiene consecuencias directas en el flujo neto de radiación de onda corta que llega a superficie terrestre como también en la energía retenida por la atmósfera. A la vez, el forzamiento radiativo por CO_2 tiene consecuencias en la retención de energía de onda larga en la atmósfera, así como también en su capacidad de emisión. Por consiguiente, la atmósfera en equilibrio radiativo (es decir $F_{neto}^{SW\downarrow} = F_{neto}^{LW\uparrow}$ en TOA) de cada corrida será diferente y particular en su capacidad de absorción y emisión, con lo cual se deduce que las temperaturas en las corridas variarán entre sí tanto vertical como latitudinalmente. En base a esta premisa, se quiere comprender si los cambios en la parametrización de la absorción de radiación solar por vapor de agua y/o el forzamiento por CO_2 tienen alguna influencia en el sistema climático que pueda explicar el problema del bajo gradiente meridional de

temperatura.

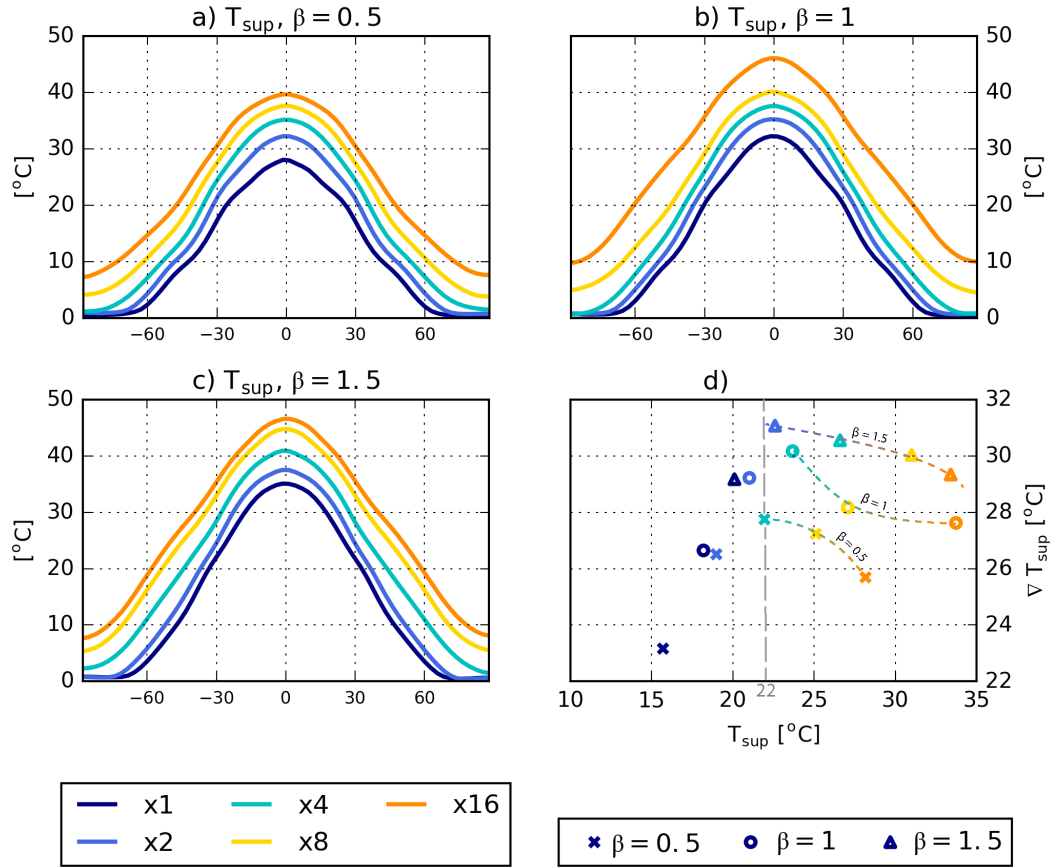


Figura 3.1: a), b) y c) Corresponden a la temperatura superficial latitudinal bajo distinto grado de forzamiento por CO_2 , considerando los diferentes casos de absorción de radiación solar por vapor de agua determinado desde el parámetro β . d) Gradiente meridional de temperatura entre latitudes bajas ($|\phi| < 30$) y altas ($|\phi| > 60$) como función de la temperatura superficial media global. Los valores corresponden a promedio ponderados por área efectiva. En todas las figuras, los colores hacen referencia al grado de incremento de CO_2 , mientras que en d) el marcador representa el tipo de absorción.

Para iniciar este análisis se observan las temperatura superficiales en latitud (promedio longitudinal) de todas la corridas, separadas por tipo de absorción de radiación solar (parámetro β) en las figuras 3.1 a, b y c. Los colores expresan el forzamiento radiativo creciente por CO_2 .

En primera instancia, estas tres figuras presentan el comportamiento esperado de calentamiento superficial progresivo acorde a la inyección de CO_2 en el ambiente, mientras que comparativamente, a igual forzamiento por CO_2 , las corridas con mayor la absorción de radiación solar presentan mayores temperaturas en gran parte del planeta, con énfasis en la zonas de latitudes bajas y medias.

Por otra parte, en las regiones de latitudes altas se observa cierta persistencia de las primeras corridas (CO_2 x1 y x2) hacia los 0°C , lo cual se explica desde la configuración

de uso del modelo (descrita en la sección 2.3.1). Como no se encuentra activo el módulo de criósfera, las temperaturas superficiales no bajan del punto de congelación en la región entorno a los polos, lo cual no puede ser considerado como una representación realista de esta variable. Por consiguiente, las corridas con forzamiento igual o superior a CO_2 x4 son las que efectivamente representan de manera coherente la distribución de temperatura superficial, ya que en todos estos casos la variable se encuentra por sobre los $0^\circ C$ en casi todo el planeta debido a las condiciones generales de calentamiento.

Independientemente de las limitaciones de estos resultados, existen dos elementos particulares en las temperaturas latitudinales de la figura 3.1 que merecen ser destacados. Por una parte, el comportamiento acampanado de las corridas se vuelve menos agudo para un menor valor del parámetro β , expandiéndose la temperatura en latitudes medias y altas, lo cual podría interpretarse como una disminución del gradiente meridional de temperatura. Esta observación se ve respaldada por la figura 3.1 d, la cual presenta el gradiente meridional de temperatura como la diferencia de temperatura media superficial entre latitudes bajas ($|\phi| < 30$) y latitudes altas ($|\phi| > 60$) en función de la temperatura superficial media global. Desde esta figura, se observa claramente como los marcadores para el caso de absorción de radiación solar aumentada se encuentran siempre por sobre sus análogos en forzamiento por CO_2 , determinando que a mayor β el gradiente meridional de temperatura aumenta (aunque a intervalos no regulares). A la vez, dentro de una misma parametrización de absorción de radiación solar, un mayor forzamiento radiativo por CO_2 disminuye el gradiente meridional de temperatura en los casos en que la temperatura media global supere los $22^\circ C$, descartándose por consiguiente las corridas poco realistas de condiciones preindustriales y de duplicación de CO_2 donde el gradiente se ha subestimado (debido al no uso del módulo de criósfera como ya se mencionó).

El segundo elemento a destacar se encuentra en la temperatura superficial media global en el eje de las abscisas de la figura 3.1 d. Tal como se observó antes, es posible notar que la temperatura aumenta conforme al aumento en la absorción de radiación solar por vapor de agua dentro de un mismo forzamiento radiativo por CO_2 (observándose diferencias de entre 1.8 y $5^\circ C$), a excepción del caso de CO_2 x16 donde la corrida de absorción neutra (N16, con $33.7^\circ C$) es ligeramente más templada que A16 (con $33.4^\circ C$), aunque podrían ser consideradas corridas de igual temperatura superficial ya que se diferencian por cerca de $0.3^\circ C$. ¿Cómo se explica entonces el quiebre del patrón? ¿qué ocurre con los flujos radiativos en estos casos?

Antes de dar una explicación al comportamiento de la temperatura superficial asociado a los cambios de parametrización de absorción de radiación solar por vapor de agua, resulta interesante notar que estos resultados se condicen bastante con los obtenidos por Lunt et al. (2012) en su estudio comparativo de 5 GCMs ante sucesivas multiplicaciones de la concentración preindustrial de CO_2 (entre 1 a 16 veces, al igual que el presente estudio). De hecho, las temperaturas superficiales globales obtenidas en PlaSim con absorción neutra y disminuida son bastante similares, aunque mayores y más sensibles para el forzamiento de CO_2 x16 ($\sim 5^\circ C$) como se observa en la figura 3.3 a en marcadores grises (los datos de Lunt et al. (2012) se encuentran en el Anexo B). A su vez, la temperatura media superficial de las corridas N1 (corrida control, $18.2^\circ C$) y B1 ($15.7^\circ C$) se encuentran dentro del rango de temperatura pre-industrial, siendo la última más próxima para este periodo.

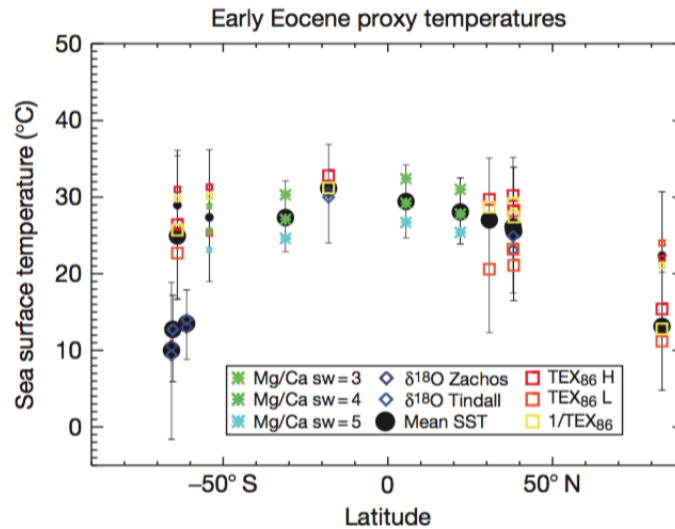


Figura 3.2: Proxies de temperatura superficial para el Eoceno temprano (Pagani et al., 2013). A pesar del amplio margen de error para las altas latitudes (en particular para el hemisferio sur), existe consenso claro en el bajo gradiente meridional de temperatura.

Los resultados de Lunt et al. (2012) se consideran acordes a los datos de reconstrucción paleoclimática y proxies para el periodo del Eoceno temprano para alto forzamiento de CO_2 (x12 y x16), destacándose en ellos la disminución del gradiente meridional de temperatura, el cual oscila en torno a los $22^\circ C$. Los resultados arrojados por el modelo PlaSim, en cambio, presentan gradientes de temperatura mayores a $25^\circ C$ para alto forzamiento de CO_2 (y menores a $31^\circ C$), inclusive para el caso de β disminuido, como se aprecia en la figura 3.3 b. Para condiciones preindustriales y de duplicación de CO_2 el gradiente obtenido no es comparable con el estudio de Lunt et al. (2012) debido a las condiciones de uso del modelo (módulo de criósfera inactivo).

Cabe destacar que estos $22^\circ C$ de gradiente meridional de temperatura obtenidos por Lunt et al. (2012) aun sobreestiman lo observado en los registros paleoclimático, como se muestra en la figura 3.2. En ella se recopilan valores de temperatura superficial del mar basados en proxies con un amplio margen de error (más de $10^\circ C$), donde el gradiente meridional de temperatura se estima entre 0 a $20^\circ C$, mientras que las temperaturas tropicales se consideran aproximadamente $35^\circ C$ (Pagani et al., 2013), lo que es $5-10^\circ C$ menos que lo previstos tanto en PlaSim como en otros modelos.

En síntesis, PlaSim al igual que otros modelos, sigue sobreestimando la temperatura superficial tropical y gradiente meridional de temperatura, aunque presenta mejor concordancia con los proxies bajo condiciones de alto forzamiento radiativo por CO_2 . A la vez, una disminución del 50% en la absorción de radiación solar por vapor de agua permiten una mejora parcial (pero no completa) de la representación de temperaturas superficiales, ya que se amplifica el calentamiento superficial de altas y medias latitudes por sobre las regiones tropicales, permitiendo incluso un gradiente meridional de temperatura poco menor a $26^\circ C$ (corrida B16). A continuación se analizan los mecanismos al interior del sistema climático que permitieron el descenso de la temperatura superficial global y del gradiente meridional de temperatura asociado a la disminución del parámetro β , considerando las mismas condiciones

de forzamiento radiativo por CO_2 .

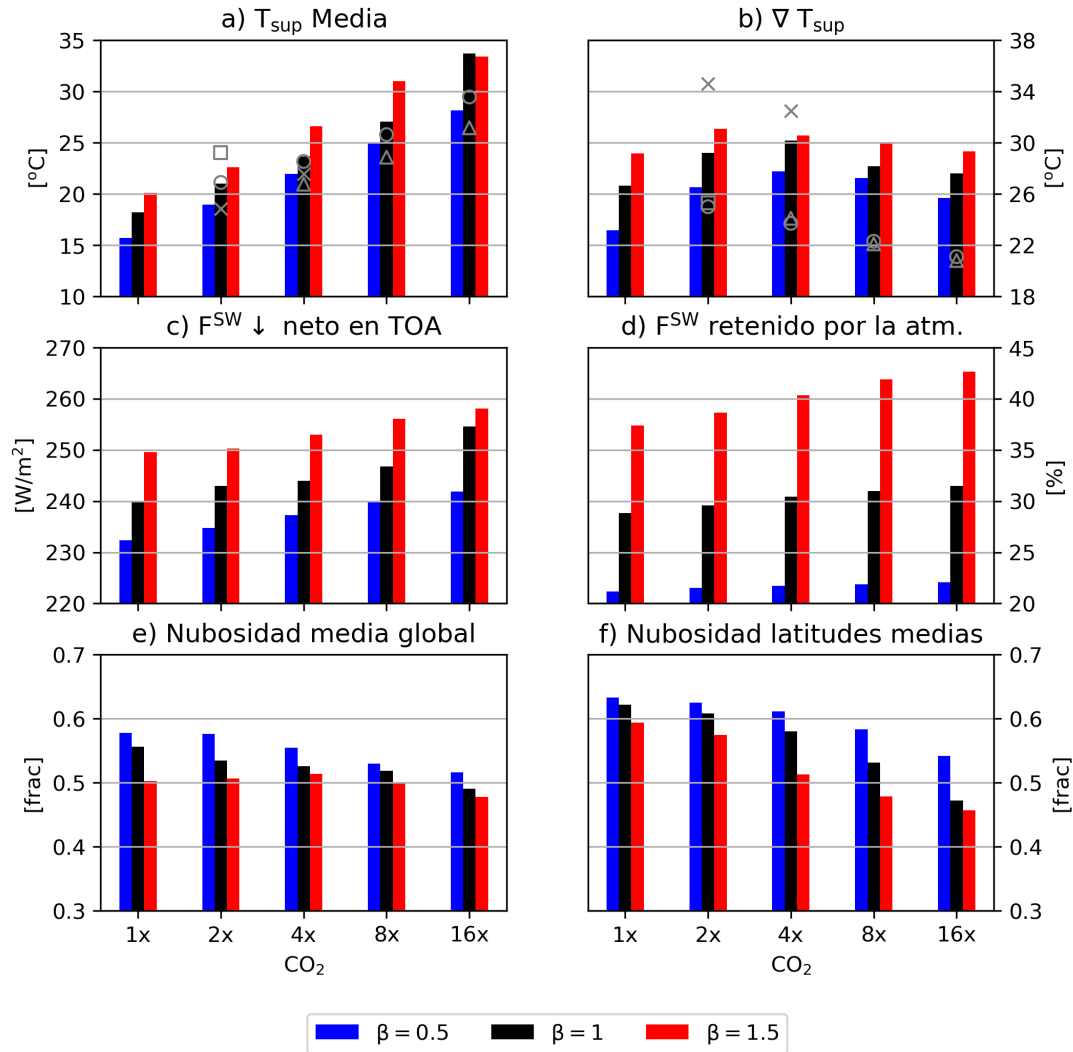


Figura 3.3: a) Temperatura media superficial, b) gradiente meridional de temperatura superficial entre latitudes bajas ($|\phi| < 30$) y altas ($|\phi| > 60$), c) flujo de radiación solar neta incidente en TOA, d) porcentaje de energía solar absorbida por la atmósfera, e) cobertura de nube media global y f) cobertura de nube en latitudes medias ($30 < |\phi| < 60$). Los colores indican el tipo de absorción de radiación solar por vapor de agua, y cada grupo de tres barras contiguas contempla un grado de forzamiento radiativo por CO_2 expuesto en el eje x. Los valores corresponden a las condiciones medias globales de los últimos 10 años de simulación (condiciones estacionarias). Para a) y b) los datos recopilados por Lunt et al. (2012) (Anexo B) se expresan en marcadores grises.

