



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

**SIMULACIÓN DEL CÁLIDO CLIMA DEL EOCENO
TEMPRANO CON EL MODELO DEL SISTEMA
TIERRA DCESS**

Tesis que presenta

Esteban Javier Fernández Villanueva

Para optar al título profesional de Geofísico que otorga
la Carrera de Ciencias Físicas y Astronómicas

Concepción, Chile
Noviembre 2014

PROFESOR GUÍA

DR. GARY SHAFFER

DIRECTOR DE TESIS

DR. ALDO MONTECINOS

COMISIÓN

DR. GARY SHAFFER, DR. ALDO MONTECINOS,
DR. ROBERTO RONDANELLI

A mis Padres y Hermanos

Agradecimientos

Primeramente quisiera agradecer a todas las personas que hicieron posible este largo camino que culmina con este trabajo de finalización de mis estudios de pre-grado, en especial a mis padres y hermanos y familiares que con su apoyo y su esfuerzo me ayudaron enormemente, llevaré este agradecimiento siempre conmigo. No puedo dejar de mencionar a Felipe Villanueva cuyas palabras de aliento en momentos difíciles (varios) fueron de mucha ayuda y que me permitieron no flaquear y seguir adelante hasta el final, también al apoyo brindado por Natalia Rojas y por su enorme paciencia en este largo camino.

En lo académico, quisiera agradecer a mi tutor, el Profesor Gary Shaffer quien me guió y enseñó muchos aspectos acerca de modelaciones climáticas a gran escala. A Aldo Montecinos, cuyas gestiones, conversaciones e interesantes discusiones me permitieron lograr este objetivo.

A Sebastián Salgado, Daniel Faúndez, Santiago Gómez, Pablo Rodríguez, Francisco Alvial, Juan Carlos Gutierrez, Wilfredo Rojas, María Erica Herrera y a todos mis compañeros y amigos de la carrera Ciencias Físicas y también de Geofísica con quienes compartí valiosos momentos de alegrías y tristezas, pero que sin duda la mayoría fueron alegres momentos.

Índice general

Agradecimientos	III
Resumen	VII
Abstract	VIII
Índice de Figuras	IX
Índice de Tablas	X
1. Introducción	1
2. Marco Teórico	6
2.1. Circulación General Atmosférica	6
2.2. Circulación General Oceánica	9
2.3. Componentes Climáticos	12
2.3.1. Gases de efecto invernadero	12
2.3.2. Albedo	14
2.4. Feedbacks Climáticos	16
2.4.1. Feedback Albedo nieve-hielo	16
2.4.2. Feedback por nubes	17
2.4.3. Feedback de vapor de agua	18
2.5. Sensibilidad Climática	18
2.6. Modelo DCESS	19
2.6.1. Geometría	20

2.6.2. Módulo Atmósfera	20
3. Metodología	25
3.1. Parámetros Fijos o Geométricos	25
3.2. Búsqueda del set de Sensibilidades Climáticas	27
3.3. CB de Eoceno y Feedbacks Aplicados	27
3.4. Validación de la Modelación	31
4. Resultados	34
4.1. Resultados Atmosféricos	35
4.2. Resultados Oceánicos	39
5. Conclusiones	47
6. Discusión	51
A. Isótopos de Oxígeno	54
Referencias	60

Resumen

El Eoceno temprano es uno de los climas más cálidos en la historia de la Tierra. Varios intentos de simular este clima han fallado para reproducir las cálidas temperaturas (terrestres y marinas) y explicar el débil gradiente meridional de temperatura ecuador-polo. Diferentes estudios han reportado un mayor calentamiento polar, que se atribuye a cambios locales en el forzamiento radiativo más que a un cambio en el transporte de calor hacia altas latitudes. El fenómeno anterior corresponde a La Amplificación Polar, la cual nace como un posible mecanismo para intentar explicar este débil gradiente meridional de temperatura.

En este trabajo se realizan un gran número de simulaciones utilizando el modelo DCESS proponiendo tres mecanismos (feedbacks) asociados a un mayor forzamiento radiativo en altas latitudes y una posterior inyección de CO_2 al sistema atmosférico para intentar explicar esta Amplificación Polar. Además de lo anterior, se realiza una comparación entre la sensibilidad climática del presente y la de Eoceno. Los resultados de las simulaciones están en buen acuerdo con trabajos publicados recientemente, y además se demostró que dichos procesos son capaces de elevar la temperatura en zonas polares sin alterar sustancialmente las temperaturas más cerca del ecuador.

Abstract

The early Eocene had one of the warmest climates in the Earth history. A number of attempts of simulating this climate have failed to reproduce such warm temperatures (terrestrial and marine) and to explain weak meridional temperature gradients. Different studies have reported that greater polar warming can be attributed to local changes in radiative forcing rather than changes in poleward heat transport. Greater polar warming, also known as Polar Amplification, thus has become a main candidate to explain the weak meridional temperature gradient.

Here a large number of simulations using the DCESS model have been carried out. Three mechanisms (feedbacks) have been proposed for higher radiative forcing at high latitude and have been combined with a subsequent CO_2 injection to the atmospheric in an attempt to explain this Polar Amplification. Apart from that, a comparison is made between present climate sensitivity and Eocene climate sensitivity. The results of the simulations are in a good agreement with recently published works and also demonstrate that the processes proposed here are capable of raising the temperature in polar zones without substantially altering the temperatures closer to the equator.

Índice de figuras

1.1. Evolución Climática	2
1.2. Proxies Temperatura Atmosférica	3
1.3. Proxies Temperatura Oceánica	4
2.1. Circulación General Atmosférica	7
2.2. Distribución de Desiertos	8
2.3. Esquema Circulación Oceánica Superficial	10
2.4. Esquema Simplificado Circulación Termohalina	11
2.5. Geometría Modelo DCESS	20
3.1. Comparación batimetría Estándar con Etopo1+100 m	26
3.2. Paleogeografía Eoceno	29
3.3. Fracción de tierra Eoceno/Actual	30
3.4. Perfil de albedo utilizado	31
3.5. Discriminación Inyección de CO_2	32
4.1. Explicación de $\overline{T}_a^{b,l}$ para diferentes $\Delta T_{eq,P}$	41
4.2. Posición Línea de Hielo y Nieve	42
4.3. Perfiles Meridionales de $T_a(\theta)$	44
4.4. Perfiles de $T_o(z)$, $S(z)$, $O_2(z)$ y $\delta^{18}O(z)$	46

Índice de tablas

2.1. Lista de Albedos Superficiales	15
4.1. Parámetros de calibración C.B Presente	34
4.2. Resumen Flujos Atmosféricos	42
4.3. Resumen Resultados Atmosféricos	43
4.4. Sensibilidad Climática Eoceno	43

Capítulo 1

Introducción

A través de la historia de la Tierra, ésta ha tenido una compleja evolución, en particular su clima. Tendencias globales de calentamiento y enfriamiento han tenido lugar en dicho desarrollo pasando por extremos calentamientos conduciendo a polos libres de hielo y por extremos enfriamientos en donde capas de hielo han cubierto gran parte de la superficie continental terrestre. Variaciones climáticas tan significativas como las mencionadas anteriormente, se deben principalmente a forzantes que actúan a gran escala espacial y temporal y que son capaces de modificar el clima. Zachos *et al.* (2001) caracterizó este tipo de variaciones según su escala temporal. La primera categoría es la denominada a variaciones de gran alcance ($\sim 10^6$ a $\sim 10^7$ años), la cual dice relación a la variación y exhibición que muestra el isótopo de ^{18}O , la segunda corresponde a variaciones de escala orbital ($\sim 10^4$ a $\sim 10^5$ años) que tiene que ver con variaciones que son generadas por oscilaciones periódicas o cuasi-periódicas de los parámetros orbitales tales como excentricidad, obliquidad y precesión de la órbita y que afectan la cantidad y distribución de energía solar incidente sobre el planeta. Finalmente, la tercera categoría corresponde a aberraciones o eventos de escala ($\sim 10^3$ a $\sim 10^4$ años), estos fenómenos se relacionan a breves, pero muy fuertes anomalías que se destacan muy por encima de la variabilidad normal que existe de fondo en términos de tasas y/o amplitud y que son generalmente acompañas por una mayor perturbación en el ciclo global del carbono.

La figura 1.1 muestra la evolución climática que ha experimentado la Tierra desde los últimos 65 millones de años (Ma) aproximadamente. En ella se pueden apreciar las variaciones mencionadas anteriormente, por ejemplo, el Máximo Termal del Paleoceno/Eoceno (PETM ~ 55 Ma), en el cual existe un calentamiento muy abrupto, el comienzo del Oligoceno (35 a 34 Ma), en donde existe un enfriamiento y una rápida expansión de la capa de hielo del continente

antártico, etc.

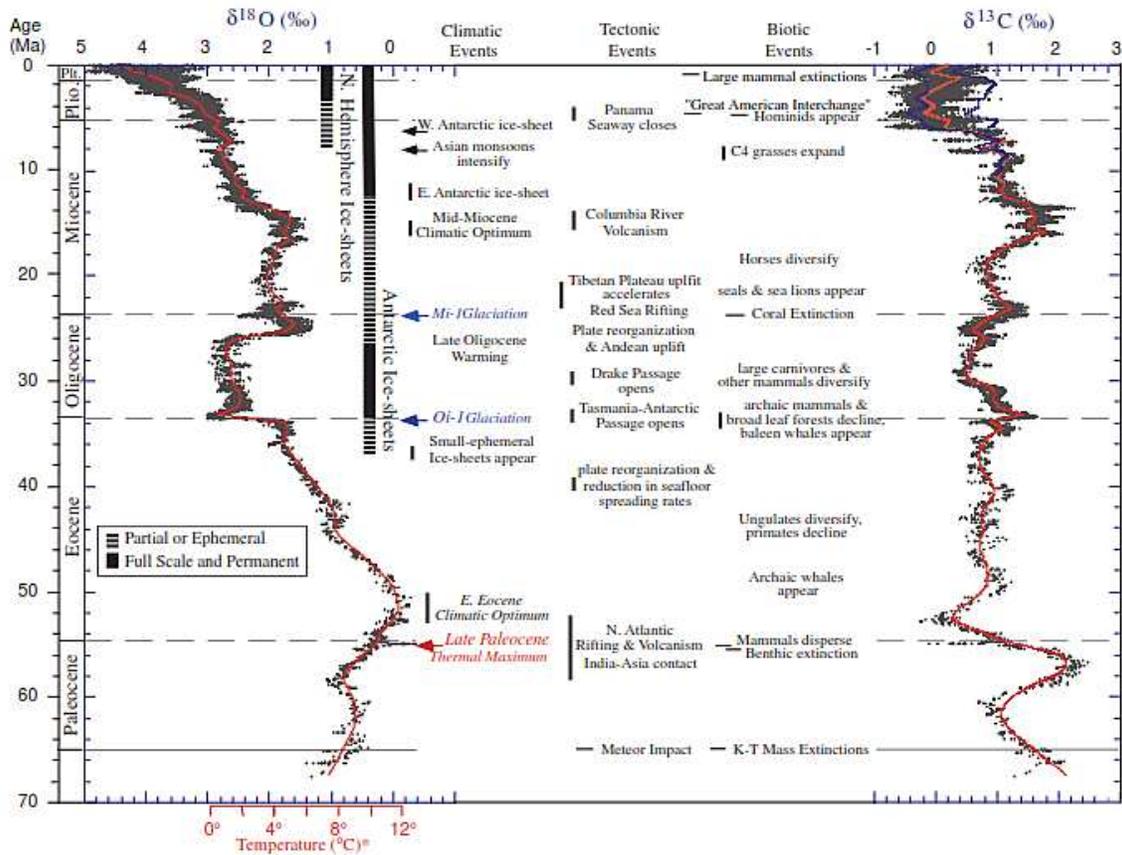


Figura 1.1. Registro de datos isótopos de carbono y oxígeno de sedimento marino que muestran la evolución climática de la Tierra sobre 65 millones de años (Zachos *et al.*, 2001).

El Eoceno temprano ha sido uno de los climas más cálidos que ha experimentado el planeta Tierra en los últimos 65 millones de años (figura 1.1), el cual tuvo lugar hace 55 – 50 Ma (Lunt *et al.*, 2012) y ha permanecido como uno de los grandes problemas no resueltos en paleoclima. Este problema se conoce como el *Problema del Clima Estable*, donde reconstrucciones paleoclimáticas de este periodo han demostrado que está caracterizado por temperaturas anuales continentales mucho más cálidas que las de hoy en día y además con un gradiente meridional de temperatura ampliamente reducido (Greenwood y Wing, 1995; Huber y Caballero, 2011), lo cual puede ser visto en las figuras 1.2 y 1.3. La temperatura promedio del planeta en este tiempo se estima a ser $13 \pm 2,6^{\circ}\text{C}$ más cálido que la temperatura atmosférica global promedio actual (Caballero y Huber, 2013) y una temperatura de aguas profundas $\sim 10^{\circ}\text{C}$ más que la actual

(Zachos *et al.*, 2001), esto significa la no existencia (o muy escasa presencia) de hielo en todo el planeta (Zachos *et al.*, 2008), esto obedece al hecho, entre otras cosas, al descubrimiento de flora y fauna intolerantes al frío en altas latitudes.

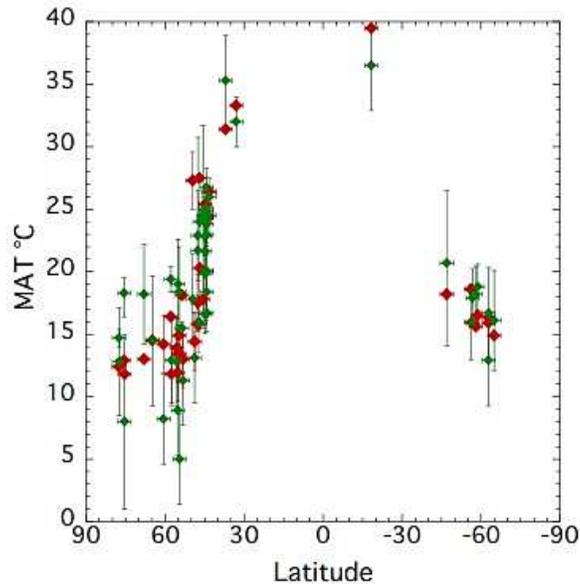


Figura 1.2. Perfil meridional de temperatura del Eoceno temprano Huber y Caballero (2011). En verde proxies paleoclimáticos y en rojo valores simulados en su trabajo. Estos proxies corresponden a análisis de hojas (LMA, Leaf Margin Analysis).

En cuanto a los gases de efecto invernadero, diferentes reconstrucciones paleoclimáticas han mostrado que la cantidad de concentración de CO_2 atmosférico fue ≥ 1000 ppm en el temprano Paleogeno, este rango aún permanece con cierta indertidumbre debido a diversos factores que afectan las reconstrucciones por proxies (ver Apéndice A), sin embargo, un trabajo realizado por Lowenstein y Demicco (2006) establece que el CO_2 atmosférico no puede caer bajo los 1125 ppm en el EECO (Early Eocene Climate Optimun), pero si pensamos en que este período de tiempo es aproximadamente dos grados más cálido que nuestro tiempo de estudio, se tiene que para el Eoceno temprano las cantidades de CO_2 atmosférico no deberían ser inferiores a 800 – 900 ppm, es decir, el CO_2 presente en Eoceno no puede caer bajo esta cantidad.

La mayor pregunta a cerca de este problema (*Clima Estable*) ha sido a cerca de cuáles son los mecanismos físicos capaces de mantener una temperatura tan elevada sobre todo en altas

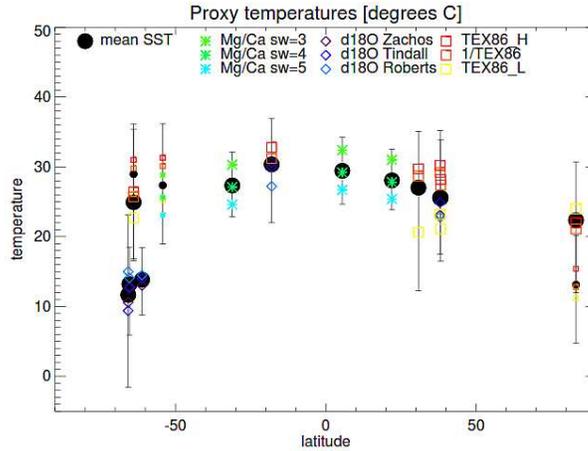


Figura 1.3. Perfil meridional de temperatura superficial del mar (SST) obtenidas mediante la recopilación de diferentes proxies realizada por Lunt *et al.* (2012). Grandes puntos en negro muestran la media de cada uno de ellos. Para mayor información se recomienda el trabajo citado.

latitudes. Diversos mecanismos han sido propuestos, todos ellos teniendo como base grandes cantidades de gases de efecto invernadero en la atmósfera, en particular, CO_2 . En un comienzo se pensaba en que el transporte de calor desde sectores de bajas latitudes hacia regiones polares era el responsable de este fenómeno (Sloan *et al.*, 1995), sin embargo, diversos trabajos con modelos numéricos de circulación general atmosférica han demostrado que este transporte de calor en Eoceno era muy similar al de hoy en día y por tanto no contribuye mucho a solucionar este problema (Heinemann *et al.*, 2009; Huber y Sloan, 2001). En contraste a lo anterior, mecanismos enfocados a cambios en forzamientos radiativos en altas latitudes han surgido como una explicación más plausible en la explicación de este débil gradiente, esto se traduce en buscar mecanismos físicos asociado a lo anterior y que sean capaces de mantener las temperaturas en bajas-medias latitudes y de incrementar considerablemente las temperaturas en altas latitudes, esto se conoce como la *Amplificación Polar* que será la esencia del presente trabajo.

