



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

EL OCÉANO AUSTRAL DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL EN  
SIMULACIONES CMIP5/PMIP3

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

DANIELA ALEJANDRA LATOJA VILLOUTA

PROFESORA GUÍA:  
MAISA ROJAS CORRADI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
GARY SHAFFER  
CATALINA AGUIRRE GALAZ  
RENÉ GARREAUD SALAZAR

Este trabajo ha sido financiado por Núcleo Milenio Paleoclima

SANTIAGO DE CHILE  
2019

RESUMEN DEL PROYECTO DE GRADO PARA OPTAR  
AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA  
POR: DANIELA ALEJANDRA LATOJA VILLOUTA  
FECHA: 2019  
PROF. GUÍA: MAISA ROJAS CORRADI

EL OCÉANO AUSTRAL DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL EN  
SIMULACIONES CMIP5/PMIP3

Se analiza el Océano Austral en modelos del Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase 3 (PMIP3) en sus simulaciones del Último Máximo Glacial (UMG) y el Preindustrial (PI), siendo este último utilizado como simulación control. Se pretende evaluar en estos modelos la validez de la teoría de Toggweiler, Russell, y Carson (2006), la cual propone que las variaciones de intensidad de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC) en distintos periodos climáticos, generadas por cambios en la posición latitudinal promedio de los vientos del oeste en el Hemisferio Sur, inducen variaciones en la circulación meridional en el Océano Austral y Global, produciendo consecuencias importantes en el clima del planeta. Más específicamente, la teoría plantea que estas variaciones de la circulación oceánica serían las responsables de causar, al menos en parte, el desencadenamiento de una era glacial, particularmente del UMG, o el término de ésta gracias a la diferente tasa de ventilación del  $CO_2$  de las profundidades del Océano Austral. Se encuentra que los modelos PMIP3 analizados pueden reproducir de manera general características oceánicas esperadas para el periodo glacial en temperatura, salinidad e intensidad de la ACC en el Océano Austral. Sin embargo, estas características no se traducen en un cambio notable en circulación meridional con respecto al periodo PI, cambios que han sido sugeridos por la teoría y por múltiples estudios que utilizan proxies paleoclimáticos. Por ejemplo, no se evidencian cambios claros, ni coincidentes para todos o la mayoría de los modelos, en la intensidad de la circulación meridional ni en la profundidad de las ramas de transporte hacia el norte y hacia el sur, las cuales son representativas de la distribución de masas de agua superficiales, intermedias profundas y de fondo en el Océano Austral. Luego, el mecanismo propuesto por Toggweiler et al. (2006) para desencadenar, mantener o dar término al Último Máximo Glacial no estaría presente de manera completa en los modelos PMIP3.



# Agradecimientos

Quiero agradecer primeramente a mi familia, especialmente a mis padres, por su amor y apoyo incondicional a lo largo de estos años de magíster y durante toda mi vida. Dedico este logro a ellos, ya que han sido el pilar fundamental para completar mis estudios y llegar a ser lo que soy hoy en día. Agradezco a mi pareja, Cristian, por su amor, apoyo y compañía en los últimos años, años que han sido difíciles para ambos, pero en los cuales hemos podido salir adelante juntos con el apoyo y amor mutuo.

También quiero agradecer a mis compañeros de magíster por la compañía, las conversaciones y discusiones interesantes, tanto de temas académicos como de otra índole, las risas, el cariño y todos los buenos momentos que pasamos juntos. Agradezco a los profesores del departamento de Geofísica, de quienes tuve la posibilidad de aprender, tanto como alumna como también en otras situaciones. En particular agradezco a mi profesora guía, Maisa Rojas, por la posibilidad de realizar mi tesis con ella, por su apoyo durante el desarrollo del trabajo y el financiamiento otorgado a través del Nucleo Milenio Paleoclima.



# Tabla de Contenido

|   |           |
|---|-----------|
| Índice de Tablas  | vi        |
| Índice de Figuras   | vii       |
| <b>1 Introducción</b>   | <b>1</b>  |
| 1.1 El Océano Austral . . . . .   | 5         |
| 1.2 Relación del Océano Austral con el clima global . . . . .                       | 13        |
| 1.3 Estudio de los climas pasados . . . . .   | 19        |
| 1.4 Objetivos . . . . .   | 20        |
| <b>2 Antecedentes previos</b>   | <b>22</b> |
| 2.1 Forzantes no orbitales de los ciclos glaciales -<br>interglaciales . . . . .    | 22        |
| 2.2 Cambios en el océano durante el UMG . . . . .                                   | 25        |
| <b>3 Datos y Metodología</b>  | <b>30</b> |
| 3.1 Datos . . . . .   | 30        |
| 3.2 Metodología . . . . .   | 36        |
| <b>4 Resultados</b>   | <b>41</b> |
| 4.1 Comparación del reanálisis y simulaciones PI . . . . .                          | 41        |
| 4.2 Comparación de simulaciones del Último Máximo Glacial y Preindustrial . . . . . | 53        |
| <b>5 Discusión</b>  | <b>75</b> |
| <b>6 Conclusiones</b>   | <b>83</b> |
| <b>Bibliografía</b>   | <b>87</b> |
| <b>Apéndice A</b>   | <b>94</b> |
| <b>Apéndice B</b>   | <b>96</b> |

# Índice de Tablas

|     |   |     |
|-----|---|-----|
| 3.1 | Algunas características de diseño de las simulaciones PI y UMG. Adaptado de (Kim, Kim, y Kim, 2015). . . . .  | 32  |
| 3.2 | Modelos de CMIP5/PMIP3 a utilizar en el trabajo presente. . . . .   | 34  |
| 3.3 | Distribución de variables disponibles en los modelos de CMIP5/PMIP3 seleccionados. . . . .  | 35  |
| 3.4 | Sectores longitudinales del Océano Austral. . . . .   | 37  |
| 4.1 | Valores de la media y mediana de los campos superficiales de salinidad y temperatura potencial de los modelos PMIP3 en la simulación PI y el reanálisis GODAS en la región del Océano Austral. . . . .                      | 43  |
| 4.2 | Valores del transporte zonal promedio de los modelos PMIP3 en la simulación PI y el reanálisis GODAS. En paréntesis se muestra el porcentaje de la diferencia PI-Reanálisis con respecto a la media de este último. . . . . | 52  |
| 4.3 | Promedio de la diferencia UMG-PI de transporte zonal asociado a la AAC en el Océano Austral. En paréntesis se muestra el porcentaje de variación con respecto a la media PI. . . . .  | 65  |
| 4.4 | Valores máximos y mínimos de la función de corriente meridional de masa para los periodos UMG y PI. . . . .   | 69  |
| 4.5 | Tasa de formación de agua profunda alrededor de Antártica en los periodos UMG y PI. . . . .   | 73  |
| 4.6 | Resumen de los resultados obtenidos de la comparación de las variables en los periodos UMG y PI. . . . .  | 74  |
| 5.1 | Intensidad promedio de la ACC en los modelos PMIP3 en los periodos UMG y PI. . . . .  | 80  |
| 5.2 | Intensidad promedio de la ACC en los modelos PMIP2 en los periodos UMG y PI. . . . .  | 81  |
| B.1 | Media de los campos de salinidad y temperatura potencial en el Océano Austral del reanálisis GODAS y simulaciones PI. . . . .   | 97  |
| B.2 | Valores promedio de los campos de salinidad en el Océano Austral correspondientes a los periodos UMG, PI y la diferencia entre ellos. . . . .   | 108 |

|     |   |     |
|-----|---|-----|
| B.3 | Valores promedio de los campos de temperatura potencial en el Océano Austral correspondientes a los periodos UMG, PI y la diferencia entre ellos. . . . . | 109 |
|-----|---|-----|

# Índice de Figuras

|      |   |    |
|------|---|----|
| 1.1  | Esquema de la circulación oceánica superficial . . . . .  | 3  |
| 1.2  | Esquema simplificado de la circulación profunda global . . . . .  | 4  |
| 1.3  | Esquema de la generación dinámica de la ACC. . . . .  | 6  |
| 1.4  | Mapa del Océano Austral . . . . .   | 7  |
| 1.5  | Sección meridional del Océano Austral con esquema de Celda de Deacon . . . . .  | 9  |
| 1.6  | Esquema de la actividad de remolinos en el Océano Austral . . . . .   | 10 |
| 1.7  | Esquema de la circulación profunda en el Océano Austral. . . . .  | 11 |
| 1.8  | Anomalías de temperatura superficial durante el Último Máximo Glacial con respecto al periodo Preindustrial . . . . .             | 15 |
| 1.9  | Proceso de realimentación positiva propuesto por Toggweiler et al. (2006) . . . . .   | 17 |
| 1.10 | Esquema del corrimiento latitudinal de los Oestes . . . . .   | 18 |
| 2.1  | Esquema comparativo entre la estructura de la circulación meridional oceánica promedio actual y la inferida para el UMG . . . . . | 26 |
| 3.1  | Cobertura de hielo polar utilizada en CMIP5/PMIP3 para las simulaciones del Último Máximo Glacial. . . . .                        | 32 |
| 3.2  | Diferencia radiativa . . . . .  | 33 |
| 4.1  | Mapas de salinidad en superficie . . . . .  | 42 |
| 4.2  | Diferencia de los perfiles de salinidad promedio en 30°S del preindustrial y reanálisis . . . . .                                 | 44 |
| 4.3  | Diferencia de los perfiles de salinidad promedio en 60°S del preindustrial y reanálisis . . . . .                                 | 44 |
| 4.4  | Mapas de temperatura potencial en superficie . . . . .  | 46 |
| 4.5  | Diferencia de los perfiles de temperatura promedio en 30°S del preindustrial y reanálisis . . . . .                               | 47 |
| 4.6  | Diferencia de los perfiles de temperatura promedio en 60°S del preindustrial y reanálisis . . . . .                               | 47 |
| 4.7  | Mapas de magnitud la de velocidad horizontal en superficie . . . . .  | 49 |
| 4.8  | Diferencia de perfiles de velocidad zonal en 60°S entre el PI y reanálisis . . . . .  | 50 |



|      |  |     |
|------|--|-----|
| 4.9  | Diferencia de perfiles de velocidad zonal como media entre 50 – 60°S entre el PI y reanálisis . . . . .  | 51  |
| 4.10 | Transporte zonal en el Océano Austral de las simulaciones PI y el reanálisis .   | 51  |
| 4.11 | Diferencia UMG-PI de los perfiles promedio de salinidad a 30°S . . . . .   | 55  |
| 4.12 | Diferencia UMG-PI de los perfiles promedio de salinidad a 60°S . . . . .   | 55  |
| 4.13 | Distribución meridional de la diferencia de salinidad UMG-PI en el sector Atlántico . . . . .  | 56  |
| 4.14 | Distribución meridional de la diferencia de salinidad UMG-PI en el sector Índico   | 57  |
| 4.15 | Distribución meridional de la diferencia de salinidad UMG-PI en el sector Pacífico . . . . .   | 58  |
| 4.16 | Diferencia UMG-PI de los perfiles promedio de temperatura potencial a 30°S   | 60  |
| 4.17 | Diferencia UMG-PI de los perfiles promedio de temperatura potencial a 60°S   | 60  |
| 4.18 | Diferencia UMG-PI de los perfiles promedio de velocidad zonal 60°S . . . . .   | 62  |
| 4.19 | Diferencia UMG-PI de los perfiles promedio de velocidad zonal como media entre 50 – 60°S . . . . .   | 62  |
| 4.20 | Diferencia UMG-PI del transporte zonal en el Océano Austral. . . . .   | 63  |
| 4.21 | Sección zonal de las diiferencias UMG-PI del transporte zonal en el Océano Austral. . . . .  | 64  |
| 4.22 | Función de corriente meridional de masa en los periodos UMG y PI. . . . .  | 67  |
| 4.23 | Función de corriente meridional de masa en los periodos UMG y PI, mostrando sólo valores significativos. . . . .   | 70  |
| 4.24 | Función de corriente meridional de masa en los periodos UMG y PI con los límites de separación de sus flujos meridionales conforme a su sentido. . . . . | 71  |
| A.1  | Esquema explicativo del cálculo de la función de corriente de masa. . . . .  | 95  |
| B.1  | Diferencia de salinidad PI-RA en superficie . . . . .  | 99  |
| B.2  | Diferencia de salinidad PI-RA a 1000 m . . . . .   | 100 |
| B.3  | Diferencia de salinidad PI-RA a 3000 m . . . . .   | 101 |
| B.4  | Diferencia de temperatura potencial PI-RA en superficie . . . . .  | 102 |
| B.5  | Diferencia de temperatura potencial PI-RA a 1000 m . . . . .   | 103 |
| B.6  | Diferencia de temperatura potencial PI-RA a 3000 m . . . . .   | 104 |
| B.7  | Diferencia de velocidad horizontal PI-RA en superficie . . . . .   | 105 |
| B.8  | Diferencia de velocidad horizontal PI-RA a 1000 m . . . . .  | 106 |
| B.9  | Diferencia de velocidad horizontal PI-RA a 3000 m . . . . .  | 107 |
| B.10 | Diferencia de salinidad UMG-PI en superficie . . . . .   | 110 |
| B.11 | Diferencia de salinidad UMG-PI a 1000 m de profundidad . . . . .   | 111 |
| B.12 | Diferencia de salinidad UMG-PI a 3000 m de profundidad . . . . .   | 112 |
| B.13 | Diferencia de temperatura potencial UMG-PI en superficie . . . . .   | 113 |
| B.14 | Diferencia de temperatura potencial UMG-PI a 1000 m de profundidad . . .   | 114 |
| B.15 | Diferencia de temperatura potencial UMG-PI a 3000 m de profundidad . . .   | 115 |
| B.16 | Diferencia de velocidad horizontal UMG-PI en superficie . . . . .  | 116 |

|   |     |
|---|-----|
| B.17 Diferencia de velocidad horizontal UMG-PI a 1000 m . . . . . | 117 |
| B.18 Diferencia de velocidad horizontal UMG-PI a 3000 m . . . . . | 118 |



# 1. Introducción

Los océanos son una parte fundamental del sistema Tierra, ya que poseen una gran capacidad de actuar como agentes moldeantes del clima tanto a nivel local y como global. Por ejemplo, tienen una gran capacidad para almacenar y distribuir calor, entre otras características físicas y químicas importantes. Su alta capacidad calorífica, sumado a su bajo albedo, posibilita la absorción y retención de gran cantidad de radiación solar, ayudando a mantener la temperatura planetaria en cierto nivel. La influencia de los océanos en la temperatura del planeta es tan importante que, por ejemplo, si todas las masas oceánicas fueran reemplazadas por continentes, la Tierra sería en promedio varios grados más fría (Vallis, 2012). Esto se debería a que, dado que los continentes poseen un mayor albedo y no están en movimiento (en escalas temporales relativamente cortas), su capacidad de absorber calor es mucho menor que la del océano. Asimismo, las variaciones de temperatura anuales en un planeta sin océanos serían mucho más pronunciadas, lo cual se infiere al comparar el ciclo anual del Hemisferio Norte con el del Hemisferio Sur, donde el primero es mayoritariamente continental y el segundo es mayoritariamente oceánico.

Además, los océanos, y los cuerpos de agua en general, permiten que existan las nubes y el vapor de agua atmosférico, lo cual posibilita el desarrollo de diferentes fenómenos meteorológicos con precipitación asociada (tormentas de distintos tipos), así como también ayuda a mantener la temperatura terrestre. Gracias a que el vapor de agua, en conjunto con otros gases presentes en la atmósfera, no es transparente a la radiación de onda larga emitida por la superficie de la Tierra, parte de ésta puede ser absorbida y retenida en la atmósfera (el llamado efecto invernadero), limitando el escape de energía hacia el exterior del planeta. Luego, la presencia de agua en la Tierra, especialmente de los océanos por su gran extensión, actúa como regulador térmico y permite que ésta mantenga una temperatura adecuada para la existencia y desarrollo de los distintos tipos de vida que en ella habitan. Por esta y más razones, a los océanos del planeta se les ha dado el título de “la gran máquina de calor global” (Howe, 2008).

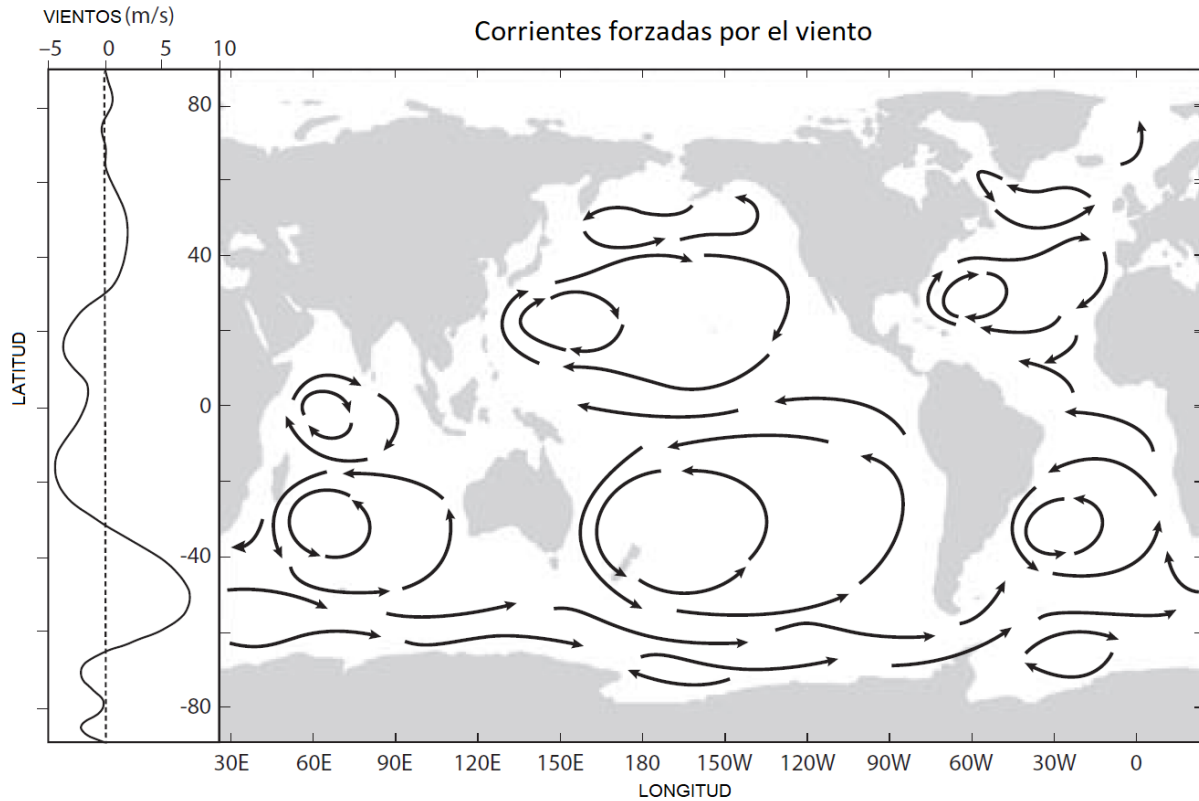
Por otra parte, gracias a que los océanos están en constante movimiento el calor absorbido de la radiación solar puede ser ampliamente distribuido horizontalmente a lo largo del planeta, así como también verticalmente en una capa de varios metros de profundidad, hecho que propicia la absorción de más calor desde la superficie. Dadas las características geométricas

de la Tierra, el balance energético entre la radiación de onda corta entrante y radiación de onda larga saliente resulta positivo en latitudes bajas y negativo en latitudes altas, en promedio anual, dando así lugar a un superávit y déficit energéticos, respectivamente en cada zona, y a un gradiente latitudinal de temperatura importante. Gracias a la existencia de los océanos (y también de la atmósfera) es posible redistribuir el calor excesivo de latitudes bajas y llevarlo a latitudes altas, disminuyendo así el gradiente latitudinal de temperatura producido en primera instancia y homogeneizar en cierta medida el clima del planeta. En el océano, esta redistribución se realiza principalmente mediante el movimiento o circulación oceánica, la cual permite transportar también otras propiedades, aparte de calor, a lo largo de todo el globo. Además de redistribuir el calor proveniente del sol, los océanos también pueden tomar calor de la atmósfera donde ésta es más cálida, transportarlo y liberarlo donde es más fría, ayudando aún más a la homogeneización de la temperatura planetaria (Vallis, 2012).

La circulación oceánica, como se dijo, corresponde al movimiento de masas de agua oceánicas y se suele subdividir en dos tipos: circulación superficial y profunda. En la realidad, estas dos circulaciones no están completamente divididas ni desconectadas, pero se acostumbra separarlas a la hora de estudiarlas ya que cada una tiene distintos factores generadores. La circulación superficial es producida principalmente por esfuerzo del viento sobre la superficie del océano, por lo que ésta sigue aproximadamente los patrones de movimiento del viento superficial (como se puede apreciar en la figura 1.1). Por ejemplo, en los lugares donde se ubican centros atmosféricos de alta y baja presión permanentes o semi-permanentes se ubican también los giros oceánicos (como los giros subtropicales, forzados por los anticiclones subtropicales). Asimismo, en la zona ecuatorial donde se ubican los vientos alisios se forma una corriente oceánica superficial hacia el oeste, siguiendo el sentido de los vientos locales. Dada la configuración y forzantes de la circulación superficial, la variabilidad y cambios que se producen en ésta suelen afectar el clima de manera más bien regional y en escalas de tiempo cortas o medias, de interanuales a decadales (Vallis, 2012).

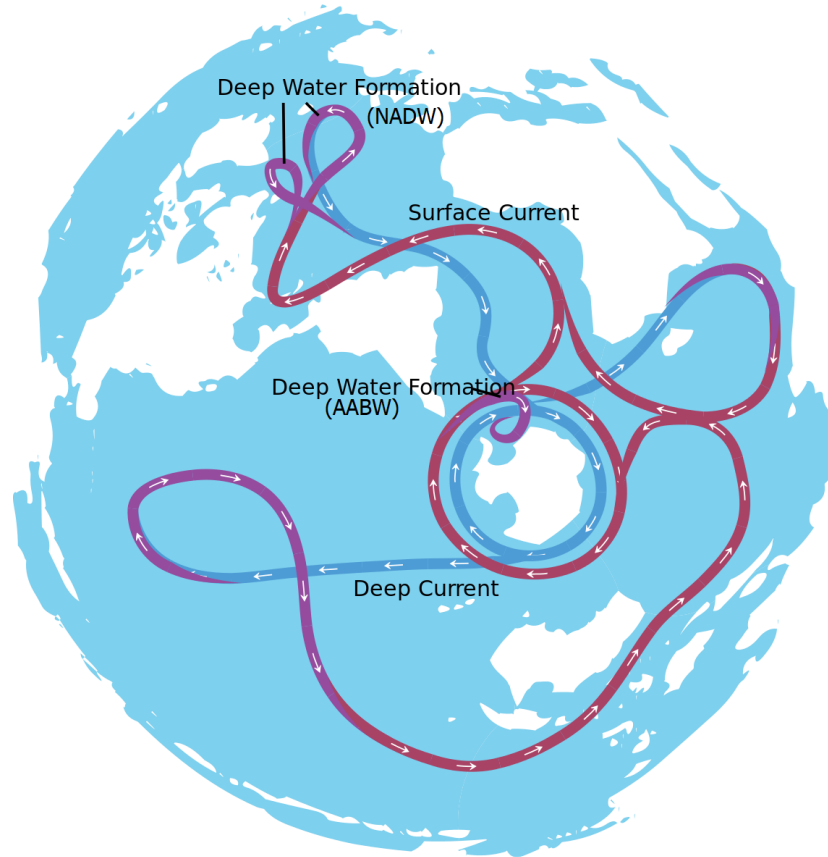
Por otro lado, existe la circulación profunda global, también llamada circulación meridional global o cinta transportadora global (Broecker, 1987), nombrada así debido a que afecta y recorre prácticamente todo el planeta, especialmente cuando se consideran grandes escalas temporales (Talley, Pickard, Emery, y Swift, 2011). Históricamente, a esta circulación también se le ha llamado Circulación Termohalina (Wunsch, 2002), ya que inicialmente se pensaba que su principal forzante eran las variaciones y gradientes de densidad de las masas de agua oceánicas producidas por diferencias de temperatura y salinidad. Investigaciones posteriores han encontrado que si bien estas variaciones de las propiedades físicas son un componente importante de la circulación (particularmente para la formación local de masas de agua), no son éstas las que finalmente producen su movimiento a lo largo del planeta (Vallis, 2012; Wunsch, 2002). Por esta razón, hoy en día el nombre Circulación Meridional Global ha tomado mayor importancia que el de Circulación Termohalina.

La circulación meridional global considera puntos de formación de agua profunda, ubica-



**Figura 1.1:** Esquema de la circulación oceánica superficial (lado derecho) y promedio zonal del viento zonal superficial (lado izquierdo). Adaptado de Vallis (2012).

dos a altas latitudes en algunas cuencas oceánicas (Atlántico Norte y Océano Austral), en los cuales ocurre hundimiento de aguas superficiales por un aumento de su densidad o pérdida de boyancia (por baja temperatura y/o alta salinidad). Éstas, al hundirse, dan origen a nuevas masas de agua con características más o menos definidas, las cuales posteriormente se transportan alrededor del globo (principalmente en dirección meridional) a diferentes profundidades. Algunas masas de agua en su movimiento son afectadas de manera importante por la mezcla horizontal y diapirica, mientras que otras mantienen aproximadamente sus características iniciales (es decir, se mueven en trayectorias cuasi-adiabáticas). Gracias a esto último, a las masas de agua se les identifica y nombra por su lugar de formación y la profundidad en la cual se ubican o mueven, lo cual permite posteriormente diferenciarlas unas de otras en el océano global. Asimismo, la circulación profunda global considera también zonas de surgencia, donde las masas de agua profunda formadas con anterioridad emergen a la superficie o disminuyen su profundidad, luego de haberse movido por diferentes caminos. Según la visión más clásica de la circulación profunda, esta surgencia ocurre de manera amplia y generalizada en el océano global, por lo que las velocidades verticales asociadas a ésta deberían ser muy pequeñas para equilibrar el hundimiento y formación de agua profunda. Si embargo, esta idea es y ha sido ampliamente cuestionada, lo cual se comentará más adelante. De todas formas, mediante la circulación profunda global los océanos van renovando y mezclando sus propiedades espacial y temporalmente. Un esquema simplificado de esta circulación se muestra en la figura 1.2.



**Figura 1.2:** Esquema simplificado de la circulación profunda global en su visión clásica, conocida también como cinta transportadora global. Las cintas en azul representan flujos profundos y las en rojo representan flujos de baja o mediana profundidad. También se indican las zonas de formación de agua profunda en el Atlántico Norte y el Océano Austral (Avsa, 2009).