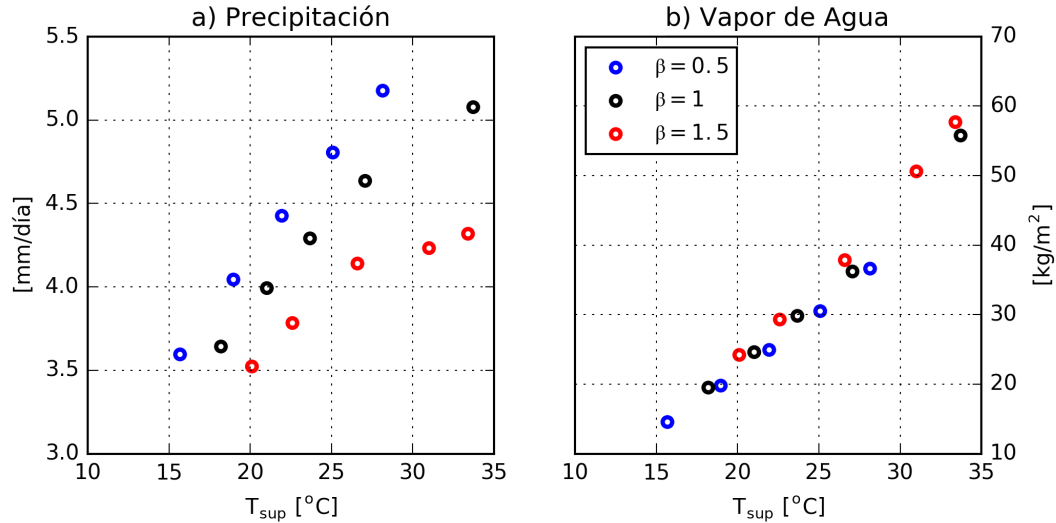


Figura 3.4: a) Precipitación y b) contenido de vapor de agua en la columna desde los 1000hPa hasta los 850hPa para todas las corridas, ordenadas por temperatura media superficial. Los colores indican el tipo de absorción de radiación solar por vapor de agua. Los valores corresponden a las condiciones medias globales de los últimos 10 años de simulación (condiciones estacionarias).

3.2. Radiación y Vapor de Agua

Para Collins et al. (2006), en los modelos de circulación general como CAM2 y CAM3, un incremento en la absorción de radiación solar por vapor de agua conduce a mayores temperaturas en la atmósfera producto del incremento del calentamiento diabático por radiación de onda corta. Frente a los resultados obtenidos, esta afirmación resulta ser acertada parcialmente.

Como se observó en la sección 3.1, para un mismo grado de forzamiento radiativo por CO_2 acotado a multiplicaciones entre 1 y 8 veces la concentración preindustrial, el comportamiento de las corridas de alta absorción es el de mayor temperatura, seguido por las corridas de absorción neutra y luego las de baja absorción. Esto se corrobora en la figura 3.3 a, y es coherente con el comportamiento de retención de energía de onda corta en el planeta y atmósfera en general, evidenciado en la 3.3 c desde la radiación de Onda Corta neta que entra en el tope de la atmósfera.

Ahora bien, en el presente estudio, tanto la energía solar neta entrante al sistema tierra como el porcentaje de energía solar retenido en la atmósfera (lo que permite un calentamiento diabático por radiación de onda corta) muestran ser notoriamente diferentes entre sí y muy sensibles al parámetro β , incluso mucho más sensibles que para cambios en la concentración de CO_2 . En términos generales, para cada grado de forzamiento por CO_2 se observa que el cambio en $\pm 50\%$ en la absorción de radiación solar por vapor de agua incrementa/disminuye el porcentaje de radiación solar retenida en la atmósfera entorno a 10 puntos porcentuales, amplificándose levemente este comportamiento conforme al incremento de CO_2 ambiental, como se observa desde la figura 3.3 d. Esto significa que la atmósfera cambia en casi un tercio

su capacidad de absorción de radiación solar, considerando que para $\beta = 1$ el 30% de la energía solar es captada en la atmósfera y el restante 70% es absorbido por los océanos. Por consiguiente, la atmósfera modificada desde el parámetro β desplaza el equilibrio radiativo del planeta como se observa en la figura 3.3 c (en TOA), donde el flujo neto de energía entrante al sistema climático se altera en poco menos de $\pm 10W/m^2$ en cada grupo de corridas con igual forzamiento por CO_2 , a excepción (nuevamente) del caso particular de $CO_2 \times 16$.

Cabe recordar que en el TOA, independiente del tipo de absorción de radiación solar por vapor de agua, la inserción de CO_2 a la atmósfera desplaza positivamente el balance energético como consecuencia del efecto invernadero, como se observa en la figura 3.3 c de $240W/m^2$ en N1 a $255W/m^2$ en N16. De hecho, asociado al calentamiento atmosférico, es sabido que se presenta mayor evaporación a nivel global (evidenciado en la figura 3.4 b), retroalimentando el efecto de absorción de radiación de onda larga como también el de onda corta por parte del vapor de agua. Esto último explica la pequeña amplificación porcentual de radiación solar retenida vista en la figura 3.3 d conforme al incremento de CO_2 atmosférico en cada caso particular de β . Por tanto, las corridas en la figura 3.3 c desplazan positivamente su balance radiativo neto producto del forzamiento por CO_2 , y no debe confundirse con el efecto de los cambios en el parámetro β que actúan exclusivamente en la retención de energía solar. Lógicamente, ambos mecanismos de captación de energía influyen en la temperatura superficial global, pero no son los únicos mecanismos energéticos que la alteran.

Volviendo al caso particular de $CO_2 \times 16$, es posible notar que la explicación de la mayor temperatura global de N16 por sobre A16 no depende de la capacidad de retención de energía solar de la atmósfera, como quedó visto desde la figura 3.3 d. La radiación solar neta, en cambio, entrega una pista para dilucidar este problema, mostrando un aumento inesperado en N16 respecto de la corrida N8, lo cual no se observa para las corridas con β aumentado o disminuido. Del mismo modo, el vapor de agua presente en la tropósfera baja (descrito como la columna integrada entre los 1000 y los 850hPa en la figura 3.4 b) escala rápidamente desde N8 a N16 respecto de los otros casos, pero sigue siendo algo menor al valor visto para A16. Por último, la media de la cobertura nubosa (figura 3.3 e), la que disminuye en climas más templados junto al enfriamiento por radiación de onda corta en nubes (retroalimentación positiva) (Caballero and Huber, 2013), también muestra un descenso mayor desde N8 a N16, pero aun así no es menor que A16.

Por consiguiente, si bien se debe considerar que la mayor presencia de vapor de agua contribuye al calentamiento radiativo y a una mayor temperatura superficial en la corrida N16, el equilibrio radiativo (visto desde la radiación solar neta entrante en TOA) en N16 sigue manteniéndose por debajo del de A16. Por tanto, existe otro proceso interno de calentamiento atmosférico que permite a la corrida N16 ser inesperadamente templada.

3.3. La Eficiencia del Ciclo Hidrológico

La atmósfera no solo se calienta mediante procesos de transferencia radiativa, sino también desde la energía liberada como calor latente dentro del ciclo hidrológico. La figura 3.4 a presenta la precipitación media global diaria ordenada según la temperatura media superficial

Grupo	β	$\frac{\partial PP}{\partial T}$ [$\frac{\%}{^\circ C}$]	$\frac{\partial PW}{\partial T}$ [$\frac{\%}{^\circ C}$]	ε [frac]	$\frac{\partial M_c}{\partial T}$ [$\frac{\%}{^\circ C}$]
B	0.5	3.51	10.68	0.33	- 7.17
N	1	2.52	10.43	0.24	- 7.91
A	1.5	1.64	9.68	0.17	- 8.04

Tabla 3.1: Síntesis de las tendencias globales del ciclo hidrológico para cada tipo de parametrización de β . En el Anexo C se presentan los gráficos desde donde se obtienen las tendencias de precipitación y humedad.

de cada corrida realizada en PlaSim. Ésta es una manera de observar el calor latente liberado a la atmósfera.

Desde la figura 3.4 a es posible notar que las corridas con baja absorción de radiación solar presentan mayor precipitación global en todo momento, seguidas de las de absorción neutra y alta absorción. Es decir, para una misma temperatura media superficial, existe una diferencia de casi 1mm/día entre las corridas de $\beta=0.5$ y $\beta=1.5$, la que además se amplifica para alto forzamiento radiativo por CO_2 . La clara sensibilidad de la precipitación hacia los cambios en el parámetro de absorción contrasta con la débil respuesta del vapor de agua presente en la tropósfera baja, como se observa a la derecha en la misma figura. Esto último es de esperarse, considerando que la humedad ambiental está en primer orden determinada por la temperatura media superficial (relación termodinámica de Clausius-Clapeyron), siendo entonces las pequeñas diferencias entre corridas de similar temperatura superficial y diferente β atribuibles a la estructura vertical de la humedad relativa entre los 1000 y 850hPa.

En el caso particular de forzamiento de $CO_2 \times 16$, desde la figura 3.4 se observa nuevamente que la precipitación para $\beta=1$ se acerca bastante a la de β disminuido, y ambas superan a la corrida de alta absorción por más de 0.7mm/día. Resulta interesante cuestionarse si este hecho debiera asociarse a un mayor aumento de la precipitación de N8 a N16, o más bien a que de la corrida A8 a la A16 se ve suprimido el incremento de precipitación. Independiente de la razón, se deduce que existe un aporte adicional de calor latente a la atmósfera en N16 respecto de A16, lo cual explicaría en primera instancia el mayor aumento de temperatura global de la primera corrida en comparación con la segunda.

Ahora bien, estos hechos muestran que una parte importante del ciclo hidrológico ha sido alterado a partir del parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua. Para cuantificar lo anterior se presenta la tabla 3.1, la cual muestra las tendencias porcentuales (relativamente lineales) de precipitación y agua precipitable en la tropósfera baja (humedad relativa integrada entre los 1000 y 850hPa, descrita como PW) frente al aumento de temperatura global producto del forzamiento radiativo por CO_2 . Estos valores corresponden a las pendientes del ajuste lineal de las gráficas $\Delta PP[\%]$ vs $\Delta T_{sup}[^\circ C]$ y $\Delta PW[\%]$ vs $\Delta T_{sup}[^\circ C]$ presentes en el Anexo C, separadas según el tipo de absorción de radiación solar por vapor de agua.

Las tendencias de precipitación y humedad obtenidas son comparables a los estudios de Stephens and Ellis (2008) y Held and Soden (2006) ($\sim 2\%/^\circ C$ para la precipitación, y $\sim 7,5\%/^\circ C$ para el agua precipitable), aunque algo mayores para el contenido de vapor de

la tropósfera baja producto del aumento en la humedad relativa en gran parte de la columna atmosférica (como se observa en la figura 4.8 d del siguiente capítulo) conforme al aumento de temperatura en el planeta. Cuando se analizan estas tendencias según su parámetro β , vemos en la tercera y cuarta columna de la tabla 3.1 que las corridas de mayor absorción ven mermada tanto su tasa de aumento de precipitación como su tasa de aumento de PW . A la vez, las condiciones generales de las corridas de alta absorción son levemente más húmedas para una misma temperatura superficial, como se observa desde la figura 3.4 b, por lo que la disponibilidad de humedad no es factor limitante en la tendencia de precipitación.

Para relacionar las tasas de cambio de precipitación y humedad, Stephens and Ellis (2008) definen el factor de eficiencia ε (adimensional) como la razón

$$\varepsilon = \frac{\frac{1}{Pp} \frac{\partial Pp}{\partial T}}{\frac{1}{PW} \frac{\partial PW}{\partial T}} = \frac{\frac{\partial Pp[\%]}{\partial T}}{\frac{\partial PW[\%]}{\partial T}}, \quad (3.1)$$

la cual es una forma sencilla de cuantificar la capacidad de la atmósfera de convertir vapor de agua en precipitación ante un aumento global de temperatura, dividiendo simplemente la tendencia de precipitación por la tendencia de humedad. En otras palabras, ε es un indicador de la eficiencia del ciclo hidrológico en la atmósfera, y dentro de los modelos del Cuarto Reporte de Evaluación (AR4 o *Fourth Assessment Report*) del IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), éste se encuentra entre 0.09 y 0.26 (Stephens and Ellis, 2008). Como esta razón es sustancialmente menor a 1, se deduce que el reservorio atmosférico de vapor de agua crece conforme a un aumento global de temperatura, ya que la atmósfera no es eficiente en la conversión de vapor de agua a precipitación.

En la presente investigación se observa que la eficiencia del ciclo hidrológico es claramente sensible a los cambios en la absorción de radiación solar por vapor de agua. Cuantitativamente, ε aumenta en un 38 % ante una disminución del 50 % en la absorción de radiación solar (de $\varepsilon=0.24$ para $\beta = 1$ a $\varepsilon=0.33$ para $\beta=0.5$), y análogamente decrece en un 29 % para un aumento en el mismo porcentaje en la absorción de radiación solar ($\varepsilon=0.17$ para $\beta=1.5$). Por consiguiente, frente a escenarios de aumento de temperatura global, las corridas de absorción disminuida transforman más rápidamente el vapor de agua en lluvia, lo que se condice con los valores comparativos medios globales de precipitación (aumentada) y humedad (disminuida) de las figuras 3.4 a y b.

La tabla 3.1 también muestra el cambio porcentual de flujo de masa convectivo M_c ante un aumento de temperatura global, el que se calcula como un residuo entre el cambio de precipitación y el cambio de humedad (ecuación 1.16). Los valores son negativos para todos los casos, y siguen un patrón decreciente cuanto mayor sea el parámetro β , lo que indica una disminución general del flujo de masa convectivo, el que se ve propiciado por el aumento en el parámetro de absorción. Por tanto, cabe preguntarse en qué zonas existe una mayor o menor disminución del intercambio de masa convectiva, y cómo estas zonas se ven modificadas respecto de la absorción de radiación solar por vapor de agua. Es más, resulta preciso determinar los mecanismos que intervienen en la eficiencia del ciclo hidrológico, es decir, aquellos elementos que influyen en la capacidad de generar precipitación. ¿Cómo se asocian estos al parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua? y ¿cómo influyen los flujos radiativos en el cambio de M_c ? Las respuestas a estas preguntas podría encontrarse en el estudio de la estabilidad atmosférica y flujos de masa convectiva, los que por poseer

un carácter espacial tanto vertical como latitudinal, serán analizados bajo escenarios análogos en el Capítulo 4. Con estas dudas presentes, volvamos al problema inicial del gradiente meridional de temperatura.

3.4. El Transporte de Calor Efectivo

Los resultados obtenidos en PlaSim muestran que el aumento en la precipitación convectiva, sea producto de la inyección de CO_2 en la atmósfera como desde una disminución en el parámetro de absorción de radiación solar (figura 3.4 a), coinciden con los casos de menor contraste térmico entre polos y bajas latitudes (considerando condiciones de uso del modelo en la figura 3.1 d). Ejemplo característico de ello es la corrida B16, la cual posee el menor gradiente meridional de temperatura y mayor precipitación a nivel global. Sin embargo, ¿es la liberación de calor latente local o su transporte lo que conlleva a la disminución del gradiente meridional de temperatura? Para ello se observa el comportamiento general del transporte meridional de calor en la figura 3.5.

Consistente con los resultados de Held and Soden (2006), el forzamiento radiativo de $2xCO_2$ incrementa el transporte meridional de calor en la atmósfera, lo cual puede verse reflejado en el valor máximo \mathbb{H}_{Atm} y podría extrapolarse para sucesivas multiplicaciones de CO_2 . De la figura 3.5 a (las curvas originales de \mathbb{H}_{Atm} para todas las corridas se encuentran en el Anexo D1) se aprecia como el máximo transporte de calor meridional se acerca a los $5pW$ ($pW = 10^{12}Watt$) para la corrida N1, hasta ascender a poco más de $6pW$ en la corrida N16, siendo este aumento consistente con el mayor estado energético del sistema producto de la inyección de CO_2 en el ambiente. Este comportamiento también puede apreciarse para los casos de $\beta=1.5$, sin embargo las corridas con β disminuido muestran ser menos sensibles, manteniéndose bajo los $5pW$ sin presentar cambios significativos posterior al forzamiento de cuadruplicación de CO_2 . A la vez, la corrida A16 presenta una leve disminución en el valor máximo \mathbb{H}_{Atm} respecto de A8, rompiendo el patrón de incremento esperado.