Esta Amplificación Polar, tal como se dijo anteriormente, se basa en encontrar mecanismos de origen radiativos que sean capaces de elevar las frías temperaturas existentes en el polo sin modificar sustancialmente las temperaturas más cercanas al ecuador y así lograr este débil gradiente meridional. Dentro de estos procesos radiativos han surgido diversos enfoques pa-

ra intentar modelar este clima, entre ellos destacan la alteración en los parámetros orbitales que influye en la cantidad de radiación de onda corta incidente, inclusión de nubes polares estratosféricas (Sloan y Pollard, 1998; Sloan *et al.*, 1992), que se relacionan a la oxidación de metano como una potente fuente vapor de agua estratosférico, una alteración y mejoramiento en la distribución de la vegetación, la cual está directamente relacionada al albedo superficial, feedbacks radiativo convectivos (Abbot *et al.*, 2009*a,b*; Abbot y Tziperman, 2008*a,b*), los cuales están asociados a feedbacks por nubes convectivas en altas latitudes, entre otros. Dicho lo anterior, esta tesis se enfoca en intentar simular el clima del Eoceno temprano tomando como base los diferentes procesos radiativos y las altas concentraciones de CO_2 para tratar de conseguir y por supuesto explicar esta denominada *Amplificación Polar* del planeta Tierra. Por lo tanto, en este trabajo se intentará responder a preguntas como, ¿Que rol fundamental ocupa el hielo/nieve en el balance radiativo del planeta?, ¿Son capaces estos procesos radiativos de elevar la temperatura global promedio del planeta?, ¿Qué rol juega el CO_2 ?, ¿Es posible explicar este clima tan cálido sólo con procesos y agentes como los anteriores?, ¿Que papel juega la sensibilidad climática en el clima de la Tierra? y por sobre todo, ¿Por qué estudiar estos cálidos climas del pasado?.

Para responder a esta última pregunta, debemos pensar en el estado actual del clima terrestre, y sobre todo en las concentraciones de gases de efecto invernadero existentes. Debido a la rápida liberación de carbono (principalmente Dióxido de Carbono) que existe actualmente debido principalmente a la quema de combustibles fósiles y al desbalance entre lo que se libera y lo que se capta, cantidades tan altas de CO_2 podrían reocurrir en los próximos siglos (Archer *et al.*, 2009). Se estima que para el año 2400, se liberarán de forma antropogénica aproximadamente 5 Gigatoneladas de Carbono (Gt C) a la atmósfera desde el comienzo de la revolución industrial (Caldeira y Wickett, 2003), por lo tanto, tener conocimiento de la respuesta del sistema Tierra a tales cantidades de CO_2 puede ser muy útil al momento de realizar pronósticos a cerca del futuro escenario climático que podría tener nuestro planeta mediante la analogía a climas cálidos pasados (Pagani *et al.*, 2006).

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Circulación General Atmosférica

La atmósfera que rodea nuestro planeta está en un estado de movimiento continuo, el movimiento de las masas de aire a gran escala en la atmósfera tiene una gran importancia para el sistema climático, por ejemplo, el agua que es evaporada desde el océano vuelve a la tierra en forma de precipitación soportando así la vida de toda la biósfera terrestre. Estos movimientos atmosféricos son los responsables de transportar calor desde los trópicos hacia las regiones polares y por tanto minimizar abruptas transiciones meridionales de temperatura. Los vientos suministran momentum a las corrientes superficiales oceánicas las cuales transportan calor y trazadores oceánicos tales como sal y nutrientes. La circulación de la atmósfera es un componente clave del clima, dado que responde a gradientes de temperatura y humedad y ayudan a determinar su transporte de energía y humedad.

Las grandes masas de aire se mueven debido a la diferencia de presión que se establece entre las distintas latitudes como consecuencia de la diferencia de energía solar recibida en las distintas zonas de la Tierra, esto se conoce como la *Circulación General de la Atmósfera*.

En regiones polares la cantidad de radiación recibida es mucho menor en comparación a latitudes más cercanas al ecuador, por lo tanto, estas masas de aire actúan para distribuir este exceso de calor en el ecuador hacia latitudes más altas. El primer estudio acerca de este fenómeno fue dado por G. Hadley quien propuso que el aire más cálido en las zonas próximas al ecuador asciende y al transportarse hacia latitudes mayores, este aire más frío desciende, generando así una única celda de transporte en cada hemisferio. Esta corriente que se dirige hacia el

ecuador a niveles bajos, debe ser desviada por la rotación de la Tierra para convertirse en los denominados vientos alisios. En cuanto a la corriente superior, que retorna hacia el polo también debe ser desviada convirtiéndose en los vientos superiores del oeste (Corrientes en chorro) que, al descender, deben constituir los vientos del oeste en superficie, sin embargo, observaciones posteriores mostraron que estas corrientes en superficie derivaban hacia el polo y no hacia el ecuador. A raíz de esto, J. Thomson y W. Ferrel establecieron esquemas que mostraban la existencia de circulaciones indirectas e inducidas por fricción originadas en latitudes medias y altas, dando lugar a las denominadas celdas de Ferrel y Polar.

Actualmente, se ha caracterizado (en parte) la circulación general atmosférica con una celda principal (Hadley) y dos celdas secundarias (Ferrel y Polar), y con los datos disponibles además se conocen zonas bien delimitadas donde existen bajas y altas presiones a lo largo de un meridiano. En la zona ecuatorial y los $\sim 60^\circ$ de latitud existe una zona de bajas presiones, en donde el aire asciende verticalmente, por su parte, las altas presiones se ubican entre los $30 \sim 40^\circ$ de latitud y los polos y es en donde el aire desciende. Por lo tanto, se tienen zonas de convección (el ecuador y $\sim 60^\circ$ de latitud), en donde existe un ascenso de aire debido al calentamiento del mismo y zonas de subsidencia ($30 \sim 40^\circ$ de latitud y los polos) en donde esta parcela de aire, al trasladarse hacia latitudes mayores en altura se enfría y desciende.

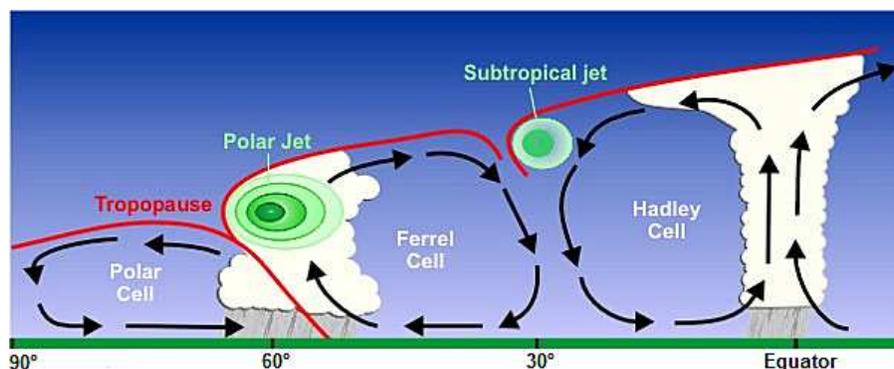


Figura 2.1. Sección transversal de Circulación General Atmosférica.

Resumiendo lo anterior, el aire cálido en el ecuador asciende hasta niveles cercanos a la tropopausa debido a su menor densidad respecto del medio, luego comienza a desplazarse hacia el polo y es desviado por la acción de la fuerza de Coriolis y además existe una pérdida de

calor, comenzando así un descenso del aire. Este descenso (subsistencia) de aire se da en la intersección de las celdas Hadley y Ferrel; lo que genera en altura la denominada corriente en chorro subtropical (Jet subtropical) las cuales son vientos de alta velocidad, a gran altura y en dirección oeste-este (también existe el jet Polar asociado a la subsistencia de la celda de Ferrel y Polar); a medida que el aire desciende se comprime y se calienta adiabáticamente lo que genera una pérdida en la humedad relativa de la parcela. Este descenso de aire seco propicia la formación de desiertos en el planeta en estas latitudes (horse latitudes), tal como lo muestra la figura 2.2. Una vez que el aire ha alcanzado la superficie, la rama de retorno al ecuador también es desviada por la fuerza de Coriolis, dando lugar a los vientos alisios y posteriormente, convergen en el ecuador dando lugar a la Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ por sus siglas en inglés) que como ya se mencionó, es una zona de bajas presiones, con gran convección atmosférica y por consiguiente abundante precipitación.

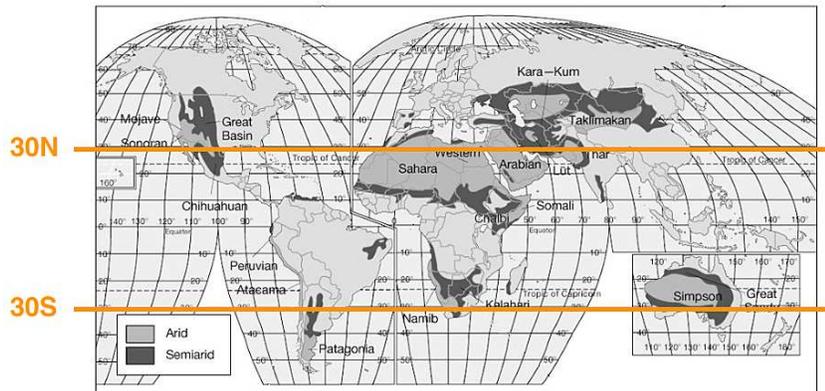


Figura 2.2. Distribución espacial de los principales desiertos del planeta.

Por lo tanto, el transporte de calor se realiza principalmente mediante la contribución de la celda principal de Hadley y estas corrientes en chorro, y en menor grado por las dos celdas restantes.

2.2. Circulación General Oceánica

El océano juega diferentes roles fundamentales en el sistema climático terrestre. Esos roles están relacionados a propiedades físicas claves tales como el bajo albedo que lo transforma en un gran captador de radiación solar, tiene una gran capacidad calórica, lo que se traduce en un gran transportador de calor y otras propiedades físicas de una región a otra a gran distancia. El océano recibe más de la mitad de la energía entrante al sistema climático y además es la primera fuente de calor y vapor de agua para la atmósfera. Por otra parte, la gran capacidad de los océanos para almacenar calor permite la reducción de la magnitud del ciclo estacional en la temperatura superficial almacenando calor en verano y liberándolo lentamente en invierno. La energía transportada desde el ecuador hacia los polos por el océano es muy importante en la reducción del gradiente de temperatura, al igual que con la atmósfera. En adición a estos efectos físicos directos sobre el sistema climático, el océano puede afectar indirectamente el clima a través de procesos químicos y biológicos, es decir, el océano es un gran reservorio de elementos químicos que forman la atmósfera terrestre y por tanto el intercambio de gases a través de la interfase agua-aire controla la concentración de trazadores químicos como oxígeno, carbono y nitrógeno entre otros que son importantes en la determinación de características radiativas y químicas de la atmósfera.

La primera fuente de calor para el océano es la radiación solar que penetra a través del tope de la superficie oceánica en donde la mayoría del flujo de energía solar que llega al océano es absorbida en los primeros 100 metros. Debido a esto y al enfriamiento por evaporación y la transferencia de calor sensible a la atmósfera que ocurre en la superficie, debe haber un flujo ascendente de energía en la parte superior del océano para mantener el balance energético entre lo perdido en superficie y el calentamiento subsuperficial. La mezcla en la capa superficial del océano se facilita mucho con el suministro de energía mecánica por los vientos y su interacción con ondas sobre la superficie del agua, esto lleva a una circulación forzada por el viento. Vientos que soplan sobre el océano transfieren ondas de energía cinética al agua que resulta en movimiento turbulento del agua aún en presencia de estratificación de densidad y también así como corrientes oceánicas. Dicho lo anterior, la circulación oceánica a gran escala está dada por la circulación forzada por el viento y también por la circulación termohalina (asociada a

variaciones de densidad).

En cuanto a la circulación forzada por el viento, la transferencia de momentum ejercido por el viento a la superficie oceánica es el principal medio para forzar la circulación oceánica en superficie. Los patrones anuales de viento a gran escala corresponden a vientos alisios (del este) en los trópicos y del oeste al sur de los 30° de latitud (en ambos hemisferios). Estas corrientes superficiales están dispuestas en patrones coherentes con grandes circulaciones llamados *gyres* (giros) los que ocupan la mayor parte del océano (figura 2.3). Entre estos *gyres* (ciclónicos o anticiclónicos) podemos encontrar las Corrientes de Borde Oriental (p. ej. California, Chile-Perú, etc) y Occidental (p. ej. del Golfo, del Labrador, etc).

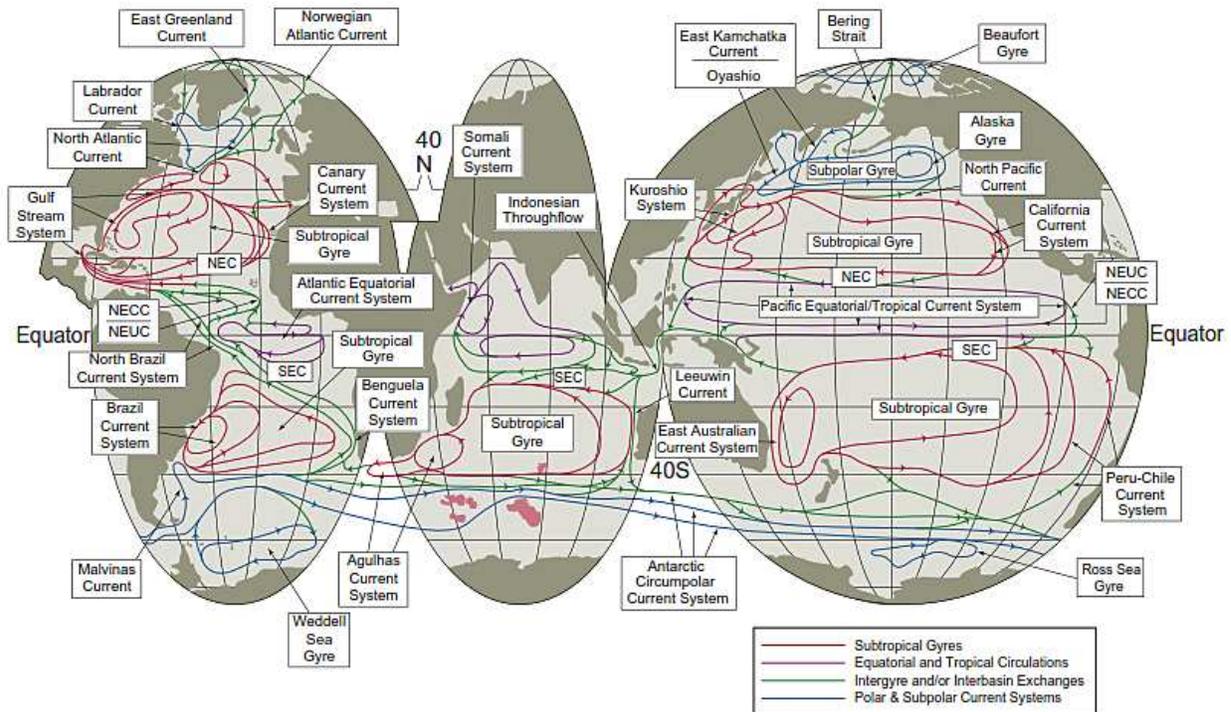


Figura 2.3. Esquema de Circulación Superficial del Océano, tomada desde libro *Descriptive Physical Oceanography: an introduction* (Talley et al., 2011).

La descripción para la circulación en el oceánico profundo dice relación al forzamiento debido a gradientes de densidad, esto se conoce como Circulación Termohalina. Esta circulación puede ser dividida en dos celdas principales mayores. La primera con formación de agua densa

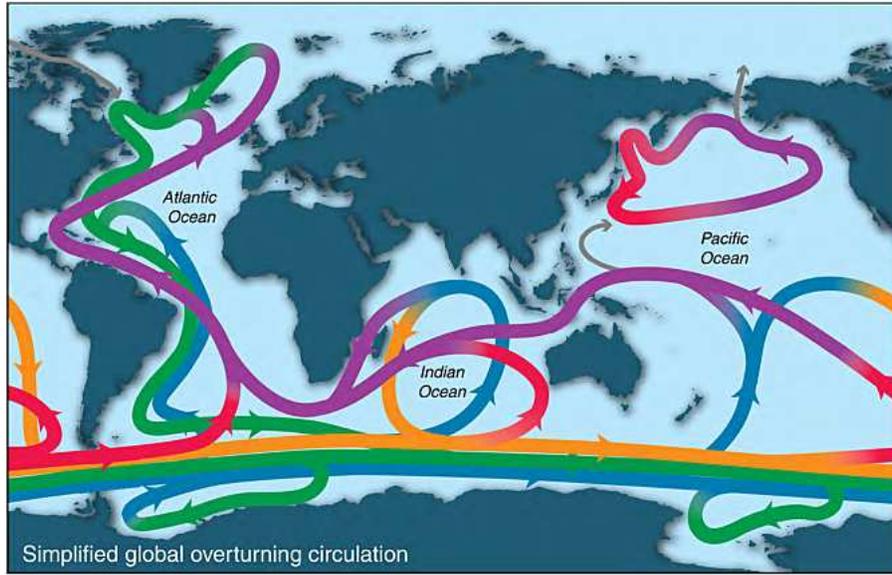


Figura 2.4. Esquema simplificado de la circulación profunda del océano tomada de Talley *et al.* (2011). En verde NADW, azul corresponde a AABW, en púrpura corresponde a agua superficial, en rojo aguas intermedias.

al norte del Atlántico (NADW) y la segunda con formación de agua densa al rededor de Antártica (AABW), las cuales están interconectadas en el Océano Austral. Existe una tercera celda mucho más débil y desconectada de las anteriores en el norte del océano Pacífico, la cual forma una pequeña cantidad de agua intermedia (NPIW). Un esquema acerca de esta circulación se muestra en la figura 2.4.

En cuanto a la formación de aguas profundas en el Atlántico norte, se tiene que agua caliente y salada fluye hacia el polo desde latitudes medias, donde la Corriente del Golfo da una importante fuente de tal agua. Esta agua es llevada lejos hacia el polo a los mares de Noruega y Groenlandia, donde esta se expone a temperaturas atmosféricas muy frías. El enfriamiento de esta agua salada produce agua que es suficientemente densa para hundirse a grandes profundidades. El agua superficial en altas latitudes del Hemisferio Sur es relativamente fresca (dulce), debido al exceso de precipitación por sobre evaporación en esas latitudes, y no hay corriente cálida de borde occidental para llevar calor, agua salada hacia el polo, ya que la corriente circumpolar inhibe el transporte eficiente de agua desde latitudes medias a latitudes polares en los océanos del sur. Alguna agua salada alcanza la superficie del sur de océano polar fluyendo hacia el sur a profundidades intermedias y surgiendo en altas latitudes en el Atlántico Sur.

Esta agua también está mejorada en cuanto a nutrientes, ya que a pasado algo de tiempo en profundidades intermedias, donde nutrientes pueden ser disueltos desde la caída de detritos y organismos fotosintéticos no existen para consumir los nutrientes. En el mar de Weddell, que es la región fuente de mucha del agua profunda de la Antártica, la formación de agua muy densa es más dependiente de la formación de hielo marino. Cuando el hielo es formado desde el agua marina, la sal es rechazada desde su estructura cristalina, resultando en la formación de agua muy salada, que añade sal al agua inmediatamente bajo el hielo y así aumenta esta densidad. Esta agua fría y salada es suficientemente densa para hundirse al fondo del Atlántico.