La circulación oceánica profunda es muy importante para el clima y los cambios climáticos, puesto que transporta grandes cantidades de masa (con grandes cantidades de calor asociado a ésta) y su naturaleza dinámica no lineal (Stouffer et al., 2006). Su variabilidad puede afectar profundamente el clima a grandes escalas temporales, desde cientos a miles de años incluso. Estas escalas temporales se deben a que los forzantes que producen la circulación involucran velocidades pequeñas en comparación con el caso superficial, por lo que el traslado de las diferentes masas de agua a lo largo del planeta toma mucho tiempo (cientos de años o más de mil; Talley et al., 2011). Por otra parte, la circulación profunda es capaz de transportar propiedades importantes como sal, agua fresca, trazadores biogeoquímicos y otros componentes como el dióxido de carbono o  $CO_2$  (Iudicone, Madec, Blanke, y Speich, 2008), gas de efecto invernadero muy importante para el clima y que puede ser almacenado en grandes cantidades en las profundidades del océano. Así, la distribución de este gas en profundidad, su potencial liberación a la atmósfera o la integración de más dióxido de carbono a las profundidades, con sus consecuentes efectos en el clima, estarán modulados por las

variaciones y escala de tiempo de la circulación termohalina. Tan notable puede llegar a ser el efecto de las variaciones de esta circulación que, por ejemplo, Adkins (2013) menciona su importancia en el desarrollo, mantención y término de climas glaciales, en particular del Último Máximo Glacial. Luego, entender su funcionamiento y su evolución a través del tiempo es crucial para poder prever cambios a futuro a partir de las condiciones y forzantes actuales.

Por otra parte, el océano global se suele dividir en diferentes cuencas, separadas usualmente por límites continentales y ubicación geográfica. Estas cuencas son el Océano Atlántico, Índico, Pacífico, Ártico y Austral. Este último es particularmente importante para el clima ya que en él suceden procesos fundamentales asociados a la circulación global profunda y la circulación superficial. La existencia del Paso de Drake al sur del planeta tiene muchas implicancias dinámicas y climáticas y, además, permite que el Océano Austral actúe como una vía de conexión entre las cuencas del Atlántico, Índico y Pacífico. De esta manera, posibilita que ocurra intercambio de masas de agua y propiedades entre estas cuencas y que se desarrolle la circulación global como tal. Además, el Océano Austral es el océano más productivo en términos biológicos y un importante sumidero de calor y  $CO_2$  antropogénico, convirtiéndolo en un factor fundamental en la evolución del clima pasado, presente y futuro (Mayewski et al., 2009; Marshall y Speer, 2012; Sallée et al., 2013).

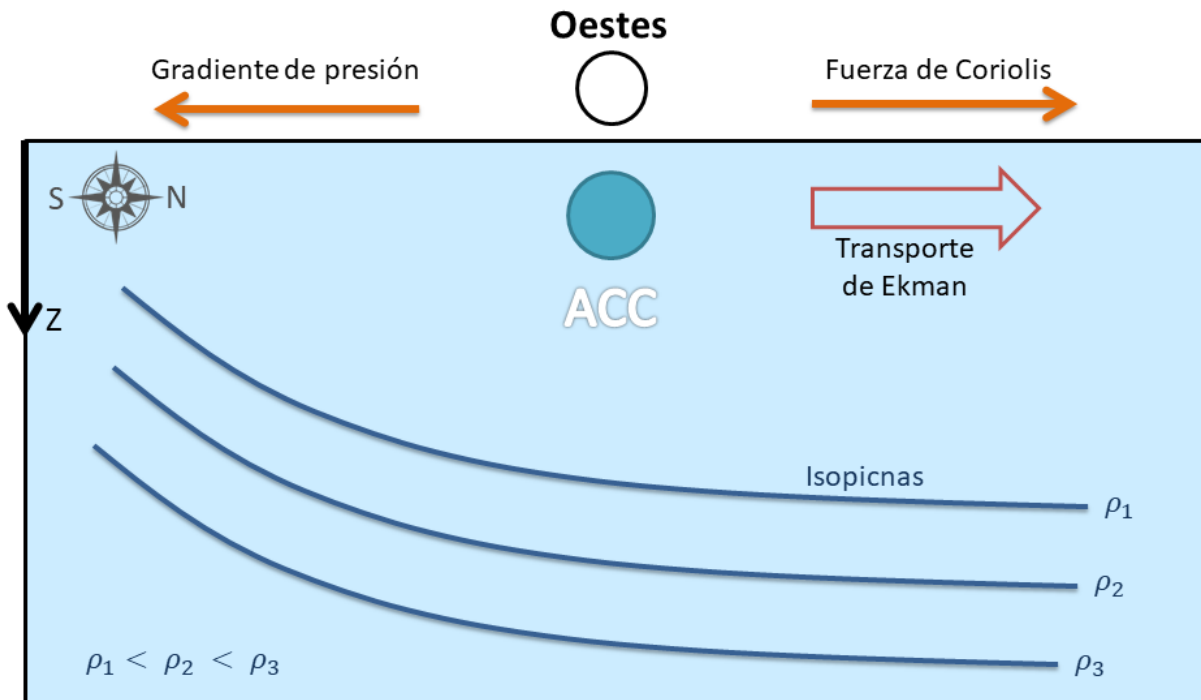
## 1.1. El Océano Austral

El Océano Austral corresponde a las masas de agua presentes en la parte sur del planeta, como su nombre claramente lo indica. El límite sur del Océano Austral es definido fácilmente por la presencia de una masa terrestre, el continente Antártico, así como es el caso de otras cuencas oceánicas cuyos respectivos límites geográficos también se definen por la existencia de continentes. Sin embargo, su límite norte no está bien definido a priori, ya que no existe una masa continental que lo restrinja. Por esta razón, puede haber discrepancia entre distintos autores sobre el límite recién mencionado, especialmente cuando se evalúa el Océano Austral por sectores y no como un todo. No obstante, en este océano existen rasgos físicos característicos que cumplen un rol importante en la determinación de la circulación oceánica a nivel local y global, por lo que debiera ser la ubicación de éstos el indicador más importante a la hora de definir los límites de su extensión.

Primeramente, uno de los rasgos oceánicos más importantes de esta cuenca es la Corriente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current*, ACC), que es el sistema de corrientes más intenso del planeta (Vallis, 2012; Hartmann, 2016). La generación de esta corriente ocurre por el forzamiento de los Oestes de latitudes medias/altas sobre el Océano Austral, sumado a la existencia del Paso de Drake, y un esquema de ésta se muestra en la figura 1.3. Dado su flujo, los Oestes producen un transporte de masa hacia el norte por efecto de la fuerza de Coriolis (transporte de Ekman), el cual genera a su vez un gradiente de presión en el sentido



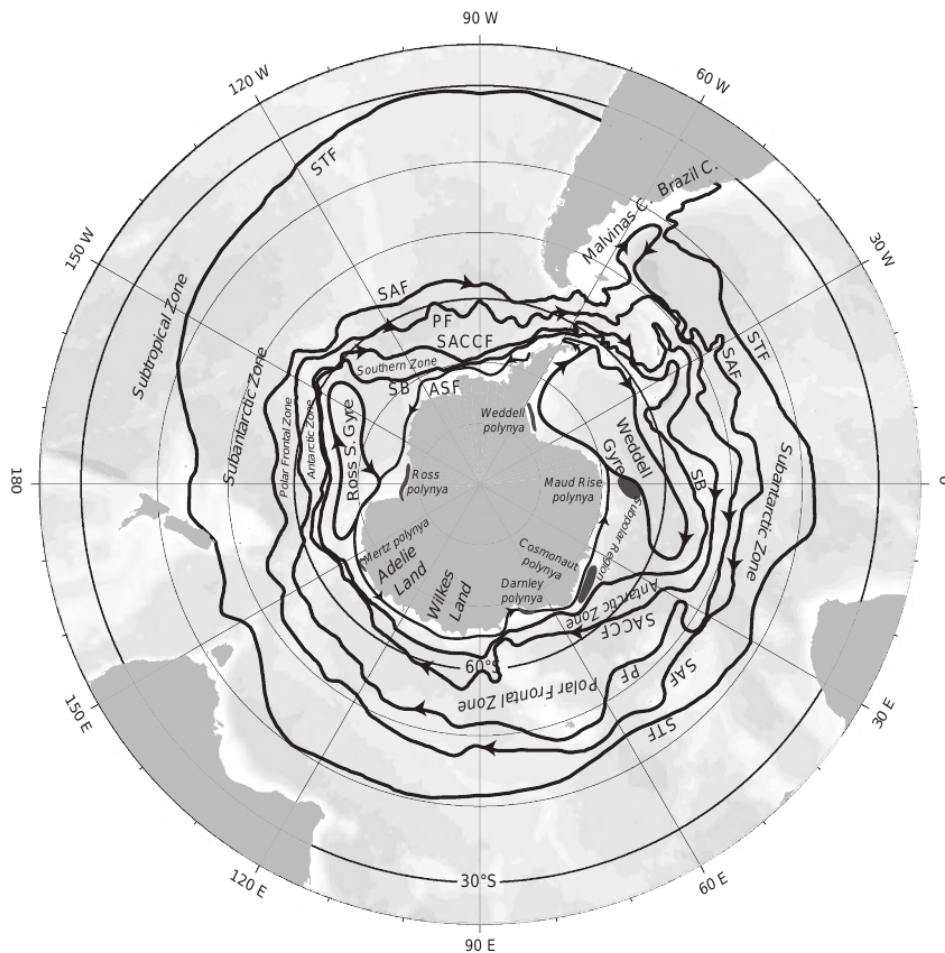
opuesto y que se traduce en una inclinación latitudinal de las isopícnas locales. El balance entre estas fuerzas, Coriolis y gradiente de presión (balance geostrófico), da lugar a una corriente con flujo hacia el este alrededor de toda Antártica, la ACC. Aparte de transportar gran cantidad de agua (hoy en día, unos  $162 \pm 5 Sv$  ( $Sv = 10^6 m^3/s$ ) a través del Paso de Drake; Lebedev, 2018), esta corriente es muy importante para el clima local y global puesto que promueve el intercambio de distintas propiedades del Océano Austral con otras cuencas y aísla a Antártica de la influencia de masas de agua tropicales. Además, la ACC juega un papel importante en la circulación profunda, ya que contribuye al intercambio de agua y características físicas entre las capas más profundas y someras del Océano Austral y Global (Rintoul y Naveira Garabato, 2013).



**Figura 1.3:** Esquema de la generación dinámica de la ACC.

La ACC no es una corriente cuyo flujo se distribuya homogéneamente alrededor del continente Antártico, sino que está conformada por frentes relativamente definidos y reducidos en extensión latitudinal. Mediante estos frentes es que se efectúa el transporte zonal hacia el este asociado al flujo de la corriente, siendo las trayectorias de éstos afectadas por la batimetría (Talley et al., 2011). Este transporte es más intenso en la capa superficial o justo debajo de ella, dado que los frentes suelen ser más pronunciados en estas profundidades por dos razones principales. Una de ellas es la mayor influencia del viento en las capas oceánicas más cercanas a la superficie y la otra tiene que ver con que la inclinación latitudinal de las isopícnas es más pronunciada en las columnas de agua por debajo de la capa superficial. La inclinación pronunciada de las isopícnas puede darse en áreas incluso más extensas, horizontalmente hablando, que la región específica en donde se ubica el frente y es debida principalmente al efecto del viento y forzantes de boyancia (Talley et al., 2011).

Según lo mencionado anteriormente, se puede decir entonces que la ACC es un sistema de corrientes consistente de un grupo de múltiples jets, alineados con ciertas líneas de corriente a lo largo de todo el recorrido circumpolar en el Océano Austral (Sokolov y Rintoul, 2009). Orsi, Whitworth III, y Nowlin Jr (1995) identificaron tres frentes circumpolares principales: el Frente Subantártico, considerado como el borde norte dinámico de la ACC, el Frente Polar y el Frente Sur, el cual se suele considerar como el límite sur de la corriente. Cada uno de estos frentes coincide con un cambio de características de temperatura y salinidad de las masas de agua circundantes, o dicho de otra forma, con el tipo de masa de agua presente. De hecho, en la práctica los frentes suelen ser reconocidos donde se puedan medir tales diferencias de propiedades y, gracias a esto, se han podido realizar esquemas que los ubiquen geográficamente (como el que se muestra en la figura 1.4). Con el tiempo, gracias a la evolución y mejora en la sensibilidad de los instrumentos oceanográficos, se han podido identificar más frentes que los mencionados anteriormente, pero son estos últimos los más prominentes y los que tienden a tener mayor transporte (Talley et al., 2011).

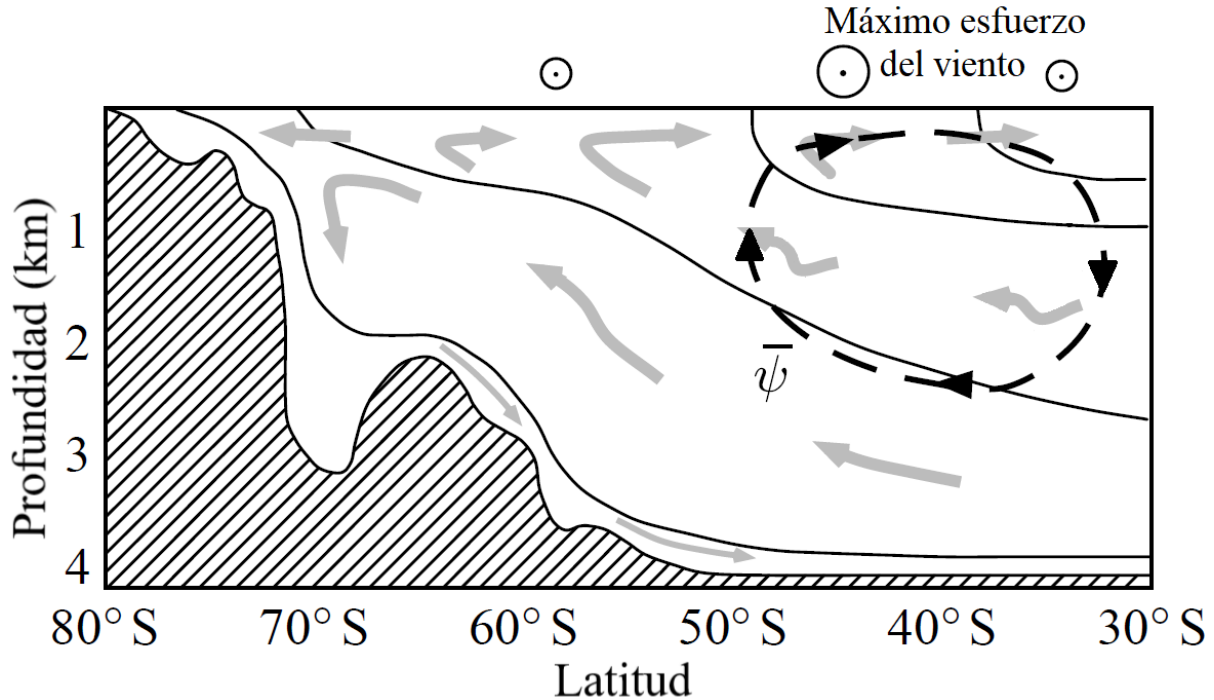


**Figura 1.4:** Mapa geográfico del Océano Austral, con algunos de los frentes principales de la ACC, algunas zonas y otras corrientes. Entre los primeros están el Frente subtropical (STF), el Frente subantártico (SAF), el Frente Polar (PF), el Frente sur de la ACC (SACCF) y el borde sur (SB). Adaptado de Talley et al. (2011).

Como se puede ver en la figura 1.4, la posición de los frentes de la ACC es muy variable en cuanto a latitud. Todos ellos tienen trayectorias cuya latitud cambia constantemente a medida que se avanza en longitud, siendo la variación más pronunciada de alrededor de  $15^\circ$  (en el caso del frente subtropical, STF en la figura 1.4). Además, la mayoría de los frentes se suele ubicar al sur de los  $40^\circ\text{S}$ , concordantemente con la ubicación del mayor esfuerzo de los vientos Oestes. Sin embargo, uno de ellos, el frente subtropical, puede llegar hasta casi los  $30^\circ\text{S}$  frente a la costa oeste de Sudamérica. La razón por la cual este frente se ubica más al norte es porque representa la división entre las aguas superficiales subtropicales y subantárticas (Orsi et al., 1995), y dado que las temperaturas en el Océano Pacífico Sur Oriental son más bajas que el promedio zonal en latitudes subtropicales (lo que se conoce como Lengua Fría), la temperatura del agua en esta zona se asimila al promedio zonal de latitudes mayores, es decir, a masas de agua subantártica. Dado lo anterior, algunos autores han definido el círculo latitudinal de los  $30^\circ\text{S}$  como el límite geográfico norte del Océano Austral para poder incluir al frente subtropical en todas las longitudes (Talley et al., 2011).

Otra consecuencia importante de la existencia del Paso de Drake y del forzamiento de los Oestes, además de dar lugar a la ACC, es la llamada Celda de Deacon (Speer, Rintoul, y Sloyan, 2000). El transporte de Ekman hacia el norte generado por los Oestes produce divergencia y convergencia superficial al sur y norte, respectivamente, de la latitud del máximo esfuerzo del viento (ubicado alrededor de los  $50^\circ\text{S}$  actualmente; Marshall y Speer, 2012; Kuhlbrodt et al., 2007). Luego, por continuidad de masa, se produce surgencia de aguas más profundas en los lugares donde hay divergencia superficial y hundimiento donde hay convergencia superficial. Gracias a esto último, se puede generar un flujo de retorno meridional para cerrar una celda en el Océano Austral: la Celda de Deacon (un esquema de ella se muestra en la figura 1.5). Los flujos asociados a esta celda son principalmente adiabáticos y se transportan a lo largo de las isopícnas inclinadas meridionalmente en la zona, disminuyendo su profundidad con el aumento de latitud (Marshall y Speer, 2012). Por esta razón, si el flujo se graficara en niveles de densidad, esta celda sería poco o nada visible (Kuhlbrodt et al., 2007).

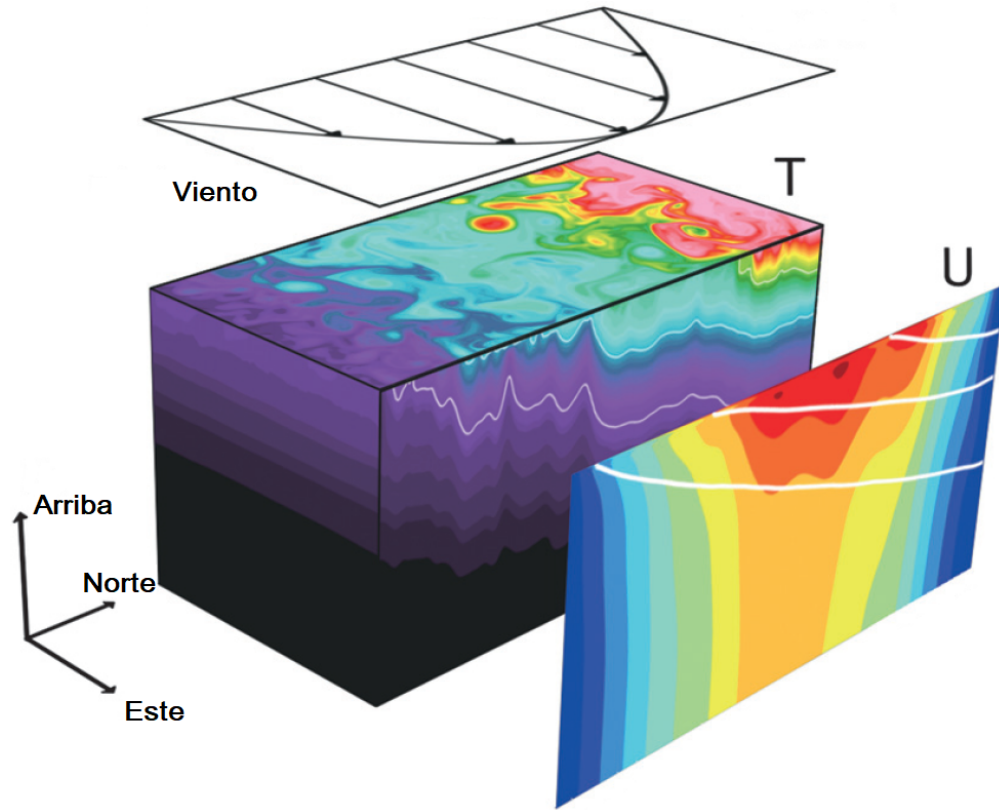
Por otro lado, la inclinación latitudinal de las isopícnas en el Océano Austral, aparte de ser un forzante de la ACC, genera una intensa actividad de remolinos en la zona de la corriente. Esta actividad turbulenta se genera por inestabilidad baroclínica, de manera análoga a la atmósfera con el tren de tormentas en latitudes medias (Marshall y Speer, 2012). Los remolinos en la ACC utilizan la energía potencial disponible en las isopícnas inclinadas y tienden a alinearlas con la horizontal (efecto conocido como “compensación por remolinos”), transportando además calor y masa hacia el polo (Rintoul y Naveira Garabato, 2013). Sin embargo, gracias al efecto constante del viento del oeste, una alineación completa de las isopícnas con la horizontal no llega a suceder y se puede mantener la ACC y los remolinos asociados. Estos remolinos producen transportes cerca de la superficie que van en sentido contrario a los producidos por la Celda de Deacon (deriva de Ekman hacia el norte), aunque de menor magnitud (8 Sv hacia el sur vs. 21 Sv hacia el norte, respectivamente), lo cual resulta en una circulación residual hacia el norte y ascendente (Watson y Naveira Garabato, 2006). Un esquema de la situación anterior se muestra en la figura 1.6.



**Figura 1.5:** Sección meridional del Océano Austral, indicando el transporte (flechas grises) e isopícnas (líneas continuas). La curva discontinua esquematiza la circulación de la Celda de Deacon. Adaptado de Thompson (2008).

Por otra parte, la ACC también se relaciona con la circulación profunda del océano local y global. En la figura 1.2 se muestra un esquema simplificado de la circulación profunda o termohalina en su visión clásica, cuya perspectiva permite enfatizar el Hemisferio Sur y los procesos que en él suceden. Alrededor de Antártica, la ACC cumple un rol importante con respecto a la trayectoria de masas de agua de baja, media y gran profundidad, siendo una especie de guía para éstas. A pesar de que la ACC es una corriente que se origina cerca de la superficie, se han podido detectar frentes a grandes profundidades, lo cual podría afectar a las masas de agua profundas o de fondo (Rintoul y Naveira Garabato, 2013). Gracias a esto, la ACC puede intervenir en otros procesos fundamentales que ocurren alrededor de Antártica como, por ejemplo, la formación de agua profunda, especialmente en los mares de Weddell y Ross (Bullister, Rhein, y Mauritzen, 2013), el afloramiento de aguas profundas a intermedias, mezcla, entre otros.

Además de la interacción recién mencionada, la ACC, o más en concreto, la divergencia superficial que produce y la subsecuente surgencia han sido propuestas como un forzante principal de la circulación meridional global. En la visión clásica de esta circulación, como se mencionó anteriormente, se consideran puntos de hundimiento y formación de agua profunda en zonas polares y extensas áreas de surgencia repartidas a lo largo del planeta, las cuales equilibrarían el hundimiento en latitudes altas. El hundimiento y los puntos de formación de agua profunda sí han podido ser ubicados e identificados, sin embargo, la surgencia genera-

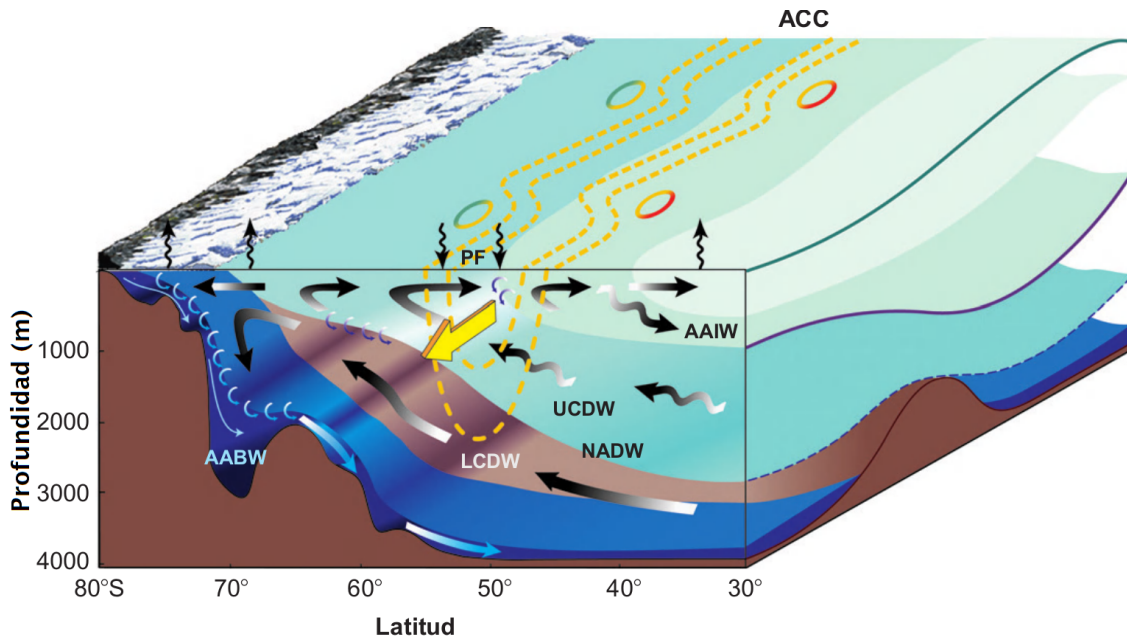


**Figura 1.6:** Esquema del campo de velocidad y temperatura en el Océano Austral, el cual revela la actividad de remolinos. Las líneas blancas en el campo de velocidad  $U$  representan las isotermas de  $1^\circ$ ,  $3^\circ$  y  $5^\circ\text{C}$ , insinuando las isopícnas inclinadas. En la parte superior se esquematiza el esfuerzo del viento del oeste sobre el Océano Austral. Adaptado de Abernathey et al. (2011).

lizada ha sido ampliamente debatida ya que la mezcla vertical necesaria para su existencia no ha podido ser observada (Marshall y Speer, 2012). Por esta razón, se ha sugerido la surgencia del Océano Austral, generada por los procesos antes mencionados, como una posible solución para cerrar la circulación meridional, ya que esta surgencia sí ha podido ser medida (Kuhlbrodt et al., 2007). En esta nueva visión de la circulación meridional global la surgencia del Océano Austral sería de hecho el precursor y modulador fundamental de la misma, mientras que el hundimiento de masas de agua en zonas polares estaría controlada por la surgencia. En otras palabras, la formación y transporte de agua profunda, especialmente de la masa de Agua Profunda del Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water*, NADW) y su movimiento hacia el sur, son vistos simplemente como la rama de cierre de un ciclo generado por los Oestes sobre Océano Austral, en cuya superficie las aguas son empujadas hacia el norte por deriva de Ekman, forzando a aguas profundas a emerger (Kuhlbrodt et al., 2007).