En forma paralela, para un mismo grado de forzamiento radiativo por CO_2 , la disminución en un 50% en el parámetro de absorción de radiación solar reduce el máximo transporte de calor meridional hasta en $1pW$ como consecuencia de la menor retención de energía en la atmósfera, a pesar de que este máximo se posiciona hacia mayores latitudes (figura 3.5 b) debido a los cambios en los patrones de $Ev - Pp$ (ecuación 1.9 y Anexo D3).

Se debe tener en cuenta que las corridas con β disminuido son las más eficientes en precipitación, y como resultado, en ellas el porcentaje de calor latente dentro de \mathbb{H}_{Atm} (considerando la ecuación 1.6) es mayor y supera el 50% para una temperatura superficial media global de $18.5^\circ C$, como se aprecia en la figura 3.5 c. En cambio, la misma figura muestra que para las corridas de absorción aumentada, el calor latente supera el 50% dentro de \mathbb{H}_{Atm} solo en A8 y A16, es decir, sobre los $30^\circ C$ de temperatura media superficial.

Si bien hasta el momento no se puede determinar una relación clara entre el transporte meridional de energía neto en la atmósfera y la disminución del gradiente meridional de temperatura, se sabe que la temperatura es consecuencia de los balances de energía, y el

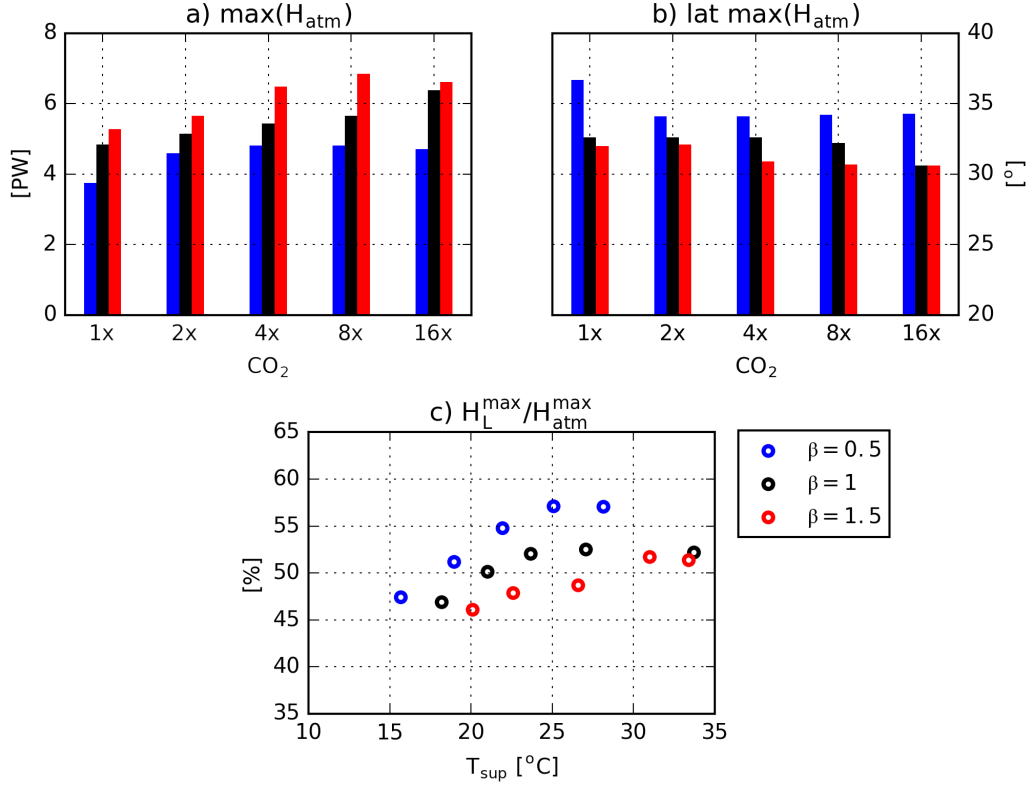


Figura 3.5: Máximo transporte de calor meridional en atmósfera (a) y posición latitudinal de este máximo (b) como promedio entre Hemisferio Norte y Hemisferio Sur. El máximo transporte de calor meridional asociado a calor latente (hacia los extratropicos) se presenta como porcentaje en c). Los valores originales de transporte de calor en latitud, para todas sus formas (atmosférico, oceánico, latente y sensible), se encuentran en el Anexo D.

efecto de la precipitación dentro del sistema climático debe verse reflejado en ello. Por tanto, para indagar en profundidad se piensa en un modelo de cajas de transferencia de energía meridional, esquematizado en la figura 3.6.

Considérense 5 porciones de atmósfera a lo largo de la latitud: una caja intertropical ($|\phi| < 30^\circ$), dos cajas de latitudes medias ($30^\circ < |\phi| < 60^\circ$) y dos cajas de latitudes altas ($|\phi| > 60^\circ$). Estos valores no son arbitrarios, pues es la misma división que se ha utilizado para determinar el gradiente meridional de temperatura. En la figura 3.6, en la parte superior derecha se muestran tres de estas cajas, desde los -30° hasta los 90° de latitud (por simetría, lo que ocurre hacia el sur de los -30° es equivalente a lo que ocurre al norte de los 30°), y bajo este esquema se encuentra dibujada la relación con el gradiente meridional de temperatura.

La transferencia de energía en la atmósfera y la descripción de energía en cada caja solo deben considerar la componente atmosférica (del mismo modo en que se define \mathbb{H}_{Atm} en la ecuación 1.8). Luego, la energía que entra o sale de cada caja observada desde los flujos superficiales y desde el TOA se calcula como

$$\mathbb{F}_{\text{Atm}}^{B*} = 2\pi R^2 \int_{\theta_1}^{\theta_2} (F_{\text{TOA}}^{\text{Neta}}(\theta') - F_{\text{SUP}}^{\text{Neta}}(\theta')) \cos(\theta') d\theta' \quad (3.2)$$

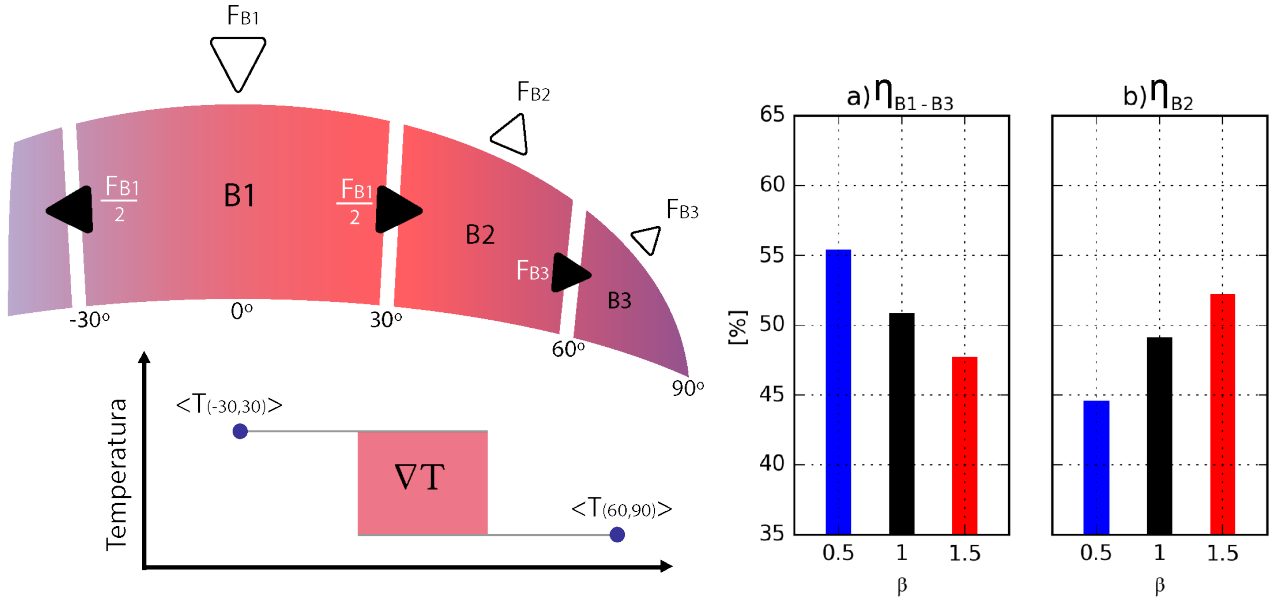


Figura 3.6: A la izquierda se muestra el esquema de transferencia de energía en la atmósfera enfocado en el hemisferio norte, el que consta de una caja tropical (B1), una de latitudes medias (B2) y una de bajas latitudes (B3). En estado estacionario, los flujos de energía entrantes y salientes en las cajas debe ser equivalentes. El gradiente meridional de temperatura se ejemplifica abajo, ya que es precisamente la diferencia de temperaturas entre B1 y B3. A la derecha se presenta la eficiencia media de transferencia de energía entre B1 y B3 (a) y de enfriamiento de B2 (b) según el parámetro β .

donde B^* es la caja delimitada por las latitudes θ_1 y θ_2 . Recordar que $F_{TOA}^{Neta}(\theta')$ y $F_{SUP}^{Neta}(\theta')$ se definen en las ecuaciones 1.1 y 1.7 respectivamente, y consideran flujos de radiación neta de onda corta, de onda larga, calor latente y calor sensible.

En la figura 3.6, las cajas B1 (intertropical), B2 (latitudes medias) y B3 (latitudes altas) poseen límites bien definidos, y por tanto \mathbb{F}_{Atm}^{B1} , \mathbb{F}_{Atm}^{B2} y \mathbb{F}_{Atm}^{B3} , representados por las flechas blancas, son valores calculables para cada corrida en PlaSim. De ello se desprende que la flecha \mathbb{F}_{Atm}^{B1} corresponda a un ingreso de energía (valor positivo), mientras que las dos restantes representen un déficit de energía (valores negativos), lo que resulta acorde a la figura 1.3 de balance energético latitudinal anual.

Ahora bien, el sistema global se encuentra en equilibrio radiativo, lo cual incluye el comportamiento promedio de las cajas y por consiguiente debe cumplirse que $dE/dt = 0$ en cada una ellas. Si cada caja presente un ingreso o salida de energía en el TOA, debe existir entonces una compensación o transferencia de energía entre las cajas, en la pared imaginaria que las separa a los -60° , -30° , 30° y 60° de latitud, esquematizada con flechas negras. Como los flujos en cada caja deben sumar 0 ($dE/dt = 0$), fácilmente se deduce que a los -30° y 30° el flujo de transferencia de energía entre cajas es $\mathbb{F}_{Atm}^{B1}/2$, mientras que a los -60° y 60° es \mathbb{F}_{Atm}^{B3} .

Considerando este nuevo esquema descriptivo, resulta interesante preguntarse cómo se ve afectada la transferencia de energía desde los trópicos hacia los polos al pasar por las

latitudes medias, es decir, al pasar por la caja B2. Para responder a ello se definen los factores de eficiencia η_{B1-B3} y η_{B2} , que corresponden respectivamente a la fracción de energía efectivamente transferida desde B1 a B3 al pasar por latitudes medias, y a la fracción restante de energía que es retenida por la caja B2, la que no pasa por la pared de los -60° (o 60°) y debe suplir el enfriamiento de \mathbb{F}_{Atm}^{B2} . Matemáticamente,

$$\eta_{B1-B3} = \frac{\mathbb{F}_{Atm}^{B3}}{0,5 \cdot \mathbb{F}_{Atm}^{B1}} \quad (3.3)$$

$$\eta_{B2} = \frac{\mathbb{F}_{Atm}^{B2}}{0,5 \cdot \mathbb{F}_{Atm}^{B1}} \quad (3.4)$$

No está demás recordar que, en estado estacionario, se cumple que $\eta_{B1-B3} + \eta_{B2} = 1$.

En el presente estudio, los valores de η_{B1-B3} y η_{B2} de todas las corridas cuya temperatura superficial media supera los $22^\circ C$ varían casi exclusivamente respecto del parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua. Los promedios de estos valores se presentan a la derecha de la figura 3.6 (a y b como porcentaje) separados según el parámetro β , y cabe señalar que no existe una clara dependencia de estos con la concentración de CO_2 , como se puede observar en el Anexo D4 ($\sim 1\%$ de dispersión).

De la figura 3.6 a se observa que la disminución de un 50% en la absorción de radiación solar por vapor de agua aumenta la eficiencia del transporte de energía hacia los polos, donde más del 55% de la energía recibida en los trópicos calienta las altas latitudes para $\beta = 0.5$, mientras que solo el 47.6% de esta misma energía lo hace para $\beta = 1.5$. A su vez, y como era de esperarse, la eficiencia de retención de energía en B2 disminuye para las corridas con el factor β disminuido (figura 3.6 b), lo que indica además un menor enfriamiento en las zonas de latitudes medias desde el flujo \mathbb{F}_{Atm}^{B2} . Este hecho también se evidencia en una disminución en la emisión de radiación de onda larga (en TOA) en latitudes medias (ver Anexo D3), asociado al parecer a una mayor cobertura de nubes en $\beta = 0.5$ en esta misma zona (figura 3.3 f), aunque resulta poco claro siendo necesario corroborar este hecho en el Capítulo 4 donde el carácter espacial del análisis será debidamente estudiado.

En consecuencia, existen dos mecanismos energéticos que coexisten dentro de las simulaciones realizadas en PlaSim que disminuyen el gradiente meridional de temperatura. El más directo y efectivo corresponde al aumento de la eficiencia del transporte de energía tropical hacia los polos η_{B1-B3} , el cuál tiene estrecha dependencia con la parametrización de absorción de radiación solar por vapor de agua. La disminución del parámetro β asociada a una mayor eficiencia del ciclo hidrológico permite disminuir el enfriamiento relativo de latitudes medias (disminuye la eficiencia η_{B2}), lo que mejora a la vez el calentamiento de las altas latitudes. Gracias a ello el contraste térmico entre polos y subtropicos disminuye. Sin embargo, permanece en discusión la relación entre el ciclo hidrológico y el enfriamiento de latitudes medias, siendo necesario indagar en las condiciones de nubosidad en el próximo capítulo.

El segundo mecanismo corresponde al incremento de CO_2 ambiental, el que también puede disminuir el gradiente meridional de temperatura, simplemente al incrementar la retención de energía en el sistema (desplazando positivamente el equilibrio radiativo), induciendo con ello un mayor transporte meridional de energía neto (\mathbb{H}_{Atm}) hacia los polos. Sin embargo,

este mecanismo puede verse afectado por los patrones de distribución de precipitación y nubosidad, los que tienen efecto directo en el enfriamiento de latitudes medias, y por tanto podrían afectar la eficiencia del transporte de energía η_{B1-B3} .

Capítulo 4

Parametrizaciones de Absorción de Radiación por H_2O_v en Escenarios Análogos de Temperatura Superficial

En el capítulo anterior se estudió la dependencia del gradiente meridional de temperatura y ciclo hidrológico frente a cambios en la parametrización de absorción de radiación solar por vapor de agua y forzamiento radiativo por CO_2 . Si bien se obtiene como resultado principal que la eficiencia del ciclo hidrológico se ve determinada por el grado de absorción de radiación solar dado por el parámetro β , aun persisten dudas sobre los mecanismos que influyen en la formación de precipitación, el cambio en los flujos de masa de intercambio convectivo y el enfriamiento radiativo en latitudes medias.