Desde esos dos lugares, el agua se propaga en la profundidad para llenar los Océanos Pacífico e Índico, donde el agua gradualmente surge hacia la superficie. Dado que el Pacífico norte es el lugar más alejado de esos dos lugares, el agua a profundidades intermedias en el Pacífico Norte es agua oceánica *vieja o antigua* en el sentido que ha sido un largo tiempo desde que esta agua fue expuesta a la atmósfera. El hecho que esta agua vieja no está en el fondo oceánico sugiere que el agua profunda formada en el Atlántico surge lentamente en otro lugar, como podría ser requerido por la conservación de las masas de agua. Las regiones del océano donde el agua profunda puede ser formada constituye una pequeña fracción del área superficial total del océano. Se estima que el tiempo requerido para reemplazar el agua en el océano profundo a través del downwelling en esas regiones de formación de agua profunda es del orden de mil años. Podemos llamar a esto el tiempo de reposición del océano.

2.3. Componentes Climáticos

A continuación se describen componentes climáticos capaces de modificar o que juegan un rol fundamental en el clima a gran escala utilizados en esta tesis.

2.3.1. Gases de efecto invernadero

Dentro de la composición atmosférica, existen al rededor de 20 gases, pero sólo unos pocos de ellos tienen un efecto radiativo importante en lo que a modificación climática respecta.

Dentro de estos gases, los principales constituyentes atmosféricos (naturales¹) que poseen un alto impacto climático son el dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) y vapor de agua.

- Dióxido de Carbono: Este gas es el más importante dentro de todos los nombrados anteriormente, si bien su impacto radiativo no es tan alto, su presencia en la atmósfera es muy alta, en donde su ciclo abarca los reservorios en el océano, atmósfera y el suelo terrestre. El CO_2 es un gas proveniente de la quema de carbono, y es por ello que la mayor presencia de carbono en la atmósfera es en forma de este gas. El intercambio de carbono entre el océano y la atmósfera es relativamente rápido, por tanto el tiempo de renovación o recambio de este gas es entre 4 a 12 años (Forster *et al.*, 2007), sin embargo, el tiempo requerido para el cual este constituyente atmosférico alcance un nuevo estado de equilibrio en respuesta a una perturbación es mucho mayor, al rededor de 50 a 200 años (Hartmann, 1994). Esto se debe a la baja tasa a la cual el carbono es intercambio entre el océano superficial y las aguas profundas.

Las moléculas de este gas son transparentes a la radiación solar de onda corta, y por el contrario, son fuertes absorbedoras de radiación de onda larga (infrarroja) procedente de la superficie terrestre (Peixoto y Oort, 1992), esto está directamente relacionado al tamaño de la molécula y la longitud de onda que la incide.

- Metano: Este gas entra a la atmósfera mayoritariamente mediante ambientes anaeróbicos, tales como, humedales, plantaciones de arroz y descomposición de materia orgánica, si bien su impacto radiativo es un poco mayor que el dióxido de carbono, su concentración en la atmósfera es en menor cantidad, es por ello que su medición se realiza en partes por billón (ppb) en vez de partes por millón (ppm) y además su tiempo de vida en la atmósfera es de alrededor de 9-12 años (Forster *et al.*, 2007).
- Óxido Nitroso: Si bien su concentración atmosférica es pequeña, su potencial invernadero está muy por encima que incluso el metano. Este gas es producido por fuentes biológicas

¹Se exceptúan los gases de tipo halocarbonos, tales como clorofluorocarbonos (CFCs), si bien su potencial invernadero es enorme, su origen es exclusivamente antropogénico.

en el suelo y agua y destruido en la estratósfera. A diferencia de los gases anteriores, el tiempo de vida en la atmósfera del N_2O es al rededor de 114 años (Forster *et al.*, 2007).

- Vapor de agua: Es el mayor gas de efecto invernadero, este se condensa para formar nubes e influye directamente en la cantidad de radiación solar reflejada y radiación infrarroja absorbida. El vapor de agua junto con las nubes proporcionan al rededor del 80 % del efecto invernadero de estas décadas (Hartmann, 1994). La fuente y sumidero de este gas corresponden a la evaporación y condensación respectivamente. Debido a esto último, su tiempo de vida es muy corto, que puede variar entre días y semanas.

En lo descrito anteriormente, se han obviado las fuentes de origen antropogénico que alteran el clima, tales como quema de combustibles fósiles, cambio en el uso de suelo, deforestación, producción masiva de ganadería, etcétera, pues no apuntan al objetivo de esta tesis.

2.3.2. Albedo

La cantidad de radiación solar reflejada y absorbida por la superficie terrestre es una de las principales causas del clima existente en cierto periodo de la evolución climática terrestre. El parámetro que relaciona lo anterior se conoce como albedo, y al ser dependiente de la superficie, existen diferentes albedos para cada tipo de suelo (tabla 2.1). Si bien existe un albedo promedio de la Tierra ($\sim 0,4$), éste varía meridionalmente, por ejemplo, en zonas polares en donde existe una alta presencia de hielo, nieve y nubes y el ángulo cenital es alto, el albedo posee grandes valores, lo mismo ocurre sobre superficies brillantes en regiones tropicales y subtropicales donde prevalecen nubes gruesas y desiertos como el Sahara. Lugares de bajos albedos están situados en regiones oceánicas tropicales en donde nubes están escasamente distribuidas, por lo tanto dicho lo anterior, en términos generales el albedo se incrementa con la latitud.

El albedo es capaz de determinar o modificar tanto el clima local de cierta región del planeta o del planeta en su totalidad. Para este último caso, consideremos los periodos del Oligoceno y Mioceno (figura 1.1) en donde ocurrieron glaciaciones a nivel global. Si una capa de hielo continental comienza a expandirse hacia latitudes menores, existe una mayor(menor) cantidad de radiación reflejada(absorbida) por la superficie terrestre, esto produce cada vez un mayor

enfriamiento y consiguientemente una mayor expansión de la capa de hielo hasta entrar a un periodo que se conoce como *snowball Earth*. Lo anterior acompañado de otros factores como baja concentración de dióxido de carbono y baja radiación solar. Por lo tanto, es un parámetro muy importante que con variaciones muy pequeñas a nivel global puede tener un efecto amplificador similar al aumentar varias veces la concentración de gases de efecto invernadero.

Tipo de Superficie	Rango (%)	Valor Típico (%)
Agua		
Agua profunda: poco viento, baja altura	5 – 10	7
Agua profunda: hartado viento, alta altura	10 – 20	12
Superficie al descubierto		
Tierra oscura húmeda	5 – 15	10
Tierra gris húmeda	10 – 20	15
Suelo seco, desierto	20 – 35	30
Arena mojada	20 – 30	25
Arena seca liviana	30 – 40	35
Pavimento de asfalto	5 – 10	7
Pavimento de concreto	15 – 35	20
Vegetación		
Vegetación corta de color verde	10 – 20	17
Vegetación seca	20 – 30	25
bosque conífero	10 – 15	12
Nieve y hielo		
Bosque con cubierta superficial de nieve	20 – 35	25
Hielo marino, sin cubierta de nieve	25 – 40	30
Nieve derretida antigua	35 – 65	50
Nieve seca	60 – 75	70
Nieve fresca	70 – 90	80

Tabla 2.1. Lista de albedos para diferentes superficies indicados en porcentajes (Hartmann, 1994).

2.4. Feedbacks Climáticos

Intentar explicar de forma robusta los mecanismos físicos que son capaces de mantener esta elevada temperatura del Eoceno temprano ha llevado a un gran número de investigaciones al respecto, ya se vió el transporte de calor como una de las posibles explicaciones, sin embargo, en esta sección se pretende explicar diferentes feedbacks que podrían explicar lo anterior. Un feedback (o retroalimentación) corresponde a la acción de una perturbación en el sistema en donde posterior a ésta, se genera un punto no estable y por tanto un punto de no retorno, generando así, una perturbación cada vez mayor. Estos feedbacks pueden ser de dos tipos: rápidos y lentos. El primero de ellos está asociado a cambios en el contenido de vapor de agua, nubes, cubierta de nubes y hielo marino, por el contrario, los feedbacks de acción más lenta incluyen cambios en las capas de hielo, cubierta de vegetación, así como modificaciones en la composición atmosférica, la cual es resultado de la alteración de los ciclos biogeoquímicos (Caballero y Huber, 2013). A continuación se describen los feedbacks de interés en esta investigación.

2.4.1. Feedback Albedo nieve-hielo

De acuerdo al cuadro 2.1, el albedo del hielo/nieve es muy superior a los demás, por lo tanto, una variación (expansión o disminución) en la cubierta de éste tiene un gran efecto. Este feedback actúa de la siguiente manera: si el albedo planetario disminuye, es decir, existe una contracción de la capa continental superficial de hielo debido a una perturbación en la temperatura media global, la cantidad de radiación absorbida aumenta lo que genera un mayor flujo de radiación de onda larga y por tanto un aumento en la temperatura atmosférica (Hartmann, 1994). Matemáticamente se puede expresar como sigue.

La absorptividad planetaria (a_p) y albedo planetario (α_p) forman la unidad

$$a_p(x, x_i) + \alpha_p(x, x_i) = 1 \quad (2.1)$$

con $x = \sin(\phi)$ y x_i la posición de la línea de hielo. Este feedback es introducido asumiendo que la formación de hielo ocurre cuando la temperatura cae bajo un valor crítico, por tanto

el albedo adopta una abrupta transición a la temperatura en que la capa superficial de hielo persiste durante todo un año,

$$\alpha_p = \begin{cases} \alpha_{\text{no-hielo}}, & T_s > -5^\circ\text{C} \\ \alpha_{\text{hielo}}, & T_s < -5^\circ\text{C} \end{cases} \quad (2.2)$$

Valores típicos para $\alpha_{\text{ice-free}}$ y α_{ice} son 0.3 y 0.62 respectivamente. Debido a la disminución(aumento) de la absortividad(albedo) con la latitud, en un modelo de balance de energía, podemos expresar

$$a_p(x, x_i) = \begin{cases} a_0 + a_2 P_2(x), & T_s > -5^\circ\text{C}; \quad |x| < |x_i| \\ b_0, & T_s < -5^\circ\text{C}; \quad |x| > |x_i| \end{cases} \quad (2.3)$$

con $P_2(x) = 0,5 \cdot (3 \sin^2 x - 1)$ el Polinomio de Legendre de segundo orden. Valores realistas de a_0 y a_2 son 0.7 y -0.175 respectivamente (Hartmann y Short, 1979).

2.4.2. Feedback por nubes

La presencia y/o ausencia de nubes en la atmósfera terrestre también es de gran importancia para el clima. Las propiedades radiativas de nubes en un balance de energía son definidas por su albedo, insolación, altura y temperatura de sus bordes superior e inferior, la cantidad de nubes y su espesor óptico (Hartmann, 1994; Kagan, 2006). Esos factores generan cambios simultáneos en la radiación de onda corta y larga, por tanto el efecto de la nubosidad puede llevar a un aumento o a una disminución en la temperatura superficial. Esto se manifiesta en que las nubes pueden generar tanto un feedback positivo como negativo (Kagan, 2006).

El albedo de nubes prácticamente dobla al albedo promedio de la Tierra desde un 15 % a un 30 % y además éstas reducen la emisión de onda larga por al rededor de unos 30 Wm^{-2} (Hartmann, 1994).

Un aumento en la temperatura provocará una mayor convección y por tanto, ascenso de vapor de agua, luego se forman nubes que retienen mayor cantidad de radiación de onda larga

y por tanto un mayor aumento en la temperatura atmosférica. Por tanto, las nubes actúan como un forzante de onda larga, es decir, reducen la OLR (Outgoing Longwave Radiation) y así contribuyen positivamente al calentamiento de la atmósfera terrestre. Sin embargo, no todas las nubes actúan de la misma forma, Hartmann *et al.* (1992) concluyeron que nubes bajas, las cuales prevalecen en altas latitudes poseen un gran y negativo efecto radiativo, a diferencia de las nubes asociadas a procesos convectivos, las que podrían tener un CRF positivo en altas latitudes a baja insolación solar. Esto último es lo que se propone en esta tesis.

2.4.3. Feedback de vapor de agua

Este mecanismo corresponde a uno de los feedbacks más poderosos y que está asociado a presión de saturación del vapor de agua. Al aumentar la temperatura del aire, la cantidad de vapor de agua en un aire saturado aumenta, y como se mencionó anteriormente, el vapor de agua es el gas de efecto invernadero más importante dentro de la atmósfera, por tanto, aumentar el contenido de éste, aumentará considerablemente el efecto invernadero de la atmósfera y elevará aún más la temperatura atmosférica, de esta forma, este mecanismo constituye un poderoso feedback positivo de onda larga, que dentro de sus características posee una magnitud superior al feedback por nubes (Huang, 2013).

2.5. Sensibilidad Climática

Predecir la respuesta climática a perturbaciones de gases de efecto invernadero post pre-industrial es uno de los grandes desafíos de la ciencia climática. Un parámetro clave en esas predicciones es la sensibilidad climática (ΔT_{eq}), que es, el cambio en la temperatura atmosférica global promedio ante una variación en un forzamiento radiativo dado (ec. 2.4). Generalmente, se expresa como el cambio en la temperatura global promedio ante un doblamiento de dióxido de carbono (CO_2), o el equivalente a un forzamiento radiativo de $3,71 \text{ W/m}^2$.

$$\Delta T_{\text{eq}} = \frac{\Delta T}{\Delta R} \quad (2.4)$$

donde ΔT es el cambio en la temperatura y ΔR el cambio en el forzamiento radiativo, si bien este último término se puede expandir en más subterminos, para propósitos de este trabajo basta con entenderlo de la forma anterior. La perturbación radiativa del sistema climático es aumentada (debilitada) por varios feedbacks positivos (negativos), los cuales operan a diferentes escalas de tiempo. Para procesos de cambio climático en los próximos siglos, la ΔT_{eq} es restringida generalmente a feedbacks rápidos, tales como nubes y hielo marino (Huber, 2013). Dicho lo anterior, se hace imperioso categorizar tales procesos en *lentos* o *rápidos*. Para propósitos de este trabajo, en estudios paleoclimáticos existe una distinción operacional entre procesos *rápidos* y *lentos* en relación a las escalas de tiempo de la respuesta de temperatura medida en los paleodatos, donde *rápidos* aplica a procesos de hasta escalas centenales y *lentos* a procesos con escalas de tiempo cercanas a milenios o mayores (Members *et al.*, 2012). De esta forma, climas con presencia de feedbacks negativos poseen una ΔT_{eq} más baja que climas más cálidos.

Para este trabajo, la sensibilidad climática de Eoceno ($\Delta T_{\text{eq,E}}$) será calculada mediante la ecuación,

$$\Delta T_{\text{eq,E}} = \frac{\Delta T}{\ln(\text{CO}_2)} \cdot \ln(2) \quad (2.5)$$

donde $\Delta T = T_{\text{E}} - T_{\text{F}}$, con T_{E} la temperatura global promedio de la simulación tras la inyección de CO_2 y T_{F} la temperatura alcanzada por los feedbacks impuestos. $\text{CO}_2 = p\text{CO}_{2,\text{E}}/p\text{CO}_{2,\text{PI}}$, donde $p\text{CO}_{2,\text{E}}$ corresponde al CO_2 inyectado para alcanzar la temperatura global promedio dada por los proxies y $p\text{CO}_{2,\text{PI}}$ la presión parcial de CO_2 al nivel pre-industrial.

2.6. Modelo DCESS

El modelo DCESS es un modelo global del Sistema Tierra de baja complejidad y resolución espacial, éste cuenta con los módulos de atmósfera, océano, sedimento oceánico, biósfera terrestre y litósfera (Shaffer *et al.*, 2008). Debido a que en esta tesis el objetivo principal es la explicación de la Amplificación Polar, en estas simulaciones se trabajó principal y únicamente con el módulo de atmósfera, es por ello que se pone mayor énfasis en la descripción de este

módulo que en los restantes.

2.6.1. Geometría

La geometría descrita aquí corresponde a la geometría estándar utilizada en el modelo, en el Capítulo 3 se presenta la modificación para Eoceno.

La geometría corresponde a un hemisferio de 360° de ancho y dos zonas latitudinales (bajas-medias y altas latitudes) dividida en la línea de 52° . El módulo de océano es de 270° de ancho y se extiende desde el ecuador hasta 70° de latitud (Fig. 2.5). De esta forma, el océano cubre el 70.5% de la superficie terrestre.

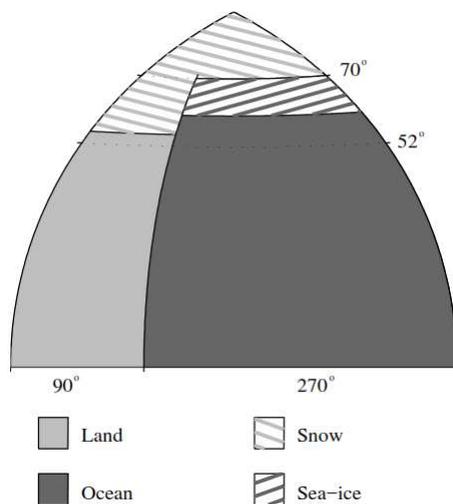


Figura 2.5. Geometría estándar de modelo DCESS, (Shaffer *et al.*, 2008).