Si bien la circulación meridional global se puede representar de manera general con el esquema de la figura 1.2 y los comentarios de ésta, hay detalles importantes de analizar en los distintos sectores del planeta, particularmente en el Océano Austral. La circulación meri-

dional en esta cuenca está compuesta por dos celdas, cuyo esquema se puede observar en la figura 1.7. La más profunda de las celdas considera masas de agua formadas originalmente en el Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water*, NADW), las cuales, posterior a su formación, se mueven hacia el sur a gran profundidad como se señala en la figura 1.2. Buena parte de estas masas de agua afloran a la superficie o disminuyen su profundidad en el Océano Austral gracias a la inclinación latitudinal de las isopícnas, lo cual significa que se mueven por trayectorias cuasi-adiabáticas (han sido poco o nada influenciadas por la mezcla). Ya en el Océano Austral, la NADW conforma la masa de Agua Circumpolar Profunda Inferior (*Low Circumpolar Deep Water*, LCDW), la cual se reconoce localmente como una capa de alta salinidad (Rintoul y Naveira Garabato, 2013). Por otro lado, alrededor de Antártica se forma agua de fondo (*Antarctic Bottom Water*, AABW) a partir de aguas superficiales locales y de LCDW que emergió a la superficie al sur de la ACC (Marshall y Speer, 2012), principalmente en las plataformas de hielo. La AABW, posterior a su formación, se mueve hacia el norte por el fondo del océano, a mayor profundidad que la LCDW. De esta manera se constituye la celda más profunda de la circulación meridional en el Océano Austral, transportando AABW hacia el norte en su rama inferior y LCDW hacia el sur en su rama superior (Rintoul y Naveira Garabato, 2013).



**Figura 1.7:** Esquema de la circulación profunda en el Océano Austral y sus principales componentes. La flecha grande amarilla representa el flujo de la ACC. Las flechas onduladas representan el movimiento de masas de agua afectadas por la mezcla y las flechas rectas masas de agua poco o nada afectadas por la mezcla. La línea punteada amarilla representa a grandes rasgos la Celda de Deacon. Adaptado de Olbers y Visbeck (2005).

La otra celda de circulación, la más superficial, se conforma a partir de LCDW cuya trayectoria incluye el Océano Índico y Pacífico, para lo cual es necesario que la LCDW sea desviada hacia el este por la ACC de su movimiento original hacia el sur. En las cuencas del

Índico y Pacífico la mezcla diapicna convierte la LCDW en agua ligeramente menos densa, denominada Agua Circumpolar Profunda Superior (*Upper Circumpolar Deep Water*, UCDW), la cual vuelve posteriormente al Océano Austral por profundidades intermedias/altas. En su movimiento hacia el sur, la UCDW se ubica sobre la LCDW y aflora más al norte que ésta (también está influenciada por la inclinación de las isopicnas). En este proceso se forman masas de agua menos densas aún, la masa de Agua Subantártica Intermedia (Antarctic Intermediate Water, AAIW) y la masa de Agua Subantártica Modal (Subantarctic Mode Water, SAMW), y que luego forman parte de las masas de agua transportadas hacia el norte por la deriva de Ekman producida por la ACC. Luego, la AAIW y SAMW fluyen en dirección ecuatorial y ventilan la piconclina de los océanos del Hemisferio Sur (Rintoul y Naveira Garabato, 2013). De esta manera, el flujo hacia el sur de la UCDW y el flujo hacia el norte de AAIW y SAMW componen las ramas principales de la celda superior de circulación meridional en el Océano Austral, que se cierra en la ACC por el afloramiento de agua profunda.

Las dos celdas anteriormente mencionadas permiten recircular las masas de agua superficiales, intermedias y profundas en el Océano Austral, así como también transformar, mediante la formación de nuevas masas de agua, o mezclar diferentes masas de agua. Con estas celdas el Océano Austral se conecta con las demás cuencas oceánicas y puede así participar de manera activa en la circulación global profunda global. En todo caso, se debe tomar en cuenta que estas celdas tienen sentido cuando se consideran los transportes meridionales en niveles de densidad aproximadamente constante. Al ver los transportes en niveles de profundidad en el Océano Austral, los transportes de UCDW y LCDW son más difíciles de separar, ya que ambos suelen conformar (aunque la LCDW en menor medida) el flujo hacia el sur de la Celda de Deacon como sugiere la figura 1.7, yendo la UDCW por sobre la LCDW (a ambas en conjunto se les puede llamar simplemente *Circumpolar Deep Water*, CDW). Por su parte, el flujo hacia el norte de AAIW y SAMW también forman parte de la Celda de Deacon, constituyendo el transporte de Ekman hacia el norte generado por los vientos los Oestes sobre el Océano Austral. Sólo la rama de circulación asociada a la AABW estaría más desligada de la Celda de Deacon, dado que ocurre cerca del fondo oceánico.

Por otro lado, los procesos de formación de agua profunda y de fondo en el Hemisferio Norte y en el Hemisferio Sur ocurren de manera ligeramente diferente. En el Hemisferio Norte la formación de agua profunda ocurre sólo en el Atlántico Norte, más específicamente en los mares de Noruega, Groenlandia y parte en el Mar de Labrador. La Corriente de Golfo es la encargada de llevar aguas salinas y cálidas desde menores latitudes hacia estos mares, donde es expuesta a muy bajas temperaturas. Gracias a esto, las masas de agua aumentan su densidad lo suficiente como para hundirse y formar la NADW. Por su parte, la formación de AABW es alimentada de dos fuentes: de la LCDW (inicialmente NADW) y de las masas de agua superficiales locales. Estas últimas son en principio relativamente frescas a causa de que, en promedio, la precipitación sobre el Océano Austral es mayor que la evaporación (Iudicone et al., 2008), por lo que sólo aportan al aumento de la densidad local por vía termal y no por vía halina. Además, la ACC limita el traslado de aguas de origen subtropical (más salinas) hacia latitudes mayores, por lo que la contribución halina necesaria

para aumentar la densidad lo suficiente para producir hundimiento hasta el fondo del océano y formar AABW proviene en parte de la LCDW y en buena medida de la expulsión de sal hacia el océano producto de la formación de hielo marino (Hartmann, 2016). Este proceso no es tan importante en el Hemisferio Norte, ya que las masas de agua tienen la salinidad suficiente y alcanzan la temperatura necesaria para producir el hundimiento y formar NADW.

Alrededor de Antártica la formación de agua profunda ocurre mayoritariamente durante la temporada invernal austral, coincidente con la mayor formación de hielo marino y las menores temperaturas, como es de esperar. La formación de AABW se desarrolla principalmente en tres locaciones: en las plataformas de hielo de los mares de Weddell (68%) y Ross (8%), en las cuales la batimetría contribuye a la formación de agua profunda, y en las costas de la Tierra Adelia en el mar de Urdille (24%; Bullister et al., 2013; Talley et al., 2011). La AABW es generalmente baja en salinidad y sus formas más densas son producidas principalmente en las plataformas de hielo (Orsi, Johnson, y Bullister, 1999). La formación de agua de fondo es particularmente eficiente en aberturas de las plataformas de hielo, llamadas *polinias*, donde las aguas frías y expuestas al aire frío y seco de latitudes altas se conjugan para fomentar la rápida formación de hielo marino y masas de agua densas (Hartmann, 2016). En polinias formadas y mantenidas por la acción del viento (usualmente catabático), llamadas polinias de calor latente, el proceso de formación de hielo es más eficiente que aquél ocurrido en las polinias de calor sensible, las cuales se forman por acción de agua relativamente cálida que derrite parte del hielo marino y forma una abertura (Talley et al., 2011).

A mayor detalle, el mecanismo de la formación agua de fondo es bastante más complejo que lo mencionado anteriormente, ya que incluye diferentes procesos asociados a la plataforma y a la mezcla vertical, procesos turbulentos y circulación abisal (Iudicone et al., 2008; Doney y Hecht, 2002), pero no se detallarán tanto más aquí. Se recalca, sin embargo, que comprender el proceso de formación de esta masa de agua y su movimiento es fundamental, ya que la AABW es la masa de agua más voluminosa en el Océano Global (De Lavergne, Palter, Galbraith, Bernardello, y Marinov, 2014) y además ventila la gran mayoría del resto de las aguas profundas (Orsi et al., 1999). Asimismo, la variabilidad de la AABW influye en la estabilidad de la circulación meridional global y por ello, mediante esta circulación, ejerce su influencia sobre el estado y clima del planeta, especialmente sobre grandes escalas temporales (Santoso y England, 2008).

## 1.2. Relación del Océano Austral con el clima global

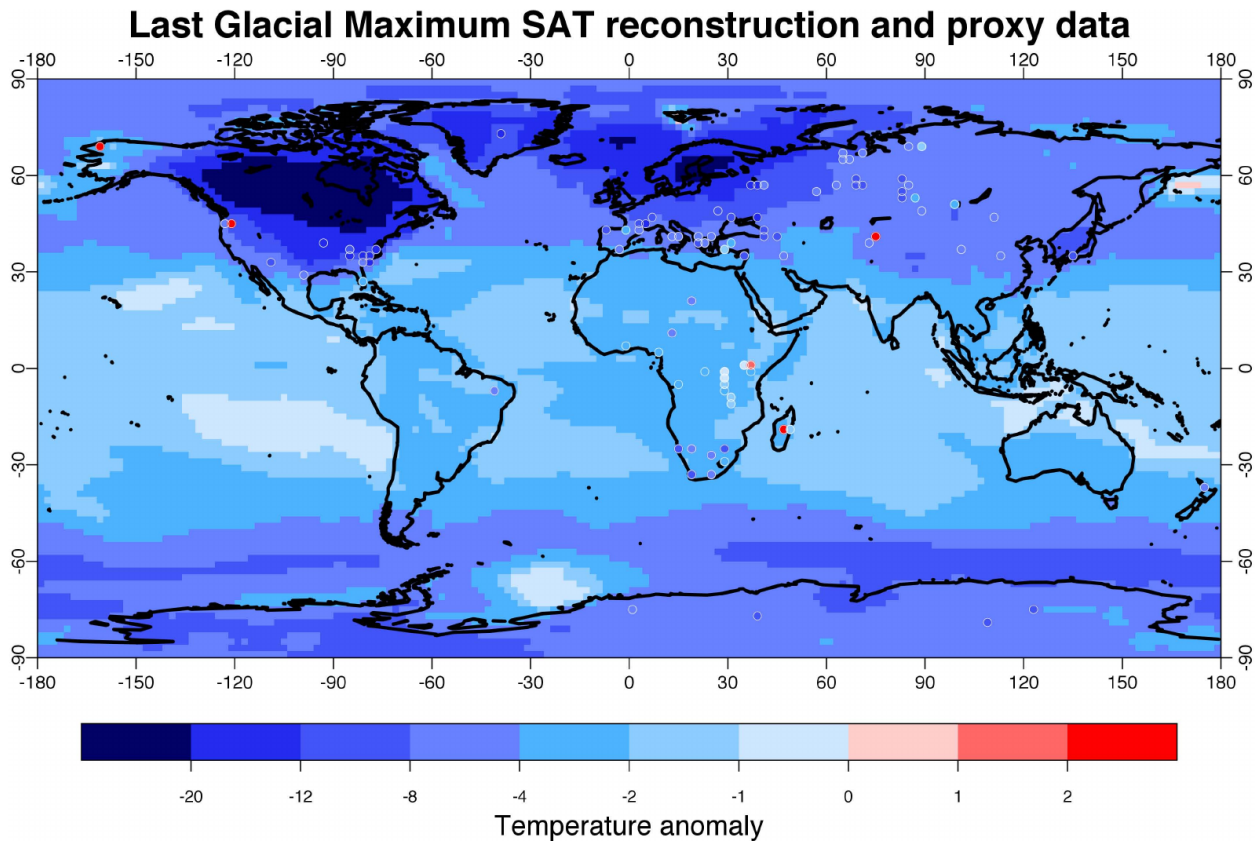
En los últimos años el Océano Austral ha sido un foco de atención importante en vista de que en él se han observado las tendencias climáticas más considerables en el escenario de calentamiento global actual (Meijers, 2014). Por ejemplo, se ha observado un calentamiento generalizado de la cuenca en todas sus profundidades, lo cual podría estar asociado al



forzante atmosférico de  $CO_2$  antropogénico. El aumento de la concentración de  $CO_2$  en la atmósfera produciría un aumento de incorporación de este gas hacia el océano, para equilibrar la concentración entre ambas partes, y, como se mencionó anteriormente, el Océano Austral es un importante sumidero de  $CO_2$ . Sin embargo, se ha observado que en esta cuenca la tasa de incorporación de  $CO_2$  ha disminuido en los últimos veinte años, llegando a compensar el aumento de la misma debido a la mayor concentración atmosférica de este gas (Le Quéré et al., 2007). Lo anterior significa que la cantidad de  $CO_2$  que es incorporada al Océano Austral ha sido menor de lo esperado, por lo que su concentración en la atmósfera aumentará más rápidamente. La disminución de la toma de carbono estaría relacionada con la tendencia positiva del Modo Anular Austral evidenciada en los últimos años, la cual se traduce finalmente en un fortalecimiento del esfuerzo de los Oestes sobre el Océano Austral. Esto al mismo tiempo produciría el aumento de la tasa de surgencia asociada a la ACC, de la inclinación de las isopícnas y la actividad de remolinos (Mayewski et al., 2009; Marshall y Speer, 2012).

Como se señaló anteriormente, el Océano Austral no sólo se ha relacionado con las condiciones de cambio climático actual sino que también con variaciones climáticas importantes en el pasado. Una de ellas sería el establecimiento de la última era glacial (Último Máximo Glacial (UMG), hace  $\sim 21000$  años atrás), durante la cual se presume que la distribución de temperatura superficial sería como la mostrada en la figura 1.8. Para este periodo se estima que la temperatura media global era de unos  $3 - 8^\circ C$  menor que la del periodo preindustrial (Stocker, 2014), siendo las diferencias en latitudes altas mayores en magnitud de lo que eran en latitudes bajas (Annan y Hargreaves, 2013). Dadas las menores temperaturas, se infiere también que los mantos de hielo y la extensión de hielo marino durante el UMG eran mayores de lo que son actualmente. La ocurrencia de esta era glacial y/u otras eras glaciales e interglaciales se ha explicado en buena medida mediante la teoría del forzamiento orbital, sin embargo, ésta no logra explicar del todo características importantes sobre los cambios climáticos que ocurren durante de estas eras. Por esta razón, se ha propuesto a otros componentes del sistema climático para explicarlos.

La teoría del forzamiento orbital propone que los cambios de la insolación terrestre a largo plazo son los desencadenantes de los cambios climáticos que caracterizan los ciclos glaciales-interglaciales. Estos cambios de insolación son a su vez producidos por los ciclos de variación de los parámetros orbitales de excentricidad, oblicuidad y precesión, conocidos también como ciclos de Milankovitch. En particular, Milankovitch sugirió que la insolación a  $65^\circ N$  en el solsticio de verano boreal era un buen predictor, a largo plazo, de la ocurrencia de eras glaciales. Con una menor insolación durante el verano (sostenidamente en el tiempo), el derretimiento de hielo sería más lento y se produciría mayor acumulación del mismo durante los sucesivos inviernos. Esto, sumado también al proceso de retroalimentación del albedo, que toma mayor importancia en latitudes altas, podrían producir finalmente una era glacial. De manera análoga, mayor insolación produciría los efectos opuestos y desencadenaría así una era interglacial (Hartmann, 2016).



**Figura 1.8:** Anomalías de temperatura superficial durante el Último Máximo Glacial con respecto al periodo Preindustrial. El campo de temperaturas corresponde a una reconstrucción realizada con datos in situ (proxies, puntos en el mapa) y una regresión multimodelo (9 modelos PMIP2). Tomado de Annan y Hargreaves (2013).

Los parámetros orbitales poseen periodos de variación de muy largo plazo y distintos entre sí. La Excentricidad, que en palabras simples es una medida de la forma de la elíptica de la Tierra, posee dos periodos de variación: el más importante es de  $\sim 100$  mil años y otro de menor magnitud es de  $\sim 400$  mil años. La Oblicuidad, que denota el ángulo del eje de la Tierra con respecto a la normal al plano de su órbita alrededor del Sol, posee un periodo de variación de unos 41 mil años. Por su parte, el movimiento de Precesión cambia la posición de los equinoccios y solsticios alrededor de la órbita terrestre (precesión de los equinoccios), completando un ciclo cada  $\sim 22$  mil años. La variación de estos parámetros de manera conjunta modifica la orientación y distancia de la Tierra con respecto al Sol en los distintos momentos de su traslación, modificando así también la insolación solar terrestre (Ruddiman, 2001). Reconstuyendo series de tiempo de variación de estos parámetros se ha verificado que altas insolaciones coinciden con periodos cálidos del clima terrestre (como hace 130 mil o 10 mil años) y vice-versa, lo cual verifica la teoría de Milankovitch (Hartmann, 2016).

Si bien la teoría de las variaciones orbitales logra explicar los cambios de insolación y crecimiento de los mantos de hielo vinculados a las eras glaciales e interglaciales, no explica

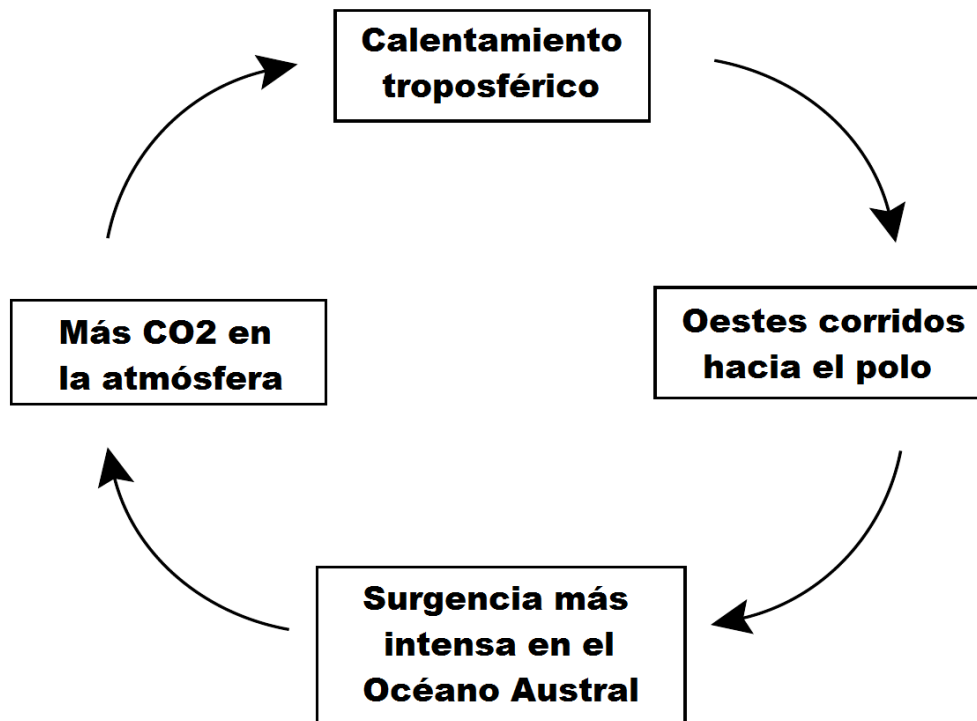
de buena manera las variaciones de la concentración de  $CO_2$  en la atmósfera y sus efectos sobre la temperatura y clima del planeta que se asocian también a estas eras. Se ha encontrado, por ejemplo, que el aumento del  $CO_2$  atmosférico al término de las eras glaciales ocurre antes que los cambios en el volumen de hielo global, lo cual implica que el forzamiento orbital sobre el  $CO_2$  debe actuar por una vía distinta a la del decrecimiento del volumen de hielo (Toggweiler et al., 2006). Considerando la escala temporal en la que se producen los cambios de  $CO_2$ , uno de los componentes del sistema climático que resultan más tentativos para explicarlos sería el océano, especialmente los cambios en su biogeoquímica y circulación profunda (Hartmann, 2016). En particular, para el UMG se presume que buena parte del  $CO_2$  atmosférico se transfirió y acumuló en las profundidades del océano (200 ppm de concentración de  $CO_2$  atmosférico durante el periodo glacial vs. 280 ppm en el periodo preindustrial; Oppo y Curry, 2012; Bouttes, Paillard, y Roche, 2010) mediante diferentes procesos principalmente ocurridos en el Océano Austral (Marshall y Speer, 2012).

Como componente del sistema climático, el océano está en constante interacción con los demás componentes del mismo y es influido por los cambios que éstos sufren. Las bajas temperaturas globales asociadas al UMG afectaron, por ejemplo, las tasas de evaporación y formación de hielo en los círculos polares, afectando por consiguiente la salinidad y temperatura de las aguas tanto en superficie como en profundidad. Ésto por consecuencia también afectaría la formación de aguas profundas y la circulación termohalina (Ferrari et al., 2014; Jansen, 2017; Marzocchi y Jansen, 2017). Como se mencionó anteriormente, un componente importante de esta circulación son las diferencias y gradientes de temperatura y salinidad en el océano (traducidos a variaciones de densidad), por lo que variaciones éstas y otras características físicas pueden desencadenar cambios en la formación y movimiento de masas de agua, en tanto en volumen como en velocidad. Además, producto de la interacción con otros componentes, el océano también habría actuado como un modulador importante de los cambios climáticos.

Una de las teorías que se han propuesto y que darían un rol más protagónico al océano y su circulación dentro de un cambio climático asociado a eras glaciales-interglaciales, especialmente al Océano Austral, es la de Toggweiler et al. (2006). Ellos sugieren que existiría un proceso de retroalimentación positiva entre los vientos del oeste de latitudes medias del Hemisferio Sur, la circulación oceánica y el  $CO_2$  atmosférico, proceso que modificaría la concentración de este último entre periodos glaciales e interglaciales, siendo la posición de los Oestes con respecto a la ACC un factor clave en el proceso. Variaciones en esta posición relativa producirían diferentes cambios climáticos, dependiendo del caso, tanto en el Océano Austral como en el resto del planeta. En particular, Antártica sería bastante afectada, ya que los Oestes de latitudes medias ejercen una influencia importante en la aislación térmica oceánica de este continente (Sijp y England, 2008).

El proceso de retroalimentación propuesto por Toggweiler et al. (2006) funcionaría de la siguiente manera: dado un calentamiento atmosférico inicial capaz de producir que los vien-

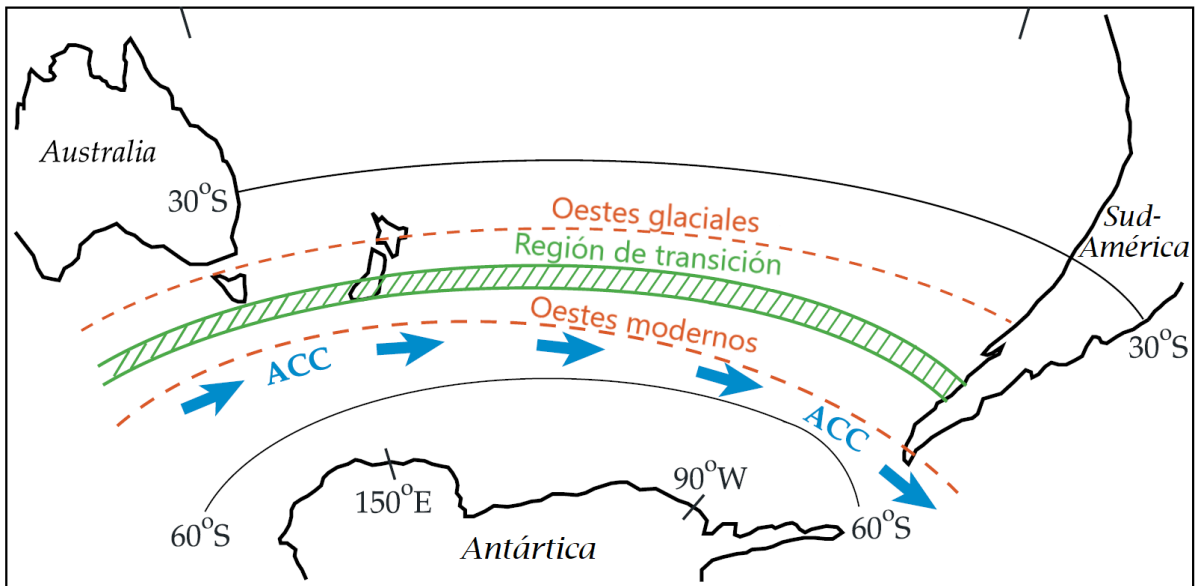
tos Oestes de latitudes medias se muevan hacia el polo, con respecto a su ubicación actual, se produciría una mejor alineación de la posición del esfuerzo máximo del viento con la latitud del Paso de Drake y la ACC. En tal caso, la surgencia inducida por la divergencia del transporte de Ekman, generado por los vientos Oestes, sería más intensa y eficiente, ya que el esfuerzo del viento sería también más eficiente sobre el Paso de Drake. Esto llevaría, por consiguiente, a que mayor cantidad de agua profunda, rica en  $CO_2$ , emergiera hacia la superficie y a que la acumulación de  $CO_2$  en las profundidades del océano fuera menor. Así, mayor cantidad de  $CO_2$  escaparía hacia la atmósfera (proceso llamado “ventilación” del océano interior), fortaleciendo el calentamiento que produjo en primera instancia el corrimiento de los Oestes hacia el polo. Por el contrario, si los Oestes se movieran hacia el ecuador, producto de un enfriamiento atmosférico inicial, la surgencia inducida por la ACC sería menos intensa y más ineficiente, provocando una reducción de la ventilación del océano interior y la acumulación de  $CO_2$  en las profundidades, reforzando el enfriamiento inicial. Este proceso de realimentación, en su rama cálida, se puede resumir en el esquema de la figura 1.9.



**Figura 1.9:** Proceso de realimentación positiva propuesto por Toggweiler et al. (2006) que explicaría la relación entre los Oestes de latitudes medias, la circulación en el Océano Austral y la concentración de  $CO_2$  atmosférico en los cambios climáticos.

Siguiendo el proceso de retroalimentación propuesto, se plantea entonces que en el UMG los Oestes de latitudes medias estaban ubicados más cerca del ecuador, como se esquematiza en la figura 1.10, provocando que la ACC fuera menos intensa ya que su forzante principal sería menos eficiente. Con esto, la tasa de surgencia y la mezcla vertical en el Océano Austral se verían también disminuidas, produciendo que la comunicación entre las profundidades

del océano y la superficie estuviese más limitada (Marshall y Speer, 2012). Con una menor mezcla vertical se podría esperar también una reducción de la formación de agua profunda alrededor de Antártica (AABW) y un enfriamiento del Océano Austral (Sijp y England, 2008). Asimismo, si se considera la surgencia asociada a la ACC como uno de los forzantes de la circulación profunda, se podría también esperar que ésta última fuera algo menos intensa, pero por sobre todo más aislada de la superficie. De este modo, gran parte del  $CO_2$  quedaría confinado en el océano profundo sin poder escapar hacia la atmósfera, desencadenando así el descenso progresivo de la temperatura promedio del planeta y las condiciones climáticas asociadas al UMG.



**Figura 1.10:** Esquema del corrimiento latitudinal de los Oestes, con respecto a la latitud del Paso de Drake y la ACC, asociado al mecanismo propuesto por Toggweiler et al. (2006). Adaptado de Toggweiler et al. (2006).