Para indagar en estos tres aspectos (formación de precipitación, cambio en los flujos de masa de intercambio convectivo y enfriamiento radiativo en latitudes medias), es necesario analizar y comparar la estructura vertical y latitudinal de las corridas realizadas en PlaSim, pero esto no es trivial considerando que uno de los cambios importantes dados por las variaciones en el parámetro β es la temperatura superficial. Esta última determina tanto flujos de evaporación como de calor sensible, lo cual influye en los flujos de masa de intercambio convectivo y en la formación de nubes, y con ello en la precipitación y en el enfriamiento radiativo en latitudes medias. En otras palabras, resulta difícil analizar el efecto del parámetro β (condición particular en la atmósfera) en las tres problemáticas de interés, si éstas se ven modificadas paralelamente por la temperatura superficial (condición particular en superficie). ¿Cómo estudiar entonces las modificaciones climáticas producidas por la parametrización de absorción de radiación solar por vapor de agua?

Las figuras 3.1 d y 3.4 a del capítulo anterior mostraban respectivamente, y de manera sencilla, la relación entre el gradiente meridional de temperatura y la precipitación media global en función de la temperatura media superficial. Si se considera la corrida de absorción neutra N4 como punto de partida, resulta entonces pertinente preguntarse cómo se comportan los otros dos conjuntos de corridas de baja y alta absorción con las mismas condiciones de temperatura media superficial. Esta inquietud se resuelve al estimar sobre los $23.56^\circ C$ (temperatura media superficial de N4), para β aumentado y disminuido, los valores de gradiente

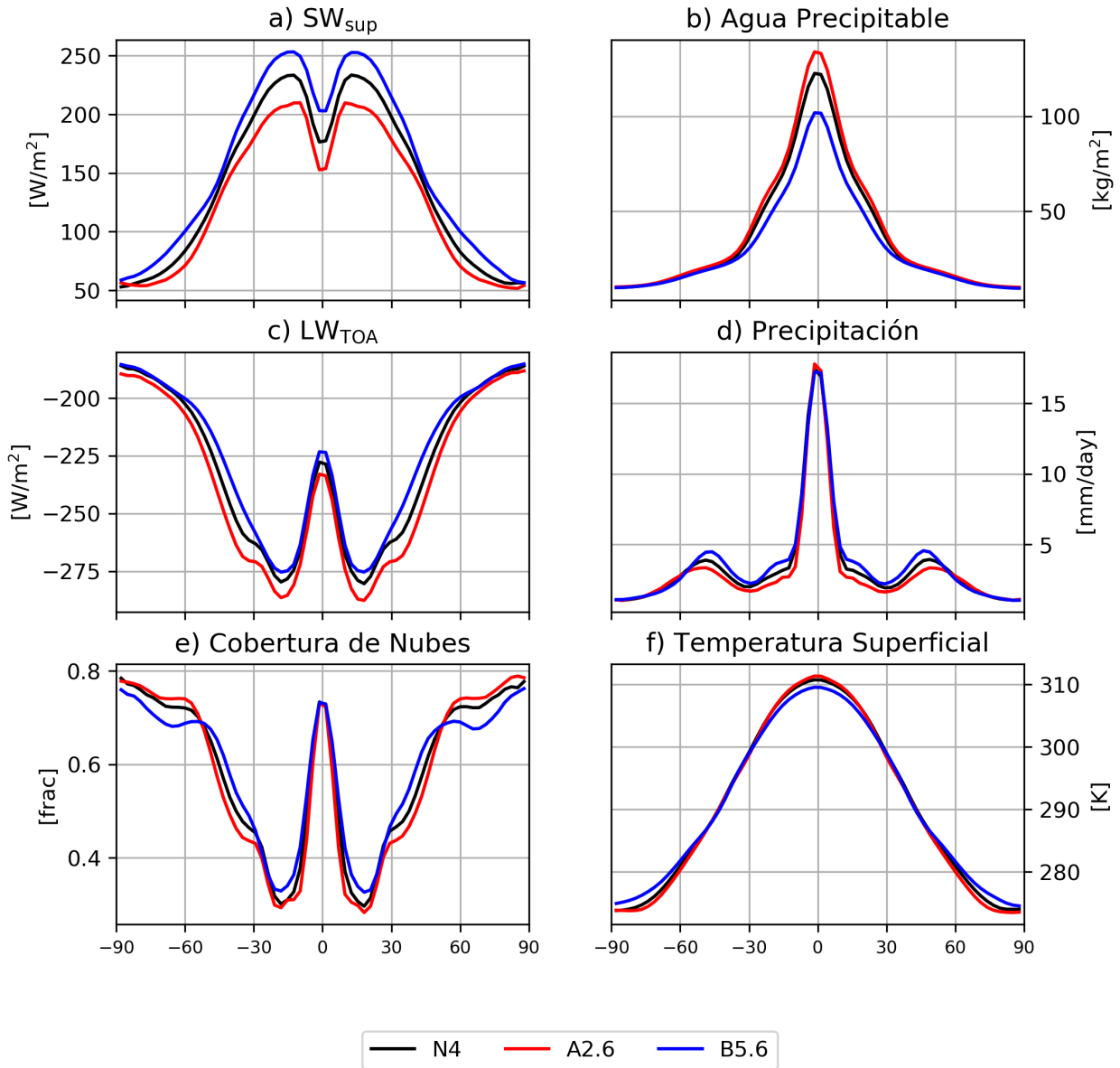


Figura 4.1: a) Radiación solar neta que llega en superficie, b) contenido de agua precipitable entre los 1000 y 100hPa, c) radiación de onda larga neta emergente en el tope de la atmósfera, d) precipitación, e) cobertura de nubes (total) y f) temperatura superficial para las corridas N4, A2.6 y B5.6.

meridional de temperatura o de precipitación media global interpolando entre las corridas existentes. En otras palabras, se está pensando en corridas hipotéticas que ocuparían un punto azul ($\beta=0.5$) y rojo ($\beta=1.5$) a los $23.56^{\circ}C$ de temperatura media superficial global en las figuras 3.1 d o 3.4 a. Luego, el poseer corridas hipotéticas con valores equivalentes en temperatura media superficial permitiría conocer y comparar la estructura latitudinal de la precipitación, o la estructura vertical de humedad específica entre corridas con diferente parámetro β .

Con el fin de concretar la posibilidad de comparar variables bajo diferentes parametri-

zaciones de β , se generaron las corridas A2.6 y B5.6 (como se explica en la sección 2.3.2), cuyas temperaturas medias superficiales (promedio global) son respectivamente 23.52 y 23.45 °C, las que se asemejan con buena precisión a la temperatura superficial de la corrida N4 (23.56°C). Estas tres corridas se pueden considerar como escenarios *Análogos* en temperatura a nivel superficial, y por tanto su estudio mostrará las principales diferencias en temperatura, calor y humedad (entre otras variables) tanto en altura como a lo largo de la latitud, dadas las diferentes parametrizaciones de β . Ahora bien, estos tres escenarios no son estrictamente iguales, y de hecho mantienen diferencias en torno a 1°C en el gradiente meridional de temperatura (como era de esperarse en base a la figura 3.1 d), siendo el contraste térmico entre polos y subtropicos 28°C para B5.6, 30.2°C para N4, y 31.1°C para A2.6 (figura 4.1 f).

El presente capítulo tiene tres partes. Las dos primeras indagan en la estructura de flujos radiativos y elementos del ciclo hidrológico de los escenarios análogos bajo diferentes parametrizaciones de β , con tal de responder a la problemáticas pendientes del capítulo anterior. La tercera parte, en cambio, resulta ser un análisis adicional que apunta a mostrar que los efectos obtenidos desde las diferentes parametrizaciones de β no son equivalentes a los cambios provocados por un forzamiento radiativo por CO_2 en el sistema climático.

4.1. Radiación, Humedad y Nubosidad

La figura 4.1 muestra seis variables cuya distribución latitudinal se ve modificada mediante el parámetro β , en los escenarios análogos A2.6, N4 y B5.6. Lo primero que se puede notar es que una mayor absorción de radiación solar por vapor de agua disminuye el flujo de radiación de onda corta que llega a la superficie terrestre (figura 4.1 a), lo que es de esperarse considerando que la atmósfera se ha modificado para ser menos transparente a la radiación solar mediante el parámetro β .

Las alteraciones en el parámetro β son fácilmente contrastables al relacionar las figuras 4.1 a y b, entre los 40 y 90° de latitud (en ambos hemisferios), donde la columna integrada de vapor de agua (entre lo 1000 y 100hPa) es prácticamente la misma para los tres escenarios análogos, mientras que el flujo de radiación de onda corta puede verse disminuido en hasta 25W/m² a los 60° de latitud desde B5.6 a A2.6. En la zona intertropical, en cambio, la mayor presencia de agua precipitable en el escenario A2.6 potencia la opacidad de la atmósfera, ya que no solo es más absorbente de radiación solar desde el parámetro β , sino también por poseer más vapor de agua interactuando con la misma radiación. En esta zona es posible ver hasta 50W/m² de diferencia entre A.6 y B5.6 a los 0 y los 15° de latitud. Cabe mencionar que la marcada disminución en el flujo de radiación solar de las tres corridas a los 0° se debe a la alta cobertura nubosa total en la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés) vista en la figura 4.1 e, la que no varía entre escenarios análogos (y cuyo valor es 0.72). El único lugar en el que los tres escenarios poseen un flujo de radiación solar en superficie relativamente similar es hacia los 45° de latitud (sin considerar los polos que reciben el mínimo de radiación), donde la cobertura de nube en la corrida B5.6 es un 23% mayor que la de A2.6, lo que se traduce en un mayor albedo en la zona, disminuyendo por tanto la radiación solar que llega a la superficie de la corrida B5.6.

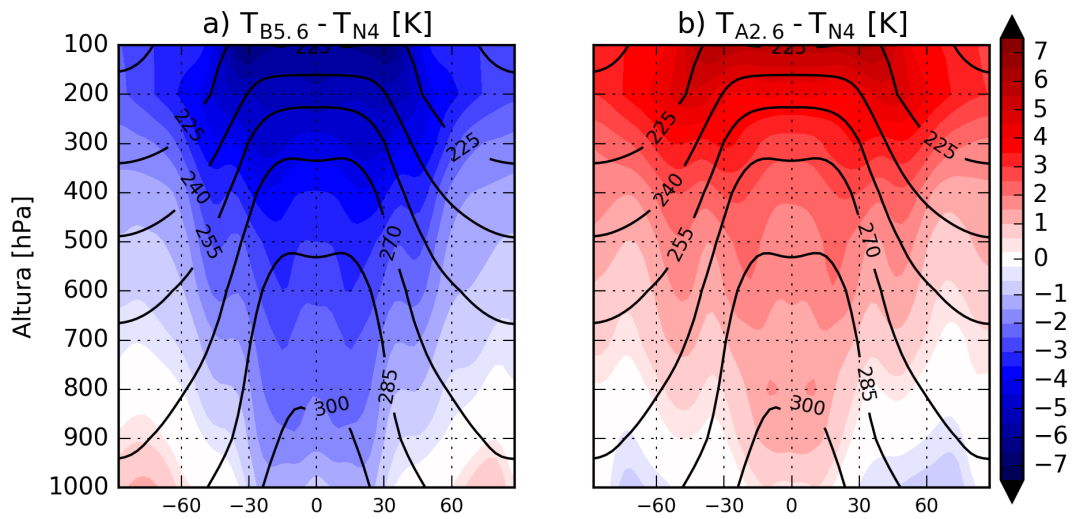


Figura 4.2: Cambios en el perfil de temperatura desde N4 a B5.6 (a) y desde N4 a A2.6 (b), donde los cambios van desde -7 a 7°C . En contornos se tiene el perfil de temperatura de N4.

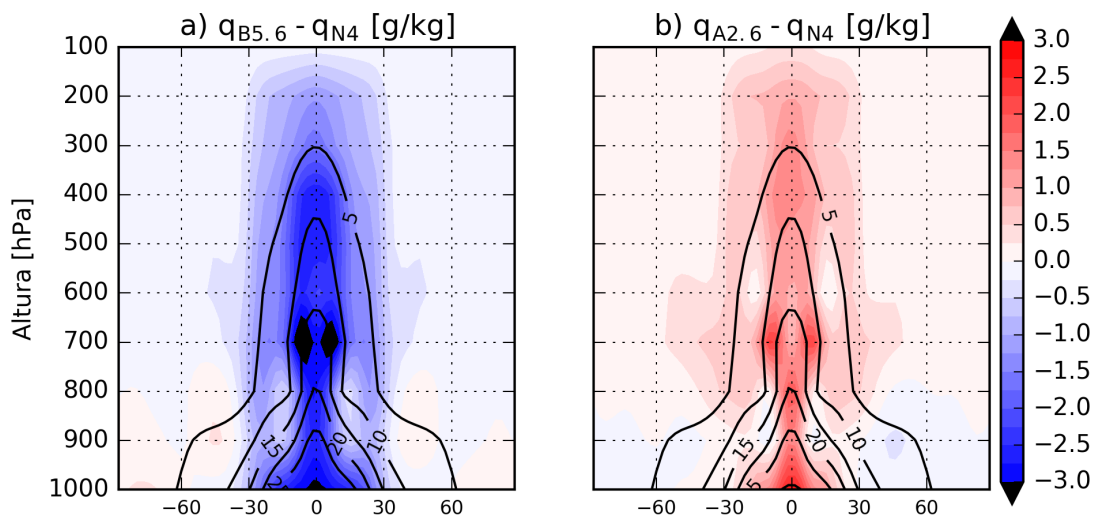


Figura 4.3: Cambios en el perfil de humedad específica desde N4 a B5.6 (a) y desde N4 a A2.6 (b), donde los cambios van desde -3 a $3\text{gr}/\text{kg}$. En contornos se tiene el perfil de humedad específica de N4.

Vista la radiación solar en superficie, cuyos resultados complementan los vistos en la sección 3.2, se estudia ahora la radiación de onda larga emitida por la Tierra con tal de abordar una de las problemáticas propuestas para este capítulo; el enfriamiento radiativo de latitudes medias.

La figura 4.1 c muestra el flujo de radiación de onda larga saliente en el tope de la atmósfera (valores negativos), en el cual, un incremento en la parametrización de absorción de radiación solar por vapor de agua aumenta en forma general la emisión de radiación térmica hacia el espacio. Latitudinalmente, las diferencias entre las corridas análogas se encuentran entre los

-60 y 60° de latitud, pero son más importantes entorno a los 45° de latitud (entre 35 y 55° para ambos hemisferios), con $25W/m^2$ de diferencia entre A2.6 y B5.6. Con esto se corrobora las sospechas del Capítulo 3 respecto al mayor enfriamiento atmosférico en latitudes medias para el caso del parámetro β aumentado.

Ahora bien, la tropósfera alta resulta ser bastante cálida y húmeda para un valor alto de β , pero esto no explica completamente el patrón de emisividad de la Tierra en el TOA. Esto se puede corroborar en las figuras 4.2 y 4.3 de perfil de temperatura y humedad específica respectivamente, las que muestran en contornos negros los valores para la corrida N4, y en colores las diferencias de esta corrida con las escenarios B5.6 (izquierda) y A2.6 (derecha). Como se observa en la figura 4.2 b, sobre los 300hPa, la temperatura es marcadamente mayor para A2.6 respecto de N4 entre los -45 y 45° de latitud ($\sim 5^\circ C$), y análogamente es menor para B5.6 respecto de N4 en la figura 4.2 a. A la vez, la humedad específica también es mayor para β aumentado en casi toda la tropósfera, pero en forma particular entre los -30 y 30° de latitud como se aprecia en la figura 4.3 b (y como era de esperarse según los resultados de agua precipitable vistos en la figura 4.1 b). Luego, la mayor presencia de vapor de agua si bien mejora la emisividad (y absortividad) de la atmósfera, no explica el mayor enfriamiento de latitudes medias. Tampoco el patrón de temperatura de las capas altas explica este enfriamiento. Entonces, ¿qué otro elemento está interactuando con la radiación térmica de la Tierra? La cobertura de nubes da una respuesta a esta pregunta.

En la figura 4.1 e, la cobertura de nubes entre los 30 y 50° de latitud en ambos hemisferios es menor para A2.6, siguiéndole N4 y B5.6, lo cual no es una constante en todas las latitudes, pero se repite con menor intensidad entorno a los 20° de latitud. Esto significa que en estas latitudes, el incremento en el valor de β permite un mayor escape de radiación de onda larga hacia el espacio, debido a la menor cantidad de nubes que absorban parte de esta energía emergente. En otras palabras, para una mayor absorción de radiación solar por vapor de agua, las zonas de subsidencia y en especial las latitudes medias son más propensas a enfriarse ya que se ven más despejadas de nubosidad. De hecho, las diferencias entre escenarios análogos son del orden de $10W/m^2$ en las zonas de subsidencia, y del orden de $25W/m^2$ en latitudes medias.