2.6.2. Módulo Atmósfera

Este módulo utiliza un modelo de balance de energía para obtener la temperatura atmosférica cerca de la superficie, T_a ($^\circ\text{C}$). Este balance está forzado por la insolación anual media, el transporte meridional de calor sensible y latente y los intercambios océano-aire, además de lo anterior, este módulo contiene el feedback de albedo nieve-hielo (sección 2.4.1) y el efecto del

hielo marino. La temperatura atmosférica para cada zona ($0 - 52^\circ$ y $52 - 90^\circ$), $T_a^{l,h}$, se obtiene integrando este balance de energía sobre las zonas, es decir,

$$\frac{dT_a^{l,h}}{dt} = \frac{1}{A^{l,h} \rho_0 C_p b^{l,h}} \left\{ \pm F^{\text{merid}} - a^2 \int_0^{360} \int_{0,52}^{52,90} (F^{\text{toa}} - F^{\text{T}}) \cos(\theta) d\phi d\xi \right\} \quad (2.6)$$

donde $A^{l,h}$ corresponde al área superficial de cada zona, C_p la capacidad calórica, ρ_0 es la densidad de referencia del agua igual a $1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $b^{l,h}$ el espesor de cada zona escogidos para producir los ciclos estacionales observados, a corresponde al radio de la Tierra, θ y ξ la latitud y longitud respectivamente. Además, F^{merid} es la pérdida (latitudes bajas-medias) o ganancia (altas latitudes) de calor debido al transporte meridional a través de la división en 52° , F^{toa} y F^{T} son los flujos verticales de calor a través del tope de la atmósfera y la superficie oceánica respectivamente. Tal como es de esperar, en este módulo se impone la condición de borde de que no existe flujo en el ecuador ni el polo. La ecuación 2.6 nos dice la temperatura atmosférica global promedio de cada zona, sin embargo, la distribución latitudinal de T_a está dada por un Polinomio de Legendre en el seno de la latitud,

$$T_a(\theta) = T_0 + T_1 P_2(\sin \theta) \quad (2.7)$$

pero $P_2(\sin \theta) = (1/2) \cdot (3 \sin^2 \theta - 1)$, luego,

$$T_a(\theta) = T_0 + \frac{T_1}{2} (3 \sin^2 \theta - 1) \quad (2.8)$$

donde θ es la latitud y los coeficientes T_0 y T_1 son determinados separadamente en cada zona, asumiendo que la SST sobre los dos rangos de latitudes ($0^\circ - 52^\circ$ y $52^\circ - 90^\circ$) son iguales a la misma temperatura atmosférica promedio. La razón para esta elección es que los las escalas típicas de eddies meridionales que transportan calor son de $20^\circ - 30^\circ$ (Stone, 1984), y el transporte no debe responder a una estructura de pequeña escala (Wang *et al.*, 1999).

El transporte meridional de calor está dado por

$$F^{\text{merid}} = - \left[K_t + L_v K_q \exp \left(\frac{-5420}{T_a} \right) \right] \left| \frac{\partial T_a}{\partial \theta} \right|^{m-1} \frac{\partial T_a}{\partial \theta} \quad (2.9)$$

donde K_t es el coeficiente de intercambio de calor sensible, L_v el calor latente de condensación y K_q el coeficiente de intercambio de calor latente. Por su parte, el flujo de humedad está dado por,

$$E^{\text{merid}} = -K_q \exp \left(\frac{-5420}{T_a} \right) \left| \frac{\partial T_a}{\partial \theta} \right|^{m-1} \frac{\partial T_a}{\partial \theta} \quad (2.10)$$

donde m varía con la latitud (Stone y Miller, 1980) y teniendo esto en cuenta, se toma $m = 2,5$ a 52° . Para el flujo terrestre emitido, Budyko (1969) desarrolló una expresión empírica que relaciona el flujo infrarrojo emitido con la temperatura superficial y la fracción de cubierta nubosa

$$F_\infty^\uparrow(x, T_s) = A + BT_s - (a_1 + B_1 T_s)n \quad (2.11)$$

donde n es la fracción de nubosidad y A , B , a_1 y B_1 son constantes empíricas. Sin embargo, normalmente se puede despreciar el segundo término en la ecuación 2.11 debido a la compleja relación entre el campo de radiación y el albedo superficial (Liou, 2002), luego podemos reescribir

$$F_\infty^\uparrow(x, T_s) = A + BT_s \quad (2.12)$$

El significado físico de relación lineal entre el flujo terrestre emitido y la temperatura superficial es que dado que los perfiles de temperatura tienen más o menos la misma forma en todas las latitudes, el enfriamiento por este tipo de radiación, que depende de la temperatura en todos los niveles, se puede expresar en términos de la temperatura superficial. Esta formulación incluye implícitamente todos los feedbacks de onda larga, es decir, toma en cuenta el efecto de

las nubes y la mezcla activa en la atmósfera (Kagan, 2006). Luego, para el flujo de calor en el tope de la atmósfera tomamos el balance neto entre la radiación de onda larga saliente y la radiación de onda corta incidente, esto es,

$$F^{\text{toa}} = A + BT_a - (1 - \alpha)Q \quad (2.13)$$

donde $A + BT_a$ es la radiación de onda larga, α el albedo planetario dependiente de la latitud y Q la radiación de onda corta incidente dada por

$$Q = \frac{Q_0}{4} \left\{ 1 + \frac{Q_2}{2} [3 \sin^2 \theta - 1] \right\} \quad (2.14)$$

El forzamiento de los gases de efecto invernadero, es modelado tomando que A depende de la desviación de las presiones parciales atmosféricas de los gases abarcados en el modelo respecto de su valor pre-industrial (PI), es decir,

$$A = A_{\text{PI}} - (A_{\text{CO}_2} + A_{\text{CH}_4} + A_{\text{N}_2\text{O}}) \quad (2.15)$$

donde las presiones parciales para A_{CO_2} , A_{CH_4} y $A_{\text{N}_2\text{O}}$ son (Myhre *et al.*, 1998):

$$A_{\text{CO}_2} = 5,35 \ln \left(\frac{C}{C_0} \right)$$

$$A_{\text{CH}_4} = 0,036(\sqrt{M} - \sqrt{M_0}) - [f(M, N_0) - f(M_0, N_0)]$$

$$A_{\text{N}_2\text{O}} = 0,12(\sqrt{N} - \sqrt{N_0}) - [f(M_0, N) - f(M_0, N_0)]$$

con $f(M, N) = 0,47[1 + 2,01 \times 10^{-5}(MN)^{0,75} + 5,31 \times 10^{-15}M(MN)^{1,52}]$ y las letras C , M y N hacen referencia a CO_2 , CH_4 y N_2O respectivamente. El subíndice 0 indica la concentración

en el estado no perturbado. Para el intercambio de calor aire-océano, se toma la expresión de Haney (1971)

$$F^T = -L_0 - K_{AS}(T_a^{l,ghi} - T_o^{l,h}) \quad (2.16)$$

donde L_0 es el calentamiento solar directo de la capa superficial oceánica igual a 30 y 0 Wm^{-2} para las zonas de bajas-medias y altas latitudes respectivamente, K_{AS} la constante de transferencia igual a 30 $\text{Wm}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, pero cero para zonas cubiertas por hielo marino, $T_a^{l,ghi}$ corresponde a la temperatura atmosférica media para el sector de bajas-medias latitudes y para la parte libre de hielo del sector de altas latitudes y $T_o^{l,h}$ la temperatura superficial del océano para ambas cajas.

Para una visión de los módulos restantes se sugiere Shaffer *et al.* (2008).

Capítulo 3

Metodología

3.1. Parámetros Fijos o Geométricos

Para llevar a cabo estas simulaciones se debe tener en cuenta que el modelo DCESS tiene una estructura estándar de acuerdo a su construcción inicial, por tanto, hay un gran número de variables, parámetros, mecanismos, etc. que deben ser revisados y cambiados para llevarlo al escenario del presente trabajo. Tal como se mencionó en el capítulo 1 del presente informe, la paleogeografía y paleobatimetría hace ~ 55 Ma atrás era algo diferente de los valores que conocemos actualmente, es por ello que uno de los primeros pasos es cambiar la batimetría estándar usada por el modelo DCESS a una batimetría más realista al tiempo de estudio, lo anterior se debe al gran impacto que tiene la no existencia de hielo en Eoceno. Se estima que al no haber hielo, el nivel cero del mar corresponde a 100 metros por sobre el valor actual, en otras palabras, necesitamos un aumento en 100 metros en el nivel del mar. Para ello se utilizan datos de batimetría provenientes de ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009) y el nivel superficial del mar se tomará a ser 100 metros por sobre el cero actual. A modo de realizar una comparación entre las áreas a diferentes profundidades entre la batimetría estándar y la utilizada en estas simulaciones, para ambos sectores, a continuación se muestra la figura respectiva (fig.3.1).

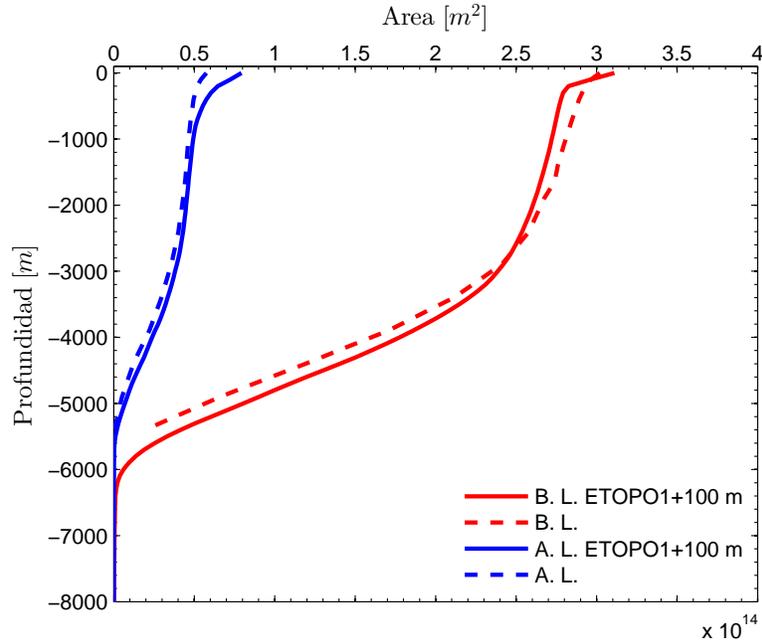


Figura 3.1. Comparación perfiles de área oceánica, batimetría estándar ver sus ETOPO1+100m. En rojo la curva asociada a bajas latitudes (B. L) y en azul la zona de altas latitudes (A L). Líneas punteadas y continuas hacen referencia a la nueva batiemtría y a la estándar del modelo DCESS respectivamente.

Cabe aclarar y destacar en este punto que el modelo utiliza áreas promedio en función de la profundidad para asociar a cada una de estas áreas una zona sedimentaria, y no una batimetría para cada banda de latitud, lo cual sería casi imposible desde el punto de vista computacional y escaparía a la esencia en la que fue construido el modelo DCESS. Podríamos decir a raíz de lo anterior, que el modelo trabaja con una batimetría utilizada en forma hipsométrica. De la figura 3.1 podemos observar que la batimetría estándar utilizada por el modelo no dista mucho de ETOPO1+100 m, ambas poseen un perfil similar en todas las profundidades, sin embargo, claramente se puede observar una gran diferencia en la superficie oceánica en torno a los 200-300 metros de profundidad, en donde se aprecia una mayor área superficial en ETOPO1+100 m (en ambos sectores). Un efecto a consecuencia de lo anterior está asociado a la geometría del modelo y radica en la posición del límite oceánico, es decir, la latitud a la que el océano limita con la superficie terrestre, pasando de 70° a 71.5° de latitud. Lo mismo ocurre con la razón tierra/océano del modelo, la cual se incrementa de $270/360$ a $1.0319 \cdot 270/360$.

3.2. Búsqueda del set de Sensibilidades Climáticas

Una vez realizado el proceso del acoplamiento de la nueva batimetría oceánica al modelo y los consecuentes parámetros iniciales geométricos, comenzamos a calibrar el modelo tomando como línea base o línea de partida de calibración el nivel pre-industrial, es decir, con condiciones de borde (CB) modernas. Para esto se calibra el modelo para dar una temperatura atmosférica global promedio igual a 15°C con una $p\text{CO}_2$ igual a 280 ppm (partes por millón) y las respectivas condiciones de borde, tales como constante solar, albedo, latitud de la línea de hielo, entre otras. De acuerdo a la construcción del modelo DCESS, la temperatura atmosférica proviene de un balance de energía, por tanto, para conseguir esta temperatura con CB del presente, buscamos combinaciones entre los parámetros A y B (ec. 2.12) de tal forma de obtener estos 15°C y posteriormente doblar el $p\text{CO}_2$ atmosférico y así poder construir un amplio rango de sensibilidades climáticas (ΔT_{eq}) desde ~ 2.5 a $\sim 8.5^{\circ}\text{C}$ por doblamiento de este trazador. Luego de tener todo este set de parámetros calibrados, se comienza con las simulaciones del Clima del Eoceno temprano que se explican en la sección 3.3. Este conjunto de sensibilidades climáticas del presente ($\Delta T_{\text{eq,P}}$) serán de gran ayuda posteriormente para realizar un cálculo de sensibilidad climática de Eoceno ($\Delta T_{\text{eq,E}}$) y su comparación con $\Delta T_{\text{eq,P}}$.

3.3. CB de Eoceno y Feedbacks Aplicados

Anteriormente modificamos las condiciones de borde geométricas del modelo, ahora lo que corresponde es modificar estas CB pero asociadas al clima de aquel entonces. Dentro de estas CB, está la cantidad de radiación solar incidente, Q , la cual es dependiente de la latitud (ec. 2.14). Sin embargo Q_0 , que corresponde a la radiación constante de esta cantidad, no tiene el mismo valor que el actual, pues a través del tiempo existen diversos procesos que alteran este valor, tales como ciclos orbitales (precesión, oblicuidad, etc.) y procesos físico-químicos entre otros. A raíz de lo antes mencionado, se estima una disminución en un 0,5% respecto de su valor estándar actual (1365 Wm^{-2}), y así obtenemos un valor de $Q_0 \sim 1358,2 \text{ Wm}^{-2}$. Como la radiación solar incidente es uno de los mayores forzantes climáticos, al reducir la constante solar respecto del pre-industrial, la temperatura atmosférica global media disminuye y a partir de este punto se comienza secuencialmente a añadir cada uno de los diferentes

feedbacks propuestos anteriormente (sección 2.4), pues necesitamos tener una estimación del efecto de cada retroalimentación al sistema climático.

Postulamos que el proceso físico capaz de mantener una temperatura tan elevada en el Eoceno, en particular en altas latitudes, es una mezcla de varios feedbacks actuantes. Esto actúa de la siguiente manera: Si existe cualquier perturbación en la temperatura del sistema, esto generará una pérdida de hielo (marino y terrestre) en altas latitudes y por consiguiente una disminución en el albedo superficial, además, si pensamos en que el hielo, en particular el hielo marino, forma una capa aislante que inhibe la interacción directa entre el océano y la atmósfera, al no existir esta capa, esta interfase deja de existir y por lo tanto existe conexión directa entre estos dos sistemas (océano y atmósfera). Lo anterior se traduce en un mayor flujo de calor y humedad hacia la atmósfera conllevando a una alta convección atmosférica en altas latitudes generando así una gran cantidad de vapor y humedad liberada hacia la atmósfera y por lo tanto un mayor forzamiento radiativo por nubes, pues existirá un mayor atrapamiento de OLR. Al existir una mayor contención de la Radiación Saliente de onda Larga existe un mayor calentamiento y una mayor pérdida de hielo y se comienza nuevamente con el ciclo. Por lo tanto, proponemos tres mecanismos capaces de realizar esta amplificación polar, estos son: Eliminación de hielo-nieve en altas latitudes, Forzamiento Radiativo Extra y Disminución del albedo.

El primero de ellos, correspondiente a la eliminación del hielo-nieve en altas latitudes se consigue haciendo que las líneas de latitud de hielo marino y nieve permanezcan fijas durante todo el proceso iterativo en la resolución de las ecuaciones. Por otra parte, se estima que el efecto radiativo (positivo) de las nubes de tipo convectivas es de 30Wm^{-2} (Hartmann, 1994), por tanto, añadimos este forzamiento radiativo sólo en altas latitudes (caja fría) ponderando esta cantidad por el área libre de hielo/nieve de dicha zona. Finalmente, respecto de la cuantificación en la disminución del albedo, primero que todo la no existencia de hielo ya supone una disminución en altas latitudes y además, al ser éste dependiente de la latitud y de la naturaleza de la superficie (cuadro 2.1) debemos fijarnos en la distribución continental que existía en el Eoceno temprano¹

¹Notar que la figura sólo corresponde a una distribución representativa, y no necesariamente valores exactos de altura y/o profundidad.

(fig. 3.2).

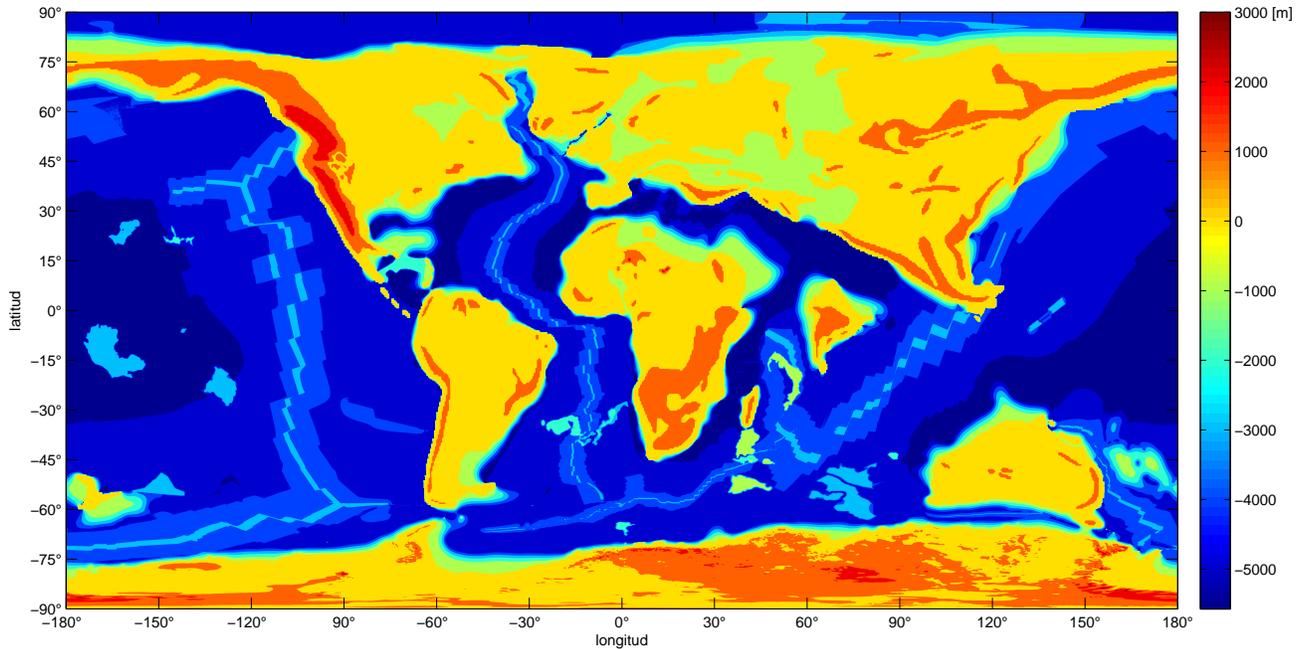


Figura 3.2. Distribución continental y batimétrica de Eoceno. Datos tomados desde Herold *et al.* (2014).

Si intentamos cuantificar el área de la distribución mostrada en la figura 3.2 en cada banda de latitud, podemos tener una estimación en la fracción o porcentaje de superficie terrestre entre la distribución actual y la de Eoceno, tal como lo muestra la figura 3.3.