De manera análoga, para el proceso de término del UMG o de-glaciación, la surgencia en el Océano Austral habría aumentado por un corrimiento hacia el polo de los Oestes, provocado a su vez por un calentamiento inicial. Esto liberaría, por consiguiente, gran cantidad de  $CO_2$  hacia la atmósfera y se propiciaría el sucesivo calentamiento de la superficie del planeta. De esta forma, el rol del océano y especialmente del Océano Austral sería fundamental para poner en marcha los cambios de  $CO_2$  asociados a los ciclos glaciales e interglaciales. Cabe mencionar que el calentamiento inicial para producir la retroalimentación no sería producido por el  $CO_2$  atmosférico, ya que pareciera ser que este gas no inicia procesos de deglaciación, pero sí cumple un rol importantísimo en amplificar los cambios de temperatura durante las transiciones climáticas (Adkins, 2013). Además, la razón por la cual el calentamiento o enfriamiento atmosférico produciría un corrimiento latitudinal de los Oestes no es del todo claro (Toggweiler et al., 2006), sin embargo, algunos factores importantes involucrados son las variaciones en el gradiente latitudinal de temperatura en la tropósfera alta y en el gradiente de temperatura tropósfera - estratósfera (Chavaillaz, Codron, y Kageyama, 2013).

### 1.3. Estudio de los climas pasados

Estudiar el UMG, y también otros periodos con diferentes condiciones climáticas, resulta interesante para obtener un mejor y mayor entendimiento del funcionamiento del sistema climático y de cómo han ocurrido los cambios de las condiciones climáticas en el pasado. Desafortunadamente, el estudio y análisis del clima pasado se dificulta, claramente, producto de la falta de registros directos de variables climáticas de interés, particularmente las asociadas a propiedades y características del océano profundo. Los proxies paleoclimáticos permiten realizar estimaciones de manera indirecta de tales características, sin embargo, siempre tienen asociado un rango de error o incertidumbre importante. Sumado a esto, los datos paleoclimáticos disponibles suelen ser escasos, especialmente a la hora de analizar fenómenos de escala espacial considerable. Por ejemplo, para estudiar las corrientes oceánicas y la circulación en el pasado se utilizan muchas veces datos paleoclimáticos basados en sedimentos del suelo marino, que a fin de cuentas resultan insuficientes para realizar un análisis relativamente amplio espacialmente dada la naturaleza de su extracción (Lynch-Stieglitz, Ito, y Michel, 2016). Luego, desarrollar otras herramientas para estudiar el clima actual y pasado, como lo son los modelos de circulación general y sus diferentes experimentos, pueden ser de mucha utilidad a la hora de representar los procesos climáticos del planeta.

Los modelos climáticos, de circulación general o modelos regionales, pueden ser muy ventajosos para representar y estudiar el sistema climático, sin embargo, no están exentos de errores y/o desviaciones con respecto a la realidad. Por ello, es importante conocer los modelos desarrollados hasta hoy en día y analizar su desempeño a la hora de representar los climas pasados y actuales, ya que también son estos mismos modelos los que muchas veces se utilizan para la predicción futura del clima. Se debe tomar en cuenta que cada modelo posee diferentes características estructurales, como los forzantes que considera, procesos físicos, parametrizaciones o condiciones iniciales y de borde utilizadas en cada simulación, las cuales afectarán el resultado final. Por lo tanto, considerar todos estos rasgos es importante para determinar qué combinación de características es la más idónea para representar las condiciones climáticas asociadas a un periodo particular y así poder elegir al o los modelos que entreguen los resultados más razonables. Además, es recomendable realizar distintas pruebas de sensibilidad a cada modelo ya que, por ejemplo, las respuestas de éstos ante forzantes opuestos no son necesariamente simétricas, como sucede en el caso del cambio de temperatura superficial ante altas o bajas concentraciones de gases de efecto invernadero, con respecto al periodo preindustrial (Weber et al., 2007). Luego, hacer diferentes experimentos beneficiará entendimiento de la dinámica del sistema climático como conjunto.

Desde la necesidad de la verificación de los resultados que han entregado hasta ahora los modelos climáticos en la simulación del clima pasado, particularmente en el Océano Austral, es que se plantea realizar en el trabajo actual un análisis de las simulaciones oceánicas para el UMG. De manera más específica y acotando también el análisis, se propone estudiar la circulación y características del Océano Austral durante el UMG en base a los resultados de

los modelos acoplados de circulación general del Coupled Model Intercomparison Project en su quinta fase (CMIP5, PMIP3 para simulaciones paleoclimáticas; Braconnot et al., 2011) y compararlos con lo que sería la circulación en el presente (periodo preindustrial). Asimismo, se propone también contrastar estos resultados con resultados de fases anteriores de CMIP y, en alguna medida, con resultados observacionales (basados en proxies paleoclimáticos) publicados hasta hoy en día. Se ha elegido acotar el análisis al Océano Austral por su importancia climática, expuesta anteriormente, lo cual ha llevado a esfuerzos importantes en el ámbito científico en estudiar su pasado, presente y futuro. La fase anterior de CMIP, CMIP3/PMIP2, produjo resultados que no permitieron llegar a conclusiones concretas con respecto a los rasgos oceánicos, ya que el conjunto de modelos ha mostrado resultados divergentes, en algunos casos incluso opuestos, y varios de ellos fallaron en representar de buena manera todas las áreas de la simulación del Océano Austral (Meijers, 2014; Russell, Stouffer, y Dixon, 2006).

## 1.4. Objetivos

### 1.4.1. Objetivo general

Como se mencionó recientemente, en este trabajo se desean estudiar los resultados de los modelos de CMIP5/PMIP3 en el Océano Austral para el periodo del Último Máximo Glacial y el Preindustrial. Concretamente, el objetivo principal será comprobar si la hipótesis propuesta por Toggweiler et al. (2006) es reproducida en las simulaciones PMIP3. Si bien lo propuesto por estos autores destaca los vientos del oeste del hemisferio sur, aquí se analizarán sólo variables oceánicas y se asumirá una relación directa entre la intensidad y posición de los Oestes de latitudes medias con la intensidad de la ACC. Luego, para verificar la hipótesis de Toggweiler et al. (2006), se estudiará si los modelos logran simular una ACC menos intensa en el UMG, correspondiente a un movimiento hacia el ecuador de los Oestes, y una circulación oceánica profunda más aislada y algo más débil para el periodo UMG en comparación con el periodo PI. Además, se corroborará que otras características físicas del Océano Austral, como salinidad y temperatura, concuerden con las características esperadas para el periodo climático correspondiente, para evaluar de manera general el desempeño de los modelos en la simulación de estas características en cada periodo y compararlos entre sí.

### 1.4.2. Objetivos específicos

Del objetivo principal recién propuesto, se desprenden los siguientes objetivos específicos:

- Comparar las simulaciones del periodo preindustrial de los modelos PMIP3 con datos observados (validación).

- Conocer la distribución de temperatura, salinidad, velocidad horizontal, transportes y formación de agua profunda en el Océano Austral, entregada por modelos PMIP3 en sus simulaciones del Último Máximo Glacial y el periodo Preindustrial.
- Comparar las propiedades del Océano Austral en ambos periodos según los resultados de cada modelo y comparar entre modelos, de manera cualitativa y cuantitativa.
- Comparar los resultados obtenidos de los modelos de PMIP3 con resultados de estudios anteriores, especialmente con aquéllos que utilizan modelos de PMIP2, para comprobar si hay una mejora de la simulación del Océano Austral o del océano en general.
- Discernir si los modelos logran simular de buena manera el Océano Austral, haciendo una comparación con las características esperadas e inferidas a partir de proxies paleoclimáticos.



## 2. Antecedentes previos

### 2.1. Forzantes no orbitales de los ciclos glaciales - interglaciales

Antes de comenzar con el desarrollo de este estudio, es necesario examinar los resultados encontrados por otros autores con respecto a la influencia de otros forzantes, más allá de los parámetros orbitales, que pueden ser responsables de provocar los ciclos glaciales interglaciales, particularmente el UMG. Más en concreto, es importante revisar lo investigado sobre la validez de la hipótesis de Toggweiler et al. (2006), según la cual el corrimiento de los oestes de latitudes medias del hemisferio sur hacia el ecuador (polo) actuaría como forzante principal para el establecimiento de las condiciones glaciales (interglaciales). Se han hecho variados estudios que consideran esta hipótesis, basados en proxies paleoclimáticos y/o modelos, y se ha encontrado que ni los modelos ni los datos paleoclimáticos llegan a un consenso categórico de un cambio de los oestes de latitudes medias durante el UMG comparado con la actualidad, ni en su magnitud y ni en su posición latitudinal promedio. Toggweiler et al. (2006) proponen que los oestes estaban corridos entre 7 a 10 grados de latitud con respecto a su posición actual, sin embargo, la evidencia recopilada hasta hoy en día no apoya en general tal magnitud de corrimiento, si es que sucedió (Kohfeld et al., 2013).

Algunos datos paleoclimáticos basados en registros de polvo, polen, morrenas glaciales, entre otros, han sugerido un corrimiento leve de los oestes del hemisferio sur hacia el ecuador, de no más de 3° de latitud durante el UMG (Rojas et al., 2009; Rojas, 2013), pero otros datos sugieren lo contrario, es decir, un corrimiento hacia el polo o bien que no había diferencias importantes con respecto a la condición actual (Kohfeld et al., 2013; Sime et al., 2013). Estos resultados están íntimamente relacionados al tipo de interpretación que se le de a los proxies paleoclimáticos, la cual muchas veces tiende a ser ambigua y a producir conclusiones opuestas (Sime et al., 2013), sumado a la incertidumbre misma de este tipo de datos. Por ello, basarse sólo en estos últimos para realizar una reconstrucción de la posición y magnitud de los vientos del oeste en el pasado es poco recomendable (Kohfeld et al., 2013).

Por su parte, los modelos de circulación general también han mostrado resultados discre-

pantes. Particularmente, algunos de los modelos PMIP3 muestran un corrimiento ligero de los oestes del hemisferio sur hacia el ecuador durante el UMG, comparado con el PI, mientras que otros muestran el resultado contrario, es decir, un corrimiento hacia el polo de los oestes (Chavaillaz et al., 2013; Liu et al., 2015; Rojas, 2013). Asimismo, existen otros modelos cuyas diferencias UMG-PI no resultan significativas (Liu et al., 2015). La mayoría de los modelos PMIP3 que se han analizado concuerdan con el primer resultado, es decir, simulan vientos del oeste corridos hacia el ecuador (aunque en medidas diferentes) o bien vientos menos intensos, cuyas implicancias en la surgencia en el Océano Austral serían análogas a un corrimiento hacia el ecuador de los oestes (Rojas et al., 2009). Dentro de las críticas que se le han hecho a los modelos se ha mencionado que mayor resolución espacial mejoraría la representación de los vientos en el hemisferio sur (Sime et al., 2013) y por esto llama mucho la atención el hecho de que los modelos con mayor resolución espacial que se han analizado, CCSM4 y MRI-CGCM3, muestran un corrimiento hacia el polo de los oestes para el UMG. En ese sentido, el corrimiento de los vientos del oeste hacia el ecuador (polo) en los procesos de glaciación (deglaciación) sería dudable o al menos insuficiente por sí solo para producirlos, por lo que otros fenómenos físicos deberían cobrar importancia. Asimismo, en los casos en que sí se ha visto corrimiento de los vientos hacia el ecuador, éste no ha alcanzado la magnitud propuesta por Toggweiler et al. (2006) por lo que sus efectos no podrían, por sí solos, producir la caída de  $CO_2$  atmosférico necesaria para producir una glaciación (Jansen, 2017; Rojas, 2013; Watson, Vallis, y Nikurashin, 2015) .

En variados estudios se han propuesto diferentes procesos que podrían tener un rol importante en el desencadenamiento de una era glacial y la caída de  $CO_2$  atmosférico concomitante, aparte de los vientos del oeste de latitudes medias. Dentro de ellos se ha señalado el papel de la estratificación en el Océano Austral como reguladora de la mezcla vertical y la convección para la formación de agua profunda. En particular, Bouttes et al. (2010) señalan que gracias a las menores temperaturas en el UMG la tasa de formación de hielo marino alrededor de Antártica era mayor, así como la consecuente expulsión de sal y el hundimiento de ésta en la formación de agua profunda. Este hundimiento aumentó la salinidad en profundidad y al mismo tiempo la estratificación, provocando posteriormente una reducción de la convección y del intercambio entre la superficie y el océano profundo. Por su parte, Watson y Naveira Garabato (2006) señalan también la mayor estratificación del océano profundo durante el UMG, que estaría forzada más por la salinidad que por la temperatura, y que conllevaría a una menor mezcla del agua profunda con las capas superiores de agua menos densa. Además de lo anterior, la mayor estratificación iría también de la mano con un debilitamiento y somerización de la circulación profunda global, ayudando al almacenamiento de  $CO_2$  en profundidad (Jansen, 2017).

El aumento de la estratificación está también ligado de manera muy cercana a los cambios en el forzante de boyancia alrededor de Antártica, ya que para que la estratificación aumentara debió producirse primero una pérdida de boyancia en la superficie, producida a su vez por el descenso de la temperatura superficial. Esta pérdida de boyancia habría producido diferentes cambios en la circulación del océano, como la reducción de la surgencia en el Océano

Austral, los cuales actuarían finalmente para aislar el océano profundo del superficial (Jansen y Nadeau, 2016; Watson y Naveira Garabato, 2006). De hecho, se ha sugerido que la temperatura atmosférica alrededor de Antártica ejerce el control mayoritario sobre cambios en la circulación y la estratificación a nivel glacial-interglacial (Jansen, 2017; Jansen y Nadeau, 2016; Marzocchi y Jansen, 2017; Sun, Eisenman, y Stewart, 2016). Asociado también a las menores temperaturas atmosféricas y al aumento de la estratificación, la mayor cobertura de hielo marino antártico asociada también ayudaría a mantener al océano profundo aislado de la superficie, ya que ésta actuó como una barrera para el escape de  $CO_2$  hacia la atmósfera desde masas de agua locales y desde masas de agua provenientes del Atlántico Norte que afloran en el Océano Austral mediante la circulación global (Ferrari et al., 2014; Watson y Naveira Garabato, 2006).

Por otro lado se ha mencionado también el rol que juega el bombeo biológico y los procesos biogeoquímicos en el Océano Austral y que afectan directamente la toma de carbono de la atmósfera, su transferencia y permanencia en el océano profundo. Por ejemplo, Sigman, Hain, y Haug (2010) realizan un estudio sobre la relación entre la caída del  $CO_2$  atmosférico en el desencadenamiento de condiciones glaciales y el ciclo del carbono en el océano glacial. Por un lado mencionan que el  $CO_2$  es más soluble en agua más fría, por lo que el océano durante el UMG era capaz de almacenar mayor cantidad de  $CO_2$ , y por otro lado que el fitoplancton podría haber sido más eficiente en su consumo de nutrientes, cuyas consecuencias aumentarían la cantidad de  $CO_2$  en el océano profundo. Además, el mismo aumento de  $CO_2$  en las profundidades podría haber generado un evento de disolución de  $CaCO_3$  en el suelo marino, que provocaría que el océano global se volviera más alcalino y aumentara aún más su capacidad para almacenar  $CO_2$ . Cabe mencionar que la ocurrencia de estos procesos en el UMG debió ser ayudada por otras características asociadas, como la anteriormente mencionada mayor cobertura de hielo glacial como una barrera limitante para el escape de  $CO_2$  hacia la atmósfera o los cambios en la circulación profunda (Adkins, 2013).

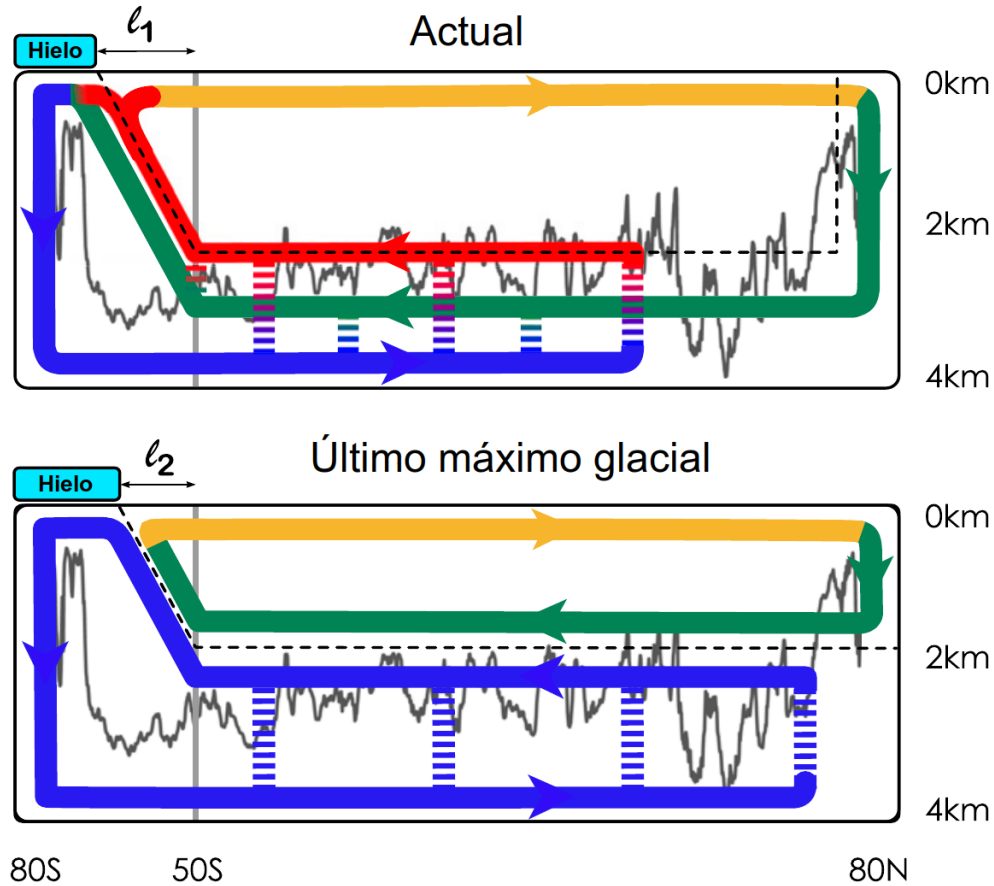
Como se ha visto, son muchos y variados los aspectos que se han propuesto como forzantes para el desarrollo de los ciclos glaciales e interglaciales. Al parecer ninguno de estos factores es capaz de llevar a cabo por sí solo el inicio o término de estos periodos, por lo que una combinación de todos ellos debió ser necesaria para producirlos (Adkins, 2013; Anderson et al., 2009; Bouttes et al., 2010; Ferrari et al., 2014; Lund, Adkins, y Ferrari, 2011; Sigman et al., 2010; Watson y Naveira Garabato, 2006). Luego, de manera estricta, la hipótesis de Toggweiler et al. (2006) no se cumpliría a cabalidad ya que habrían más procesos involucrados en el establecimiento de las condiciones glaciales que sólo el cambio de los vientos del oeste en el hemisferio sur. A pesar de esto último, aún se puede esperar que los cambios de los oestes durante el UMG propuestos por Toggweiler et al. (2006) (corridos hacia el ecuador) hayan estado presentes y por ende también sus consecuencias en el Océano Austral, por lo que se sigue manteniendo válido el objetivo principal de este estudio. Además, a pesar de que no todos los modelos PMIP3 han mostrado una variación explícita de los vientos del oeste hacia el ecuador en el UMG, aún se desea ver si los cambios oceánicos que finalmente desencadenarían una era glacial según Toggweiler et al. (2006) están presentes en las simulaciones.

## 2.2. Cambios en el océano durante el UMG

Aparte de analizar los forzantes para la ocurrencia del UMG, también es necesario conocer qué cambios se han encontrado hasta ahora en las características y circulación del océano para ese periodo. Primeramente, en cuanto a los resultados de datos observados, se han publicado artículos basados en testigos de sedimentos,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$ , entre otros proxies, y que evalúan la circulación oceánica durante el UMG, especialmente en el Atlántico, ya que en esta cuenca se han tomado mayor cantidad de datos. En general, los datos paleoclimáticos sugieren que la rama de circulación profunda asociada a la formación y transporte hacia el sur de la NADW era menos profunda que hoy en día, de unos  $\sim 2000$  m comparado con los  $\sim 4000$  m del presente, por lo que habría una mayor intrusión de AABW en profundidad (Adkins, 2013; Curry y Oppo, 2005; Ferrari et al., 2014; Gebbie, 2014; Lund et al., 2011; Lynch-Stieglitz, 2017; Sigman et al., 2010). Dicho de otra manera, el océano profundo durante el Último Máximo Glacial estaría ocupado en gran medida por las masas de agua formadas en el sur alrededor de Antártica. Además, se infiere que las características de estas masas de agua serían al menos ligeramente diferentes a las del presente, con AABW más salinas y frías en comparación con la NADW del UMG y con la AABW del presente (Adkins, 2013). Asimismo, se sugiere que las ramas de la circulación que transportan a cada tipo de masa de agua estaban mucho más separadas y había menos mezcla entre ellas (Adkins, 2013; Ferrari et al., 2014; Jansen y Nadeau, 2016; Jansen, 2017; Lynch-Stieglitz, 2017; Watson et al., 2015). Un esquema de lo que sería la circulación global en el UMG comparada con la actual se muestra en la figura 2.1.

En cuanto a resultados de modelación, hasta ahora se han publicado algunos artículos que analizan el desempeño de modelos climáticos de circulación general correspondientes a las dos primeras fases de PMIP (PMIP y PMIP2) a la hora representar el océano durante el Último Máximo Glacial. En estos estudios se ha puesto especial interés en las características del océano profundo y la circulación termohalina, principalmente en el Atlántico. De los modelos de la tercera fase (PMIP3/CMIP5) existen escasas publicaciones en relación a características oceánicas durante el UMG. Marzocchi y Jansen (2017) por ejemplo analizaron la relación entre diferentes características atmosféricas y oceánicas durante el UMG, como la temperatura atmosférica superficial, el hielo marino antártico, estratificación abisal y la circulación meridional en el Atlántico, en simulaciones de PMIP3. Muglia y Schmittner (2015) también analizan el Océano Atlántico, su circulación y características, en simulaciones de PMIP3 para el UMG. No obstante, hasta ahora no se ha publicado un análisis que se enfoque mayoritariamente en las diferencias UMG-PI de las características físicas del Océano Austral, por lo que estudiar este tema resulta necesario. La representación oceánica en PMIP3/CMIP5 no es dramáticamente mejor que su predecesor PMIP2/CMIP3, sin embargo, se considera una versión mejorada con respecto a la anterior, al menos para el periodo presente (Meijers, 2014).

Dentro de los estudios que utilizan simulaciones de PMIP o PMIP2 se encuentra el de Weber et al. (2007), quienes analizan el desempeño de 9 modelos correspondientes a estas fases en la representación de la circulación meridional de retorno del Atlántico durante el



**Figura 2.1:** Esquema comparativo entre la estructura de la circulación meridional oceánica promedio actual y la inferida para el UMG. Las flechas respresentan distintas masas de agua según los siguientes colores: en azul se representa la AABW, en verde la NADW (LCDW en el Océano Austral), en rojo la IDW y PDW (UCDW en el Océano Austral) y en amarillo las aguas intermedias y superficiales. Las flechas segmentadas representan mezcla vertical. Figura adaptada de Ferrari et al. (2014).

UMG y el PI, evaluando los procesos físicos que más afectan las variaciones de cada uno. Ellos encuentran que los resultados de los modelos son muy variables entre sí, mostrando algunos una intensificación de la circulación (4 modelos), otros una reducción (4 modelos) y otro una reducción muy leve y poco significativa (1 modelo). Dentro de su análisis, la diferencia de densidad entre la NADW y la AABW pareciera ser el factor que más influye en las variaciones de la circulación en el Atlántico, ya sea para reducirla o intensificarla, en comparación con los otros factores considerados (como la evaporación neta en el norte del Atlántico o la diferencia de densidad entre los bordes norte (55°N) y sur (30°S) del Atlántico). Esta diferencia está directamente relacionada con las variaciones de salinidad y temperatura (aunque más de la primera) entre las dos masas de agua, las cuales finalmente determinarán la profundidad a la que éstas se transportan en el Atlántico y su importancia relativa en el océano profundo. Concordante con lo sugerido por Adkins (2013), los modelos muestran en general que la AABW era más salina durante el UMG y su aumento estaría relacionado a la mayor formación de hielo marino, como se mencionó anteriormente.

Por otra parte, Weber et al. (2007) también mencionan la posible dependencia de los resultados obtenidos para cada modelo con respecto su estado de control (es decir, la simulación PI), el cual puede verse afectado a su vez por las condiciones iniciales y de borde de cada modelo. Zhang, Lohmann, Knorr, y Xu (2013) estudian la influencia de las condiciones iniciales en las simulaciones del UMG y PI de PMIP2 en la representación del océano y encuentran que los tiempos necesarios para llegar al estado de equilibrio varían considerablemente según si se comienza de condiciones oceánicas glaciales o condiciones similares a las actuales. Para el UMG las simulaciones PMIP2, por defecto, comienzan con condiciones oceánicas tipo PI, lo cual implica que el tiempo de simulación para llegar al estado de equilibrio en el océano profundo debe ser el doble del utilizado en el caso de condiciones iniciales glaciales (5000 años y 2500 años de simulación en cada caso, respectivamente). Luego, los desarrolladores de los modelos deben tener especial cuidado en elegir el tiempo de spin-up correcto para la simulación del UMG de su modelo correspondiente. Para el caso PI el tiempo de equilibrio es mucho más corto, lo cual se debería probablemente a una transferencia de temperatura y salinidad más efectiva hacia el océano profundo.

Por otra parte, Otto-Bliesner et al. (2007) analizan las simulaciones oceánicas de cuatro modelos de PMIP2 del UMG y PI, dando énfasis al Atlántico, y también muestran resultados dispares en la representación del océano glacial. Para el periodo PI, todos los modelos representan de manera más o menos similar los transportes y estructura de temperatura y salinidad del océano profundo, con una circulación meridional dominada principalmente por los gradientes de temperatura. Sin embargo, los resultados para el UMG no son convergentes y pueden ser completamente opuestos de un modelo a otro. Para estas simulaciones puede haber dominancia de la componente termal o halina en la circulación profunda, dependiendo del modelo, lo cual se relacionará finalmente con las diferentes tasas de formación de NADW y AABW. Además, la intensidad de la circulación meridional en el Atlántico y su profundidad varía también entre los modelos, habiendo dos que muestran una intensificación y profundización, uno que no muestra cambios significativos y otro que muestra una somerización y debilitamiento de la circulación. Esto último coincidiría con lo inferido a partir de datos paleoclimáticos (Adkins, 2013; Lynch-Stieglitz, 2017).

En el estudio de Marzocchi y Jansen (2017) que considera modelos de PMIP3 se encontró que la gran mayoría de las simulaciones del UMG analizadas no muestran un incremento de la estatificación abisal ni una somerización de la circulación meridional del Atlántico, en comparación al periodo PI, como se ha inferido en los datos paleoclimáticos. Al mismo tiempo, hay muchas diferencias entre las condiciones simuladas por los distintos modelos, particularmente en cuanto a la estratificación en profundidad y la profundidad e intensidad de circulación en el Atlántico. Marzocchi y Jansen (2017) proponen que estas discrepancias estarían íntimamente relacionadas con la tasa de formación de hielo marino alrededor de Antártica y la extensión latitudinal que éste alcanza. Por ejemplo, los modelos que muestran gran cantidad de formación de hielo marino muestran también una fuerte estratificación abi-

sal y una circulación más somera en el Atlántico, cumpliéndose también el caso contrario.