Existen otros dos elementos de la figura 4.1 c y e que cabe mencionar. Por una parte, se observa que en latitudes altas, el patrón de nubosidad visto anteriormente cambia, siendo ahora las corridas de baja absorción las más despejadas (aunque todas poseen una alta fracción nubosa entre 0.67 y 0.8). Este hecho explica que la radiación térmica emergente de la corrida B5.6 aumente, asimilándose a los otros dos escenarios en la figura 4.1 e sobre los 60° de latitud. Otro elemento mucho más específico a detallar, es que la corrida A2.6 tienen dos disminuciones consecutivas de la fracción nubosa total (la primera en latitudes medias y la segunda hacia los 20° de latitud), lo que explica los dos picos en la radiación de onda larga emergente en los 37 y en los 20° de latitud vistos en la figura 4.1 c. Estos dos picos en la radiación de onda larga emergente no se desarrollan en B5.6, ya que en esta última corrida la cobertura de nube es relativamente lineal con la latitud (entre los 30 y 50° de latitud).

Volviendo a los cambios de cobertura de nubes que modifican los flujos radiativos, cabe preguntarse ahora cómo el parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua puede alterar estos patrones de nubosidad. Para responder a esto, se vuelve a reparar en la

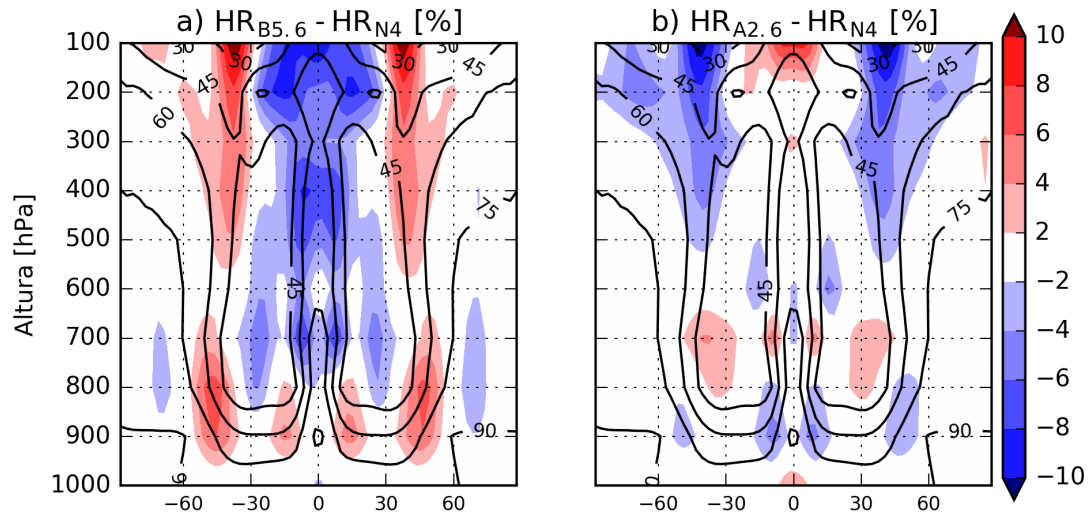


Figura 4.4: Cambios en el perfil de humedad relativa desde N4 a B5.6 (a) y desde N4 a A2.6 (b), donde los cambios van desde -10 a 10 (como % absoluto). En contornos se tiene el perfil de humedad relativa de N4.

estrecha relación termodinámica que existe entre temperatura y humedad. Ya se observó en las figuras 4.2 b y 4.3 b que ante un aumento del parámetro β se tiene un mayor calentamiento y mayor humedad en la tropósfera, pero esto no es suficiente para determinar el cambio en la saturación ambiental de vapor de agua. Es por esto que se debe observar el perfil de humedad relativa en la tropósfera de la figura 4.4. Nuevamente, esta figura muestra en contornos negros los valores para la corrida N4, y en colores las diferencias con los escenarios de disminución (derecha) y aumento (izquierda) del parámetro β .

Para el caso de β aumentado, la figura 4.4 b muestra que efectivamente existe un secamiento relativo en latitudes medias (entre los 30 y 50°), el cual ocurre sobre todo en la tropósfera alta, donde la disminución de la humedad relativa es mayor al 6% sobre los 200hPa. Esto explica la reducción de la fracción nubosa en latitudes medias de la corrida A2.6 respecto de N4. Análogamente, la disminución del parámetro β provoca un aumento de la humedad relativa en la misma región (figura 4.4 a), lo cual permite el aumento en la nubosidad de la corrida B5.6 de la figura 4.1 e respecto de N4.

La figura 4.4 también muestra cambios en la humedad relativa en la zona tropical de la tropósfera media y alta diferentes a aquellos que se observan en la tropósfera baja, los cuales además no responden en forma relativamente lineal ¹ al parámetro β . Para explicitar lo anterior, se observa el comportamiento de la corrida B5.6 respecto de N4 (figura 4.4 a), donde se ve una clara disminución en la humedad relativa en entre los -30 y 30° de latitud sobre los 800hPa. En cambio, en el caso de la corrida A2.6 (figura 4.4 b), los cambios en humedad relativa respecto de la corrida N4 en la misma zona son muy bajos, y apenas

¹Por respuesta relativamente lineal me refiero a lo visto para la temperatura y humedad específica en las figura 4.2 y 4.3 respectivamente, donde un aumento en el parámetro β genera un patrón latitudinal y vertical de cambio sobre la variable en una dirección determinada, y en caso de una disminución en el parámetro β , el patrón de cambio se mantiene pero se dirige en sentido contrario.

reportan un aumento en el ITCZ sobre los 200hPa.

Ahora bien, resulta particularmente interesante ver que bajo los 800hPa existe un aumento más extendido de la humedad relativa para el caso de $\beta = 0.5$, y análogamente una disminución para el caso de $\beta = 1.5$. Esto es coherente con los resultados de la tabla 3.1 del capítulo anterior, en donde $\partial PW[\%]/\partial T$ (calculado entre los 1000 y 850hPa) es mayor para el primer caso. De hecho, si se considera que

$$HR \approx \frac{e}{e_s} 100 \Rightarrow \frac{1}{e} \frac{\partial e}{\partial T} \approx \frac{1}{HR} \frac{\partial HR}{\partial T} + \frac{1}{e_s} \frac{\partial e_s}{\partial T}$$

y que $\frac{1}{e_s} \frac{\partial e_s}{\partial T}$ es la relación de Clausius-Clapeyron (CC), luego

$$\Rightarrow \frac{1}{e} \frac{\partial e}{\partial T} \approx \frac{1}{HR} \frac{\partial HR}{\partial T} + CC \quad (4.1)$$

La ecuación 4.1 indica que $\partial PW[\%]/\partial T$ (similar a $\frac{1}{e} \frac{\partial e}{\partial T}$) es mayor que CC producto del aumento de la humedad relativa (en promedio) bajo forzamiento radiativo por CO_2 (figura 4.8 d), pero claramente aumenta para $\beta=0.5$, y disminuye para $\beta=1.5$ en relación a la corrida N4 de absorción neutra.

En síntesis, un aumento en el parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua caliente y humedece la tropósfera media y alta, pero no en forma proporcional para que se mantengan la humedad relativa constante (cambia la saturación de vapor de agua en el ambiente). Por este motivo se genera un secamiento relativo en latitudes medias, lo que disminuye la cobertura de nubes principalmente entorno a los 45° de latitud, permitiendo así un mayor enfriamiento en estas latitudes. La humedad relativa también disminuye en la tropósfera baja (pero en menor proporción), lo cual explica que la tasa de aumento de la humedad específica en la atmósfera bajo forzamiento radiativo sea menor en los casos de $\beta=1.5$. En caso de una disminución del parámetro β , se obtienen los mismo resultados pero en sentido contrario.

4.2. Precipitación y Flujo de Masa Convectivo en latitudes medias

La formación de precipitación en la atmósfera tropical puede ser descrita en forma simplificada por la interacción de dos factores; la presencia de vapor de agua y el flujo de masa convectivo M_c . El primer factor, que corresponde a la disponibilidad de agua para precipitar, no es suficiente como magnitud sin conocer el grado de saturación ambiental, pues se necesita de una humedad relativa alta para poder condensar vapor y generar gotas de nube. El segundo factor, en cambio, apunta hacia la energía de ascenso de la masa de aire para formar gotas de mayor tamaño que puedan caer eventualmente como lluvia.

En la sección 4.1 se observó que una disminución en el parámetro β aumenta la cobertura de nubes en la tropósfera media, particularmente entre los 30 y 50° de latitud, y en menor medida entorno a los 20° , debido a los cambios en la humedad relativa. Este resultado coincide

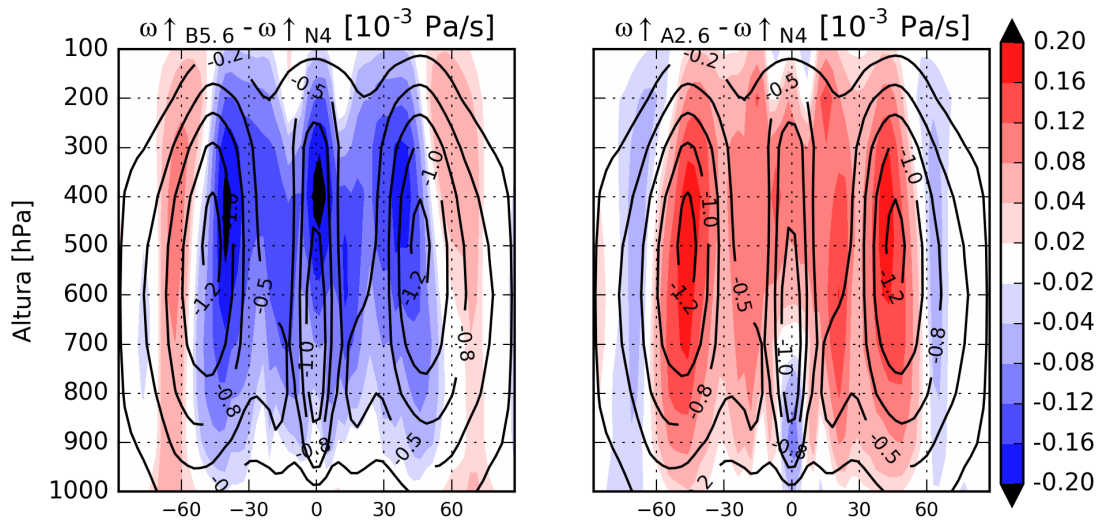


Figura 4.5: Cambios en el perfil de velocidad vertical ω ascendente desde N4 a B5.6 (a) y desde N4 a A2.6 (b), donde los cambios van desde -0.2 a 0.2 Pa/s. En contornos se tiene el perfil de velocidad vertical ω ascendente de N4.

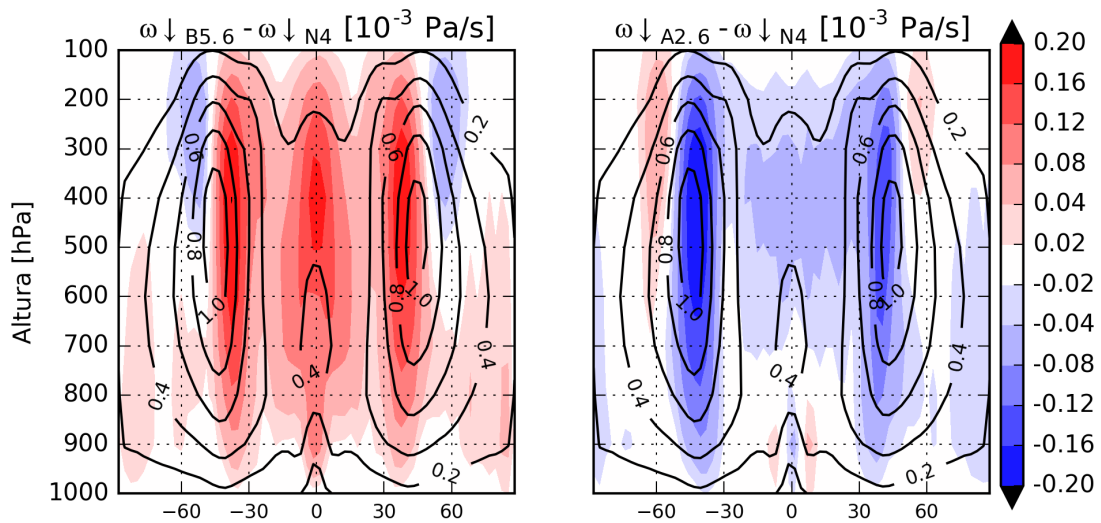


Figura 4.6: Cambios en el perfil de velocidad vertical ω ascendente desde N4 a B5.6 (a) y desde N4 a A2.6 (b), donde los cambios van desde -0.2 a 0.2 Pa/s. En contornos se tiene el perfil de velocidad vertical ω ascendente de N4.

con un aumento en la precipitación en ambas zonas mencionadas para la corrida B5.6 en la figura 4.1 d. En la ITCZ, en cambio, no se observa un aumento de la precipitación en la corrida B5.6, sino más bien una leve disminución a pesar de que no existen diferencias en la cobertura de nubes entre los tres escenarios análogos (figura 4.1 e). Esto último se debe a la disminución de la humedad relativa en la ITCZ ($\sim 5\%$) vista en la figura 4.4 a, la que sin embargo es relativamente pequeña considerando que los valores de saturación ambiental se encuentran entre el 60 y 75%, entre los -10 y 10° de latitud.

Ahora bien (y como ya se mencionó), la precipitación no está solo determinada por la cobertura de nubes y la disponibilidad de vapor de agua, sino también por el flujo de masa convectivo M_c . Para estudiar este segundo factor, se muestra la velocidad de ascenso ω en la figura 4.5. En ella, los contornos negros muestran los valores de velocidad vertical para la corrida para N4, donde se identifican las zona de ascenso de la ITCZ, y las zonas de ascenso de latitudes medias cercanas a los 45° en cada hemisferio (zonas de inestabilidad baroclínica²). En la misma figura, en colores se tiene la diferencia de velocidad de ascenso ω con la corrida B5.6 (izquierda) y con la corrida A2.6 (derecha).

Considerando que los valores de ω ascendente son negativos, la figura 4.5 a muestra un aumento generalizado en la velocidad vertical para $\beta=0.5$ (área azul en este caso) entre los -50 y 50° de latitud, y un corrimiento de las zonas de ascenso de latitudes medias hacia menores latitudes (área roja de disminución de ω ascendente hacia los 60° de latitud). Análogamente, la magnitud del ascenso ω se ve disminuida en la corrida A.6 entre los -50 y 50° de latitud, pero se observa un pequeño aumento de la velocidad en la zona ecuatorial, entre los 1000 y 700hPa, lo cual explicaría el leve aumento de precipitación de esta corrida visto en la misma zona, en la figura 4.1 d.

Así como existe un aumento (o disminución) en la magnitud de ω ascendente para el caso de β disminuido (o aumentado), por continuidad, debe haber un aumento (o disminución) equivalente en ω descendente, lo cual se aprecia claramente en la figura 4.6. Considerando que el signo de ω descendente es positivo, esta figura también presenta la corrida N4 en contornos negros y en colores las diferencias con los escenarios B5.6 y A2.6. En ella, se observa otra vez el leve corrimiento de la zona de inestabilidad baroclínica hacia los trópicos para β disminuido, y en forma análoga el leve corrimiento de esta zona hacia mayores latitudes para β aumentado.

Considerando las dos interrogantes que faltaba por responder en este capítulo, ya se determinó que una disminución en el parámetro β aumenta la magnitud de ω ascendente y descendente principalmente en la zona de inestabilidad baroclínica, lo cual se interpreta como un aumento en el flujo M_c . A la vez, el aumento de este flujo M_c junto a las variaciones positiva de la humedad relativa, propician la formación la precipitación convectiva en los casos de β disminuido. Ahora basta responder cómo el parámetro β afecta a M_c .

Para que las latitudes medias se vuelvan más activas en movimientos ascendentes y descendentes, es necesario generar mayor inestabilidad en la atmósfera. Una forma de conocer la estabilidad estática de la atmósfera es mediante el valor de Γ (*Lapse Rate*, $\Gamma = \frac{dT}{dz}$), la cual depende de la temperatura y humedad en las capas atmosféricas.