En ella se observa que el hemisferio norte en zonas de latitudes altas existe una mayor cantidad de superficie en comparación a la distribución moderna, lo mismo ocurre en latitudes medias del hemisferio sur, sin embargo, esto no es atribuible a una disminución del albedo, pues el área de esta zona, en especial del hemisferio norte, es prácticamente despreciable en comparación al área terrestre de latitudes más ecuatoriales. Por otra parte, en latitudes subtropicales, $\sim 30^{\circ}\text{N}$, se observa un importante menor porcentaje de superficie terrestre, esto supone una mayor cantidad agua oceánica. Además, esta zona está asociada a la zona de convergencia de la Celda de Hadley, la cual es la responsable de la generación de la mayoría de los desiertos del planeta (fig. 2.2), por lo tanto, aquí se fundamenta una disminución en el albedo en esta zona,

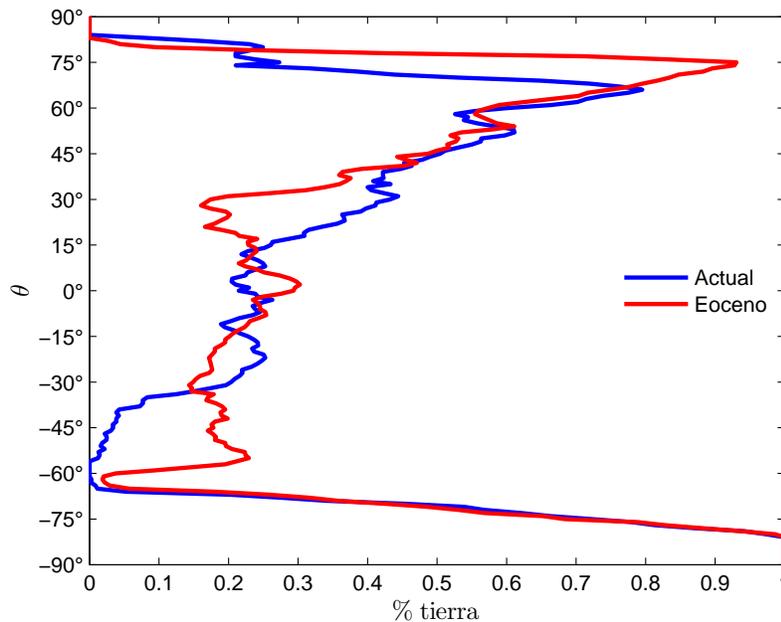


Figura 3.3. Comparación del porcentaje de superficie terrestre entre la distribución de Eoceno (Herold *et al.*, 2014) y la actual (Amante y Eakins, 2009) en función de la latitud.

pues el albedo asociado a desiertos es mucho mayor que el asociado al océano (cuadro 2.1). Por lo tanto, asumimos una disminución/aumento global en el albedo/absortividad debido a la no existencia de hielo (altas latitudes) y debido a la menor cantidad de superficie terrestre (bajas-medias latitudes). Sin embargo, el factor a reducir el albedo debe ser la cantidad necesaria para no sobreestimar este efecto, pues cabe destacar que una reducción en el albedo planetario en un factor de (por ejemplo) 0,01 provocaría un efecto mayor que un doblamiento de pCO_2 en la atmósfera. A continuación se muestran una serie de perfiles asociados al albedo, entre ellos el albedo actual y el propuesto en este trabajo.

De la figura 3.4 se puede observar que tanto el albedo estándar como el propuesto están en buen acuerdo a perfiles utilizados por modelos mucho más complejos, en cuyo cálculo de albedo hay mucha más física detrás. A modo de comparar, observamos en altas latitudes la diferencia entre el albedo actual y el correspondiente a Eoceno, más específicamente a 70° aproximadamente en donde se observa un abrupto aumento en la curva asociada al perfil actual, el aumento en el perfil de Eoceno tiende asintóticamente a los 90° de latitud, denotando así la

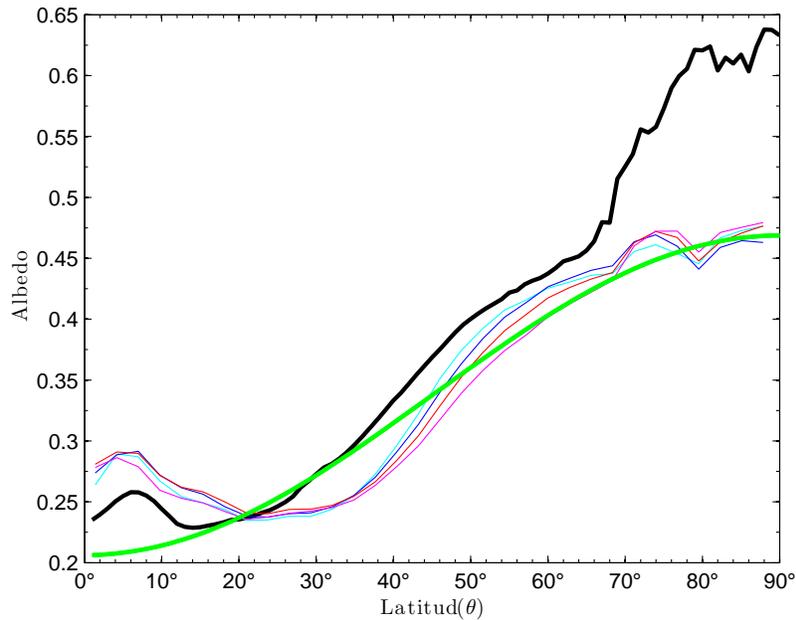


Figura 3.4. Perfil con latitud de albedo. En negro se muestra la distribución actual del albedo, set de delgadas curvas corresponde a los perfiles usados por M. Huber y en azul el albedo propuesto en este trabajo.

no existencia de hielo en altas latitudes.

Una vez aplicado cada uno de los tres mecanismos antes mencionados, corresponde finalmente inyectar el CO_2 a la atmósfera, esto se realiza mediante estradas prescritas múltiplos de pCO_2 pre-industrial ($pCO_{2,PI}$) hasta alcanzar la temperatura global promedio dada por los proxies y así poder comparar y/o validar nuestras simulaciones. Lo anterior da como resultado un gran número de perfiles que son todos muy parecidos al perfil dado por los proxies, la forma de discriminar entre todos ellos y quedarnos con el perfil que más se ajusta se describe en la sección 3.4.

3.4. Validación de la Modelación

Tal como se dijo anteriormente, de todos los perfiles que se tiene, todos son muy parecidos y además todos ellos poseen una temperatura atmosférica global promedio que sólo se diferencian en centésimas unas de otras, por lo tanto, se buscan dos parámetros que son: el perfil más

parecido y además la temperatura promedio más parecida. En cuanto al perfil, se calcula la desviación estándar tanto de la curva asociada al ajuste de los proxies (S_o) como de cada uno de los perfiles modelados (S_m), con esto se puede cuantificar la diferencia entre cada perfil. Por otra parte, en cuanto a la temperatura promedio, se calcula la diferencia entre la temperatura promedio del proxy (\bar{T}_o) y la temperatura promedio de cada perfil (\bar{T}_m). Luego de esto, se plotea el valor absoluto de esta diferencia ver sus la razón S_m/S_o . A cada punto asociado a cada perfil modelado se calcula la distancia al punto (0,1), pues este punto corresponde a una simulación ideal en donde no existe diferencia en la temperatura promedio y además el perfil es idéntico. Finalmente, el punto con menor distancia es el que se utilizará como mejor simulación. A modo de ejemplo, a continuación se muestra la figura correspondiente.

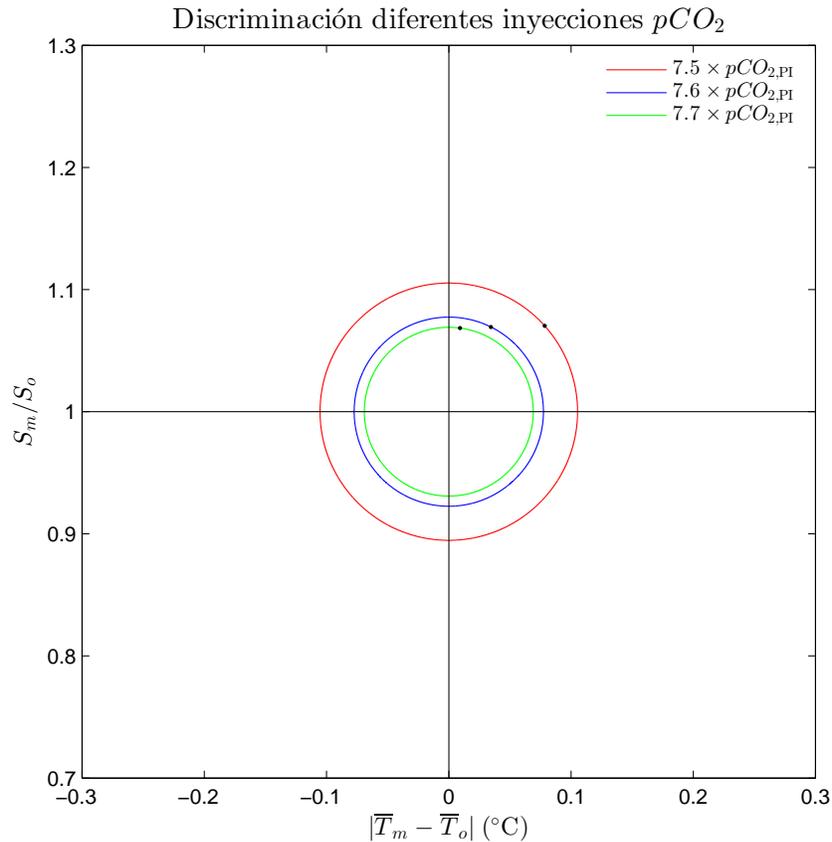


Figura 3.5. Método para escoger el mejor perfil que cumpla las dos condiciones señaladas anteriormente. En este caso la simulación con $7,7 \times pCO_{2,PI}$ ppm corresponde al perfil seleccionado.

Necesariamente debemos comparar nuestras simulaciones para poder establecer la robustez

de éstas. Debido al tiempo de estudio, una limitante fundamental es la disponibilidad de datos para poder llevar a cabo lo anterior, sin embargo proxies paleoclimáticos son una buena herramienta que de manera indirecta nos ayudan a contrastar entre lo modelado y lo observado. En el ámbito atmosférico, Huber y Caballero (2011) realizaron una acabada recopilación de estos proxies. Para hacer uso de ellos en este trabajo, primero que todo se recopila la información adicional a los autores anteriores y se procesan los datos de proxies atmosféricos. Como el modelo DCESS utiliza sólo un hemisferio, a los datos tratados anteriormente se les hace una reflexión de tal manera de trabajar con latitudes absolutas y es a estos nuevos valores que se les realiza un ajuste mediante mínimos cuadrados encontrando los parámetros que mejor se ajusten. La curva a justar corresponde a

$$T(\theta) = a + b \cdot P_2(\sin(\theta)) \quad (3.1)$$

con $P_2(\sin(\theta))$ el Polinomio de Legendre de segundo orden y con a y b los parámetros a encontrar. Este ajuste nos permite tanto comparar el perfil de temperatura como la temperatura global promedio de la simulación, la cual está dada por el valor del parámetro a . El ajuste realizado anteriormente da una temperatura atmosférica global promedio de $\sim 27,1^\circ\text{C}$. El perfil y los proxies se muestran en los resultados finales junto a las simulaciones.

En cuanto a los perfiles oceánicos, se muestran cuatro trazadores los cuales son temperatura, T_o , salinidad, S , contenido de oxígeno disuelto, O_2 , y la variación isotópica de ^{18}O , todos ellos en función de la profundidad. Ante la poca existencia de validadores oceánicos directos, se utilizan datos de $\delta^{18}\text{O}$ provenientes del trabajo de Zachos *et al.* (1994), los cuales son transformados a temperatura mediante la ecuación de Bemis *et al.* (1998) (ver Apéndice A).

Capítulo 4

Resultados

A continuación se presentan los valores de las combinaciones obtenidas entre los parámetros A_0 y B , para dar con $T \sim 15^\circ\text{C}$ y además de la sensibilidad climática por doblamiento de pCO_2 ($\Delta T_{\text{eq,P}}$).

B	A_0	\bar{T}_a	$\Delta T_{\text{eq,P}}$
2,27	206,96	15,0037	2,5196
2,06	209,63	15,0021	3,0212
1,89	211,77	15,0086	3,5209
1,75	213,53	15,0042	4,0247
1,63	215,03	15,0017	4,5366
1,53	216,27	15,0130	5,0248
1,44	217,39	15,0029	5,5470
1,36	218,38	15,0040	6,0691
1,29	219,24	15,0638	6,5317
1,22	220,12	15,0250	7,1407
1,19	220,503	15,0269	7,5814
1,17	220,763	15,0325	8,0106
1,14	221,162	15,0492	8,6427

Tabla 4.1. Parámetros A_0 y B encontrados con C.B del presente para construir set de $\Delta T_{\text{eq,P}}$.

La tercera y cuarta columna de la tabla anterior muestran la temperatura atmosférica global promedio alcanzada y la sensibilidad climática por doblamiento de pCO_2 ($\Delta T_{\text{eq,P}}$).

4.1. Resultados Atmosféricos

La figura 4.1 muestra las T_a obtenidas en cada sector (bajas-medias, T_a^b , y altas latitudes, T_a^a) y también la temperatura atmosférica global promedio (\overline{T}_a) tras la ejecución de cada mecanismo (feedbacks e inyección de pCO_2). Si se observa el panel superior, se puede apreciar como se va incrementando la temperatura atmosférica global promedio a medida que la $\Delta T_{eq,P}$ crece, además de lo anterior, en todos los feedbacks el incremento en la temperatura del sector frío es mayor que en el sector cálido, esto demuestra la amplificación polar lograda en altas latitudes lo que también puede ser visto en los perfiles meridionales de T_a de la figura 4.3. Si se observa la curva asociada a la eliminación de hielo/nieve, las temperaturas promedio de cada zona van desde los $20,5^\circ\text{C}$ a los $24,5^\circ\text{C}$ en bajas-medias latitudes y en el rango de $-0,6$ a 1°C para altas latitudes lo que da una variación entre 16 y $19,5^\circ\text{C}$ en la temperatura atmosférica global promedio. En cuanto al forzamiento radiativo extra en altas latitudes (CRF), los niveles de variación en las temperaturas promedios de cada caja y global son $21,5 - 26,8^\circ\text{C}$ en el sector de bajas-medias latitudes, $2,8 - 6,6^\circ\text{C}$ en altas latitudes y $17,5 - 22,5^\circ\text{C}$ en la temperatura promedio. Al disminuir el albedo, el rango de variación tomando en cuenta todas las sensibilidades climáticas es de $\sim 6^\circ\text{C}$ en bajas-medias latitudes, de $\sim 5^\circ\text{C}$ en altas latitudes y de $\sim 6^\circ\text{C}$ aproximadamente en la temperatura global promedio. Finalmente, tras la inyección de pCO_2 se alcanzan temperaturas en torno a los $30 - 31^\circ\text{C}$ en el sector cálido, mientras que en el sector frío la temperatura varía $\sim 1,5^\circ\text{C}$ aproximadamente.

En relación a los transportes atmosféricos, la tabla 4.2 muestra los flujos horizontales de calor y humedad a través de los 52° de latitud y además los flujos verticales en la interacción océano-atmósfera tras la aplicación de los tres feedbacks. Los transportes meridionales de calor y vapor de agua fueron calculados mediante las ecuaciones 2.9 y 2.10 respectivamente, mientras que los flujos verticales en la superficie del océano y tope de la atmósfera fueron calculados mediante las ecuaciones 2.16 y 2.13 respectivamente. Podemos apreciar que el transporte meridional de calor fluctúa entre los $3,4 - 4,0$ PW en su mayoría en forma de calor latente, en cuanto al flujo de vapor de agua fluyen entre $\sim 0,8$ a $\sim 0,9$ Sv, esto quiere decir que el sector cálido (frío) pierde (gana) estas cantidades. Para el intercambio océano/atmósfera, desde la superficie oceánica, el sector cálido pierde entre $0,45$ y $0,51$ PW, los que son ganados por el sector frío.

En el tope de la atmósfera, en la zona de bajas-medias latitudes retiene entre 3,9 y 4,5 PW de calor, mientras que la zona de altas latitudes pierde alrededor de 4,7 a 5,4 PW.

Por lo tanto, estos flujos horizontales y verticales son los responsables de mantener el equilibrio en el planeta, pues si bien la zona cálida pierde calor al cederlo a la zona fría, al mismo tiempo gana calor procedente de la interacción océano-atmósfera. De la misma forma, el calor ganado en el sector frío se compensa con la radiación de onda larga liberada hacia el espacio. Es importante destacar, que en el cálculo de estos flujos, se utilizó el forzamiento radiativo de onda larga del presente, por lo tanto, existirá una pequeña diferencia al incluir el forzamiento radiativo de Eoceno (combinaciones de valores A y B dados en tabla 4.4 para 1000 y 2000 ppm). Con esos nuevos parámetros, la cantidad de calor transportado aumenta entre un 9 a 18 % respecto de los valores mostrados en la tabla 4.2, alcanzando valores cercanos al transporte del presente (Trenberth y Caron, 2001). Por su parte, el transporte de humedad alcanza los 0,91 – 0,97 Sv. En relación a los flujos verticales, en la interacción océano/atmósfera, el océano del sector de bajas-medias latitudes gana 0,50 – 0,53 PW mientras que la misma cantidad es liberada hacia la atmósfera en altas latitudes. Finalmente para el flujo en el tope de la atmósfera, F^{toa} alcanza los 4,37 – 4,70 PW y –5,24 a –5,58 PW para los sectores cálido y frío respectivamente. Estos rangos de valores son tomados respecto de $\Delta T_{eq,P} = 3,02$.