Otro estudio que analiza modelos PMIP3 es el de Muglia y Schmittner (2015), quienes también estudian la circulación y condiciones en el Atlántico glacial. Dentro de los ocho modelos que utilizan, cinco de ellos muestran que la celda superior del Atlántico, asociada a la NADW, sería más intensa y más profunda, dos de ellos lo contrario y el restante no aparenta cambios significativos. Este análisis y resultados coinciden con los de Marzocchi y Jansen (2017) pero son contrarios a lo que han sugerido los datos paleoclimáticos. Al mismo tiempo, la AABW no ocuparía mayor volumen de la profundidad del Atlántico, ni tampoco se muestra más salina que la NADW. Muglia y Schmittner (2015) proponen que los cambios en la circulación del Atlántico en el UMG que ellos encuentran se deben en gran medida a la intensificación de los vientos del oeste en el Atlántico Norte. Además, sugieren que el forzante de hielo marino propuesto por Ferrari et al. (2014), quienes plantean que la surgencia de NADW en el Océano Austral se vería obstaculizada por el hielo marino antártico extensivo del UMG y que éste produce cambios en la circulación meridional, no parece estar presente o ser muy importante en los modelos PMIP3, ya que a pesar de que la mayoría de ellos sí pueden simular una capa de hielo marino más extensiva, esto no se traduciría en los cambios esperados en la circulación meridional del Atlántico.

Gran parte de los estudios realizados para el océano durante el UMG se han enfocado más en estudiar la circulación oceánica en profundidad que la circulación en la superficie, como los que se han mencionado anteriormente. Sin embargo, es importante estudiar la circulación superficial en el Océano Austral ya que su rasgo principal, la ACC, está ampliamente relacionada con los cambios en los vientos del oeste. Un estudio que considera la ACC es el de Lynch-Stieglitz et al. (2016), quienes analizan esta corriente y la estratificación del Océano Austral durante el UMG en base a modelos de PMIP2 y a proxies paleoclimáticos (sedimentos y  $\delta^{18}O$ ). Siguiendo la tendencia de la circulación profunda, los modelos muestran distintos resultados de la intensidad de la ACC para el UMG, con transportes que pueden variar desde los 80 Sv a los 350 Sv, insinuando también una amplia gama de estratificaciones posibles. Además, la diferencia UMG-PI también es variable entre los distintos modelos, algunos mostrando una intensificación y otros lo contrario. Por otro lado, también se sugiere que el gradiente horizontal de densidad a lo largo de la ACC está acoplado al gradiente vertical de densidad al norte de la corriente, así como también a la intensidad y extensión vertical de la celda de formación de AABW. En general, los mayores gradientes de densidad provocarían una ACC más intensa, sin embargo, existe incertidumbre sobre esta afirmación.

Por su parte, los datos paleoclimáticos en el estudio de Lynch-Stieglitz et al. (2016) no entregan conclusiones categóricas, pudiendo ser interpretados como un aumento de la intensidad de la ACC durante el UMG o bien que ésta fuera más débil. La incertidumbre asociada a los resultados de datos paleoclimáticos se debe en parte a la escasez de los mismos (sedimentos), ya que la obtención de éstos es en general algo difícil y costosa de llevar a cabo. No obstante, otros autores han sugerido que la ACC podría haber sido más intensa (Mazaud, Mi-

chel, Dewilde, y Turon, 2010) o bien sin cambios significativos (Matsumoto, Lynch-Stieglitz, y Anderson, 2001; McCave, Crowhurst, Kuhn, Hillenbrand, y Meredith, 2013). Particularmente, McCave et al. (2013) encontraron que la velocidad zonal en el suelo marino en la región de la ACC (que se puede traducir a la velocidad zonal en gran parte de la columna) no presentaba cambios significativos con respecto a su estado actual al norte de la latitud promedio a la que llegó el hielo marino en el UMG ( $\sim 56^\circ S$ ), mientras que al sur de esta latitud la velocidad era significativamente menor. Dado esto, atribuyen esta disminución a la reducción del forzante del viento por la capa de hielo marino y no necesariamente por corrimiento o debilitamiento de los vientos sobre el Océano Austral. De todas formas aún se deben realizar más estudios al respecto para obtener estimaciones más confiables sobre el transporte y la estructura de la ACC, para lo cual sería necesario tener más mediciones al norte y al sur de la corriente y con una distribución idealmente más homogénea.

En síntesis, los datos paleoclimáticos del océano concuerdan en general en que la circulación profunda durante el UMG difirió en la profundidad de sus celdas con respecto a la del PI, siendo la celda asociada a la NADW más somera y la del AABW ocupando gran parte de la profundidad del océano. Además, hubo un posible cambio en la intensidad de la circulación termohalina, siendo algo menos intensa en el UMG. En cuanto a la ACC no hay consenso sobre si ésta era menos o más intensa durante el UMG, basado en los datos paleoclimáticos, aunque argumentos teóricos o de modelos idealizados sugieren que su magnitud era menor en comparación a la del PI. Con respecto a los modelos climáticos de circulación general de PMIP2 o PMIP3, éstos no han llegado a un consenso claro y en algunos casos muestran resultados incluso opuestos a los de los proxies paleoclimáticos. En otras palabras, sólo algunos de estos modelos llegan a representar lo que se infiere de los datos observacionales, apuntando a que la dinámica de los forzantes en algunos de éstos no está bien representada.



## 3. Datos y Metodología

### 3.1. Datos

Para el presente estudio se utilizarán simulaciones climáticas de 6 modelos numéricos pertenecientes a la quinta fase del Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5; Taylor, Stouffer, y Meehl, 2012) y correspondientes al periodo Preindustrial (PI) y Último Máximo Glacial (UMG). Los modelos CMIP5 son modelos acoplados de circulación general océano-atmósfera, los cuales, mediante el establecimiento de distintas condiciones iniciales, de borde, parámetros, entre otros, pueden reproducir en cierta medida el sistema climático terrestre correspondiente a distintos periodos y características, en particular de los periodos mencionados anteriormente. Dada su naturaleza acoplada, los modelos CMIP5 entregan resultados para variables atmosféricas, oceánicas, hielo marino, entre otros, y estos resultados son altamente dependientes del modelo que los produce. Si bien los modelos poseen muchas características comunes, como el acoplamiento océano-atmósfera o la resolución de ecuaciones de circulación general, éstos pueden diferir en la manera de representar o incluir otros procesos físicos o diferir ligeramente en sus condiciones iniciales, lo cual puede conllevar posteriormente a diferencias en el resultado. Por ejemplo, algunos procesos físicos de escala espacial pequeña no pueden ser resueltos por estos modelos, dada su resolución espacial gruesa, pero la importancia de sus efectos en la dinámica atmosférica u oceánica requiere que sean incluidos en la simulación de alguna manera (como procesos turbulentos o microfísica de nubes). En estos casos, se deben parametrizar aquellos procesos y la forma de llevarlo a cabo puede derivar en distintos resultados finales. Asimismo, la resolución espacial, tanto horizontal como vertical, constriñe la resolución de procesos físicos y de los parámetros fijos establecidos para la simulación (como batimetría, orografía, mantos de hielo, entre otros), por lo que variaciones de resolución espacial pueden producir diferencias en los resultados obtenidos.

Las simulaciones PI y UMG corresponden a experimentos de CMIP5 representativos de climas de diferentes características y que ocurrieron (en teoría) en periodos distintos y lejanos entre sí. El primero de ellos (PI) es representativo de la época previa a la revolución industrial (aproximadamente del año 1850; Sueyoshi et al., 2013) y de un sistema climático con los forzantes externos actuales (como los parámetros orbitales, por ejemplo) pero sin el efecto de la intervención humana. Dado esto, y sumado a su largo tiempo de integración, esta simulación

es considerada como un estado de cuasi-equilibrio y se suele utilizar como control o base para la comparación con otros periodos, así como también como condición inicial para comenzar otras simulaciones de largo plazo (Taylor et al., 2012). Por su parte, las simulaciones del UMG representarían el clima frío correspondiente al periodo del mismo nombre, ocurrido hace unos  $\sim 21$  mil años, considerando parámetros climáticos externos e internos distintos a los del periodo PI (distintos parámetros orbitales, nivel del mar, entre otros). Las simulaciones del UMG se pueden clasificar dentro del subgrupo de experimentos paleoclimáticos de CMIP5, el Paleoclimate Modelling Intercomparison Project en su tercera fase (PMIP3; Braconnot et al., 2011), en conjunto con otros experimentos representativos de otros periodos pasados, como simulaciones del Holoceno Medio (hace  $\sim 6$  mil años) o del último milenio.

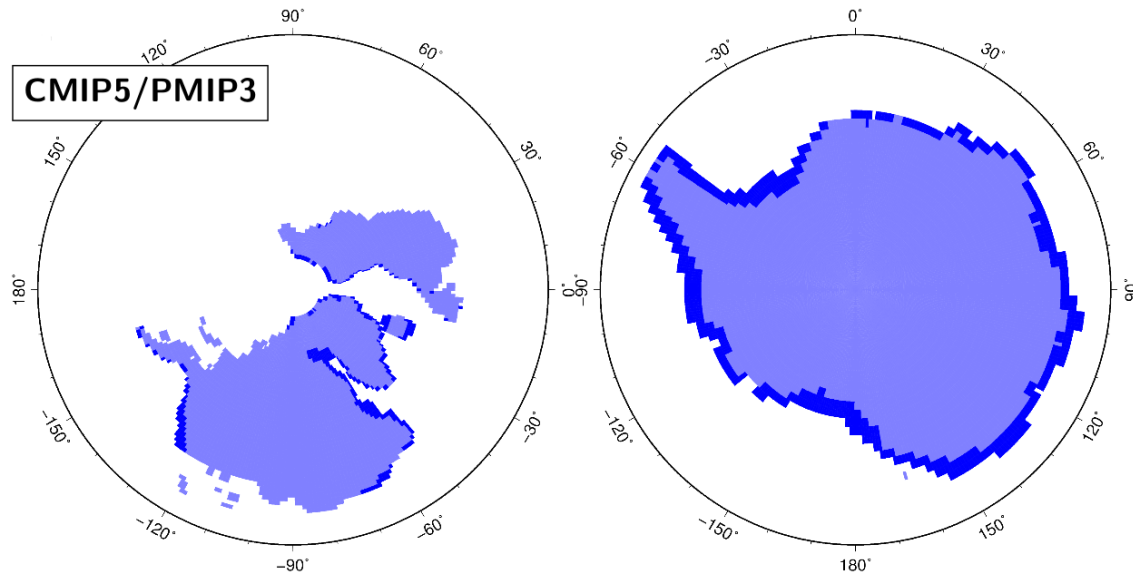
Para poderse clasificar como tales, las simulaciones PI y UMG deben cumplir ciertos protocolos en cuanto a condiciones iniciales, de borde y/o forzantes, entre otros, de manera que todos los modelos participantes simulen un clima de características análogas. Estos protocolos han sido especificados en el diseño de los experimentos de CMIP5/PMIP3, algunos de los cuales se listan en la tabla 3.1). Por ejemplo, la concentración de  $CO_2$  atmosférico en las simulaciones PI y UMG es en todos los casos prescrita, teniendo un valor fijo desde el inicio de la simulación de  $285 \text{ ppm}$  para el PI y  $185 \text{ ppm}$  para el UMG (Sueyoshi et al., 2013). No obstante, no todas las características de la simulación son especificadas en los diseños, quedando por tanto a criterio del modelo y pudiendo generar variabilidad en los resultados que entrega cada uno. Por ejemplo, no se especifica un valor concreto para el tiempo de spin-up en ninguna de las simulaciones PI ni UMG, así como tampoco para el tiempo total de integración después del spin-up (aunque deben cumplir un mínimo de 500 años para el PI y 100 años para el UMG). Asimismo, en la simulación del UMG las condiciones iniciales pueden variar de un modelo a otro, ya que éstas se obtienen de la respectiva simulación control (PI) y ésta última no entrega exactamente el mismo resultado para todos los modelos. La componente oceánica, sin embargo, es la excepción a esta regla, puesto que es inicializada desde un estado frío provisto por el spin-up de un experimento previo de PMIP (Taylor, Stouffer, y Meehl, 2009), y dado que cada modelo tendrá una evolución diferente en ese experimento previo, las condiciones iniciales generadas a partir él serán diferentes en cada caso. Más detalles sobre los protocolos o condiciones de cada uno de los experimentos pueden encontrarse en Taylor et al. (2009) y en la página oficial de PMIP3 ([https://pmip3.lsce.ipsl.fr/p3\\_c5\\_design/](https://pmip3.lsce.ipsl.fr/p3_c5_design/)).

Como se señaló anteriormente, algunos parámetros fijos en cada simulación son importantes para el desarrollo y resultado final de ésta, como la batimetría o la cobertura de hielo. Esta última en particular es especialmente llamativa para la simulación del UMG, ya que dadas las condiciones climáticas del periodo, se infiere que la cobertura de hielo, tanto de mantos, plataformas, como de hielo marino, era más extensa de lo que es hoy en día. En las simulaciones del UMG el hielo marino es dinámico, es decir, simulado, pero los mantos de hielo deben ser ajustados a una condición de borde (Abe-Ouchi et al., 2015), en cuyo caso se necesita al menos una reconstrucción del hielo que establezca tal condición. Para los mantos de hielo polares se han hecho diferentes reconstrucciones y particularmente los modelos de PMIP3 en su simulación UMG utilizan una distribución de hielo basada en la mezcla de

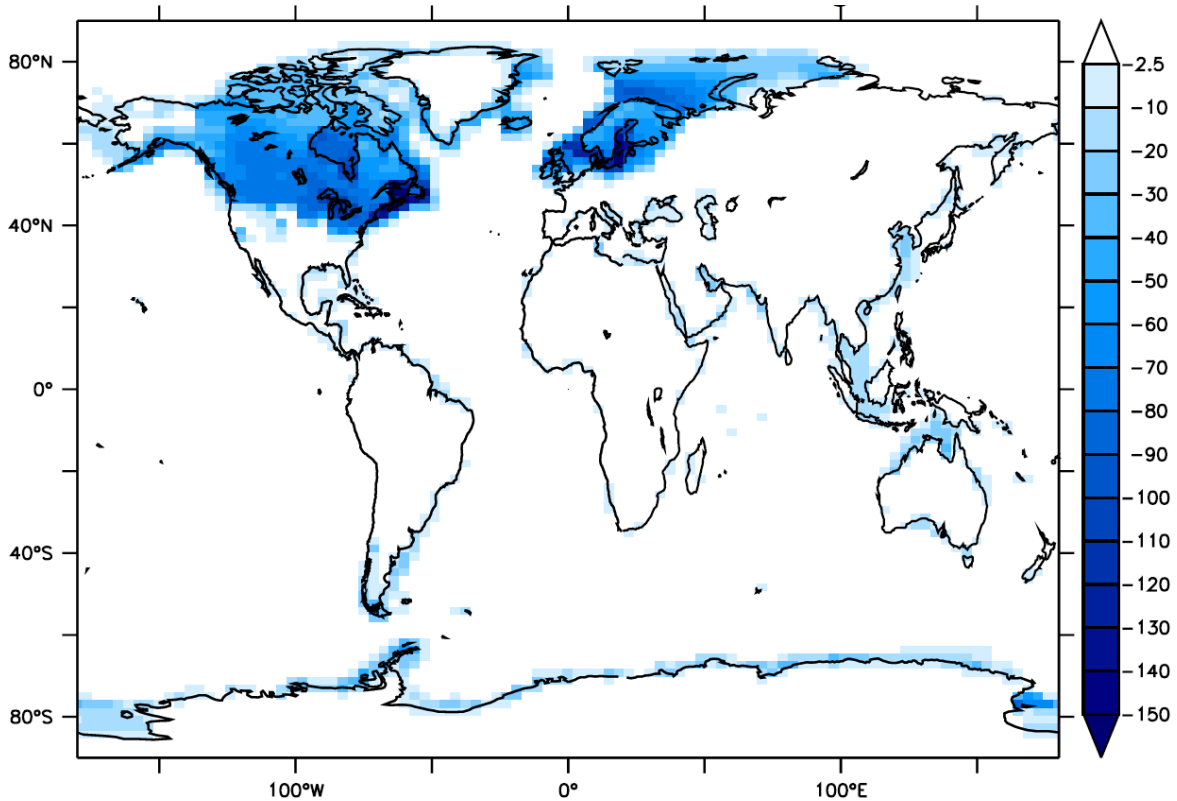
| Característica | Preindustrial (PI)                | Último Máximo Glacial (UMG)       |
|----------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| $CO_2$ (ppm)   | 285                               | 185                               |
| Excentricidad  | 0.16724                           | 0.018994                          |
| Oblicuidad     | 23.446                            | 22.949                            |
| Precesión      | 102.04                            | 114.42                            |
| Salinidad      | Calculada                         | Calculada (+1 psu)                |
| Vegetación     | Calculada o prescrita al presente | Calculada o prescrita al presente |

**Tabla 3.1:** Algunas características de diseño de las simulaciones PI y UMG. Adaptado de (Kim et al., 2015).

3 reconstrucciones: ICE-6G v2.0 (Argus y Peltier, 2010), GLAC-1a (Tarasov, Dyke, Neal, y Peltier, 2012) y ANU (Lambeck, Purcell, Zhao, y Svensson, 2010). El resultado de esta combinación entrega la cobertura de hielo mostrada en la figura 3.1 y produce un efecto de diferencia radiativa, en comparación al PI, como la mostrada en la figura 3.2. Ésta distribución de hielo puede tener algunas variaciones ligeras entre cada modelo dadas las diferencias de resolución y grillas, además del método de implantación que cada uno utilice.



**Figura 3.1:** Cobertura de hielo en el polo norte (izquierda) y polo sur (derecha) utilizada en CMIP5/PMIP3 para las simulaciones del Último Máximo Glacial. En celeste se colorean los mantos de hielo, en azul las plataformas de hielo y en blanco las zonas libres de esos tipos de hielo (puede que pueden contener hielo marino). Adaptado de Abe-Ouchi et al. (2015).



**Figura 3.2:** Diferencia radiativa (UMG-PI,  $Wm^{-2}$ ) generada por la diferencia de distribución de hielo entre las simulaciones PI y UMG de modelos CMIP5/PMIP3. Tomado de Abe-Ouchi et al. (2015).

Concretamente en cuanto a las simulaciones que se utilizarán, éstas corresponden a las climatologías de las simulaciones UMG y PI correspondientes a 5 variables oceánicas, de las cuales se dispone de su valor promedio mensual y varianza promedio mensual. Con esta simulaciones se posrán estudiar y comparar las condiciones promedio del Océano Austral entre ambos periodos PI y UMG y verificar si existen cambios de un periodo a otro. Las variables a examinar son la salinidad, temperatura potencial, velocidad zonal, velocidad meridional y función de corriente meridional de masa, las cuales tienen un formato de campo global en latitud, longitud y profundidad (excepto la última variable que está integrada zonalmente). Cabe mencionar que para algunos grupos de modelación no están disponibles algunas de las variables especificadas por CMIP5 para el océano o atmósfera, ya sea para el UMG o PI. Esta es la razón por la cual se utilizan sólo 6 modelos en este estudio: se utilizan aquéllos que tienen todas o gran parte de las variables mencionadas y requeridas en este estudio para ambos periodos, UMG y PI. Para más información sobre este tema dirigirse a [https://cmip.llnl.gov/cmip5/guide\\_to\\_cmip5.html](https://cmip.llnl.gov/cmip5/guide_to_cmip5.html).

Las simulaciones de las variables entregadas por cada modelo están disponibles para su búsqueda y solicitud de descarga en <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip5/> (base de datos de simulaciones de distintos experimentos de CMIP5). Los modelos utilizados en este estu-

dio se listan en la tabla 3.2 con su respectiva institución de origen y resolución horizontal y vertical, mientras que las variables disponibles para cada modelo se listan en la tabla 3.3. En ésta se puede ver que la mayoría de los modelos tiene disponible casi la totalidad de las variables de interés, excepto GISS-E2-R y MIROC-ESM para el caso de la función de corriente de masa. Por otra parte, las resoluciones espaciales de los modelos son relativamente gruesas, insuficiente para evaluar fenómenos de pequeña escala, como podrían ser los frentes de la ACC (cuya extensión latitudinal es pequeña) o fenómenos de turbulencia (éstos son parametrizados para dar cuenta de su efecto en otras variables oceánicas). Dado lo anterior, los análisis realizados en este estudio se centrarán más bien en condiciones promedio o a gran escala.

| Modelo    | Institución de origen   | Resolución 1               | Resolución 2    | Duración simulaciones UMG y PI |
|-----------|---|----------------------------|-----------------|--------------------------------|
| CCSM4     | National Center for Atmospheric Research  | $320 \times 384 \times 60$ | $395 \times 61$ | 100 y 500 años                 |
| CRNM-CM5  | Centre National de Recherches Météorologiques   | $362 \times 292 \times 42$ | $292 \times 42$ | 200 y 850 años                 |
| GISS-E2-R | NASA Goddard Institute for Space Studies  | $288 \times 180 \times 32$ | -               | 100 y 1200 años                |
| MIROC-ESM | Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute | $256 \times 192 \times 44$ | -               | 100 y 630 años                 |
| MPI-ESM-P | Max Planck Institute for Meteorology  | $360 \times 180 \times 40$ | $180 \times 41$ | 100 y 1156 años                |
| MRI-CGCM3 | Meteorological Research Institute   | $360 \times 368 \times 51$ | $154 \times 52$ | 100 y 500 años                 |

**Tabla 3.2:** Modelos de CMIP5/PMIP3 a utilizar en el trabajo presente, con su respectiva institución de origen, resolución espacial y vertical y longitud de simulaciones UMG y PI (posterior al spin-up). La resolución 1 corresponde a las simulaciones de salinidad, temperatura potencial, velocidad zonal y meridional (cantidad de puntos de longitud  $\times$  latitud  $\times$  niveles verticales) y la resolución 2 corresponde a la simulación de la función de corriente de masa (cantidad de puntos de latitud  $\times$  niveles verticales).

| Modelo \ Variable | Función de corriente meridional de masa | Salinidad | Temperatura potencial | Velocidad zonal | Velocidad meridional |
|-------------------|---|-----------|-----------------------|-----------------|----------------------|
| CCSM4             | ✓                                       | ✓         | ✓                     | ✓               | ✓                    |
| CRNM-CM5          | ✓                                       | ✓         | ✓                     | ✓               | ✓                    |
| GISS-E2-R         | ✗                                       | ✓         | ✓                     | ✓               | ✓                    |
| MIROC-ESM         | ✗                                       | ✓         | ✓                     | ✓               | ✓                    |
| MPI-ESM-P         | ✓                                       | ✓         | ✓                     | ✓               | ✓                    |
| MRI-CGCM3         | ✓                                       | ✓         | ✓                     | ✓               | ✓                    |

**Tabla 3.3:** Distribución de variables disponibles en los modelos de CMIP5/PMIP3 seleccionados. El símbolo ✓ indica que la variable está disponible y ✗ que no lo está.

Cabe mencionar que en el caso del modelo MPI-ESM-P se debió hacer de manera previa una interpolación horizontal de sus datos de salinidad, temperatura potencial, velocidad zonal y meridional a una grilla regular (longitud  $\times$  latitud) para realizar los análisis indicados en la sección 3.2. Esto se realizó debido a que la grilla original en la que se encuentran los datos de este modelo es una grilla curvilínea bipolar (Marsland, Haak, Jungclaus, Latif, y Röske, 2003) y este hecho dificulta algunos análisis como la selección de ciertas latitudes o longitudes de interés. Por esta razón, en la tabla 3.2 no se muestra la resolución original del modelo sino que la resolución final de los datos una vez ya interpolados tal como se utilizan para este estudio (Resolución 1 en la tabla 3.2). Para el caso de la función de corriente de masa no fue necesario realizar una interpolación, puesto que la grilla original de estos datos ya era regular (latitud  $\times$  profundidad en este caso).

En la sección de Objetivos del capítulo anterior se propone realizar una validación de las simulaciones del periodo preindustrial con datos observados. Para esto se utilizará el reanálisis oceanográfico GODAS (Global Ocean Data Assimilation System de NCEP; Behringer y Xue, 2004), que es un análisis en tiempo real y reanálisis utilizado para distintos propósitos, como por ejemplo dar las condiciones iniciales oceánicas para modelos de pronóstico como CFS. Posee una resolución de  $1^\circ \times 1^\circ$  con 40 niveles verticales y abarca desde 1980 hasta la actualidad. Se compararán todas las variables listadas en la tabla 3.3 excepto la función de corriente meridional de masa, puesto que el reanálisis no la tiene disponible. En estricto rigor, una validación debe hacerse comparando datos correspondientes un mismo periodo, lo cual no sucede en este caso. La falta de datos observados para el periodo que llamamos preindustrial (representativo del año 1850 aproximadamente Xiao-Ge, Tong-Wen, y Jie, 2013) imposibilita realizar una validación como corresponde. Lo más cercano al clima de esa época

sería el clima actual, aunque habría pequeñas diferencias entre ellos, considerando el aumento del  $CO_2$  atmosférico en las últimas décadas asociado al escenario de cambio climático actual. Por esta razón, el propósito de la validación a realizar aquí no será hacer un análisis de la precisión de las simulaciones PI sino que revisar si éstas entregan resultados razonables a su periodo. Se recalca que se esperan ligeras diferencias entre el reanálisis y la simulación PI (como de temperatura superficial), pero al mismo tiempo que haya cierta correspondencia entre ellas.

## 3.2. Metodología

Como primer paso para definir la metodología se debe delimitar el Océano Austral a una zona con bordes geográficos concretos, ya que, como se menciona en el capítulo introductorio, al menos su margen norte no es evidente. Una de las definiciones más inclusivas es considerar el Océano Austral desde los  $30^\circ S$  hacia el sur, ya que así se abarcan de manera más completa los fenómenos físicos más importantes de este sector, como todos los frentes de la ACC (como se muestran en la figura 1.4) y sus efectos sobre las cuencas oceánicas del Atlántico, Índico y Pacífico (Talley et al., 2011; Weber et al., 2007). Dado lo anterior, se utilizará esta definición en el presente trabajo.

Con las variables seleccionadas para el estudio se realizarán distintos análisis. Primeramente, para realizar la validación se revisarán los mapas superficiales de las variables salinidad, temperatura potencial y magnitud de la velocidad horizontal y se compararán visualmente con el mapa correspondiente del reanálisis. Los mapas a mostrar corresponden al primer nivel disponible en cada modelo y el reanálisis, cuya profundidad es de aproximadamente  $5\ m$  (dependiendo del modelo). Si bien es cierto que el primer nivel no es exactamente la superficie, la gran mezcla vertical que ocurre a estas profundidades permite considerar que las características a  $5\ m$  de son aproximadamente las mismas que en la superficie. Por esta razón, a los mapas del primer nivel se les considerará como mapas superficiales.