En la figura 4.7 se ha calculado Γ para los tres escenarios análogos, y nuevamente se presenta en contornos negros los valores obtenidos en la corrida N4, y en colores las diferencias respecto a la corrida B5.6 a la izquierda, y A2.6 a la derecha. Como Γ es un valor negativo, la intensificación de la inestabilidad estará dada por valores aun más negativos, lo cual ocurre para el caso de β disminuido en toda la tropósfera. Para este caso, la disminución de Γ se observa principalmente en la zona de inestabilidad baroclínica, desde los 1000 hasta los

²La zona de inestabilidad baroclínica corresponde a la zona de latitudes medias donde se observan las perturbaciones sinópticas y se desarrollan los frentes meteorológicos. Por este motivo, la zona se caracteriza por movimientos verticales exacerbados, tanto ascendentes como descendentes.

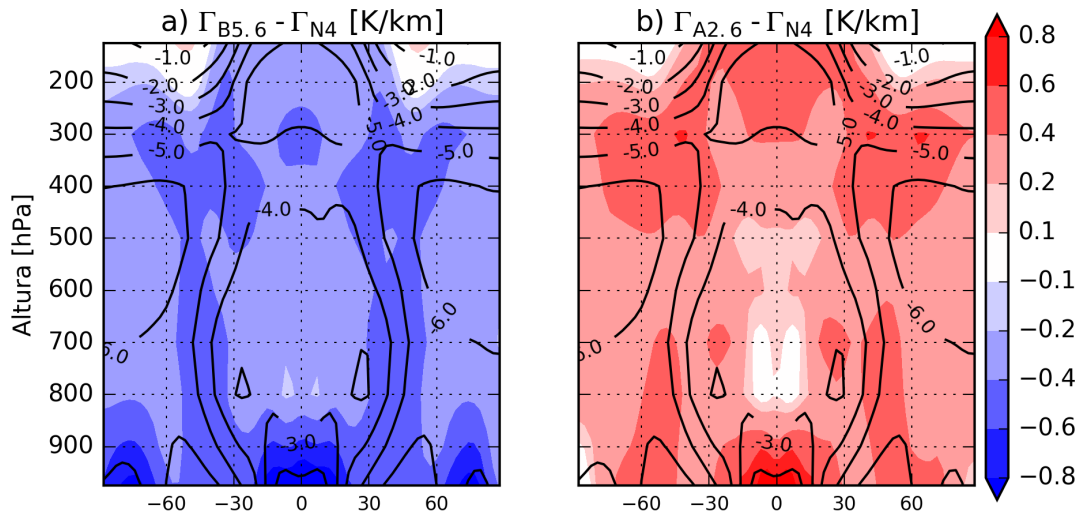


Figura 4.7: Cambios en el perfil de estabilidad Γ desde N4 a B5.6 (a) y desde N4 a A2.6 (b), donde los cambios van desde -0.8 a 0.8 K/km . En contornos se tiene el perfil de Γ de N4.

300hPa, y en menor medida en la ITCZ bajo los 900hPa. Para el caso de β aumentado, la situación es relativamente análoga, aunque el aumento de la estabilidad es mucho menor en la ITCZ, entre los 800 y 600hPa, lo que es congruente con el ascenso de ω de la figura 4.5 b en la misma zona.

En síntesis, las variaciones de Γ asociadas al parámetro β , al igual que las variaciones en la humedad relativa, son producto de las marcadas alteraciones en la temperatura de la tropósfera media y alta, y de las alteraciones en la humedad específica en la zona tropical. Como estas variaciones ocurren tanto latitudinal como verticalmente con diferentes patrones, el resultado corresponde a nuevas condiciones de saturación y estabilidad en toda la atmósfera. Estos resultados son los que propician los cambios en M_c y cobertura de nubes, los que a su vez condicionan la formación de precipitación en el ciclo hidrológico.

4.3. Forzamiento Radiativo por CO_2 vs el Efecto de la Parametrización β

Para finalizar este capítulo, se quiere puntualizar que los cambios generados por el parámetro β de absorción de radiación solar por vapor de agua son diferentes a los que se pueden generar mediante un forzamiento radiativo por CO_2 . De este modo, se presenta la figura 4.8 con las principales variables que determinan el desarrollo de la precipitación en el ciclo hidrológico, pero vistas en la corrida N1 (en contornos negros), y las diferencias (en colores) que se provocan ante una cuadruplicación de la concentración de CO_2 en el ambiente.

En primer lugar se observa el perfil de temperatura (figura 4.8 a) en la corrida N1, donde los valores ascienden tanto en superficie como en la zona tropical, acorde a lo esperado para

el planeta Tierra. El aumento del efecto invernadero en la corrida N4 provoca un aumento general de la temperatura global, pero esta se centra en las zonas de mayor gradiente latitudinal de temperatura (entorno a los 45° en la tropósfera media y alta) y en la zona intertropical de la tropósfera alta. Al mismo tiempo, se observa un aumento de humedad específica en la corrida N4 respecto de N1, particularmente en entre los -30 y 30° de latitud en la tropósfera media y baja (figura 4.8 b), misma zona donde el vapor tiende a concentrarse. Estos cambios son relativamente parecidos a los que provoca un aumento en el parámetro β (figuras 4.2 b y 4.3 b), pero son menos intensos en capas altas. De hecho, para $\beta=1.5$, la temperatura de capas altas aumenta en prácticamente la misma magnitud sobre todas latitudes, y el aumento de la humedad específica es más intenso en la tropósfera alta que lo observado para forzamiento radiativo por CO_2 .

Considerando los cambios no proporcionales desde N1 a N4 en temperatura y humedad específica, es de esperar ver cambios en la humedad relativa. La figura 4.8 d muestra que gran parte de la tropósfera³ adquiere mayor saturación ambiental con el forzamiento radiativo por CO_2 , particularmente los lóbulos secos tropicales y sobre los 300hPa. Los valores negativos de humedad relativa corresponden a un desplazamiento de los lóbulos secos hacia mayores latitudes (expansión de la celda de Hadley como afirma Jian et al. (2007)), y representan una proporción menor del cambio. Luego, $\frac{1}{HR} \frac{\partial HR}{\partial T} > 0$, y es este resultado el que se menciona en la ecuación 4.1, el cual se ve aumentado para $\beta=0.5$ (y disminuido para $\beta=1.5$), debido a las condiciones bajo los 800hPa que se propician en el escenario de disminución (o de aumento) del parámetro β .

Ahora bien, desde N1 a N4, el desplazamiento de los lóbulos hacia mayores latitudes coincide con el corrimiento de la Celda de Hadley y las zonas de subsidencia, como se observa en la misma figura 4.8 e y f de velocidad vertical descendente y ascendente (ω). Además, estas dos figuras evidencian una ralentización general del movimiento (similar al caso de β aumentado), es decir, una disminución de la magnitud de ω ascendente y descendente en la ITCZ y en las zonas de inestabilidad baroclínica bajo forzamiento radiativo por CO_2 . Esto es de esperarse según la ecuación 1.16 (y tabla 3.1 del Capítulo 3).

Por último, la figura 4.8 c presenta el cambio en la estabilidad atmosférica Γ desde N1 a N4, donde el forzamiento por CO_2 en general vuelve más estable la atmósfera (lo que es coherente con la disminución de M_c) a excepción de de la tropósfera alta extratropical.

Considerando todas estas comparaciones, se puede determinar que un aumento en el parámetro β puede tener consecuencias similares a un aumento en la proporción de CO_2 atmosférico, aumentando la temperatura y humedad específica de la tropósfera, generando así una atmósfera más estable y con menor flujo de intercambio convectivo en la ITCZ y en zonas de inestabilidad baroclínica. Sin embargo, latitudinal y verticalmente, los cambios en temperatura y humedad específica no son equivalentes entre forzamiento por CO_2 y parámetro β , lo cual determina diferentes patrones atmosféricos de saturación de vapor de agua. Esto último es una de las determinantes en la formación de nubes y precipitación, y por este motivo el ciclo hidrológico y el enfriamiento de latitudes medias se ven afectados en forma diferente por un aumento en la parametrización β respecto del forzamiento radiativo por CO_2 .

³Se debe recordar que, entre los -30 y 30° de latitud se tiene el 50% de la superficie terrestre.

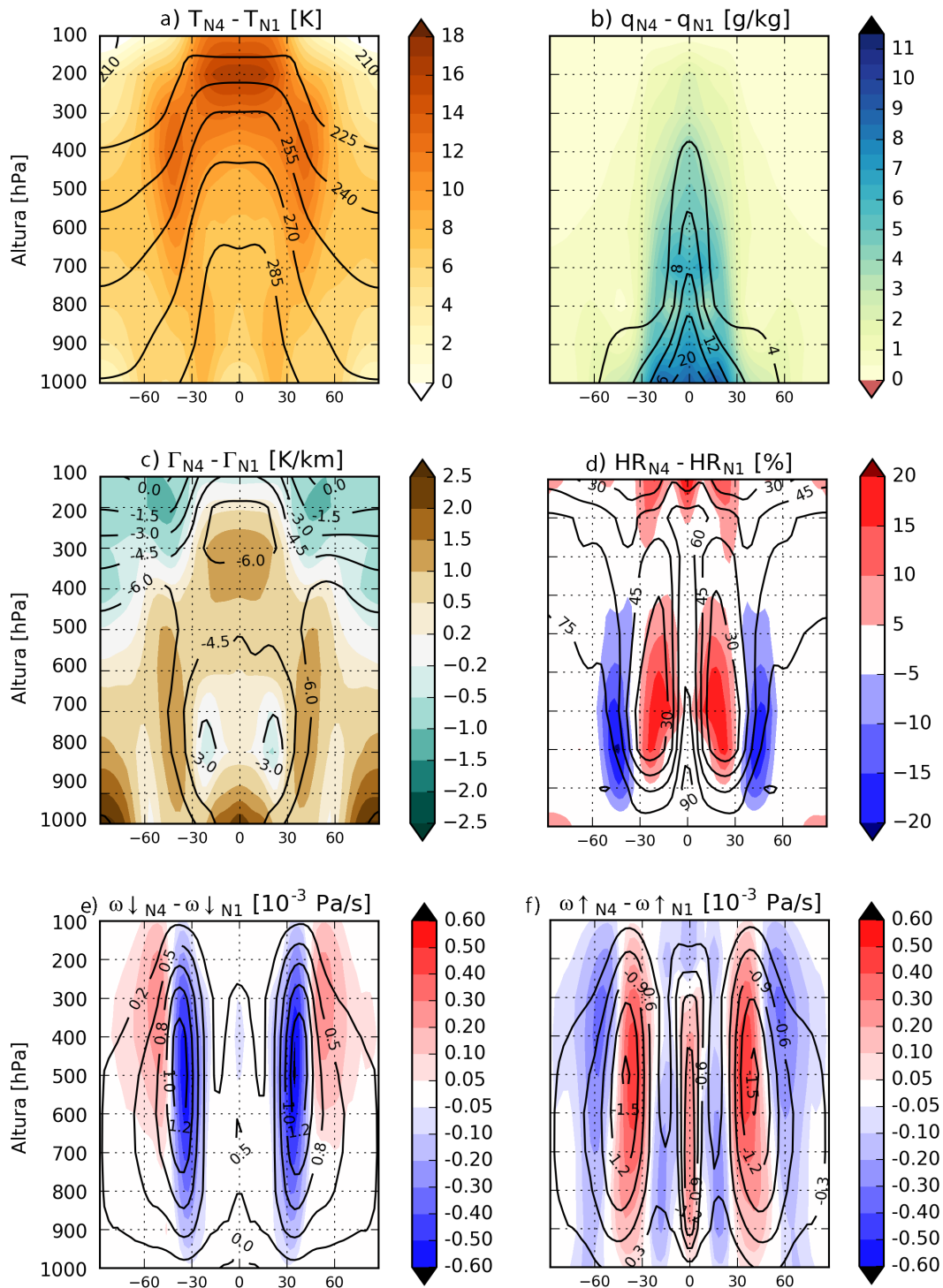


Figura 4.8: Cambios desde N1 a N4 (b) en el perfil de temperatura (a), perfil de humedad específica (b), perfil de estabilidad Γ (c), perfil de humedad relativa (d), perfil de velocidad vertical ω descendente (e) y ascendente (f). En contornos se tienen los perfiles de estas variables para la corrida N1.

Conclusión

En el presente estudio se observaron dos formas de alterar el balance radiativo y temperatura media superficial de la Tierra mediante un GCM de complejidad intermedia. La primera, bastante común en la literatura, fue el forzamiento radiativo mediante sucesivas duplicaciones de la concentración pre-industrial de CO_2 atmosférico, lo cual aumentó el efecto invernadero y la temperatura global como se tenía previsto. La segunda, más original, fue el cambio en el parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua (β), el que fue aumentado y disminuido en un 50 % en corridas paralelas. Esta última intervino particularmente en el total de energía retenida por la atmósfera, por lo que un aumento en la parametrización de absorción de radiación aumenta también la temperatura del planeta en todas sus capas. Ahora bien, estas dos modificaciones son radiativamente diferentes, y tanto el gradiente meridional de temperatura como el funcionamiento del ciclo hidrológico (focos de esta investigación), se ven alterados de manera particular.

El gradiente meridional de temperatura obtenido desde PlaSim es (para todas las combinaciones experimentadas) mayor a $26^\circ C$, lo que al igual que en los modelos vistos por Lunt et al. (2012) es mayor a los registros paleoclimáticos. Sin embargo, la representación mejora sustancialmente bajo altas concentraciones de CO_2 (16 veces la cantidad pre-industrial) y ante una disminución en el parámetro β de absorción por vapor de agua. La razón de la disminución del gradiente meridional de temperatura se explica desde dos mecanismos diferentes. El forzamiento por CO_2 aumenta la absorptividad y emisividad de radiación infrarroja de la atmósfera, calentándola y aumentando la magnitud del transporte meridional de calor. Los polos, por tanto, se ven entibiados, lo cual coincide con los estudios de Lunt et al. (2012) respecto a la disminución del gradiente meridional de temperatura. El mecanismo que se desarrolla con la disminución del parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua es diferente, particularmente porque bajo esta condición la Tierra contempla menos energía en su balance radiativo.

El transporte meridional de energía en la atmósfera depende tanto de la radiación solar que llega al TOA como de la radiación emitida por el sistema planetario. Paralelamente, la transferencia de energía desde la zona tropical hacia los polos debe lidiar con el enfriamiento radiativo de latitudes medias. En el presente estudio se ha establecido el factor de eficiencia η_{B1-B3} como la razón de energía que calienta las altas latitudes ($|\phi| > 60$) respecto de la energía que sale meridionalmente de la zona tropical ($|\phi| < 30$). Independiente del forzamiento radiativo por CO_2 , la eficiencia η_{B1-B3} mejora ante una disminución en el parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua, lo cual implica que para estos casos existe una menor liberación de calor hacia el espacio en latitudes medias, y mayor calentamiento

de los polos.

El menor enfriamiento de latitudes medias de la atmósfera de baja absorción se debe un aumento en la cobertura de nubes en la zona de inestabilidad baroclínica (y en menor medida en zonas de subsidencia), lo cual se debe a cambios en la estructura de vertical y latitudinal de la humedad relativa, propiciada por las alteraciones no proporcionales de temperatura (principalmente en la tropósfera alta) y humedad específica (intensificada en los trópicos) ante una disminución del parámetro β . Estas dos variables también repercuten en la estabilidad atmosférica, aumentando la inestabilidad estática principalmente en la zona de frentes de latitudes medias.

Como bien describe Soden et al. (2005), el forzamiento radiativo por CO_2 aumenta la humedad de la columna atmosférica, y lo hace en una razón mayor a lo que predice Clausius-Clapeyron ($\sim 7,5\%/^{\circ}C$) debido al aumento de humedad relativa, como se puede observar en este estudio. La precipitación, en cambio, aumenta con la temperatura en una proporción menor, en torno al $2 - 3\%/^{\circ}C$, por lo que Stephens and Ellis (2008) definen la eficiencia de la atmósfera en transformar vapor de agua en precipitación ε como la razón entre estas dos tasas de cambio. En el presente estudio, esta eficiencia aumenta en un 38% en los casos de disminución del 50% en el parámetro de absorción de radiación solar por vapor de agua (de 0.24 a 0.33). Análogamente, se observó una disminución del 29% para el caso de un aumento en el parámetro de absorción solar. Debido al cambio de eficiencia, la atmósfera para el caso de β disminuido es en general más seca en humedad específica, mientras que se observan mayores precipitaciones en latitudes medias. De ahí que el transporte meridional de calor sea preferentemente como calor latente, y se observe mayor nubosidad que impida el enfriamiento de latitudes medias en este caso.