Habiendo expuesto en detalle las temperaturas alcanzadas en cada sector y los transportes atmosféricos de todas las simulaciones, la tabla 4.3 muestra los resultados específicos del set de simulaciones correspondiente a los tres feedbacks y la posterior inyección de pCO_2 . En ella se muestran la temperatura global promedio de cada feedback (panel superior de figura 4.1), además la cantidad de pCO_2 necesario para alcanzar la temperatura dada por el ajuste a los proxies atmosféricos y el respectivo calentamiento asociado a lo anterior (ΔT). Se observa que a bajas $\Delta T_{eq,P}$ (2.5-5.0), al rededor de ~ 4 y $\sim 6^\circ C$ son explicados por feedbacks (No hielo/nieve, CRF y Albedo) y el resto explicados por pCO_2 , mientras que con altas $\Delta T_{eq,P}$ la cantidad de grados Celsius explicados por feedbacks es muy alta, entre ~ 7 y $\sim 9,5^\circ C$ por feedbacks y el resto por CO_2 , sin embargo se debiera esperar tan sólo ~ 4 a ~ 6 grados por feedbacks y ~ 6 a $\sim 8^\circ C$ por pCO_2 debido a la cantidad de pCO_2 en el Eoceno temprano (ver pág. 3), esto podría significar, en primera instancia, que el modelo está sobrestimando el calentamiento por

feedbacks y consiguientemente, subestimando el calentamiento por pCO_2 , sobre todo a altas $\Delta T_{eq,P}$, sin embargo no existe un criterio definido para decidir cuánto es sobrestimado y cuánto no, es por ello que para tener una visión acerca de lo anterior, se calculó la posición de la línea de hielo y nieve para todo el set de $\Delta T_{eq,P}$. De la figura 4.2 se observa que estas posiciones se mueven hacia latitudes menores a medida que la sensibilidad climática aumenta, alcanzando los $59 - 60^\circ$ (hielo) y los $53 - 54^\circ$ (nieve) de latitud para $\Delta T_{eq,P} > 5,5$, por consiguiente, cubren un área cada vez mayor y al momento de ser eliminado el impacto también lo es. Intuitivamente se podría pensar que de la forma en que fueron obtenidas las sensibilidades climáticas del presente, a mayor $\Delta T_{eq,P}$, mayor radiación de onda larga y por tanto estas líneas debieran retroceder, pues existiría un mayor calentamiento, sin embargo esto no es así, en la construcción del set de $\Delta T_{eq,P}$ con los parámetros A_0 y B de la ecuación 2.12, para que $\Delta T_{eq,P}$ aumente, esto se logra con valores de B cada vez más pequeños y un A_0 cada vez mayor, esto genera un gradiente de temperatura ecuador-polo cada vez mayor, por lo tanto, al calcular el perfil meridional de temperatura, el Polinomio de Legendre sitúa las temperaturas de -5 y $0^\circ C$ más cerca del ecuador¹, y es por ello que ambas líneas abarcan una mayor cantidad de área terrestre.

Ahora en este punto, se tienen todos los elementos para realizar una estimación de la sensibilidad climática de Eoceno ($\Delta T_{eq,E}$), sin embargo si se realiza, ésta correspondería a una estimación errónea, pues estaríamos considerando el mismo forzamiento radiativo de onda larga del presente y esto daría valores menores que $\Delta T_{eq,P}$. Por el contrario, de acuerdo a (Caballero y Huber, 2013) la sensibilidad climática de climas pasados cálidos es al menos igual o superior a la del presente, la cual está fuertemente influenciada por feedbacks de nubes, el que es uno de los componentes con mayores incertezas al momento de realizar simulaciones climáticas. Es por esto que para una estimación más realista de $\Delta T_{eq,E}$ se realiza la búsqueda de nuevos parámetros A_0 y B de manera tal de aumentar este forzamiento radiativo de onda larga e incluyendo los tres feedbacks propuestos en este trabajo. Lo anterior para dos cantidades diferentes de pCO_2 , 1000 y 2000 ppm, consistentes con Lowenstein y Demicco (2006).

Estos nuevos valores de A_0 y B y la correspondiente $\Delta T_{eq,E}$ se muestran en la tabla 4.4.

¹Recordemos que estas temperaturas son las que el modelo toma como base para la formación de hielo y nieve.

De ella se observa una especie de *inversión* en los parámetros B' y B'' (1000 y 2000 ppm respectivamente) respecto de B del presente, esto se debe al hecho de como se está trabajando con cantidades fijas de pCO_2 , el forzamiento radiativo de onda larga añadido (en conjunto con este pCO_2) debe ser capaz de elevar suficientemente la temperatura desde la alcanzada tras cada feedback hasta la temperatura global promedio dada por el ajuste a los proxies, y tal como se construyó el set de $\Delta T_{eq,P}$ para elevar la temperatura cada vez más, los valores de B cada vez son menores. Ahora, como se vio anteriormente (tabla 4.3), a medida que aumenta la $\Delta T_{eq,P}$, la temperatura explicada por feedbacks es mayor y por tanto lo que queda de temperatura por explicar es cada vez es menor. Por otra parte, se observa un B'' mayor que B' al momento de inyectar 2000 ppm, esto se debe a la sencilla razón de que la cantidad de pCO_2 es mayor y por tanto la temperatura restante por explicar es menor en comparación a la inyección de 1000 ppm, pues con 2000 ppm se tiene un mayor aumento en \bar{T}_a que con 1000 ppm. Lo mismo ocurre con los parámetros A'_0 y A''_0 . En cuanto a las sensibilidades climáticas calculadas también se observa el comportamiento anterior (un especie de *inversión* respecto de los valores del presente), al inyectar 1000 ppm la $\Delta T_{eq,E}$ es mayor que la del presente, pero sólo hasta $\Delta T_{eq,P} = 3,52^\circ\text{C}$, luego de esto comienza un descenso en estos valores llegando a una diferencia de $7,15^\circ\text{C}$ por dob. de pCO_2 entre $\Delta T_{eq,E}$ y $\Delta T_{eq,P}$ cuando esta última alcanza los $8,64^\circ\text{C}$ por dob. de pCO_2 . Al inyectar 2000 ppm se observa el mismo comportamiento anterior, pero con la diferencia que $\Delta T_{eq,E}$ es mayor que $\Delta T_{eq,P}$ sólo cuando esta última es igual a $2,52^\circ\text{C}$. Esto se debe al comportamiento logarítmico del forzamiento radiativo de pCO_2 que al aumentar esta cantidad este forzamiento se hace cada vez mayor y por tanto, la $\Delta T_{eq,E}$ disminuye (ver ec. 2.5).

Para finalizar, en la figura 4.3 la notación es la siguiente: curva discontinua en color negro representa el perfil logrado con condiciones de borde del presente, mientras que curvas continuas en color azul, rojo, café, verde y negro, representan la aplicación de eliminación de hielo/nieve, forzamiento radiativo extra por nubes, disminución del albedo planetario, inyección de pCO_2 y ajuste a los proxies paleoclimáticos. Estos últimos se muestran en puntos de color negro.

4.2. Resultados Oceánicos

En cuanto a los resultados del módulo océano, la figura 4.4 muestra resultados de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y variación isotópica de ^{18}O para cada sector. De acuerdo a esto, la temperatura superficial del océano está en torno a los $31,5^{\circ}C$ en el sector cálido y a los $\sim 16^{\circ}C$ en el sector frío, a 1000 metros esta temperatura desciende rápidamente en el sector cálido alcanzando un valor promedio $\sim 19^{\circ}C$, mientras que en el sector frío a esta profundidad la temperatura aumenta menos de un grado en promedio. Para aguas profundas (3000 m), la temperatura de ambos sectores tienden a equilibrarse con valores de T_o entre $\sim 16^{\circ}C$. En relación a los valores de salinidad, en superficie éstos se encuentran en torno a los 38 y 34‰ para el sector cálido y frío respectivamente, a 1000 metros de profundidad ésta desciende en el sector cálido alcanzando valores en torno a los 35‰ , mientras que en el sector frío permanece casi constante respecto de su valor en superficie, denotando así el efecto de la alta evaporación existente en superficie en bajas-medias latitudes, a 3000 metros la salinidad se equilibra en torno a los $34,2\text{‰}$ en ambos sectores. Para el contenido de oxígeno disuelto en el océano los valores en superficie permanecen constante con valores de $0,20$ y $0,26 \text{ mol/m}^3$ en ambos sectores (cálido y frío respectivamente), a 1000 metros, ocurre un rápido descenso de esta cantidad en el sector cálido y un menor descenso en el sector frío, lo anterior presumiblemente podría deberse al hundimiento de masas de agua fría en altas latitudes rica en oxígeno. Para aguas profundas estos valores fluctúan entre $0,08$ para el sector cálido y $0,12 \text{ mol/m}^3$ para el sector frío. Finalmente respecto de la excursión isotópica de ^{18}O , en superficie se observan valores positivos de $\delta^{18}O$ para el sector cálido ($1,40\text{‰}$) y valores negativos ($\sim -0,26\text{‰}$) en el sector de altas latitudes, esto se debe a la intensa evaporación existente en el sector de bajas-medias latitudes, pues el océano se encuentra rico en ^{18}O respecto de ^{16}O al ser este último más liviano, el caso contrario ocurre en altas latitudes en donde la poca evaporación y la inyección de agua proveniente de hielos y nieve (mediante escorrentía) hace que el océano tenga una mezcla más homogénea entre estos dos isótopos. A mil metros de profundidad aún se conservan los valores positivos y negativos de cada sector, sin embargo existe una disminución en el sector cálido que cae a $\sim 0,13\text{‰}$ y un muy leve aumento en el sector frío de entre $-0,21\text{‰}$. Finalmente para aguas profundas ambos sectores se tornan a valores negativos debido a la poca actividad oceánica con

valores entre $\sim -0,15\text{‰}$ para el sector de bajas-medias latitudes y entre $\sim -0,18\text{‰}$ para el sector frío.

Respecto de la figura 4.4 a) se observa un buen acuerdo entre la temperatura oceánica simulada y los datos. El tratamiento a los proxies se describe en el apéndice A. Para la 4.4 d) ($\delta^{18}O$) se observa una pequeña sobrestimación de la simulación, cuya diferencia puede ser consecuencia de una o más incertezas asociada a los proxies de ^{18}O (Apéndice A). En los perfiles mostrados en la figura 4.4, curva en color rojo representa el sector cálido y en azul el sector frío. Para los proxies mostrados se utiliza el mismo color asociado a cada sector.

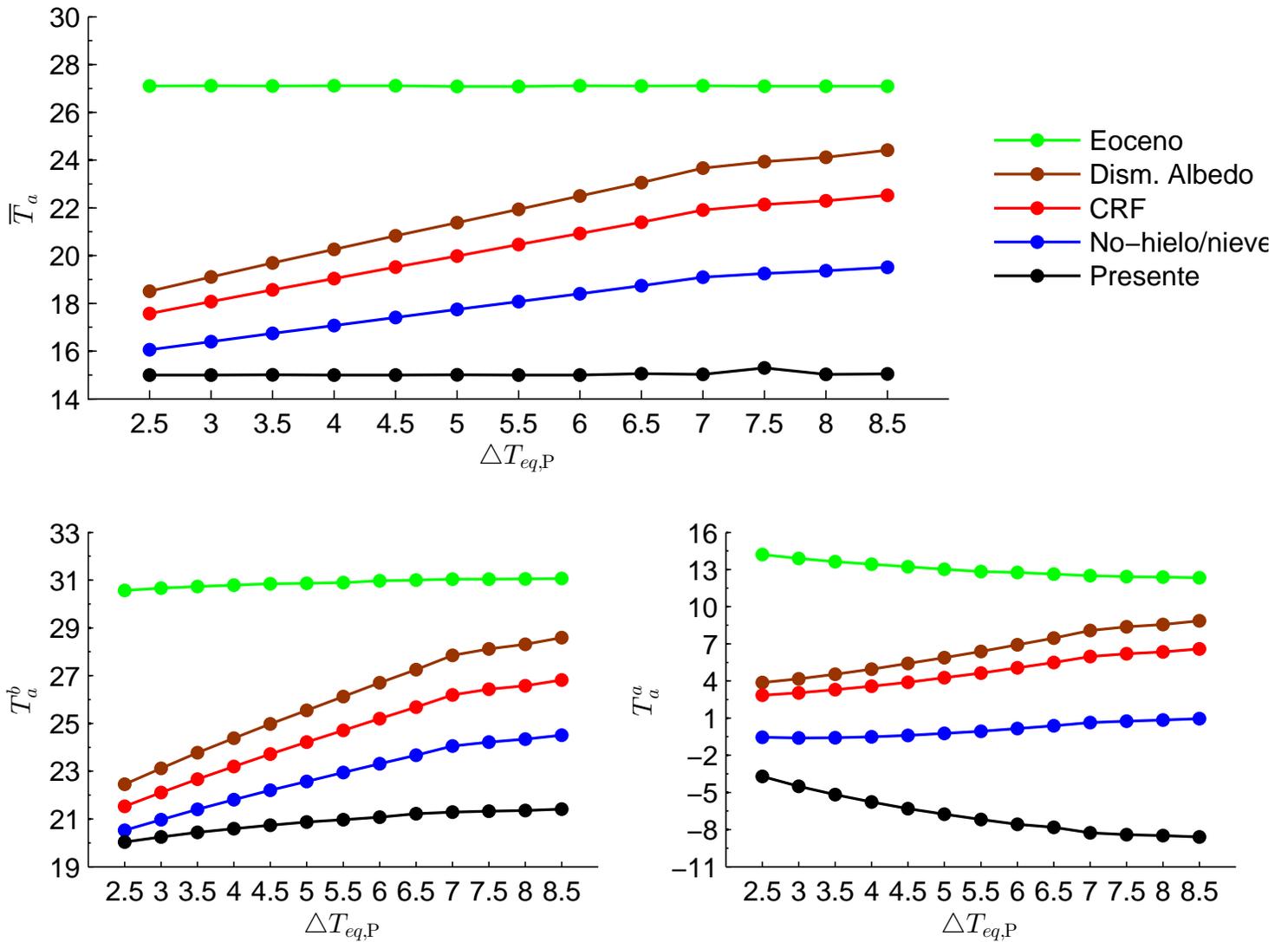


Figura 4.1. Temperaturas atmosféricas: global promedio (panel superior), bajas-medias latitudes (panel inferior izquierdo) y altas latitudes (panel inferior derecho) tras la aplicación de cada mecanismo.

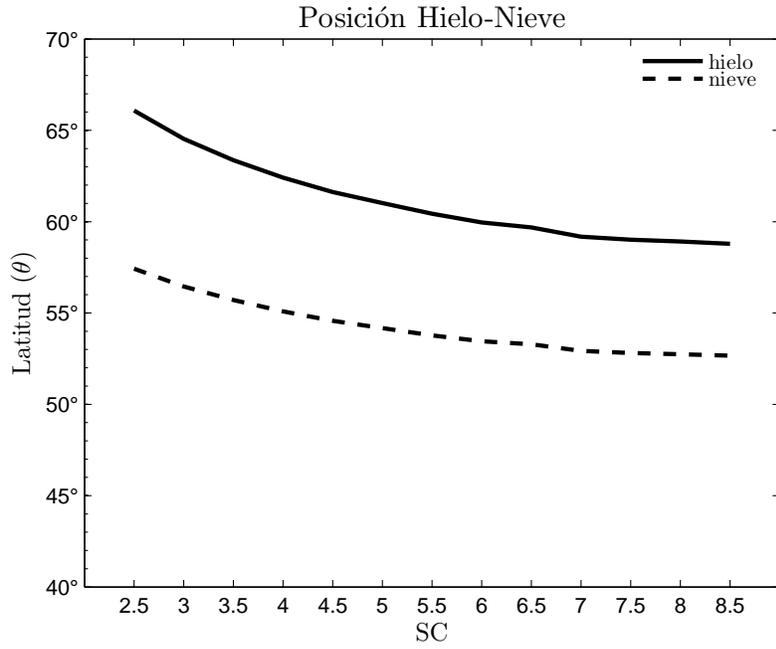


Figura 4.2. Evolución de la posición Línea de Hielo y Nieve para cada $\Delta T_{eq,P}$.

$\Delta T_{eq,P}$	F^{merid}	$\%F_{lat}^{merid}$	$\%F_{sen}^{merid}$	E^{merid}	F_b^T	F_a^T	F_b^{toa}	F_a^{toa}
2,52	3,44	54,33	45,67	0,83	-0,45	0,45	3,89	-4,77
3,02	3,54	54,04	45,96	0,85	-0,46	0,46	4,00	-4,88
3,52	3,63	53,77	46,23	0,87	-0,47	0,47	4,10	-4,97
4,02	3,70	53,57	46,43	0,88	-0,48	0,48	4,18	-5,06
4,54	3,76	53,38	46,62	0,89	-0,49	0,49	4,25	-5,13
5,02	3,82	53,16	46,84	0,90	-0,49	0,49	4,31	-5,19
5,55	3,87	52,98	47,02	0,91	-0,50	0,50	4,37	-5,24
6,07	3,92	52,92	47,08	0,92	-0,50	0,50	4,42	-5,30
6,53	3,96	52,79	47,21	0,93	-0,50	0,50	4,46	-5,34
7,14	4,00	52,68	47,32	0,94	-0,51	0,51	4,51	-5,39
7,58	4,02	52,59	47,41	0,94	-0,51	0,51	4,53	-5,41
8,01	4,03	52,55	47,45	0,94	-0,51	0,51	4,54	-5,42
8,64	4,05	52,51	47,49	0,95	-0,51	0,51	4,56	-5,44

Tabla 4.2. Resumen de los transportes y flujos atmosféricos tras la aplicación de todos los mecanismos. F^{merid} , $F_{b,a}^T$ y $F_{b,a}^{toa}$ expresados en PetaWats (PW), E^{merid} en Sverdrup (Sv). Las siglas de cada uno de estos flujos corresponde a las mencionadas en el texto.

$\Delta T_{\text{eq,P}}$	$\bar{T}_a^{\text{no-hielo}}$	\bar{T}_a^{CRF}	$\bar{T}_a^{\text{feedbacks}}$	pCO_2	$\bar{T}_a^{\text{Eoceno}}$	ΔT
2,52	16,06	17,57	18,51	28,10	27,10	8,59
3,02	16,40	18,07	19,10	16,70	27,11	8,01
3,52	16,74	18,56	19,69	10,90	27,10	7,40
4,02	17,07	19,04	20,26	7,70	27,11	6,85
4,54	17,41	19,52	20,83	5,70	27,11	6,28
5,02	17,74	19,98	21,38	4,40	27,08	5,70
5,55	18,07	20,46	21,94	3,50	27,08	5,14
6,07	18,40	20,93	22,50	2,89	27,11	4,61
6,53	18,74	21,40	23,06	2,42	27,10	4,04
7,14	19,09	21,91	23,66	2,04	27,11	3,45
7,58	19,25	22,14	23,93	1,89	27,09	3,16
8,01	19,36	22,29	24,12	1,80	27,09	2,97
8,64	19,51	22,53	24,41	1,68	27,09	2,68

Tabla 4.3. Resumen Resultados Atmosféricos. La descripción de cada columna corresponde a la misma que mostrada en el texto más arriba.