Además, se presentarán también mapas de diferencia (punto a punto) de salinidad, temperatura potencial y magnitud de la velocidad horizontal entre las simulaciones del Preindustrial y el Reanálisis GODAS (PI-RA) y la simulación del Último Máximo Glacial con la simulación Preindustrial (UMG-PI) en tres profundidades: superficie,  $\sim 1000\ m$  y  $\sim 3000\ m$ . Se eligió mostrar estas tres profundidades ya que son, según una examinación previa de los datos, más o menos representativas de diferentes magnitudes de variabilidad inter-modelo: en superficie en general es donde se aprecia la mayor variabilidad, a  $1000\ m$  suele haber variabilidad considerable pero de menor magnitud que en superficie y en  $3000\ m$  ya hay mucha menos variabilidad en las características observadas en cada conjunto de datos.

Para realizar la comparación entre los campos del reanálisis y las simulaciones PI se interpolaron los campos de salinidad, temperatura potencial y velocidad horizontal del primero a la resolución espacial del segundo en cada profundidad indicada (superficie, 1000 y 3000 metros), para luego poder obtener el mapa de diferencia punto a punto. En el caso de la diferencia UMG-PI, la interpolación no es necesaria ya que se comparan datos correspondientes a un mismo modelo y por ende poseen la misma resolución espacial. Por otra parte, dado que la resolución de la componente vertical del reanálisis y de los modelos es diferente, la comparación de las distintas variables en superficie, 1000 y 3000 metros de profundidad se realiza con el nivel de profundidad más cercano a los recién mencionados que cada modelo o reanálisis tenga disponible, aunque éstos no coincidan exactamente. Por ejemplo, para el caso de CCSM4 los niveles seleccionados son 5 *m*, 984 *m* y 2889 *m* en comparación con los 5 *m*, 949 *m* y 3016 *m* del reanálisis GODAS. Si bien esta comparación no es la ideal, es aceptable considerar que estos niveles son equitativos, ya que las variables estudiadas no cambian de manera excesiva en tales diferencias de profundidad, especialmente a altas profundidades. Esta es la razón por la que, por ejemplo, los modelos PMIP3 poseen una resolución vertical sustancialmente mayor cerca de la superficie que a gran profundidad.

Por otro lado, para la validación y para la comparación entre las simulaciones del UMG y PI, se crearán perfiles verticales de salinidad, temperatura potencial y velocidad zonal y se calculará su promedio zonal por sectores: Atlántico, Índico y Pacífico (los límites longitudinales de cada sector se muestran en la tabla 3.4). Luego, en cada sector se analizará la diferencia entre los promedios zonales PI- reanálisis y UMG-PI, según corresponda, aplicándose un test de t-student de diferencias de medias (ya que se coparan climatologías) al 95 % de confianza en cada nivel de profundidad para verificar la significancia de cada diferencia. La comparación se realizará, para la salinidad y la temperatura potencial, en el borde norte del Océano Austral según su definición ( $30^{\circ}S$ ) y cerca del borde sur aproximado del Paso de Drake ( $60^{\circ}S$ ). Si bien a  $60^{\circ}S$  no existen masas continentales que dividan el Océano Austral como sucede en  $30^{\circ}S$ , se decidió hacer un análisis sectorial también puesto que existen diferencias espaciales de las variables escogidas en los distintos sectores (observado en un examen previo de los datos). Además, de este modo la confección del perfil de los  $60^{\circ}S$  será equivalente al de los  $30^{\circ}S$ .

| Sector    | Extensión longitudinal       |
|-----------|------------------------------|
| Atlántico | $70^{\circ}W - 30^{\circ}E$  |
| Índico    | $30^{\circ}E - 150^{\circ}E$ |
| Pacífico  | $150^{\circ}E - 70^{\circ}W$ |

**Tabla 3.4:** Extensión longitudinal de los 3 sectores definidos del Océano Austral.

Sumado a lo anterior, se realizará un análisis meridional (latitud-profundidad) de la diferencia UMG-PI de la distribución de salinidad en los 3 sectores, examinando una longitud



específica en cada uno de ellos (Atlántico:  $30^{\circ}\text{W}$ , Índico:  $75^{\circ}\text{E}$ , Pacífico:  $150^{\circ}\text{W}$ ; cerca de la longitud central de cada uno de los sectores) y evaluando también su significancia como en el caso de los perfiles. Este examen permitirá contrastar la salinidad de las distintas masas de agua presentes en el Océano Austral, especialmente entre las masas de agua de origen Antártico y las provenientes del Atlántico Norte. Cabe mencionar que para el análisis de las diferencias de salinidad UMG-PI, tanto para los perfiles zonales como para el análisis meridional, se realiza una corrección de 1 *psu* al valor resultante de la diferencia para hacer la comparación entre ambos periodos. Esto se hace debido a que el nivel del mar era menor durante el UMG (unos  $\sim 116\text{ m}$  menos) producto de la expansión de mantos de hielo polares, hecho que aumentó la salinidad promedio del Océano Global. Este efecto es implementado en los modelos de CMIP5/PMIP3 con un aumento generalizado de salinidad de 1 *psu* impuesto al inicio de la simulación del UMG (Zhang et al., 2013), por lo que la corrección realizada quitará este aumento. De esta manera, se puede comparar la salinidad en términos relativos entre los dos periodos UMG y PI, permitiendo enfatizar en la diferencias espaciales en los tres sectores del Océano Austral y de distribución entre los dos periodos más que en su diferencia absoluta.

Por su parte, la velocidad zonal se evaluará por sectores en el borde sur del Océano Austral ( $60^{\circ}\text{S}$ ) y como promedio entre  $50 - 60^{\circ}\text{S}$ , calculando el perfil promedio de cada sector y la diferencia UMG-PI o PI-RA, según sea el caso. Se escogió esta forma de análisis, diferente al caso de la salinidad o temperatura potencial, ya que el rasgo principal que la velocidad zonal representa es la ACC y buena parte de los jets de esta corriente se ubican en el rango  $50 - 60^{\circ}\text{S}$  (figura 1.4). Si bien hay jets de la ACC que se escapan de estas latitudes (y por ello la definición del Océano Austral hasta los  $30^{\circ}\text{S}$ ), el análisis de la velocidad zonal a latitudes menores (como a  $30^{\circ}\text{S}$ ) podría contener otras señales independientes de la ACC, como corrientes asociadas a giros subtropicales. Además, se eligió analizar sólo la velocidad zonal y no la meridional ya que la primera es la más importante en el Océano Austral en cuanto a magnitud y fenómenos físicos (por la ACC).

Adicionalmente, la variable de velocidad zonal se utilizará también para evaluar el transporte en la misma dirección en el Océano Austral asociado naturalmente a la ACC. Para esto se realizará una integración meridional y vertical de la velocidad zonal en toda la extensión latitudinal y de profundidad, respectivamente, del Océano Austral, lo cual dará como resultado el volumen promedio transportado en cada longitud ( $T_z$  en la ecuación 3.1, con  $u$  la velocidad zonal y  $H$  la profundidad total). El resultado de este transporte dará una medida aproximada de la intensidad media de la ACC, permitiendo comparar de manera sucinta la intensidad de la misma en los periodos UMG y PI o entre el reanálisis y el PI para el caso de la validación. Como se menciona en el párrafo anterior, hasta los  $30^{\circ}\text{S}$  la velocidad zonal podría contener otras señales no asociadas a la ACC, sin embargo, dado que para el cálculo del transporte se hará una integración meridional de la velocidad, se puede considerar que el resultado final sí será representativo de la ACC, puesto que su magnitud promedio es mayor al de otras corrientes de la zona y será el mayor componente del valor final.

$$\text{Transporte zonal } T_z = \int_H^0 \int_{60^\circ S}^{30^\circ S} u \, dydz \quad (3.1)$$

Por otra parte, se evaluará también el transporte meridional a partir de la variable función de corriente meridional de masa, la cual se define por la ecuación 3.2, comparando sus campos latitud  $\times$  profundidad en las simulaciones PI y UMG y evaluando la significancia de su diferencia mediante un test t-student, al igual que en el caso de los perfiles. La variable de función de corriente es entregada directamente como salida de los modelos y proporciona campos globales de la misma, de la cual se puede inferir el transporte promedio de masa en dirección meridional en distintas profundidades. Como se observa en su definición, la función de corriente está integrada zonalmente entre dos bordes  $x_a$  y  $x_b$ , los cuales pueden representar diferentes límites geográficos. Por defecto, estos límites han sido definidos en CMIP5/PMIP3 para coincidir con tres cuencas o conjunto de cuencas: Atlántico/Ártico, Pacífico/Índico y Océano Global. Dado que ninguna de las dos primeras regiones incluye el Océano Austral, se utilizará la última de las mencionadas y se enfocará el análisis a las latitudes desde los  $30^\circ S$  hacia el sur.

$$\text{Transporte meridional } \psi(y, z) = - \int_{x_a}^{x_b} \int_{-H}^z \rho v \, dzdx \quad (3.2)$$

La importancia de analizar el transporte meridional recae en la evaluación de la circulación profunda y de los distintos transportes que la conforman. Dada su definición matemática, la función de corriente de masa entrega la cantidad neta de masa que se transporta meridionalmente desde el fondo marino hasta una profundidad  $z$  dada. Luego, desde menor a mayor profundidad, un gradiente vertical positivo de la función de corriente representará un transporte de masa hacia el norte y un gradiente negativo un transporte hacia el sur, siendo la magnitud del transporte proporcional a la magnitud del gradiente vertical de la función de corriente (un esquema y explicación de esto se presenta en el Apéndice A). Asimismo, la profundidad donde el gradiente vertical cambia de signo representará una inversión del sentido del transporte. Gracias a lo anterior, con la función de corriente de masa se podrá evaluar la cantidad de agua transportada hacia el norte y hacia el sur, la extensión vertical de cada uno de esos transportes y también su ubicación con respecto a la profundidad. Dicho de otra manera, el análisis de esta variable permitirá evaluar de manera simple la separación y profundidad de las diferentes ramas de la circulación profunda global, particularmente en el Océano Austral.

Para encontrar la profundidad de separación entre las ramas hacia el norte y hacia el sur de la circulación meridional, se desarrollará un código computacional que ubique automáticamente el cambio de signo del gradiente vertical y por ende del sentido del transporte. Una revisión previa y general de los campos permitió conocer la forma promedio de los perfiles verticales, con lo cual se pudo generar el código adecuado que encontrara la inversión del sentido de los transportes. Cabe mencionar que estos niveles de cambio del gradiente de la

función de corriente coincide a grandes rasgos, como es de esperar, con la circulación meridional en el Océano Austral descrita en la Introducción. Como se verá más adelante, la función de corriente permitirá visualizar el transporte meridional hacia el norte producto de la deriva de Ekman asociada a los vientos del Oeste sobre el Océano Austral, el transporte hacia el sur de la UDCW y LCDW y el de AABW hacia el norte por el fondo oceánico. En otras palabras, permitirá realizar una evaluación de la presencia relativa de las distintas masas de agua en el Océano Austral, particularmente de la AABW en las profundidades y fondo oceánico.

Por otra parte, se evaluará también la tasa de formación de aguas profundas/de fondo alrededor de Antártica en ambos periodos, UMG y PI, mediante la función de corriente de masa. Esta variable, como se mostrará posteriormente, exhibe una celda de valores negativos en latitudes altas ( $>60^{\circ}S$ ), desde la superficie hasta gran profundidad. En modelos de circulación general se suele considerar el contorno mínimo de esta celda (el máximo negativo) como una estimación de la tasa de formación de agua profunda (Santoso y England, 2008), por lo que se tomará esta aproximación como valor de la tasa de formación. Se considerará para esta estimación solamente la función de corriente correspondiente los meses de agosto y septiembre (un promedio de éstos), ya que la formación de agua profunda es más intensa a finales del invierno austral (De Lavergne et al., 2014). Asimismo, se evaluará la significancia de la diferencia UMG-PI mediante un test t-student al 95% de confianza (el mismo que se hace a la función de corriente), considerando la media y varianza de los meses mencionados. No obstante, también existen otros métodos para evaluar la formación de agua profunda, pero en muchos casos no entregan resultados confiables. Esto se comentará con más detalles en el capítulo 5.

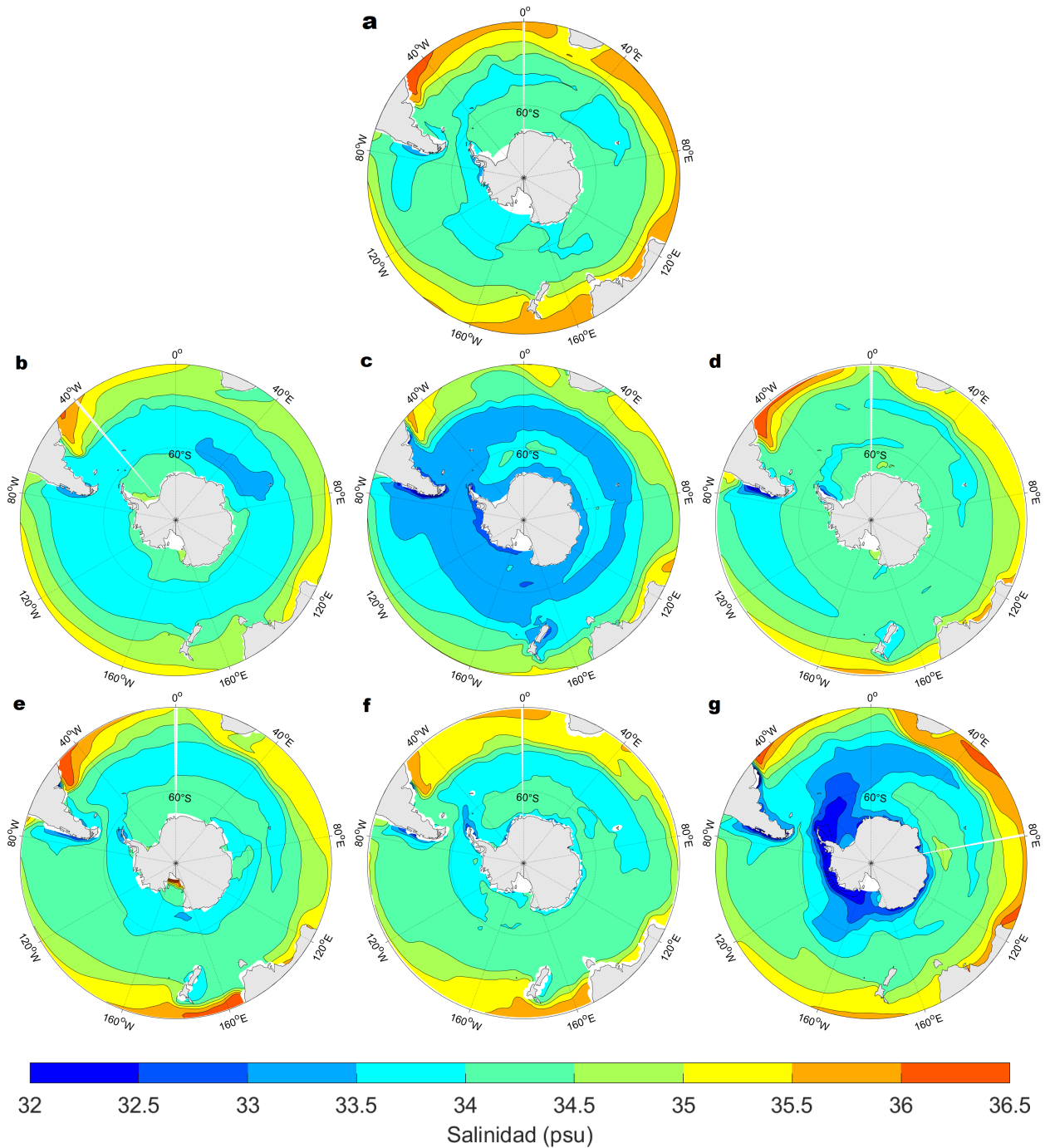
## 4. Resultados

A continuación se mostrarán los resultados del análisis de las variables indicadas en el capítulo Datos y Metodología, comparando primero los datos del reanálisis GODAS con las simulaciones PMIP3 para el periodo PI (sección 4.1) y posteriormente las simulaciones PI con las del UMG (sección 4.2). Se mostrarán los mapas superficiales de las variables salinidad, temperatura potencial y magnitud de la velocidad horizontal para el reanálisis y cada una de las simulaciones PI. Asimismo, se mostrarán los perfiles promedio (por sector) de estas variables en 30°S y 60°S como diferencia entre el reanálisis y la simulación PI (RA-PI) y la diferencia entre las simulaciones UMG y PI (UMG-PI). También se mostrarán los trasportes zonales asociados a la ACC, haciendo una comparación entre el reanálisis con la simulación PI y analizando la diferencia UMG-PI. La variable de función de corriente meridional sólo se mostrará en el caso de comparación de simulaciones UMG-PI. Finalmente, a modo complementario, en el Apéndice B se mostrarán mapas de diferencia RA-PI y UMG-PI de las variables salinidad, temperatura potencial y magnitud de la velocidad horizontal, a distintas profundidades, lo cual permitirá realizar una comparación espacial de las diferencias.

### 4.1. Comparación del reanálisis y simulaciones PI

En esta sección se analizarán las condiciones y diferencias de salinidad, temperatura potencial, velocidad horizontal y transporte zonal entre el reanálisis GODAS y las simulaciones PI de los modelos PMIP3 seleccionados. Primeramente, en la figura 4.1 se pueden ver los mapas de salinidad en superficie para el reanálisis y para los modelos. Buena parte de éstos, como CNRM-CM5 o MRI-CGCM3, muestran de manera clara valores menores de salinidad superficial con respecto al reanálisis, particularmente en la región que rodea a Antártica. Por su parte, modelos como GISS-E2-R, MIROC-ESM y MPI-ESM-P muestran valores bastante parecidos al reanálisis en la zona mencionada. En latitudes menores estos modelos también tienden a ser parecidos al reanálisis, mientras que los demás poseen sesgos claros, tanto positivos como negativos.

Comparando los valores de la media y mediana de cada uno de los campos de salinidad, de modelos y reanálisis, listados en la tabla 4.1, las diferencias anteriormente mencionadas se



**Figura 4.1:** Mapas de salinidad en superficie correspondientes al reanálisis GODAS (a) y modelos PMIP3 (b: CCSM4, c: CNRM-CM5, d: GISS-E2-R, e: MIROC-ESM, f: MPI-ESM-P, g: MRI-CGCM3) en el periodo preindustrial. Contornos cada 0,5 *psu*.

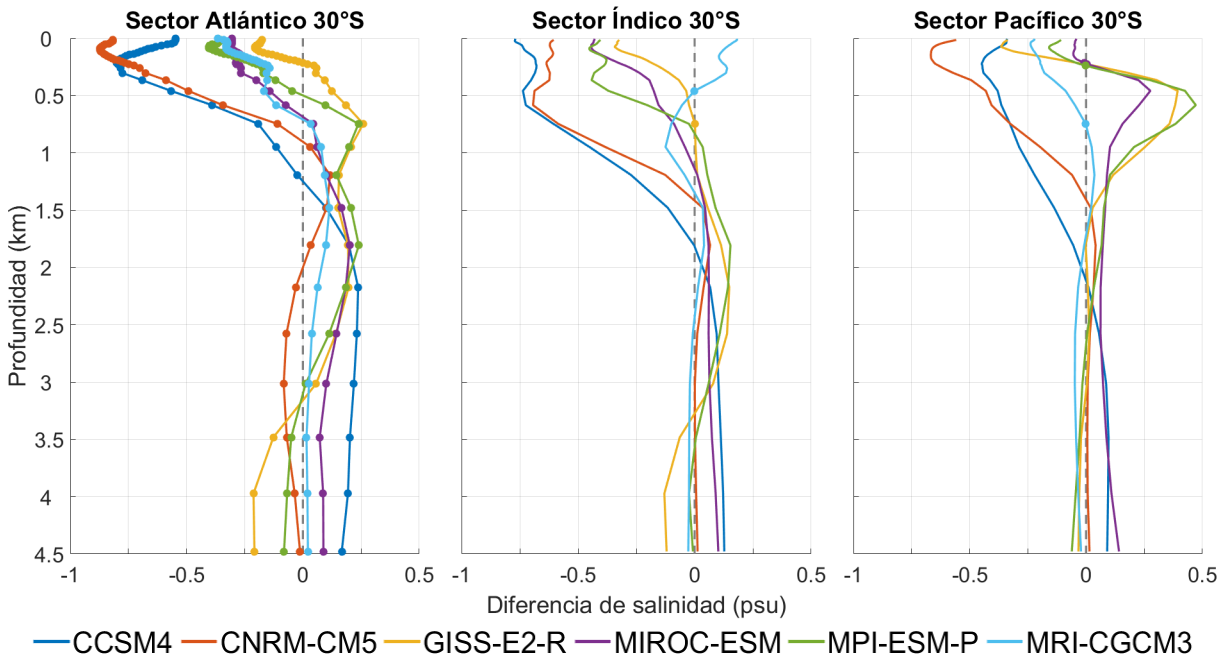
confirman. Por ejemplo, se aprecia claramente que la mayoría de los modelos tiene posee una media de salinidad menor que la del reanálisis y que, en particular, CNRM-CM5 es el modelo con la menor media entre todos los demás. Asimismo, GISS-E2-R es el modelo cuya media superficial se acerca más a la del reanálisis. En cuanto al valor de la mediana hay distintos

resultados, ya que algunos modelos superan el valor del reanálisis, otros son muy parecidos y otros menores. En todos los casos, reanálisis y modelos, la mediana es menor que la media, indicando mayor cantidad de valores menores que la media en el Océano Austral, ubicados especialmente alrededor de Antártica.

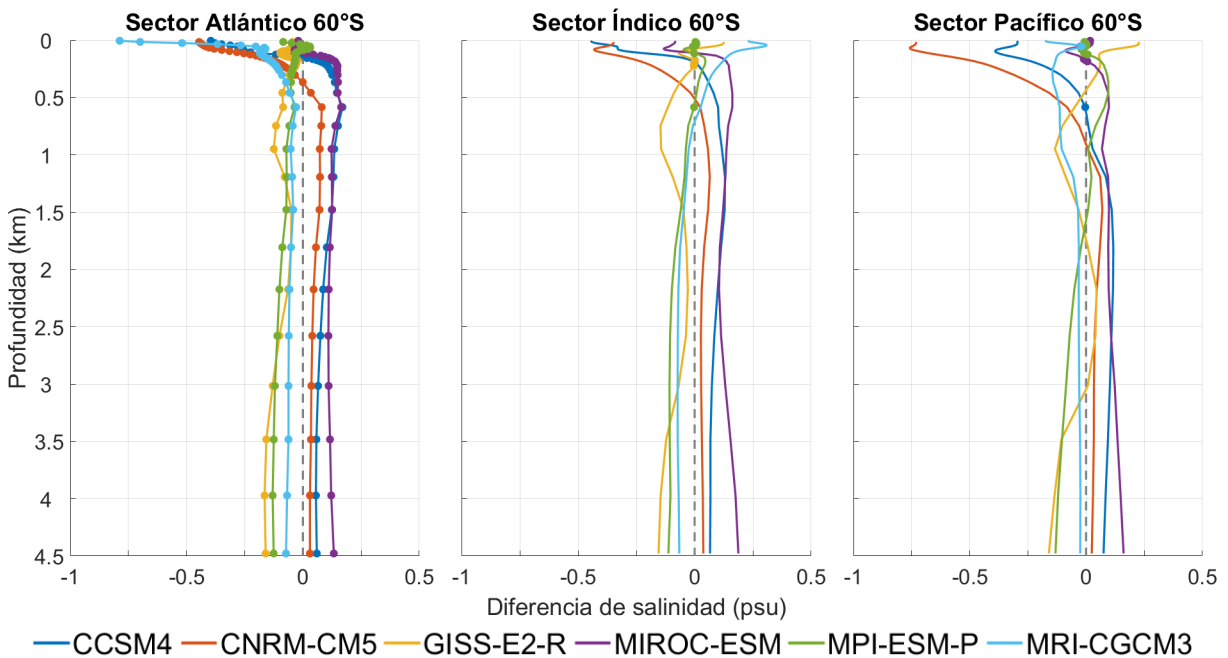
|                  | Salinidad ( <i>psu</i> ) |         | Temperatura potencial ( $^{\circ}C$ ) |         |
|------------------|--------------------------|---------|---------------------------------------|---------|
|                  | Media                    | Mediana | Media                                 | Mediana |
| Reanálisis GODAS | 34,35                    | 34,12   | 7,75                                  | 6,73    |
| CCSM4            | 34,08                    | 33,95   | 6,81                                  | 5,01    |
| CNRM-CM5         | 33,60                    | 33,45   | 6,17                                  | 3,87    |
| GISS-E2-R        | 34,30                    | 34,18   | 7,93                                  | 6,86    |
| MIROC-ESM        | 34,25                    | 34,09   | 7,11                                  | 6,21    |
| MPI-ESM-P        | 34,25                    | 34,13   | 7,00                                  | 5,97    |
| MRI-CGCM3        | 33,94                    | 34,02   | 8,43                                  | 7,89    |

**Tabla 4.1:** Valores de la media y mediana de los campos superficiales de salinidad y temperatura potencial de los modelos PMIP3 en la simulación PI y el reanálisis GODAS en la región del Océano Austral.

Aparte del análisis anterior, en las figura 4.2 y 4.3 se muestran los perfiles verticales de la salinidad promedio por sector en  $30^{\circ}S$  y  $60^{\circ}S$ , respectivamente, como diferencia entre la simulación PI de cada modelo y el reanálisis. En  $30^{\circ}S$  se puede observar cierta variabilidad entre los tres sectores, ya que hay modelos cuyos perfiles son más o menos similares en los tres sectores (como CNRM-CM5 y CCSM4) y otros difieren algo más en su forma (como GISS-E2-R o MRI-CGCM3), siendo los primeros los que al parecer difieren más del reanálisis. Las diferencias de salinidad de mayor magnitud tienden a ubicarse en general en la superficie o a baja profundidad, pudiendo superar los  $0,75 \text{ psu}$ , y su signo es negativo en casi todos los sectores para la mayoría de los modelos. Esto quiere decir que el reanálisis tendría mayor salinidad en general que las simulaciones PI a estas profundidades, lo cual coincide con el análisis de los mapas en superficie. Sin embargo, la significancia de estas diferencias varía mucho por sector, no habiendo casi ninguna diferencia significativa en el sector Atlántico y casi todas significativas en los sectores Índico y Pacífico. A mayor profundidad, la magnitud de las diferencias disminuye para todos los modelos y ronda los  $\pm 0,25 \text{ psu}$  desde los  $1000 \text{ m}$  hacia abajo, no habiendo una tendencia clara y general para el signo de las mismas y manteniéndose también el mismo patrón de significancia mencionado anteriormente.



**Figura 4.2:** Diferencia de los perfiles de salinidad promedio (zonal) por sector en 30°S entre la simulación PI y el reanálisis GODAS. Los círculos indican diferencias no significativas.



**Figura 4.3:** Diferencia de los perfiles de salinidad promedio (zonal) por sector en 60°S entre la simulación PI y el reanálisis GODAS. Los círculos indican diferencias no significativas.