Ahora bien, ¿cómo una menor absorción de radiación solar por vapor de agua permite una mejora en la eficiencia del ciclo hidrológico bajo forzamiento radiativo por CO_2 ? La respuesta se encuentra en el flujo de masa de intercambio convectivo descrito por Held and Soden (2006), la cual decrece conforme al forzamiento radiativo por CO_2 . La ralentización del ciclo hidrológico efectivamente se observa en una disminución general de la magnitud de velocidad vertical ascendente ω (y por continuidad, de la velocidad vertical descendente) conforme al aumento de temperatura global. Este fenómeno ocurre principalmente por un aumento de la estabilidad atmosférica Γ , la que restringe la convección, principalmente en las zonas de latitudes medias. Pero ante una disminución en el parámetro β la situación se contrarresta parcialmente, debido a que se observa un mayor contraste térmico entre troposfera baja y alta. Esto permite inestabilizar la atmósfera (Γ más negativa), particularmente en las zonas de los frentes donde la estabilidad había aumentado con el forzamiento radiativo por CO_2 . De ello deriva un aumento en la velocidad vertical y la mayor posibilidad de precipitación de latitudes medias.

Para finalizar, cabe destacar que este estudio muestra la sensibilidad de la temperatura, del gradiente meridional de temperatura y de la precipitación respecto de un parámetro que eventualmente podría cambiar en los GCMs. También podrían existir otros elementos atmosféricos hasta ahora no parametrizados en los modelos, cuya repercusión sea equivalente a un aumento o disminución en la absorción de radiación solar por vapor de agua, donde se presenten cambios verticales y latitudinales no proporcionales de temperatura y humedad

que den paso a nuevas condiciones de estabilidad y humedad relativa. En síntesis, este estudio determina que una atmósfera más transparente es más eficiente en precipitar dentro del ciclo hidrológico y permite un menor contraste térmico entre polos e intertrópicos. Por lo tanto, es necesario calibrar mejor los GCM respecto a la absorción de radiación solar por vapor de agua, lo que sumado a más estudios de reconstrucción paleoclimática, permitirán generar mayores y mejores resultados concordantes hacia el pasado, como predicciones para el futuro.

Bibliografía

- Allan, R. P. (2006). Variability in clear-sky longwave radiative cooling of the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 111(D22105).
- Allan, R. P. and Soden, B. J. (2007). Large discrepancy between observed and simulated precipitation trends in the ascending and descending branches of tropical circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 34(L18705).
- Berger, A. L. (1978a). Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic change. *J. Atmos. Sci.*, 35:2362–2367.
- Berger, A. L. (1978b). Simple algorithm to compute long-term variations of daily insolation. Institute of Astronomy and Geophysic, Universite Catholique de Louvain. Contribution 18. Louvain-la-Neuve, Belgium.
- Bernath, P. F. (2002). The spectroscopy of water vapour: Experiment, theory and applications. *Phys. Chem. Chem. Phys.*, 4:1501–1509.
- Boer, G. J., McFarlane, N. A., Laprise, R., Henderson, J., and Blanchet, J.-P. (1984). The canadian climate centre spectral atmospheric general circulation model. *Atmosphere-Ocean*, 22:397–429.
- Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J., Hall, A., Hallegatte, S., Holland, M. M., Ingram, W., Randall, D. A., Soden, B. J., Tselioudis, G., and Webb, M. J. (2006). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Climate.*, 19:3445–3482.
- Burnham, R. J., Pitman, N. C., Johnson, K. R., and Wilf, P. (2001). Habitat-related error in estimating temperatures from leaf margins in humid tropical forest. *Am. J. Bot.*, 88:1096–1102.
- Caballero, R. and Huber, M. (2013). State-dependent climate sensitivity in past warm climates and its implications for future climate projections. *PNAS*, 35:14162–14167.
- Collins, W. D., Lee-Taylor, J. M., Edwards, D. P., and Francis, G. L. (2006). Effects of increased near-infrared absorption by water vapor on climate system. *J. Geophys. Res.*, 111(D18109).
- DeAngelis, A. M., Qu, X., Zelinka, M. D., and Hall, A. (2016). An observational radiative

- constraint on hydrologic cycle intensification. *Nature Lett.*, 528:249–253.
- Donohoe, A. and Battisti, D. S. (2011). Atmospheric and surface contributions to planetary albedo. *J. Climate*, 24:4402–4418.
- Emori, S. and Brown, S. J. (2005). Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32(L17706).
- Fasullo, J. T. and Trenberth, K. E. (2008). The annual cycle of the energy budget. part ii: Meridional structures and poleward transports. *J. Climate*, 21:2313–2325.
- Fletcher, B. J., Brentnall, S. J., Anderson, C. W., Berner, R. A., and Beerling, D. J. (2008). Atmospheric carbon dioxide linked with mesozoic and cenozoic climate change. *Nature Geoscience*, 1:43–48.
- Greenwood, D. R. (2005). Leaf margin analysis: Taphonomic constraints. *Palaios*, 20:498–505.
- Greenwood, D. R. (2007). North american leaves and climate: From wolfe and dilcher to burnham and wilf. in: Advances in mesozoic and cenozoic paleobotany: Studies in celebration of david l. dilcher and jack a. wolfe. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 258:95–108.
- He, J. and Soden, B. J. (2016). A re-examination of the projected subtropical precipitation decline. *Nature Climate Change*, 7:53–57.
- Held, I. M. and Soden, B. J. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate.*, 19:5686–5699.
- Huber, M. (2012). Progress in greenhouse climate modeling. *The Paleontological Society Papers*, 18:213–262.
- Huber, M. and Caballero, R. (2011). The early eocene equable climate problem revisited. *Clim. Past.*, 7:603–633.
- Jian, L., Vecchi, G., and Reichler, T. (2007). Expansion of the hadley cell under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 34(L06805).
- Katayama, A. (1972). A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere. Technical Report 6, Department of Meteorology. University of California, Los Angeles, CA.
- Kiehl, J. T., Hack, J. J., Bonan, G. B., Boville, B. A., Briegleb, B. P., Williamson, D. L., and Rasch, P. J. (1996). Description of the near community climate model (ccm3). Technical report, NCAR/TN-420+STR.
- Kiehl, J. T. and Trenberth, K. E. (1997). Earth’s annual global mean energy budget. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78:197–208.
- Lacis, A. A. and Hansen, J. E. (1974). A parametrization for the absorption of solar radiation in the earth’s atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31:118–133.

- Lunkeit, F., Kirk, E., Borth, H., Bottinger, M., Kleidon, A., Luksch, U., Fraedrich, K., Paiewonsky, P., Jansen, H., Schubert, S., Sielmann, S., and Wan, H. (2011). Planet simulator reference manual. *Manual*, 16.
- Lunt, D. J., Jones, T. D., Heinemann, M., Huber, M., LeGrande, A., Winguth, A., Loptson, C., Marotzke, J., Roberts, C. D., Tindall, J., Valdes, P., and Winguth, C. (2012). A model-data comparison for a multi-model ensemble of early eocene atmosphere-ocean simulations: Eomip. *Clim. Past*, 8:1717–1736.
- Manabe, S. and Möller, F. (1961). On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Mon Wea. Rev.*, 89:503–532.
- Pagani, M., Huber, M., and Sageman, B. (2013). Greenhouse climates. *Treatise on Geochemistry: Second Edition*., 6:281–304.
- Peixoto, J. P. and Oort, A. H. (1992). *Physics of climate*. Springer.
- Peppe, D. J., Royer, D. L., Wilf, P., and Kowalski, E. A. (2010). Quantification of large uncertainties in fossil leaf paleoaltimetry. *Tectonics*, 29(TC3015).
- Ramaswamy, V. and Freidenreich, S. M. (1991). Solar radiative line-by-line determination of water vapor absorption and water cloud extinction in inhomogeneous atmospheres. *J. Geophys. Res.*, 96:9133–9157.
- Rodgers, C. D. (1967). The use of emissivity in the atmospheric radiation calculation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 93:43–54.
- Rose, B. (2015). Atm 623: Climate modeling. lecture 13: Heat transport.
- Ruddiman, W. F. (2001). *Earth’s Climate: Past and Future*. New York: W.H. Freeman.
- Santer, B. D., Mears, C., Wentz, F. J., Taylor, K. E., Gleckler, P. J., Wigley, T. M. L., Barnett, T. P., Boyle, J. S., Bruggemann, W., Gillett, N. P., Klein, S. A., Meehl, G. A., Nozawa, T., Pierce, D. W., Stott, P. A., Washington, W. M., and Wehner, M. F. (2007). Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 104:15248–15253.
- Sasamori, T. (1968). The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments. *J. Appl. Met.*, 7:721–729.
- Seager, R., Ting, M., Held, I., Kushnir, Y., Lu, J., Vecchi, G., Huang, H., Harnik, N., Leetmaa, A., Lau, N., Li, C., Velez, J., and Naik, N. (2007). Model projections of an imminent transition to a more arid climate in southwestern north america. *Science*, 316:1181–1184.
- Soden, B. J., Jackson, D. L., Ramaswamy, V., Schwarkopf, M. D., and Huang, X. (2005). The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, 310:841–844.
- Stephens, G. L. (1978). Radiation profiles in extended water clouds. ii: Parametrization schemes. *J. Atmos. Sci.*, 35:2123–2132.

- Stephens, G. L. (1984). The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, 112:826–867.
- Stephens, G. L. and Ellis, T. D. (2008). Controls of global-mean precipitation increases in global warming gcm experiments. *J. Climate*, 21:6141–6155.
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., and Parsons, M. D. (2003). The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84:1205–1217.
- Wallace, J. and Hobbs, P. (2006). *Atmospheric Science*. Elsevier.

Anexos

Anexo A; Temperatura Media Superficial en Corridas de PlaSim

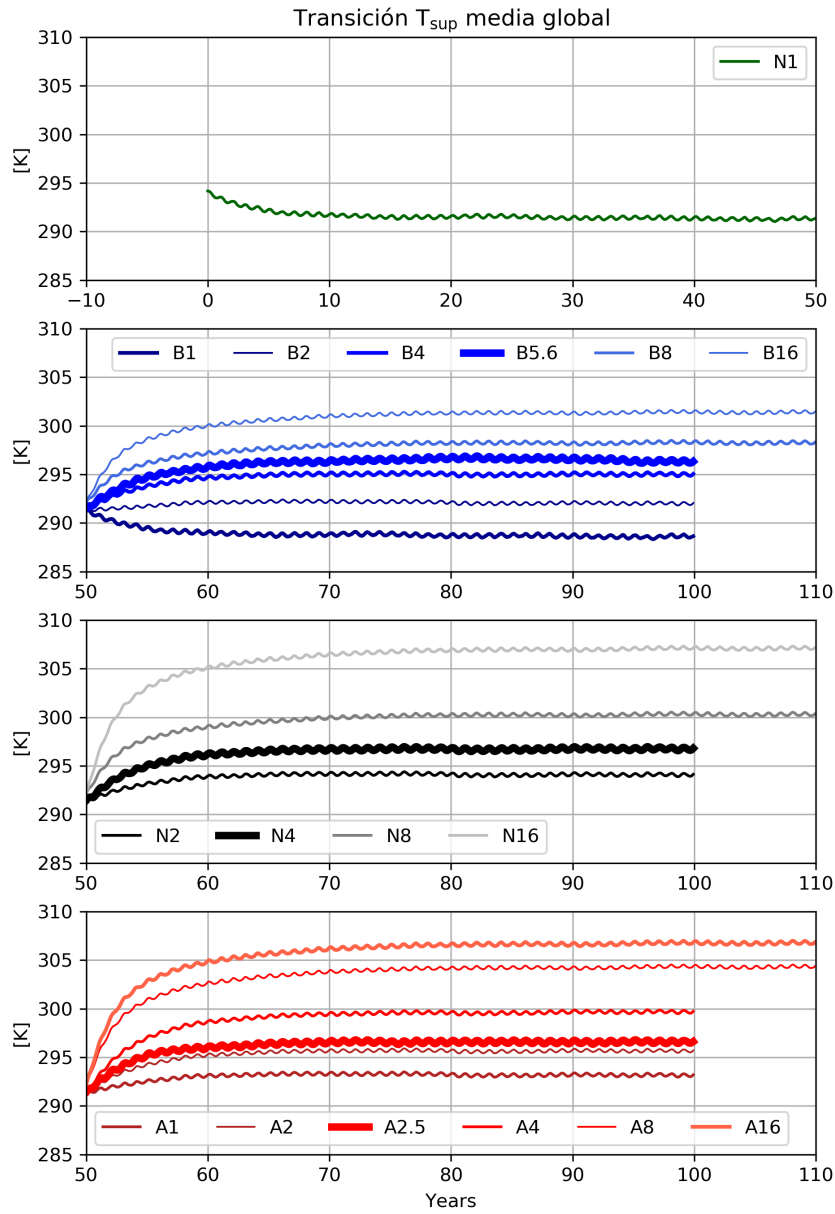


Figura A: Tiempo de estabilización de todas las corridas de PlaSim en base a la temperatura media superficial del planeta. La corrida N1 inicia desde las condiciones dadas por defecto en PlaSim, mientras que el resto de las corridas parte de las condiciones de N1.

Anexo B; Datos Recopilados de Temperatura Superficial y Gradiente Meridional de Temperatura

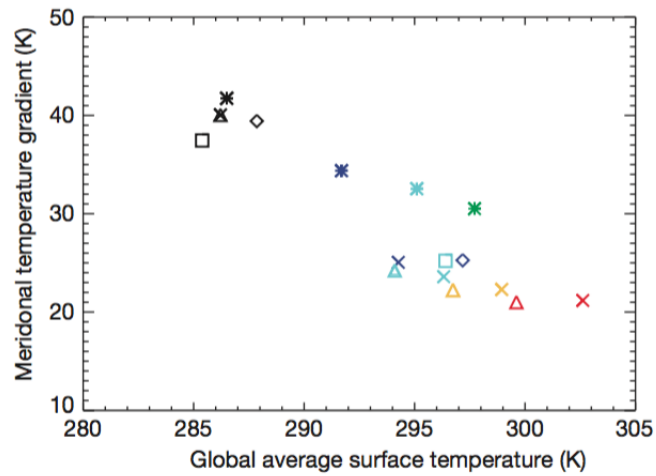


Figura B: Gradiente meridional de temperatura entre latitudes bajas ($|\phi| < 30$) y altas ($|\phi| > 60$) como función de la temperatura superficial media global sobre todos los modelos utilizados en el estudio de Lunt et al. (2012).

Anexo C; Tendencias de Precipitación y Vapor de Agua

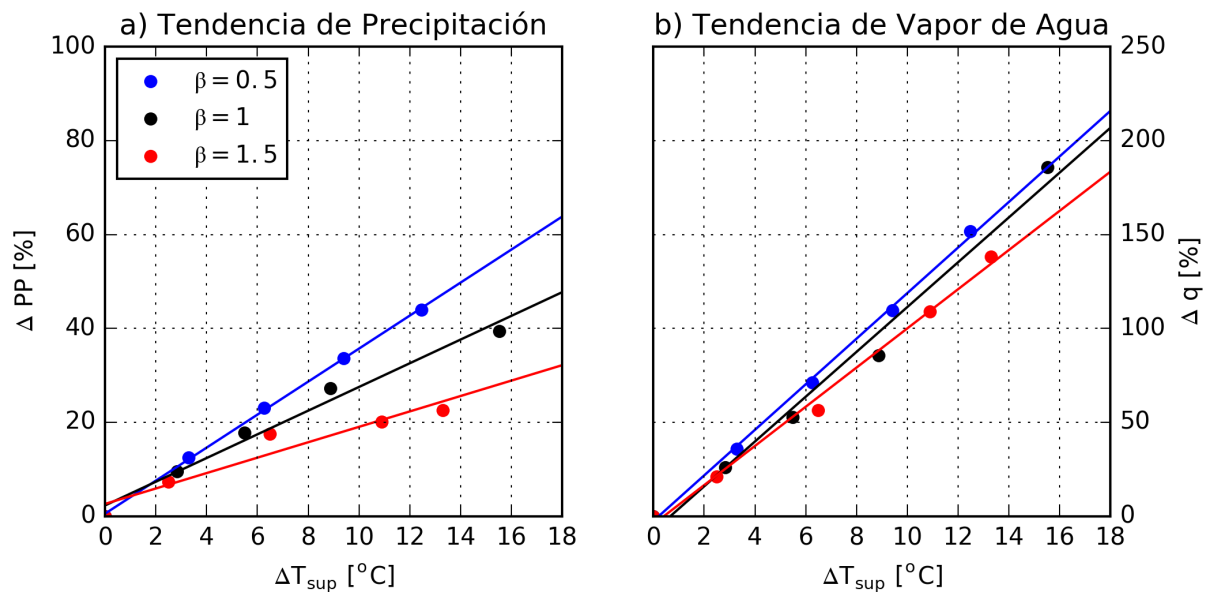


Figura C: Tendencia de aumento porcentual en la precipitación (a) y contenido atmosférico de agua precipitable (b) desde la superficie hasta los 850hPa (tropósfera baja), en función del aumento de temperatura superficial global. Cada grupo de 4 puntos de un mismo color corresponde a un tipo de absorción de radiación solar por vapor de agua, bajo los distintos grados de forzamiento radiativo por CO_2 .