280 ppm			1000 ppm			2000 ppm		
B	A_0	$\Delta T_{\text{eq,P}}$	B'	A'_0	$\Delta T'_{\text{eq,E}}$	B''	A''_0	$\Delta T''_{\text{eq,E}}$
2,27	206,96	2,52	0,87	232,88	4,69	1,34	224,18	3,04
2,06	209,63	3,02	0,94	231,05	4,34	1,44	221,48	2,83
1,89	211,77	3,52	1,00	229,30	4,08	1,55	218,47	2,63
1,75	213,53	4,02	1,09	226,90	3,75	1,69	214,74	2,41
1,63	215,03	4,54	1,19	224,20	3,43	1,84	210,66	2,21
1,53	216,27	5,02	1,31	220,98	3,11	2,02	205,80	2,02
1,44	217,39	5,55	1,46	216,95	2,80	2,25	199,62	1,81
1,36	218,38	6,07	1,66	211,64	2,46	2,50	192,74	1,63
1,29	219,24	6,53	1,84	206,55	2,21	2,84	183,49	1,43
1,22	220,12	7,14	2,18	197,39	1,87	3,35	169,71	1,22
1,19	220,503	7,58	2,37	192,27	1,73	3,59	163,07	1,14
1,17	220,763	8,01	2,52	188,20	1,62	3,85	156,17	1,06
1,14	221,162	8,64	2,75	181,85	1,49	4,22	145,96	0,97

Tabla 4.4. Nuevos parámetros A_0 y B para cálculo de $\Delta T_{\text{eq,E}}$ con diferentes entradas de pCO_2 . Las unidades de A_0 y B son Wm^{-2} y $Wm^{-2} \text{ } ^\circ C^{-1}$

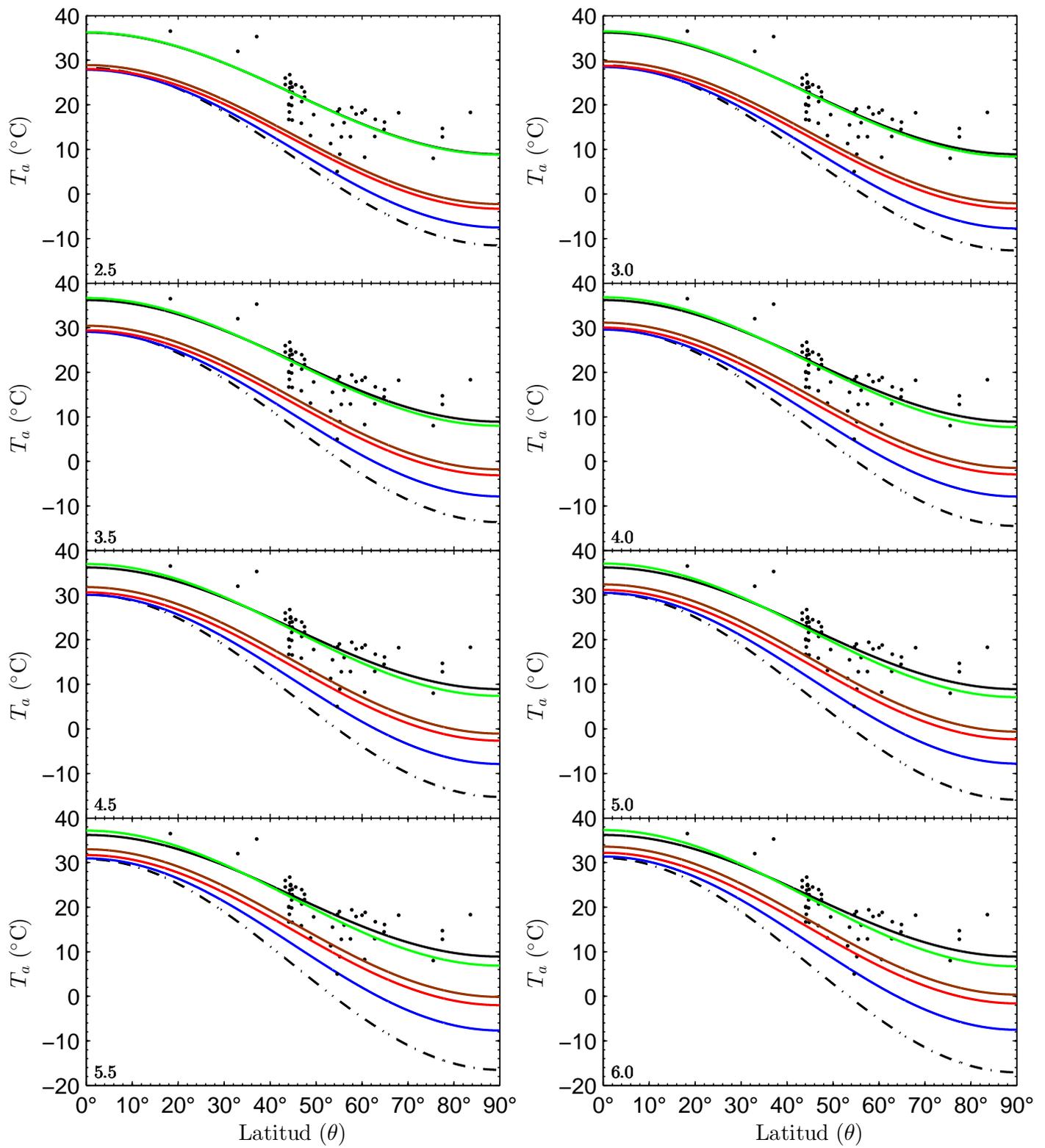


Figura 4.3. Perfiles meridionales de $T_a(\theta)$ para cada Sensibilidad Climática (izquierda-abajo de cada figura).

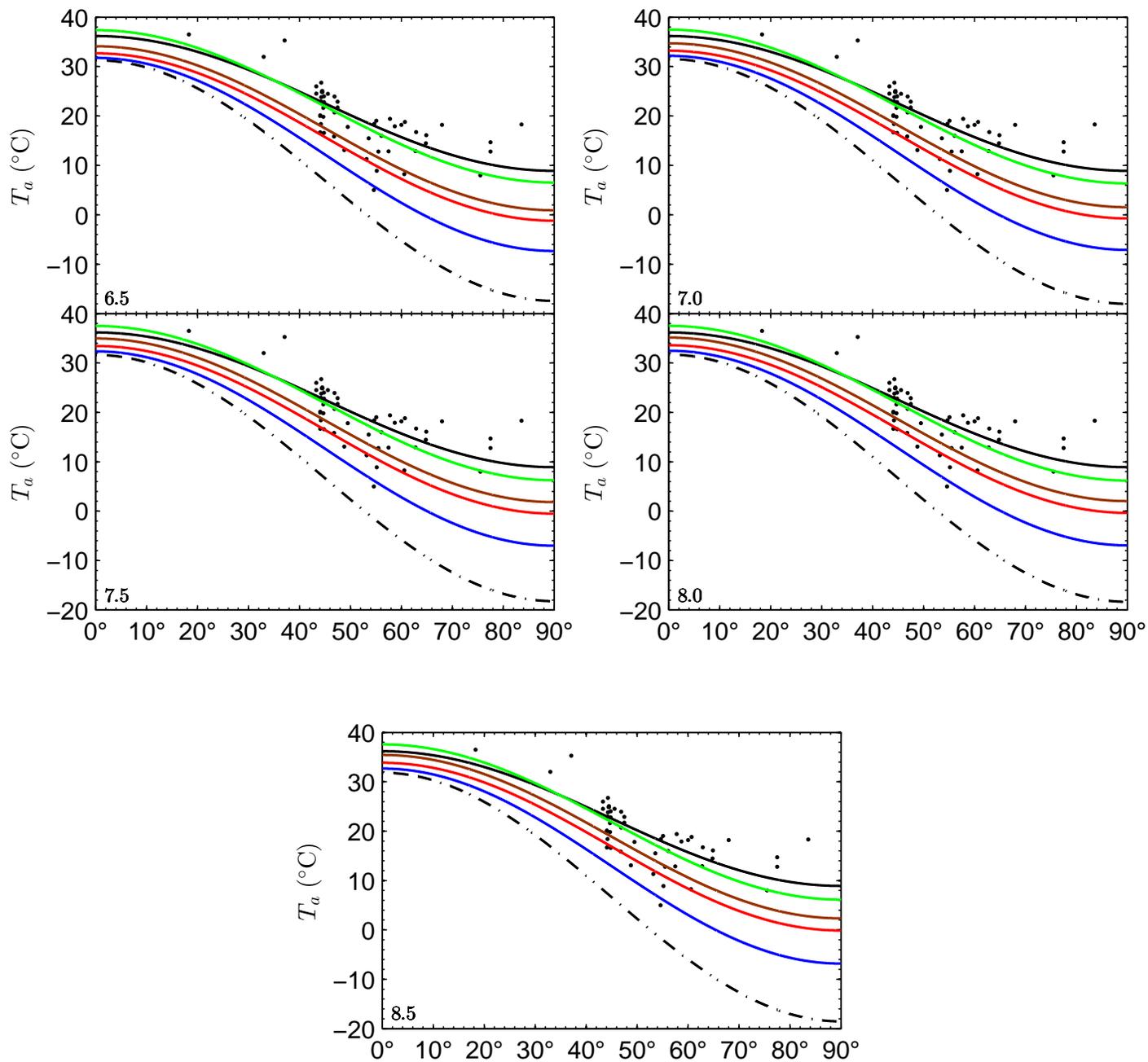


Figura 4.3. Continuación.

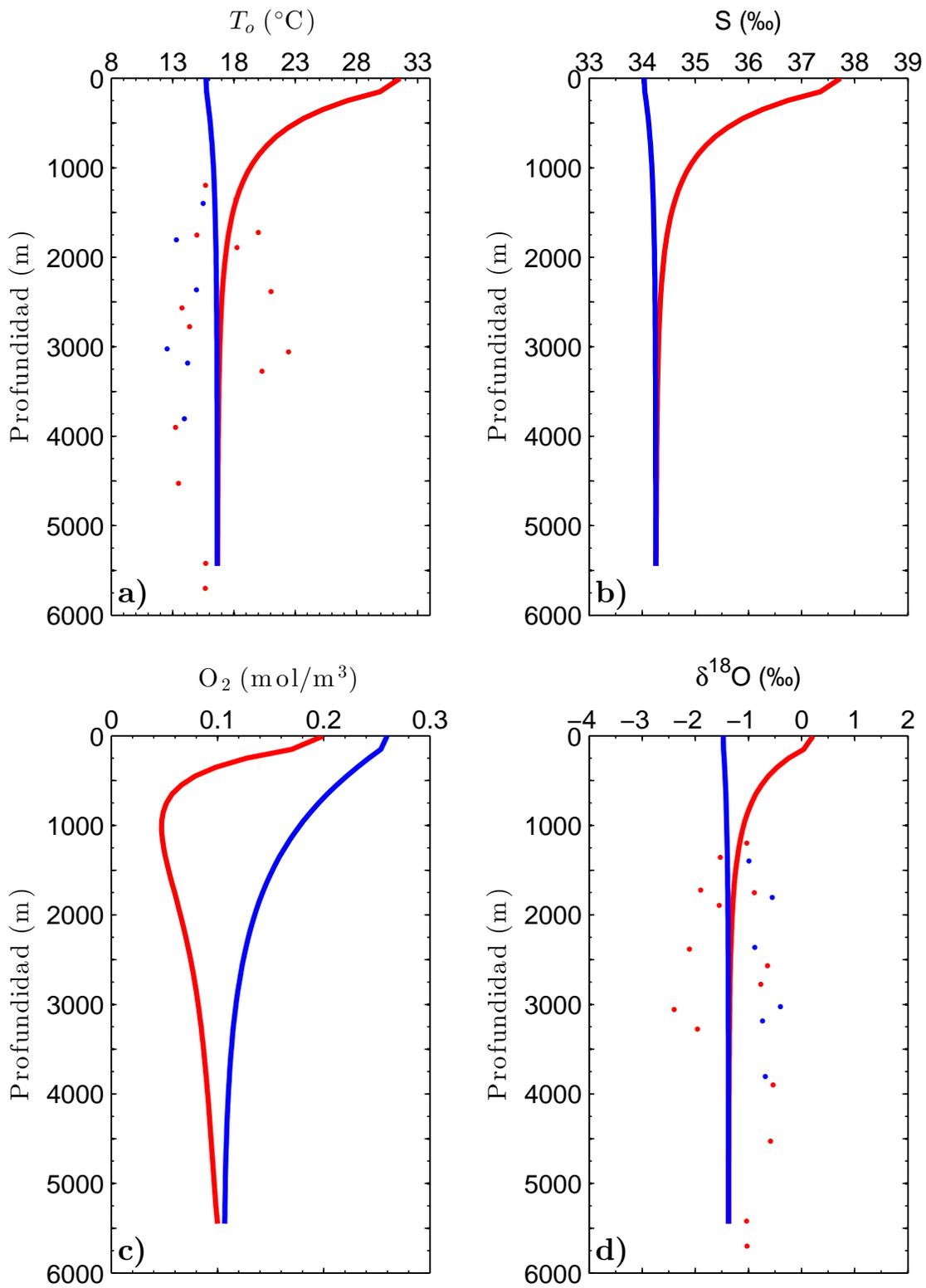


Figura 4.4. Perfiles oceánicos en función de la profundidad para ambos sectores. En a) la temperatura, b) salinidad, c) contenido de oxígeno disuelto y d) variación isotópica de ^{18}O .

Capítulo 5

Conclusiones

Con todas las simulaciones realizadas y resultados de este trabajo, se puede concluir lo siguiente: se comprobó que con los procesos físicos propuestos en esta tesis (en conjunto con grandes cantidades de pCO_2), los cuales afectan el balance energético en altas latitudes, son capaces de elevar la temperatura en dicha zona sin afectar sustancialmente las temperaturas de zonas más ecuatoriales. Por lo tanto, se puede decir que esta *Amplificación Polar* puede ser caracterizada por tres mecanismos puramente radiativos en conjunto con altas concentraciones del principal gas de efecto invernadero como lo es el dióxido de carbono presente en la atmósfera. Estos mecanismos o feedbacks son: la eliminación de hielo y nieve en altas latitudes, un forzamiento radiativo extra por nubes de origen convectivo y una consiguiente disminución en el albedo planetario.

En cuanto a los resultados oceánicos, se puede decir que éste corresponde a un océano con aguas muy cálidas, con temperaturas superficiales en torno a los 31° y 16°C para cada sector (cálido y frío respectivamente) y con una temperatura del océano profundo cercana a los 16°C , es decir, muy superior a la temperatura actual de esta parte del océano. Esta alta temperatura superficial en bajas-medias latitudes se relaciona a una gran evaporación lo que resulta en los resultados obtenidos que indican un océano con altos valores de salinidad en esta zona. En el caso del sector polar, se obtuvo un océano con una temperatura cercana a los 15°C , esta temperatura es muy alta para que implique directamente un hundimiento de agua profunda en esta zona. Sin embargo, de acuerdo al contenido de oxígeno disuelto en el océano del sector polar, las simulaciones indicaron valores cercanos a $0,26\text{ mol/m}^3$, si bien es una cantidad inferior a la actual, existe agua con mayor oxígeno y por tanto agua *fresca* en dicha zona, a diferencia del sector cálido en donde el contenido de O_2 es menor. Si bien no se puede concluir de manera

exacta la intensidad o la forma de la circulación termohalina debido a que el modelo no captura geográficamente estos sectores, al menos se puede concluir que era una circulación más débil que la actual. En cuanto al sector cálido, la zona de mínimo oxígeno se encontró aproximadamente a los 1000 metros de profundidad. Para la excursión isotópica de ^{18}O , los valores negativos obtenidos en superficie (sobre todo en el sector polar) concuerdan y corroboran un océano libre de hielo. Finalmente, los perfiles obtenidos de temperatura y $\delta^{18}O$ están en buen acuerdo con los proxies paleoclimáticos, sin embargo para la salinidad y oxígeno disuelto no se pudo realizar esta comparación debido a la no existencia o casi nula información al respecto.

Respecto de los resultados atmosféricos obtenidos, tras los feedbacks aplicados y la posterior inyección de pCO_2 las temperaturas atmosféricas del sector de bajas-medias latitudes se mantiene cerca de los 31° , mientras que el sector polar la temperatura posee una variación que va entre los $12 - 14^\circ C$, es decir, al aplicar los procesos físicos mencionados anteriormente, se consiguió un incremento en la temperatura atmosférica promedio de $\sim 10^\circ C$ en la zona cálida y de $\sim 20^\circ C$ aproximadamente en el sector de altas latitudes. Este aumento en la temperatura polar se debe exclusivamente a los procesos radiativos propuestos en dicha zona, pues los resultados encontrados a cerca del transporte de calor, indican valores cercanos a los actuales, a diferencia del transporte de vapor de agua cuya cantidad es muy superior a la actual. En cuanto a las inyecciones de dióxido de carbono a la atmósfera, se testearon dos enfoques diferentes, primero se utilizó un amplio rango de altos valores de concentraciones de este gas, el cual es necesario para lograr el resto de temperatura explicada por los feedbacks y segundo, se inyectó una cantidad fija de este trazador (1000 y 2000 ppm de acuerdo a estudios existentes) pero agregando un mayor forzamiento radiativo de onda larga y de esta forma la temperatura que en un comienzo se explicaba sólo por dióxido de carbono ahora corresponde a una mezcla entre estos últimos dos factores (pCO_2 y mayor forzamiento radiativo de onda larga).

En vista de todo lo anterior, podemos decir que el Eoceno temprano corresponde a un período dentro de la evolución climática terrestre en donde existió un clima muy cálido, con un gradiente meridional de temperatura muy débil, que de acuerdo a los resultados obtenidos en esta tesis, está en torno a los $16^\circ C$, con un transporte de calor y humedad atmosférica hacia zonas polares cercano al valor actual, pero con mucho mayor transporte de vapor de agua

que el presente (Trenberth y Caron, 2001). Este resultado del débil (o cercano al valor actual) transporte de calor hacia el polo, corrobora la idea propuesta por Heinemann *et al.* (2009), la cual descartaba la posibilidad que este calentamiento en altas latitudes fuera producto de un mayor transporte de calor, si no más bien a procesos de origen radiativo en dicha zona, por su parte esta alta cantidad de vapor de agua cedido a la zona polar es consecuencia de la gran cantidad de evaporación generada en la zona de bajas-medias latitudes. Dentro de estos procesos de origen radiativo, se encontró que en particular el feedback asociado a la eliminación de hielo-nieve podría estar sobrestimado en el modelo, pues aporta un incremento importante de temperatura cuando se trabaja con sensibilidades climáticas altas, aunque esto último no se considera como un resultado absoluto, sino más bien comentario acerca de este comportamiento que podría ser no descartable en futuros trabajos.