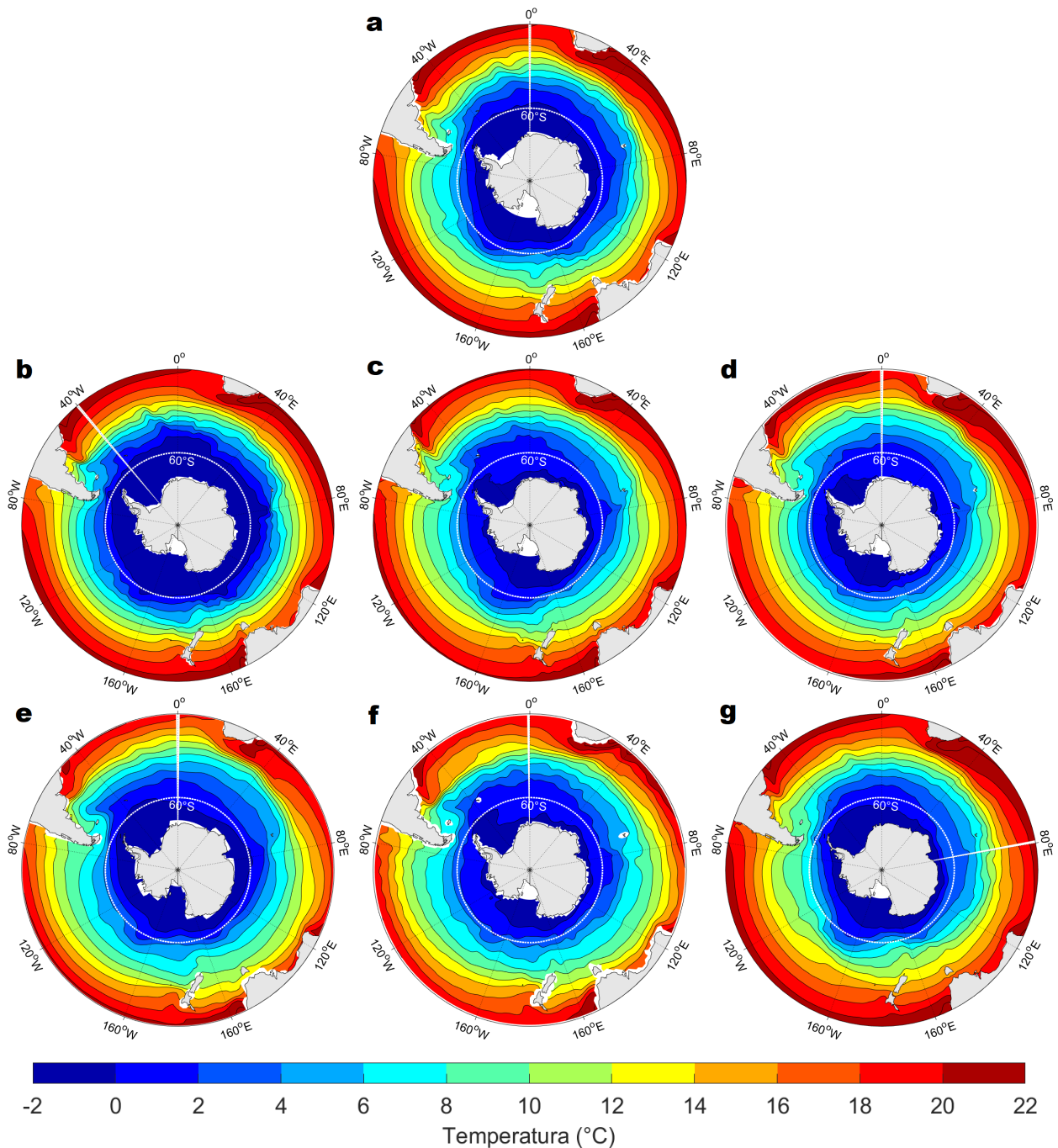
Para los 60°S se puede observar que las diferencias son en general menores en magnitud que en el caso de los 30°S, excepto en superficie donde son equivalentes. Asimismo, las mayores diferencias se ubican dentro de los primeros 500 m de profundidad, manteniéndose dentro

del rango  $\pm 0,25$  *psu* desde ahí hacia abajo. En este caso hay más variabilidad en el signo de la diferencia de salinidad en superficie en los distintos sectores, puesto que en el sector Atlántico las diferencias son todas negativas y en el Índico y Pacífico la mitad son positivas o nulas y la mitad restante son negativas. El patrón de significancia visto en la figura de los  $30^{\circ}\text{S}$  se repite también en los  $60^{\circ}\text{S}$ , siendo casi todas las diferencias no significativas en el Atlántico y la mayoría significativas en los otros dos sectores. En el caso del modelo MRI-CGCM3 la variabilidad es mayor, ya que sus perfiles en el Atlántico y el Índico dentro de los primeros  $1000\text{ m}$  son casi opuestos y ambos a su vez distintos al del Pacífico. Los demás modelos muestran ligeras diferencias en la forma de sus perfiles, especialmente en la magnitud de la diferencia cerca de la superficie, pero no al nivel de MRI-CGCM3.

Para el caso de la temperatura potencial, en la figura 4.4 se muestran los mapas de esta variable en superficie correspondientes al reanálisis y a los modelos PMIP3 en su simulación PI. A simple vista se ven sólo ligeras diferencias de temperatura, localizadas principalmente en los mares antárticos o bien en latitudes subtropicales. Por ejemplo, para el modelo CCSM4 el contorno de  $0^{\circ}\text{C}$  se extiende más hacia latitudes menores que en el caso del reanálisis, mientras que en el caso de GISS-E2-R y otros modelos sucede lo contrario. Comparando las medias y medianas de los campos de temperatura potencial (tabla 4.1) se puede notar que cuatro de seis modelos muestran una media y mediana menor que las del reanálisis, es decir, reanálisis más cálido que los modelos, mientras que los otros dos (GISS-E2-R y MRI-CGCM3) muestran lo contrario. El valor de la media varía en un rango de  $2,26^{\circ}\text{C}$ , siendo CNRM-CM5 el modelo más frío ( $6,17^{\circ}\text{C}$ ) y MRI-CGCM3 el modelo más cálido ( $8,43^{\circ}\text{C}$ ). La mediana por su parte varía más que la media, en un rango de  $4,02^{\circ}\text{C}$  (casi el doble que la media) y los modelos con el menor y mayor valor de ésta coinciden con los de la media. Luego, la mayoría de los modelos indica que su simulación PI es algo más fría que el reanálisis, aunque en distintas medidas y con excepciones.

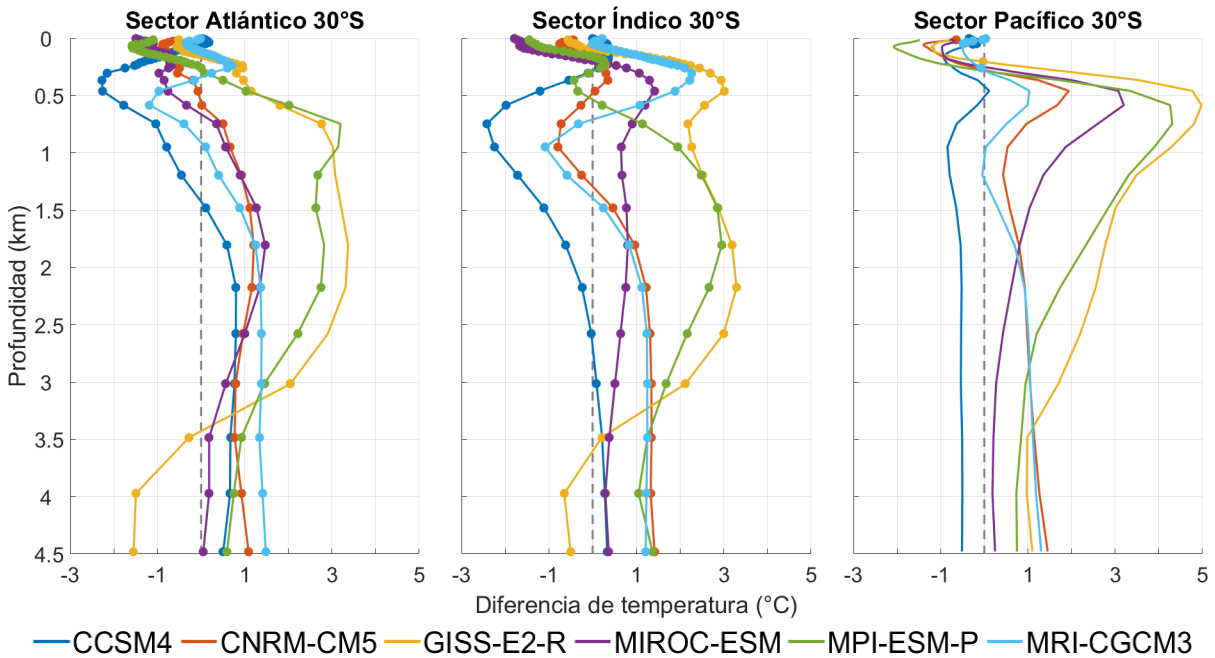
Por su parte, las diferencias PI - RA de los perfiles zonales promedio de temperatura por sector se muestran en las figuras 4.5 y 4.6 para los  $30^{\circ}\text{S}$  y  $60^{\circ}\text{S}$ , respectivamente. A  $30^{\circ}\text{S}$  hay una clara variabilidad en la forma de los perfiles en los tres sectores para todos los modelos y a simple vista ninguno de ellos destaca por ser más similar al reanálisis que otro. De manera general, en superficie las diferencias son negativas en los tres sectores para la mayoría de los modelos (reanálisis más cálido que las simulaciones), pero a mayor profundidad varían mucho unos de otros, tanto en signo como magnitud, especialmente en el rango de  $500 - 1000\text{ m}$  de profundidad. En cuanto a la significancia estadística, en el sector Atlántico e Índico la mayoría de las diferencias no son significativas, mientras que en el Pacífico la mayoría sí lo son. En éste último sector, la forma de los perfiles es bastante similar entre los distintos modelos, sin embargo, varían de manera considerable en magnitud. En los otros dos sectores, Índico y Atlántico, también se pueden observar algunas similitudes en la forma de los perfiles, pero menos claras que en el Pacífico. A mayor profundidad las diferencias tienden a ser positivas (simulaciones más cálidas que el reanálisis), aunque esto no es válido en todos los casos.



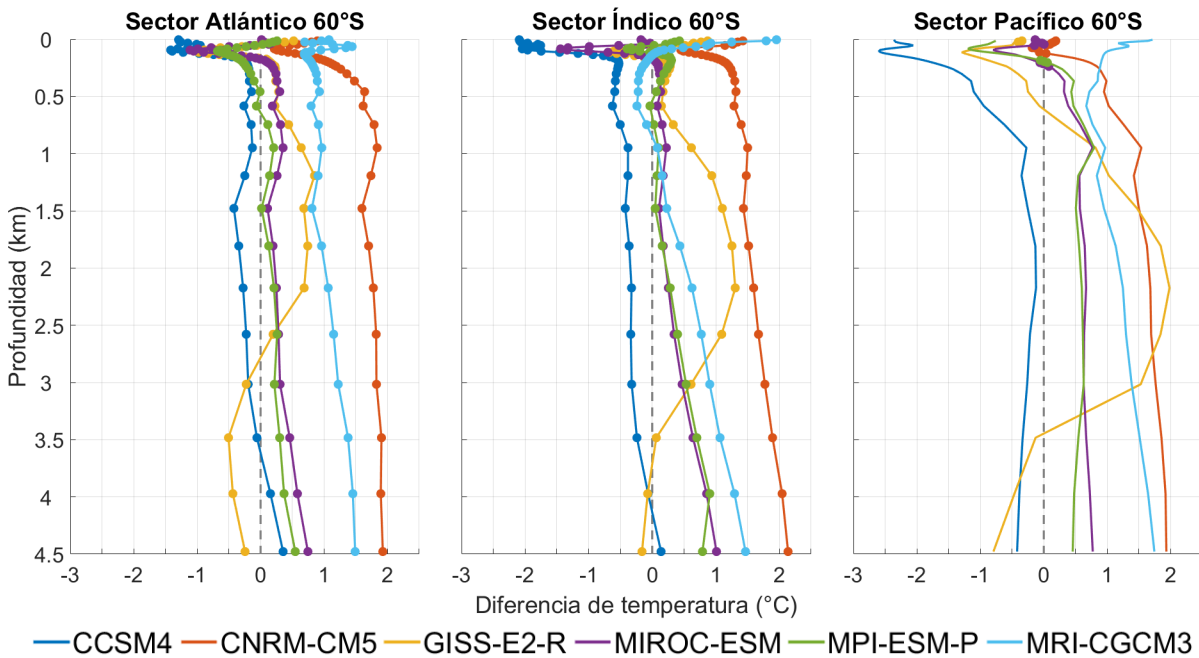


**Figura 4.4:** Mapas de temperatura potencial en superficie correspondientes al reanálisis GODAS (a) y modelos PMIP3 (b: CCSM4, c: CNRM-CM5, d: GISS-E2-R, e: MIROC-ESM, f: MPI-ESM-P, g: MRI-CGCM3) en la simulación PI. Contornos cada  $2^{\circ}\text{C}$ .

En cuanto a las diferencias de temperatura potencial en  $60^{\circ}\text{S}$ , la magnitud de las variaciones es menor que en el caso de los  $30^{\circ}\text{S}$ , manteniéndose en general dentro del rango  $\pm 2^{\circ}\text{C}$ . Además, la variabilidad entre los distintos sectores es menor, ya que los perfiles de cada modelo se asemejan más entre sí que en el caso anterior. El modelo GISS-E2-R posee un perfil es



**Figura 4.5:** Diferencia de los perfiles de temperatura potencial promedio (zonal) por sector en 30°S entre la simulación PI y el reanálisis GODAS. Los círculos indican diferencias no significativas.

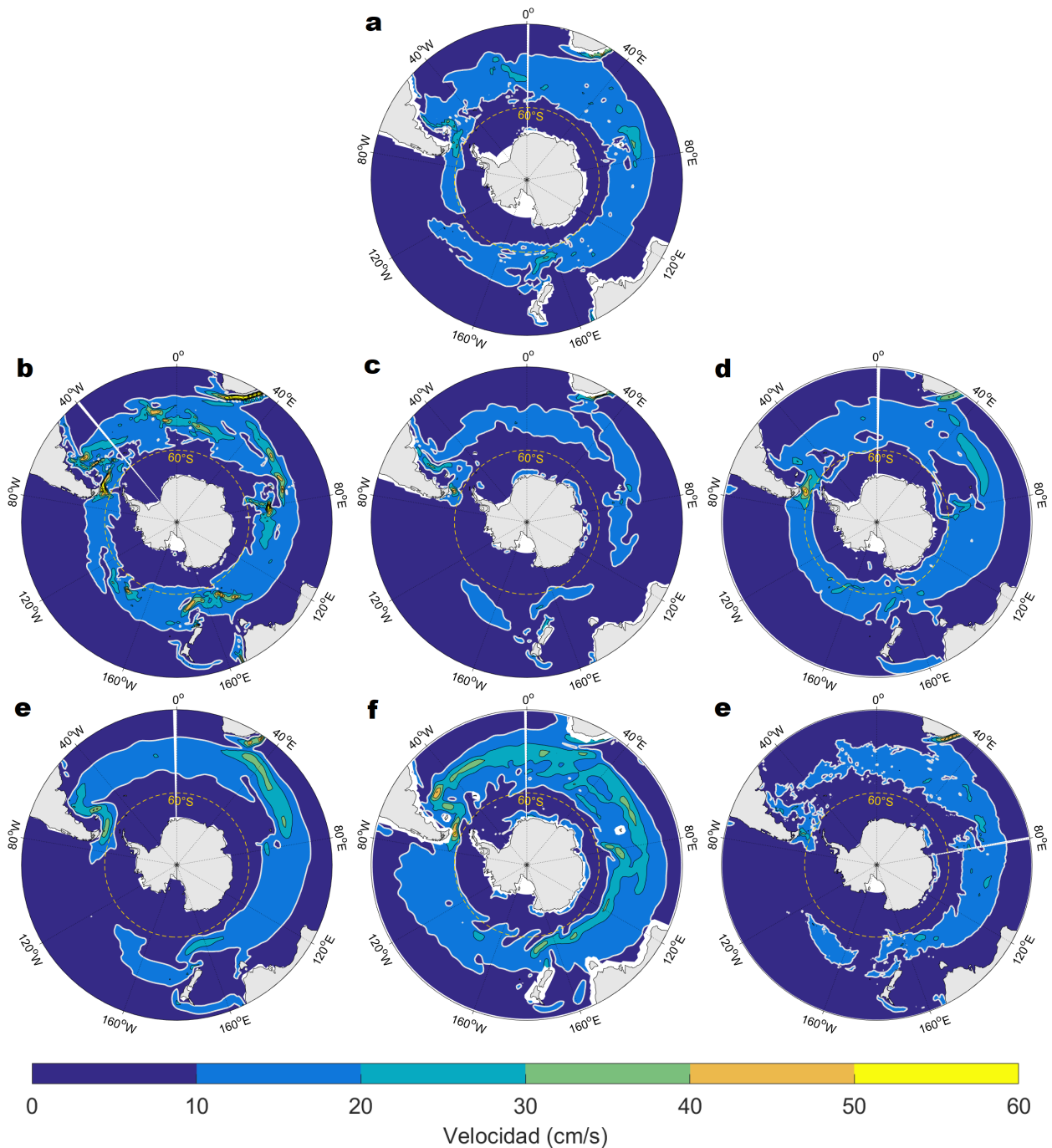


**Figura 4.6:** Diferencia de los perfiles de temperatura potencial promedio (zonal) por sector en 60°S entre la simulación PI y el reanálisis GODAS. Los círculos indican diferencias no significativas.

más variable entre los tres sectores y más diferente a sus pares, especialmente a profundidad media-alta (1000 – 3000 *m*), ya que muestra gradientes verticales más pronunciados y cambiantes con la profundidad. En cuanto al signo de las diferencias, en superficie no hay una tendencia clara (es variable entre los distintos sectores y modelos) y a mayor profundidad las diferencias tienden a ser más bien positivas, aunque con excepciones (simulaciones PI más cálidas que el reanálisis). Similar al caso de los 30°S, las diferencias son casi todas no significativas en los sectores Atlántico e Índico y en el Pacífico la mayoría sí lo son.

Por otro lado, en la figura 4.7 se muestran los mapas de magnitud de la velocidad horizontal en superficie de los modelos PMIP3 y el reanálisis. En general se nota la existencia de la ACC en todos los mapas como una banda circumpolar centrada aproximadamente en 50°S y con valores de magnitud relativamente mayores respecto de sus alrededores (delimitada con el contorno blanco de 10 *cm/s* en la figura 4.7). En algunos casos, como en el de CCSM4, GISS-E2-R y MPI-ESM-P, la banda mencionada es continua a lo largo de todas las longitudes, pero en otros, como el de los modelos CNRM-CM5, MIROC-ESM y MRI-CGCM3, la banda se corta, particularmente en la zona del Pacífico. Esto último no significa que no exista la ACC en esas longitudes, sino que el modelo la simula menos intensa en esa región. Dentro de la banda mencionada también existen zonas de chorros o áreas donde la velocidad es notoriamente mayor, lo cual se puede apreciar por ejemplo en el Paso de Drake, la Corriente de la Agujas al sureste de África o algunos otros lugares al sur del Océano Índico, observables en todos los modelos y el reanálisis (aunque en diferente intensidad y ubicación exacta). Con respecto a esto, resalta el caso del modelo CCSM4, el cual muestra muchas más zonas de chorros en comparación a sus pares. Esto puede deberse a que el esfuerzo promedio del viento zonal es mayor de lo observado en simulaciones preindustriales de CCSM4 (Danabasoglu et al., 2012), por lo que el forzante principal de la ACC se vería aumentado.

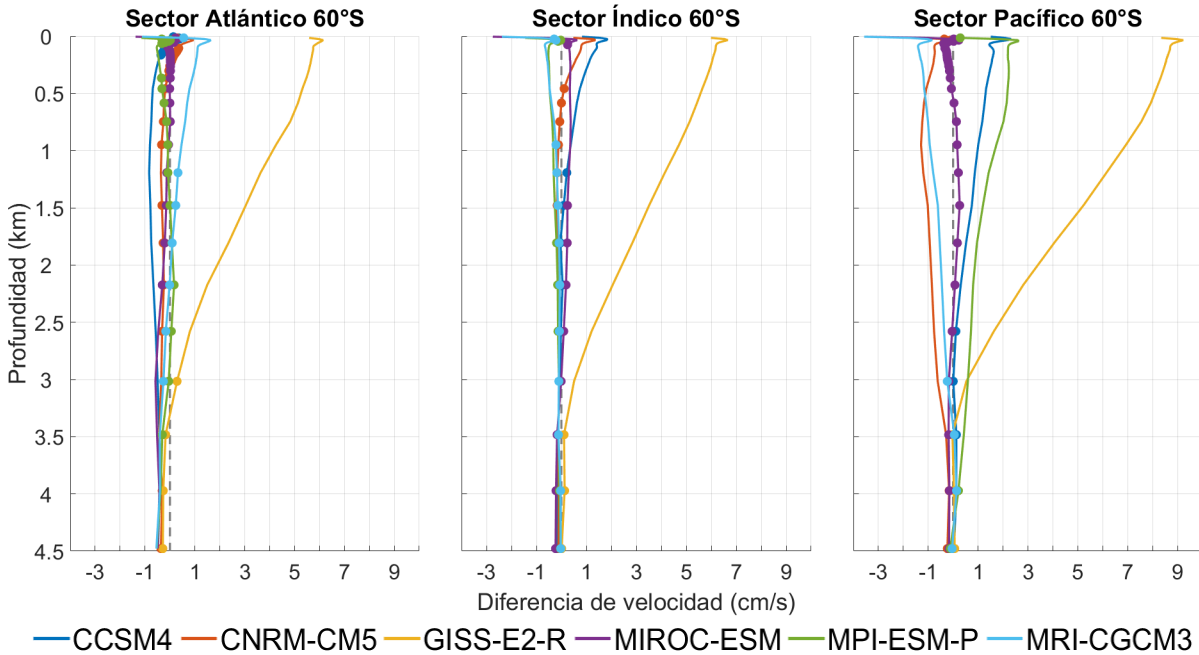
Los perfiles de diferencia PI-RA de velocidad zonal en 60°S y como media entre 50 – 60°S se muestran en las figuras 4.8 y 4.9, respectivamente. A 60°S resalta de manera inmediata el perfil del modelo GISS-E2-R, el cual se aleja considerablemente de los valores de diferencia de los otros modelos. Mientras estos últimos mantienen en general sus diferencias en el rango  $\pm 3$  *cm/s* a baja profundidad, GISS-E2-R supera los 6 *cm/s* en el Atlántico e Índico y 9 *cm/s* en el Pacífico, esto es, al menos el doble o triple de los demás. Sin embargo, todas las diferencias del modelo GISS-E2-R son significativas en profundidades bajas/medias en los tres sectores, mientras que muchas de los demás modelos no lo son. A mayor profundidad, el valor de la diferencia disminuye en los tres sectores para el modelo GISS-E2-R, en ciertos casos perdiendo su significancia, pero sigue siendo notablemente mayor que el de los demás modelos. Comparando con el promedio entre 50 – 60°S, las diferencias de este modelo disminuyen su magnitud (es decir, la mayor desviación es a 60°S), no obstante, siguen siendo mayores que las de los demás y significativas estadísticamente. Lo anterior se puede traducir a que el modelo mencionado simula una ACC en 60°S más intensa de lo que lo hace el reanálisis, al menos hasta los 3000 *m* de profundidad.



**Figura 4.7:** Mapas de magnitud de la velocidad horizontal en superficie correspondientes al reanálisis GODAS (a) y modelos PMIP3 (b: CCSM4, c: CNRM-CM5, d: GISS-E2-R, e: MIROC-ESM, f: MRI-CGCM3) en el periodo preindustrial. Contornos de color cada 10  $cm/s$ . El contorno blanco corresponde a la magnitud de 10  $cm/s$ .

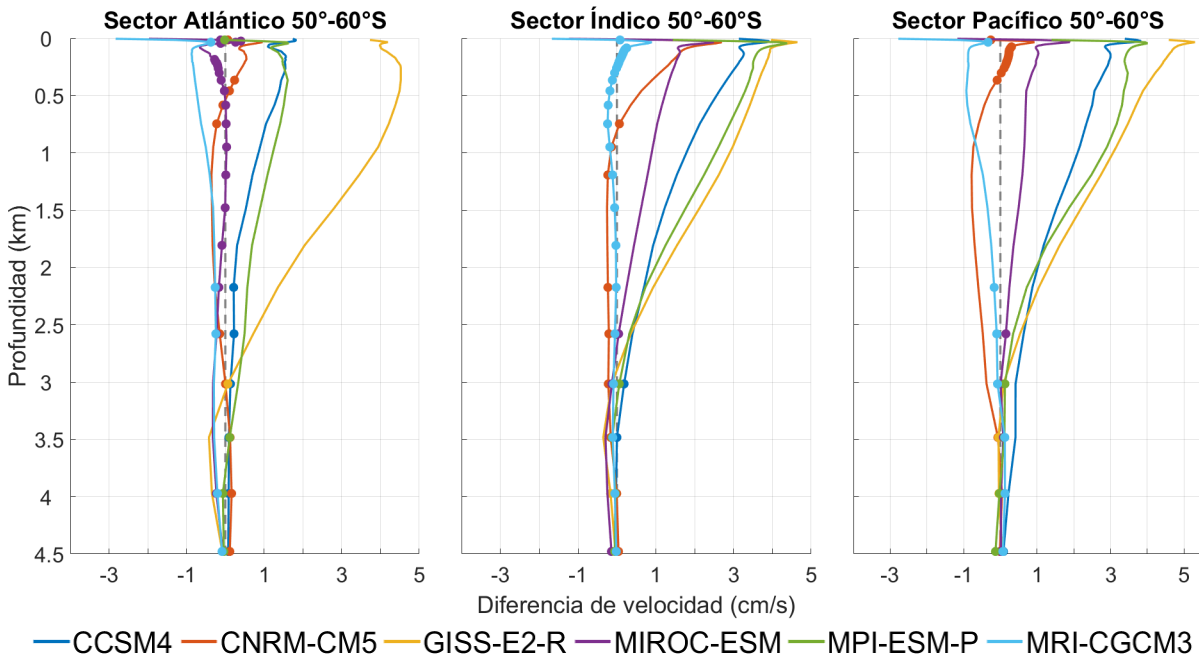
Por su parte, los demás modelos en las figuras figuras 4.8 y 4.9 poseen cierta variabilidad entre sus perfiles en los distintos sectores, siendo mayores las magnitudes en el Pacífico. Las mayores diferencias se ubican cerca de la superficie, donde no hay un consenso claro y general

sobre el signo de éstas. Dejando de lado al modelo GISS-E2-R, en el Atlántico las diferencias parecieran ser todas negativas, mientras que en los otros dos sectores hay diferencias positivas y negativas en la superficie. En el promedio entre  $50 - 60^{\circ}S$  se puede observar que la variabilidad intermodelo disminuye en superficie y a profundidad baja-media con respecto a la situación en  $60^{\circ}S$ , pero a profundidad mayor ( $> 3000 m$ ) son equivalentes. Además, para este caso algunos modelos muestran mayor cantidad de puntos con diferencias significativas, mientras que otros lo contrario, aunque en total se pueden observar mayor número de diferencias significativas.