Anexo D; Transporte Meridional de Calor

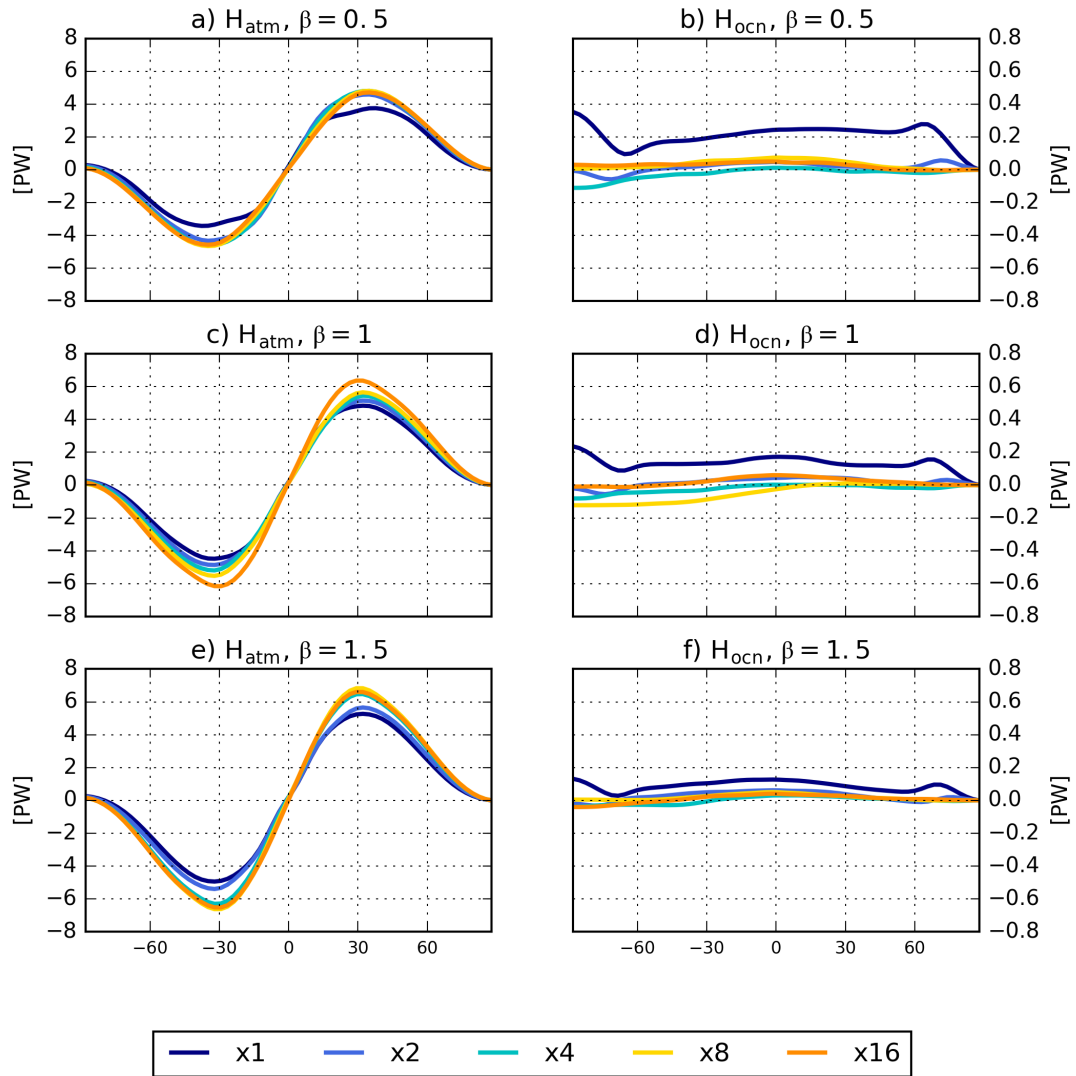


Figura D1: Transporte de calor meridional en atmósfera (columna izquierda) y en océanos (columna derecha) para distintos valores de β . En colores se presenta el grado creciente de forzamiento radiativo por CO_2 . Se debe considerar que los valores de transporte de calor en océanos representan un *Slab ocean* de 50 mtrs sin corrientes marinas, lo cual explica su baja magnitud y comportamiento plano.

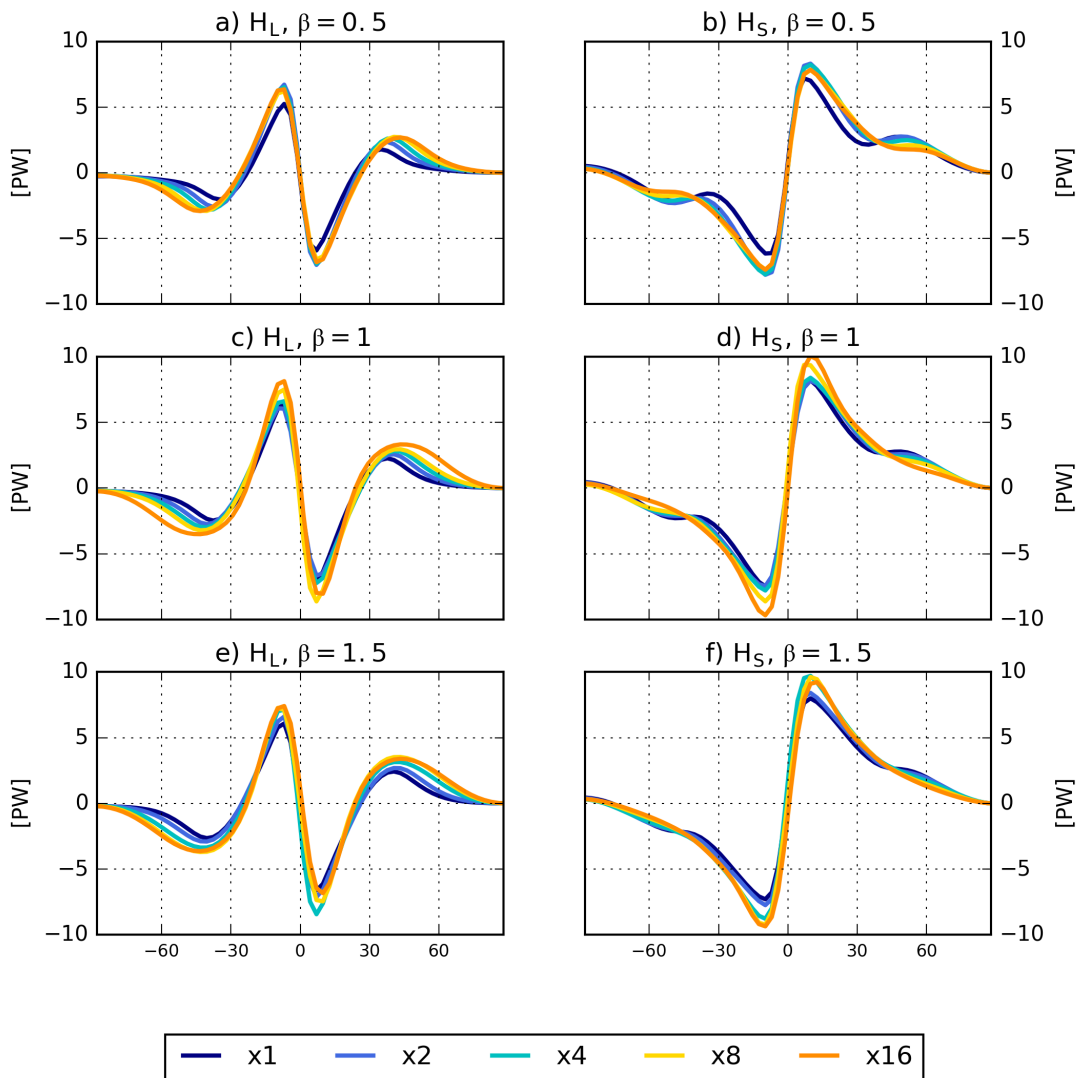


Figura D2: Transporte de calor meridional en atmósfera como calor latente (columna izquierda) y como calor sensible (columna derecha) para distintos valores de β . En colores se presenta el grado creciente de forzamiento radiativo por CO_2 .

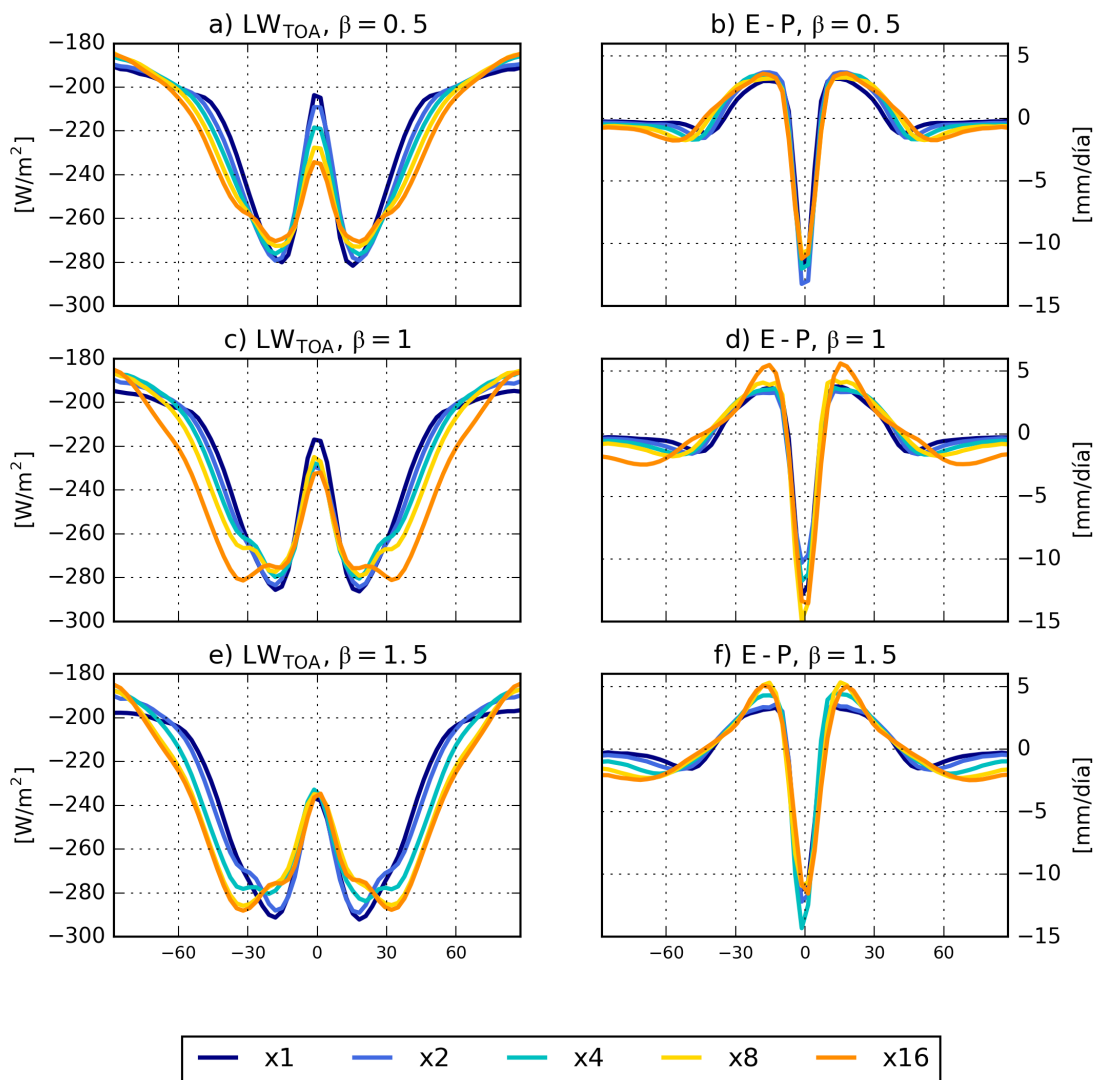


Figura D3: Radiación de onda larga neta en el tope de la atmósfera (columna izquierda) y patrón de evaporación y precipitación (columna derecha) para distintos valores de β . En colores se presenta el grado creciente de forzamiento radiativo por CO_2 .

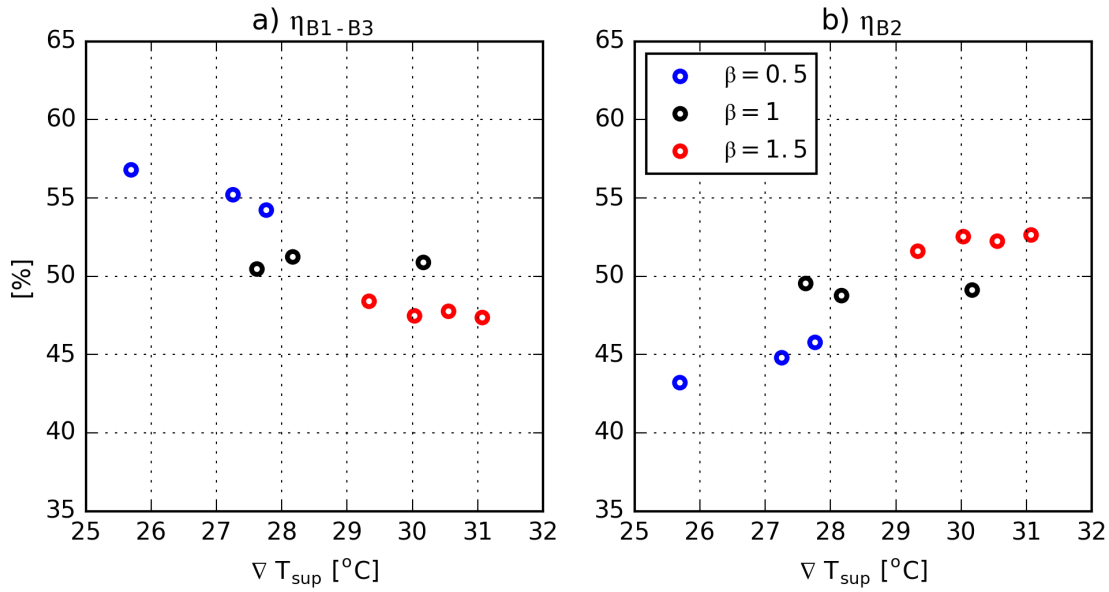


Figura D4: a) Eficiencia del transporte de calor meridional en atmósfera desde la zona intertropical ($|\phi| < 30$) hacia altas latitudes ($|\phi| > 60$). b) Enfriamiento efectivo en latitudes medias ($30 < |\phi| < 60$) respecto del transporte de calor meridional en atmósfera proveniente de la zona intertropical. Para ambas figuras solo se consideran las corridas cuyos valores de gradiente meridional de temperatura tiene sentido físico (según lo descrito en las páginas 25 y 26), es decir, para forzamiento igual o mayor a $CO_2 \times 4$, o para temperaturas superficiales medias globales mayores a 22°C . Los colores representan cada tipo de absorción de radiación solar por vapor de agua.