Por otra parte, se demostró el rol de los feedbacks de onda larga, en particular de la distribución de nubes en relación a la sensibilidad climática de Eoceno, pues se agregó este nuevo feedback de manera implícita dentro del rango de temperatura explicada por los procesos inicialmente propuestos y con esto se obtuvo una sensibilidad climática del Eoceno temprano que varía respecto de la calculada para el presente. De acuerdo a esto, se estima que la sensibilidad climática de Eoceno está por sobre la del presente en un rango de $0,52 - 2,17^{\circ}\text{C}$ superior a la actual, es decir, la estimación de la sensibilidad climática del Eoceno temprano pudo haber estado en el rango de $3,04 - 4,69^{\circ}\text{C}$ por dob. de $p\text{CO}_2$. Corroborando así lo dicho por Caballero y Huber (2013) a cerca de la sensibilidad climática de paleoclimas cálidos en donde la sensibilidad climática es al menos igual o superior debido a feedbacks positivos actuantes en tales climas. La importancia de este resultado radica en el conocimiento de cómo responde el sistema climático a entradas abruptas de $p\text{CO}_2$ el cual es de gran importancia para las futuras proyecciones climáticas del planeta. Actualmente los niveles de $p\text{CO}_2$ atmosférico en el planeta bordean los 400 ppm (~ 397 ppm) y no se descarta que cantidades más elevadas puedan volver a ocurrir durante las futuras décadas, sin embargo, aún se está a tiempo para reducir estas emisiones y limitar el aumento en la temperatura atmosférica global promedio a 2°C de acuerdo al último informe del IPCC. Lo anterior es materia de discusión en el próximo capítulo.

Por lo tanto, para finalizar, se ha demostrado que procesos físicos de origen puramente ra-

diativos en altas latitudes son capaces de elevar la temperatura en zonas polares sin afectar en demasía la temperatura de las zonas más cercanas al ecuador. Estos procesos, debidamente justificados, son la eliminación de hielo-nieve, un forzamiento radiativo extra asociado a una mayor convección debido a la interacción directa en la interfase océano/atmósfera y la consiguiente disminución en el albedo. Todos ellos afectan el balance de energía del planeta. Lo anterior se ve demostrado tanto en las temperaturas alcanzadas en cada sector y en los perfiles meridionales de temperatura mostrados en la figura 4.3, en donde el efecto de la Amplificación Polar es mucho más evidente, sobre todo a $\Delta T_{\text{eq,P}}$ más bajas.

Capítulo 6

Discusión

En esta tesis se intentó simular el clima del Eoceno temprano con el objetivo de dar una explicación a cerca de los procesos físicos existentes capaces de mantener esta elevada temperatura (sobre todo en altas latitudes) y este débil gradiente meridional de la misma. Los procesos físicos propuestos fueron de origen puramente radiativos que se relacionan con el balance de energía del planeta. De acuerdo a los resultados obtenidos en el capítulo 4, éstos permiten dar una explicación a la Amplificación Polar a los procesos físicos expuestos en este trabajo. Aunque los resultados están en buen acuerdo tanto a trabajos relacionados como a registros paleoclimáticos, los cuales validaron las diferentes simulaciones, existen diversos aspectos que cabe mencionar.

El primero de ellos corresponde a la elección de los parámetros A_0 y B que rigen la cantidad de radiación de onda larga, cuyos valores están dados más por relaciones empíricas que por ecuaciones analíticas. No existe una manera que a priori indique qué valor de B es mejor que otro, o qué valor de B corresponde al presente y cuál es el de Eoceno, sino más bien depende de la calibración y física que cada modelo utilice para la estimación de estos valores, sin embargo, se ha demostrado que en modelos simples que ocupan un balance de energía en la determinación de la temperatura atmosférica, esta forma de controlar la radiación de onda larga es una buena herramienta para ello. En relación a esto, los 30 Wm^{-2} añadidos como fuente de forzamiento radiativo extra por nubes de tipo convectivas es discutible desde el punto de vista que este forzamiento podría estar incluido dentro de forzamiento dado por la relación de Budyko (1969) y de forma que se estaría contando dos veces este valor, no obstante, en la relación de Budyko (1969) se hace dificultoso diferenciar la cantidad de aporte que realiza cada feedback por separado al forzamiento radiativo total de onda larga, es por ello que se

quiso hacer explícito tanto el lugar de forzamiento (zona de altas latitudes) como también la cantidad a forzar radiativamente. Con esto se muestra una vez más lo difícil que es caracterizar o tratar con feedbacks de nubes en simulaciones climáticas.

Segundo, esta discrepancia entre la temperatura explicada por los tres diferentes feedbacks y el pCO_2 atmosférico presente en el Eoceno temprano se puede deber a varios aspectos, entre ellos, procesos atmosféricos que el modelo DCESS no alcanza a capturar o simplemente a variables que el modelo no calcula, cuyos valores se ingresaron *a mano*, por ejemplo, la cantidad a forzar radiativamente en altas latitudes o la disminución en el albedo planetario. Posibles mejoras se podrían obtener al crear un submódulo en el módulo atmósfera cuyo objetivo sea calcular este forzamiento radiativo de acuerdo al tipo de nube existente y/o utilizar una distribución de vegetación que permita conocer el albedo del planeta de forma más precisa.

Tercero, respecto de la comparación entre los resultados de las simulaciones y los proxies, tanto atmosféricos como oceánicos, confiamos en la buena adquisición e interpretación de los mismos, pues existen diversos factores que pueden alterar su tratamiento y/o interpretación (ver Apéndice A).

Cuarto, en cuanto a la sensibilidad climática de Eoceno, los valores estimados en este trabajo dan cuenta que el escenario climático del Eoceno temprano es más cálido que el actual debido a los feedbacks actuantes, lo que quedó demostrado con los valores superiores encontrados (Caballero y Huber, 2013), sin embargo, no se puede establecer de manera exacta este valor para Eoceno, sino más bien un rango de posibilidades. Si bien las cantidades de pCO_2 utilizadas para su cálculo están de acuerdo a Lowenstein y Demicco (2006), existe sólo un nivel inferior en donde la cantidad de pCO_2 atmosférico no puede caer, pero no existe un nivel máximo de esta cantidad, es por ello que estos resultados son sólo una estimación de acuerdo a los valores utilizados en este trabajo. Al no existir este límite superior de pCO_2 , se podría haber utilizado valores muy altos (por ejemplo, 5000, 10000 ppm), pero valores de esta magnitud son muy improbables, por el contrario se escogieron valores cercanos al límite inferior existente en el Eoceno temprano para no caer en resultados o valores sin fundamento físico demostrado.

Para finalizar, en trabajos de este tipo no se puede pretender solucionar o diagnosticar completamente un clima del planeta a partir de un modelo simple, sino que estos resultados sirven como entrada para modelos mucho más complejos como lo son los Modelos de Circulación General. Aún así, se han podido establecer mecanismos físicos capaces de elevar la temperatura en zonas polares.

Apéndice A

Isótopos de Oxígeno

Los foraminíferos son una de las herramientas más utilizadas para intentar estudiar y entender el ambiente oceánico que prevalece tanto en la actualidad como del pasado. Dentro de estos foraminíferos podemos distinguir entre foraminíferos planctónicos y bentónicos, los primeros de ellos, son organismos que desarrollan su ciclo de vida en la columna de agua, mientras que el último se caracteriza por desarrollar su ciclo de vida en el sedimento marino, ya sea dentro (endobentónico) o fuera de éste (epibentónico). Las conchas estos organismos, compuestas de carbonato de calcio, poseen isótopos estables que permiten el conocimiento de las condiciones de la columna de agua y del sedimento en el cual vivieron durante su ciclo de vida.

El oxígeno (O_2) posee 3 isótopos estables, ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O , sin embargo, el ^{17}O aporta poca información sobre el ciclo hidrológico en comparación al isótopo más abundante (^{16}O), y por otra parte, la medición de las variaciones de ^{18}O son más precisas, es por ello que se utiliza la relación $^{16}O/^{18}O$ para medir la abundancia isotópica del agua de mar. Las proporciones relativas de ^{16}O y ^{18}O en una muestra de agua se expresan en desviaciones (δ) respecto de un estándar. En este trabajo se utiliza el estándar VSMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water). De esta forma, la ecuación para la variación isotópica de ^{18}O en el agua de mar está dada por

$$\delta^{18}O = \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{\text{estándar}}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{\text{estándar}}} \times 10^3 \quad (\text{‰}) \quad (\text{A.1})$$

Si $\delta^{18}O > 0$ significa que la muestra está enriquecida de ^{18}O respecto del estándar, mientras que si $\delta^{18}O < 0$ quiere decir lo contrario. Debido a que el isótopo ^{18}O es más pesado que ^{16}O , el ^{18}O se evapora con mayor dificultad desde el océano en comparación con ^{16}O , es por ello que *normalmente* el agua de mar está enriquecida de ^{18}O , mientras que las nubes, la precipitación y los glaciares enriquecidos en ^{16}O . Por ejemplo, durante un período glacial el hielo sobre los continentes u océanos retiene el ^{16}O , lo que genera un enriquecimiento aún mayor de ^{18}O del agua de mar y por tanto las conchas de los foraminíferos experimentan un aumento en la excursión isotópica, es decir, valores más positivos. Por otra parte, en períodos más cálidos, el océano no posee tanta abundancia de ^{18}O , puesto que existe una mayor inyección de ^{16}O debido a hielos y precipitación y por lo tanto, esta excursión isotópica disminuye.

Debido a lo anterior, se puede establecer una relación directa entre $\delta^{18}O$ y temperatura del océano, para ello se utiliza la ecuación propuesta por Bemis *et al.* (1998),

$$T(^{\circ}C) = 16,5 - 4,8 \cdot (\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w) \quad (A.2)$$

donde $\delta^{18}O_c$ corresponde a la variación isotópica de la calcita y $\delta^{18}O_w$ la composición del agua de mar en donde habitaba el foraminífero. Este último valor tiende a ser constante y para este trabajo se toma un valor igual a $-1,2\text{‰}$ para un océano libre de hielo respecto del estándar VSMOW.

Cabe destacar que al recopilar valores de este isótopo, éste presenta variaciones regionales y estacionales, entre estos causantes de esta variación destacan: a) el efecto latitudinal, con valores de $\delta^{18}O$ cada vez menores a medida que aumenta la latitud, b) el efecto continental, con valores de $\delta^{18}O$ más negativos para precipitaciones que tengan lugar más al interior del continente, c) el efecto altitud, con valores de $\delta^{18}O$ para la precipitación cada vez más inferiores a medida que aumenta la altitud, d) el efecto estacional, con valores de $\delta^{18}O$ más negativos durante el invierno (en zonas de clima templado) y e) el efecto intensidad, con valores de $\delta^{18}O$ más negativos durante las tormentas intensas.

Para finalizar, además del estándar VSMOW existen otros, de los cuales el VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) es el otro más utilizado. La ecuación que relaciona ambos estándares es

$$\delta^{18}O_{\text{VSMOW}} = 1,03091 \cdot \delta^{18}O_{\text{VPDB}} + 30,91\text{‰} \quad (\text{A.3})$$

Referencias

- Abbot, D. S., Chris C Walker y Eli Tziperman (2009a). ‘Can a convective cloud feedback help to eliminate winter sea ice at high CO2 concentrations?’. *Journal of Climate* **22**(21), 5719–5731.
- Abbot, D. S., Matthew Huber, Gabriel Bousquet y Chris C. Walker (2009b). ‘High-CO2 cloud radiative forcing feedback over both land and ocean in a global climate model’. *Geophysical Research Letters* **36**(5), n/a–n/a.
- Abbot, D. S. y Eli Tziperman (2008a). ‘A high-latitude convective cloud feedback and equable climates’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **134**(630), 165–185.
- Abbot, D. S. y Eli Tziperman (2008b). ‘Sea ice, high-latitude convection, and equable climates’. *Geophysical Research Letters* **35**(3), n/a–n/a.
- Amante, C. y B.W. Eakins (2009). *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division.
- Archer, D., Michael Eby, Victor Brovkin, Andy Ridgwell, Long Cao, Uwe Mikolajewicz, Ken Caldeira, Katsumi Matsumoto, Guy Munhoven, Alvaro Montenegro y Kathy Tokos (2009). ‘Atmospheric Lifetime of Fossil Fuel Carbon Dioxide’. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **37**(1), 117–134.
- Bemis, B. E., Howard J. Spero, Jelle Bijma y David W. Lea (1998). ‘Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations’. *Paleoceanography* **13**(2), 150–160.

- Budyko, M. I. (1969). ‘The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth’. *Tellus* **21**(5), 611–619.
- Caballero, R. y Matthew Huber (2013). ‘State-dependent climate sensitivity in past warm climates and its implications for future climate projections’. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **110**(35), 14162–14167.
- Caldeira, K. y Michael E Wickett (2003). ‘Oceanography: anthropogenic carbon and ocean pH’. *Nature* **425**(6956), 365–365.
- Forster, P., Venkatachalam Ramaswamy, Paulo Artaxo, Terje Berntsen, Richard Betts, David W Fahey, James Haywood, Judith Lean, David C Lowe, Gunnar Myhre et al. (2007). Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2. In ‘Climate Change 2007. The Physical Science Basis’.
- Greenwood, D. R. y Scott L. Wing (1995). ‘Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients’. *Geology* **23**(11), 1044–1048.
- Haney, R. L. (1971). ‘Surface thermal boundary condition for ocean circulation models’. *Journal of Physical Oceanography* **1**(4), 241–248.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*. Vol. 56. Academic press.
- Hartmann, D. L., Maureen E Ockert-Bell y Marc L Michelsen (1992). ‘The effect of cloud type on Earth’s energy balance: Global analysis’. *Journal of Climate* **5**(11), 1281–1304.
- Hartmann, D. L. y David A Short (1979). ‘On the role of zonal asymmetries in climate change’. *Journal of the Atmospheric Sciences* **36**(3), 519–528.
- Heinemann, M., J. H. Jungclauss y J. Marotzke (2009). ‘Warm Paleocene/Eocene climate as simulated in ECHAM5/MPI-OM’. *Climate of the Past* **5**(4), 785–802.
- Herold, N., J. Buzan, M. Seton, A. Goldner, J. A. M. Green, R. D. Müller, P. Markwick y M. Huber (2014). ‘A suite of early eocene (55 ma) climate model boundary conditions’. *Geoscientific Model Development Discussions* **7**(1), 529–562.

- Huang, Y. (2013). ‘On the longwave climate feedbacks’. *Journal of Climate* **26**(19), 7603–7610.
- Huber, M. (2013). ‘A sensitivity to history’. *Nature Geoscience* **6**(1), 15–16.
- Huber, M. y Lisa Cirbus Sloan (2001). ‘Heat transport, deep waters, and thermal gradients: Coupled simulation of an Eocene greenhouse climate’. *Geophysical Research Letters* **28**(18), 3481–3484.
- Huber, M. y R. Caballero (2011). ‘The early Eocene equable climate problem revisited’. *Climate of the Past Discussions* **7**(1), 241–304.
- Kagan, B. A. (2006). *Ocean Atmosphere Interaction and Climate Modeling*. Vol. 11. Cambridge University Press.
- Liou, K.-N. (2002). *An introduction to atmospheric radiation*. Vol. 84. Academic press.
- Lowenstein, T. K. y Robert V. Demicco (2006). ‘Elevated Eocene Atmospheric CO₂ and its subsequent decline’. *Science* **313**(5795), 1928.
- Lunt, D. J., T. Dunkley Jones, M. Heinemann, M. Huber, A. LeGrande, A. Winguth, C. Loftson, J. Marotzke, C. D. Roberts, J. Tindall, P. Valdes y C. Winguth (2012). ‘A model-data comparison for a multi-model ensemble of early Eocene atmosphere-ocean simulations: EoMIP’. *Climate of the Past* **8**(5), 1717–1736.
- Members, P. P. et al. (2012). ‘Making sense of palaeoclimate sensitivity’. *Nature* **491**(7426), 683–691.
- Myhre, G., Eleanor J. Highwood, Keith P. Shine y Frode Stordal (1998). ‘New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases’. *Geophysical Research Letters* **25**(14), 2715–2718.
- Pagani, M., Ken Caldeira, David Archer y James C. Zachos (2006). ‘An Ancient Carbon Mystery’. *Science* **314**(5805), 1556–1557.
- Peixoto, J. y A.H. Oort (1992). *Physics of Climate*. American Institute of Physics.

- Shaffer, G., S Malskær Olsen y Jens Olaf Pepke Pedersen (2008). ‘Presentation, calibration and validation of the low-order, DCESS Earth System Model (Version 1)’. *Geoscientific Model Development* **1**(1), 17–51.
- Sloan, L. C., James C. G. Walker y T. C. Moore (1995). ‘Possible role of oceanic heat transport in Early Eocene climate’. *Paleoceanography* **10**(2), 347–356.
- Sloan, L. C. y D. Pollard (1998). ‘Polar stratospheric clouds: A high latitude warming mechanism in an ancient greenhouse world’. *Geophysical Research Letters* **25**(18), 3517–3520.
- Sloan, L., JC Walker, TC Moore Jr, DK Rea y JC Zachos (1992). ‘Possible methane-induced polar warming in the early Eocene.’. *Nature* **357**(6376), 320–322.
- Stone, P. H. (1984). ‘Feedbacks between dynamical heat fluxes and temperature structure in the atmosphere’. *Geophysical Monograph Series* **29**, 6–17.
- Stone, P. H. y Dennis A Miller (1980). ‘Empirical relations between seasonal changes in meridional temperature gradients and meridional fluxes of heat’. *Journal of the Atmospheric Sciences* **37**(8), 1708–1721.
- Talley, L. D., George L Pickard, William J Emery y James H Swift (2011). *Descriptive Physical Oceanography: an introduction*. Academic Press.
- Trenberth, K. E. y Julie M Caron (2001). ‘Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports’. *Journal of Climate* **14**(16), 3433–3443.
- Wang, X., Peter H Stone y Jochem Marotzke (1999). ‘Global thermohaline circulation. Part ii: Sensitivity with interactive atmospheric transports.’. *Journal of climate*.
- Zachos, J. C., Gerald R Dickens y Richard E Zeebe (2008). ‘An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics’. *Nature* **451**(7176), 279–283.
- Zachos, J. C., Lowell D. Stott y Kyger C. Lohmann (1994). ‘Evolution of Early Cenozoic marine temperatures’. *Paleoceanography* **9**(2), 353–387.
- Zachos, J., Mark Pagani, Lisa Sloan, Ellen Thomas y Katharina Billups (2001). ‘Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present’. *Science* **292**(5517), 686–693.