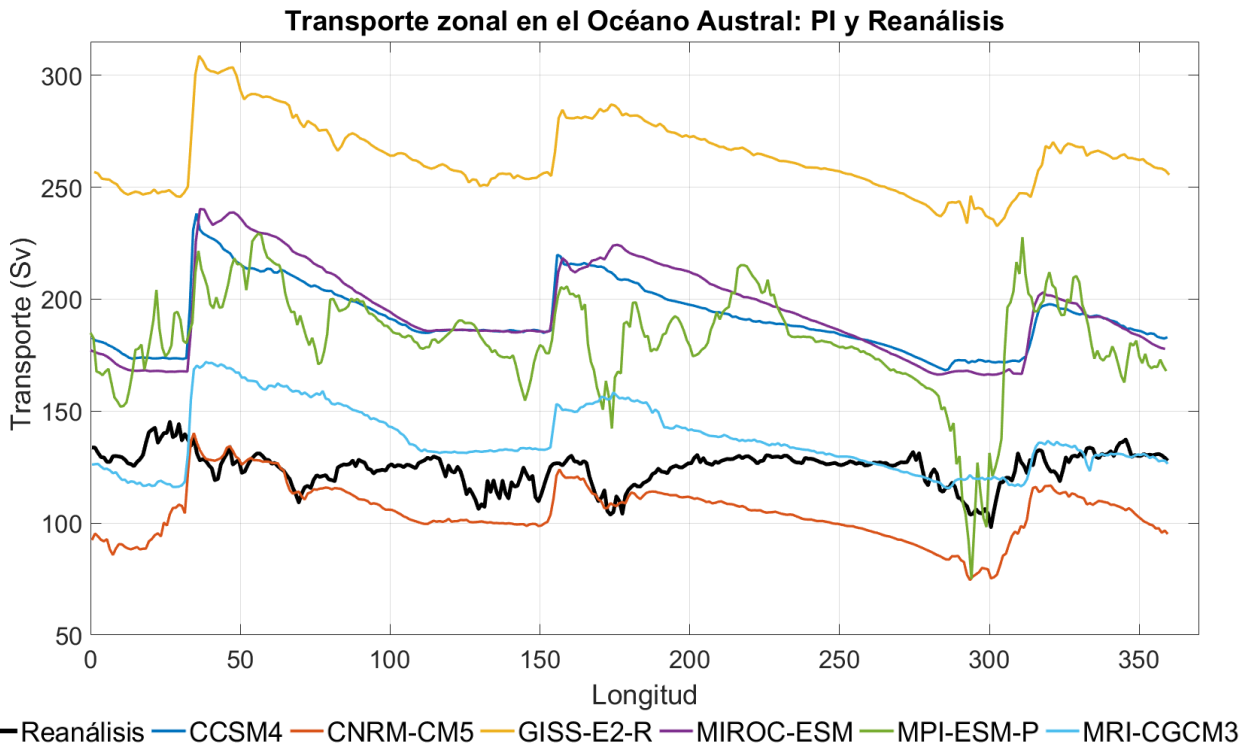


**Figura 4.8:** Diferencia de los perfiles de velocidad zonal en promedio (zonal) por sector en  $60^{\circ}S$  entre la simulación PI y el reanálisis GODAS. Los círculos indican diferencias no significativas.

Adicionalmente, en la figura 4.10 se muestra el transporte zonal integrado en el Océano Austral (vertical y latitudinalmente) para todos los modelos en su simulación preindustrial y el reanálisis GODAS. Se puede ver que la variación longitudinal del transporte, o dicho en otras palabras, la forma de la curva, es muy similar en la mayoría de los modelos, excepto en MPI-ESM-P, el cual varía bastante de los demás. La curva correspondiente al reanálisis posee ciertas similitudes con las de los modelos, teniendo a simple vista una variación longitudinal más parecida a MPI-ESM-P que a los otros. No obstante la similitud de forma, la magnitud del transporte zonal en los modelos y reanálisis es muy variable, habiendo casos en los que el transporte de un modelo puede ser más del doble del otro. Esto sucede, por ejemplo, en algunas longitudes para los modelos GISS-E2-R, el modelo con mayor transporte promedio, y CNRM-CM5, el modelo con menor transporte promedio (y en promedio menor al del reanálisis). En la tabla 4.2 se listan los valores promedio del transporte zonal, siendo el del reanálisis  $124 Sv$  y  $137 Sv$  (10% más) el del modelo más cercano (MRI-CGCM3).



**Figura 4.9:** Diferencia de los perfiles de velocidad zonal en promedio (zonal) por sector como media entre 50 – 60°S entre la simulación preindustrial y el reanálisis GODAS. Los círculos indican diferencias no significativas.



**Figura 4.10:** Transporte zonal en el Océano Austral correspondiente al reanálisis GODAS y los modelos PMIP3 en su simulación PI.

|                  | <b>Transporte zonal promedio</b> |
|------------------|----------------------------------|
| Reanálisis GODAS | 124,57 <i>Sv</i>                 |
| CCSM4            | 191,9 <i>Sv</i> (54 %)           |
| CNRM-CM5         | 105,2 <i>Sv</i> (−15 %)          |
| GISS-E2-R        | 263,9 <i>Sv</i> (111 %)          |
| MIROC-ESM        | 194,7 <i>Sv</i> (56 %)           |
| MPI-ESM-P        | 182,2 <i>Sv</i> (46 %)           |
| MRI-CGCM3        | 137,2 <i>Sv</i> (10 %)           |

**Tabla 4.2:** Valores del transporte zonal promedio de los modelos PMIP3 en la simulación PI y el reanálisis GODAS. En paréntesis se muestra el porcentaje de la diferencia PI-Reanálisis con respecto a la media de este último.

A pesar de que, según visto en los mapas de la figura 4.7, CCSM4 parecía ser el modelo con mayores velocidades en superficie (por la gran cantidad de chorros presentes en el mapa), su valor de transporte zonal es superado ampliamente en todas las longitudes por GISS-E2-R y en buena parte por MIROC-ESM. Además, en los perfiles verticales, el modelo GISS-E2-R también resaltó por la magnitud sus valores de diferencia PI-RA, sobrepasando los de CCSM4 en casi todas las profundidades (incluso en superficie). Para explicar esta situación pueden haber tres razones: la primera es que la señal de mayores velocidades de CCSM4 vista en su mapa superficial no se reproduzca hacia mayores profundidades, permitiendo así que el transporte integrado de los demás modelos tenga mayor magnitud; la segunda es que las áreas de alta velocidad en CCSM4 no aporten mucho al transporte (por su poca extensión latitudinal) y la tercera es que las magnitudes de velocidad observadas en el mapa tengan un aporte mayor de la componente meridional. Una examinación más a fondo de los datos de CCSM4 permitió descartar esta última idea, por lo que las primeras dos deberían explicar el menor transporte zonal de este modelo.

Considerando todos los análisis anteriores, se puede decir que las simulaciones correspondientes al periodo preindustrial de los modelos PMIP3 muestran varias diferencias, en varios casos significativas con los datos observados en el reanálisis, aunque existen muchas diferencias que son pequeñas y no significativas. Estas diferencias pequeñas entre el reanálisis y los modelos son de esperar, puesto que las condiciones climáticas de ambos periodos son distintas. En particular, las simulaciones PI muestran un Océano Austral en promedio algo menos salino y en varios casos más frío que el reanálisis cerca de la superficie, diferencias que son más confiables en el Índico y Pacífico, mientras que a mayor profundidad el signo de las diferencias varía de modelo a modelo (especialmente para la salinidad). En el caso de la velocidad horizontal (zonal principalmente) se observan diferencias PI-RA importantes en la

superficie, particularmente para el modelo GISS-E2-R y CCSM4, cuyos valores de diferencia son generalmente positivos y significativos. Muchos estudios sobre las condiciones preindustriales del Océano Austral no se han realizado, sin embargo, la diferencia de temperatura observada en este estudio coincide, al menos en signo, con la diferencia de temperatura superficial global desde el preindustrial hasta la época actual, estimada en unos  $0,55^{\circ} - 0,8^{\circ}C$  hasta 1986-2005 (Hawkins et al., 2017).

Por otra parte, la variabilidad misma asociada a cada modelo, nacida de su propia estructura, también se suma a las fuentes de diferencias observadas, tanto en la comparación intermodelo como con los datos del reanálisis. Considerando esto, se puede decir las simulaciones del preindustrial de los modelos PMIP3 analizados aquí poseen características razonables y equiparables a las observaciones actuales (reanálisis), puesto que en muchos casos las diferencias PI-RA poseen magnitudes semejantes a las de las diferencias intermodelo, al menos para la salinidad y la temperatura potencial. En cuanto a la velocidad horizontal y transporte zonal, lo anterior podría no ser aplicable en algunos casos ya que algunas diferencias son muy considerables. De manera general, se podría decir que hay una ligera tendencia a magnitudes mayores de velocidad zonal en el PI que en el reanálisis, más notable en el caso del promedio  $50^{\circ} - 60^{\circ}S$  que en el caso de los  $60^{\circ}S$ .

## 4.2. Comparación de simulaciones del Último Máximo Glacial y Preindustrial

A continuación se analizarán las condiciones promedio de salinidad, temperatura potencial y velocidad horizontal simuladas por los modelos PMIP3 seleccionados para el periodo UMG y se compararán con las simuladas para el PI, esto mediante perfiles verticales en  $30^{\circ}S$  y  $60^{\circ}S$  en los sectores Atlántico, Índico y Pacífico del Océano Austral. Por su parte, para una comparación espacial de estas características y diferencias entre periodos, en el Apéndice B se anexarán los mapas de diferencia UMG-PI de las variables mencionadas en superficie, 1000 y 3000 *m* de profundidad. Además, para ambos periodos se analizará y comparará el transporte zonal integrado en todo el Océano Austral y la función de corriente meridional de masa.

### 4.2.1. Salinidad

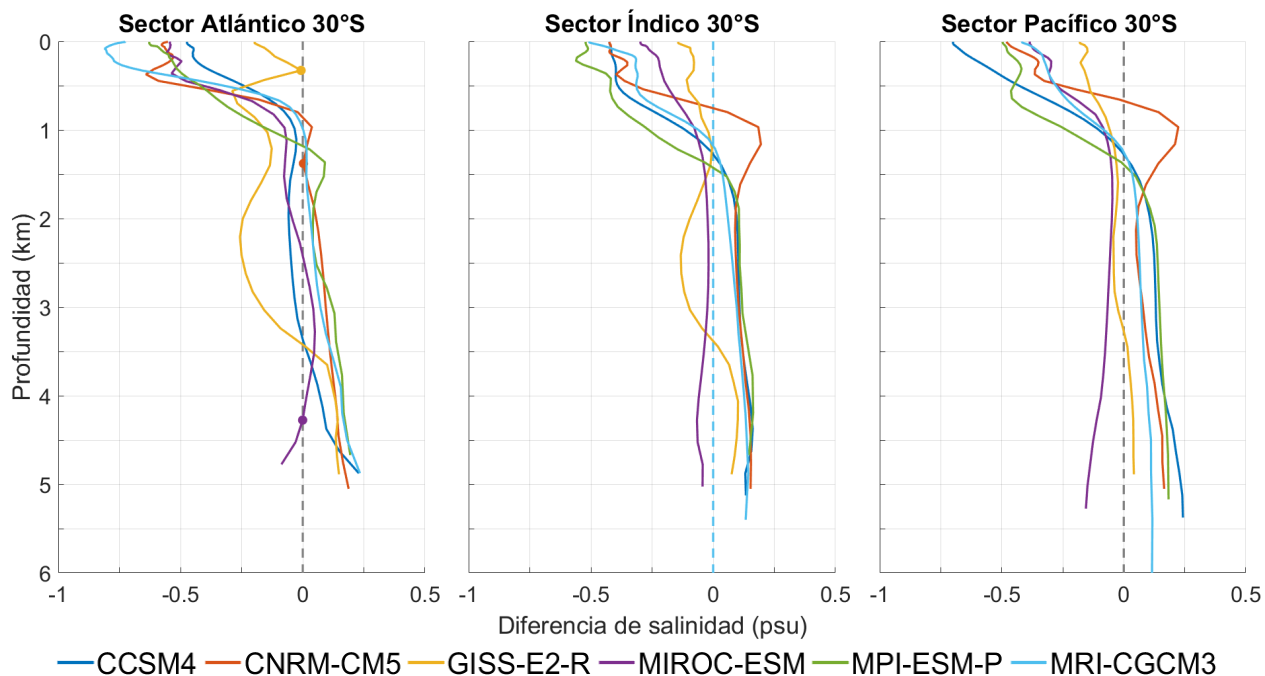
En la figura 4.11 y se muestran los perfiles de salinidad promedio por sector en  $30^{\circ}S$  como diferencia entre el UMG y PI. En los tres sectores de esta latitud el valor de la diferencia está dentro del rango  $(-0.75, 0.5)$  psu en todas las profundidades, con las diferencias de mayor magnitud ubicadas cerca de la superficie y las de menor magnitud desde aproximadamente



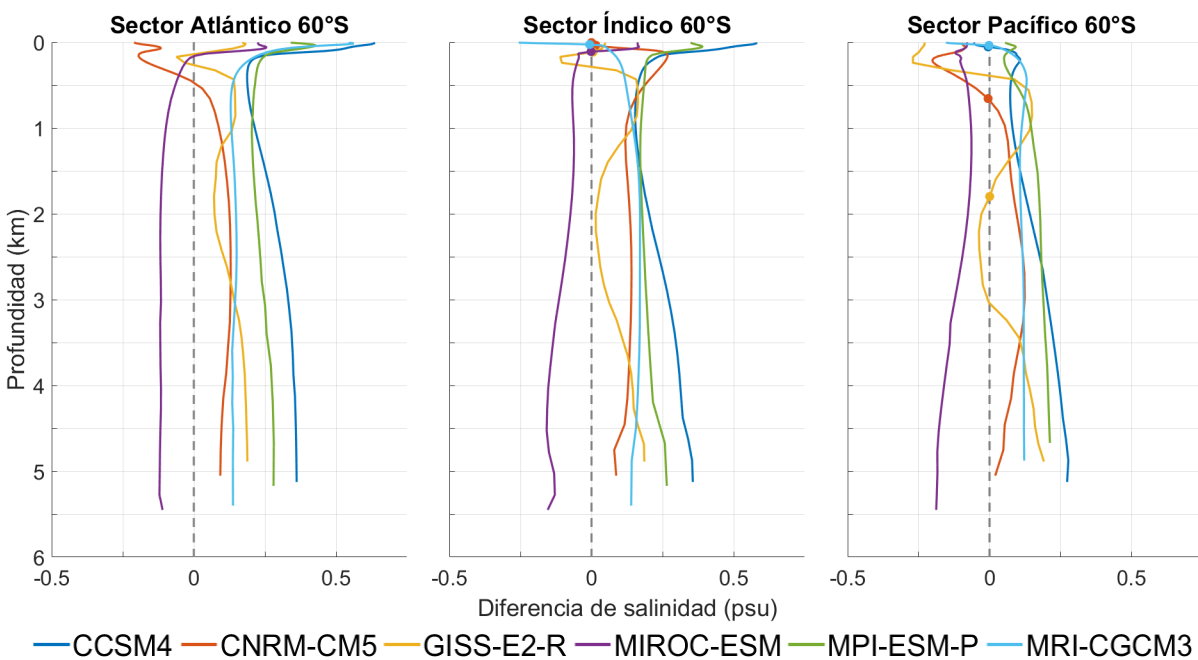
los 1000 *m* de profundidad hacia abajo. En general, la forma de los perfiles de los modelos es similar dentro de un mismo sector y entre los distintos sectores, excepto en algunos casos (GISS-E2-R muestra diferencias claras en la forma de su perfil con respecto a los demás modelos). En y cerca de la superficie las diferencias tienen signo negativo en todos los casos, indicando un Océano Austral menos salino, en términos relativos, durante el UMG que en el PI. Por su parte, las profundidades del Océano Austral glacial muestran una mayor salinidad relativa en gran parte de los casos en comparación con el periodo PI. La zona de mayor gradiente vertical del perfil de diferencia se ubica desde aproximadamente los 500 *m* de profundidad hasta una profundidad variable según el sector, siendo bastante similar en los sectores Índico y Pacífico ( $\sim 1300$  *m*) y algo más somera en el Atlántico ( $\sim 1000$  *m*). En algunos casos se puede apreciar una ligera pendiente en el perfil de salinidad desde profundidades medias a altas, sugiriendo una mayor estratificación de las profundidades. Sin embargo, esto es altamente variable según el sector y el modelo, siendo más visible en el sector Atlántico para modelos como CCSM4 o CNRM-CM5, poco visible en el Pacífico y casi nada visible en el Índico, por lo que el resultado de mayor estratificación en 30°S no es robusto. De todas formas, se destaca que la mayoría de las diferencias, en todos los sectores y modelos, son significativas estadísticamente.

Por otra parte, los perfiles de salinidad por sectores en 60°S se muestran en la figura 4.12 y la situación es algo distinta a la de los 30°S en cuanto al signo de las diferencias, al menos cerca de la superficie. En ambos casos, la magnitud de las diferencias UMG-PI es mayor en superficie y menor en profundidad, sin embargo, en 30°S todas las diferencias son de signo negativo en superficie, mientras que en 60°S son variables: la mayoría de los modelos presenta valores positivos en el sector Atlántico e Índico mientras que en el Pacífico la mayoría son negativos. La zona de mayor gradiente vertical es más somera también en este caso, difícilmente superando los 500 *m* de profundidad en todos los sectores. Desde los 500 *m* hacia abajo, la mayoría de los modelos muestra casi solamente valores de diferencia positivos, es decir, un Océano Austral glacial más salino en sus profundidades medias y altas que el preindustrial, excepto el modelo MIROC-ESM que muestra la situación contraria en casi toda la columna. Para esta latitud es menos visible un gradiente positivo de salinidad con respecto a la profundidad en cualquiera de los sectores, sólo siendo algo más apreciable para el modelo CCSM4 mientras los otros modelos muestran un perfil neutral e incluso con gradiente negativo. Lo anterior significa que sólo CSSM4 sugiere un aumento de la estratificación para el UMG en comparación con el PI, aunque ligera. Además, de manera similar al caso de los 30°S, casi la totalidad de las diferencias UMG-PI son significativas.

En las figuras 4.13, 4.14 y 4.15 se muestran las distribuciones meridionales de la diferencia de salinidad UMG-PI en los sectores Atlántico, Índico y Pacífico, respectivamente. Al respecto se puede mencionar que la mayoría de los modelos simula un sector Atlántico menos salino en el UMG que en el PI en latitudes menores a 50°S, especialmente a baja profundidad ( $<1$  *km*), siendo significativas las diferencias en casi todas las latitudes y profundidades. En algunos casos, como CNRM-CM5, GISS-E2-R y MIROC-ESM, las diferencias negativas se

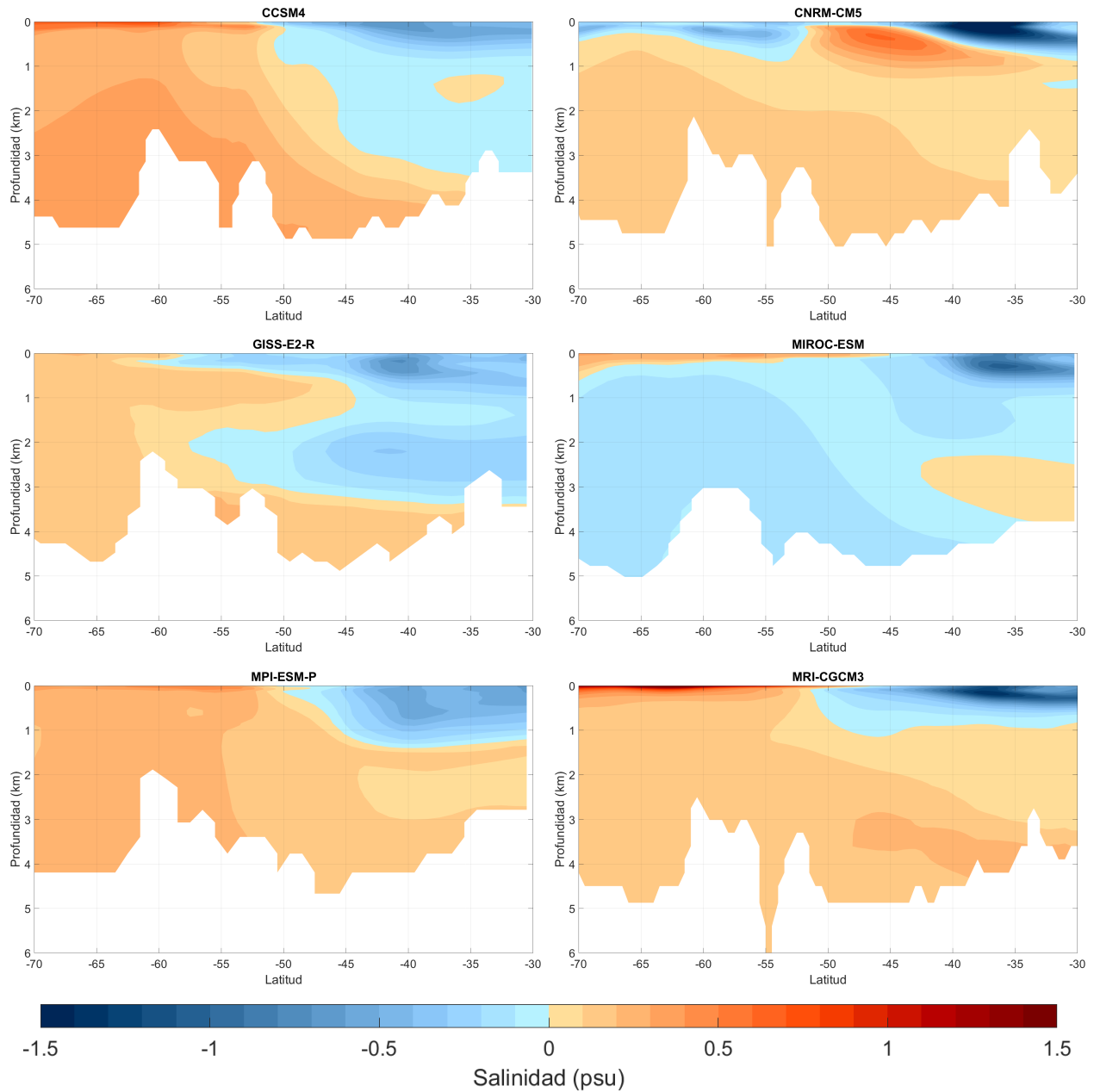


**Figura 4.11:** Diferencia de los perfiles promedio (zonal) de salinidad por sector a 30°S entre los periodos del Último Máximo Glacial y Preindustrial. Los círculos indican diferencias no significativas.

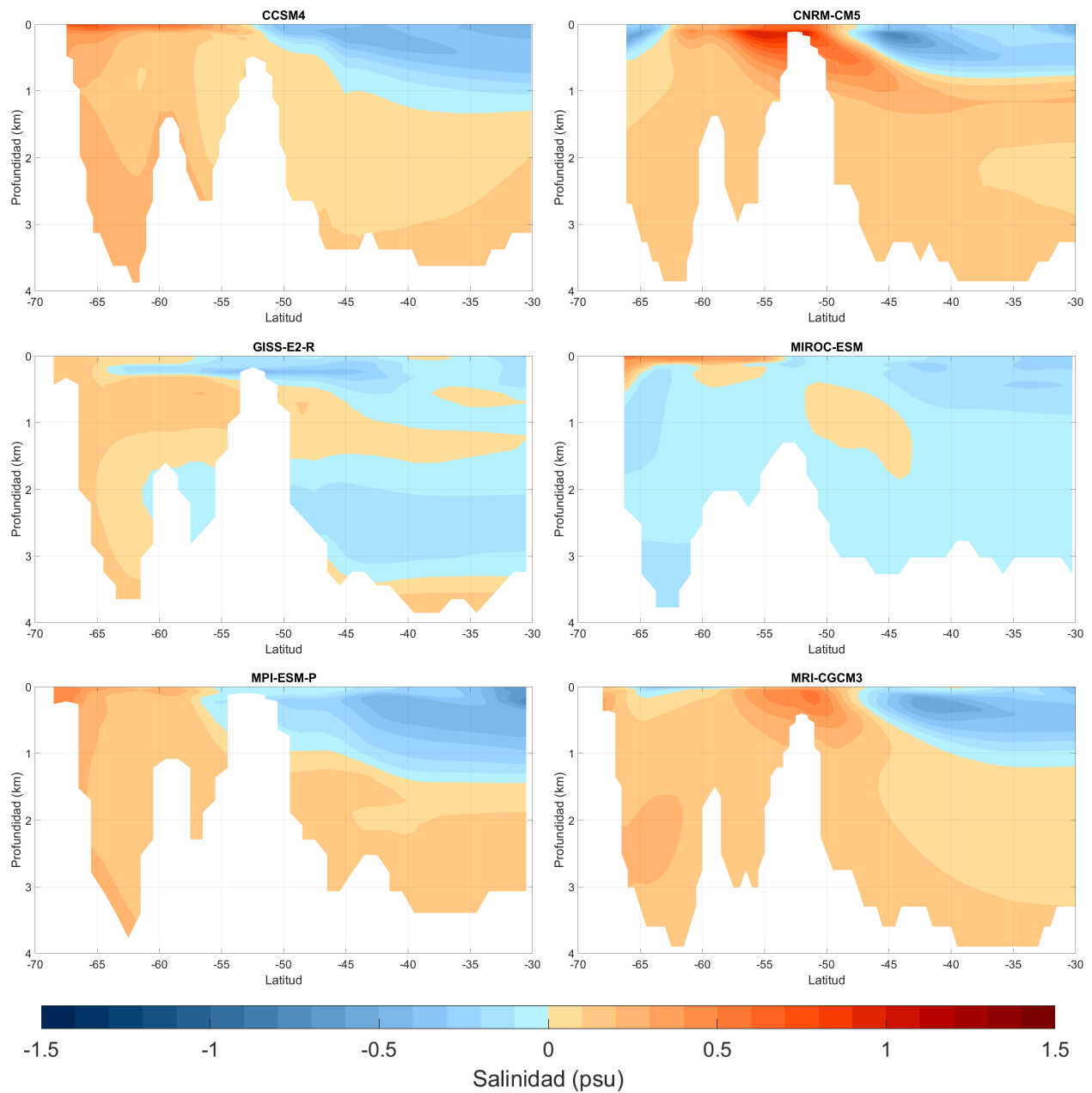


**Figura 4.12:** Diferencia de los perfiles promedio (zonal) de salinidad por sector a 60°S entre los periodos del Último Máximo Glacial y Preindustrial. Los círculos indican diferencias no significativas.

pueden extender a mayores latitudes y a veces hasta mayor profundidad (particularmente para el último modelo mencionado), mientras que en otros la diferencia puede cambiar de signo pero es de baja magnitud en general (como en el caso de MPI-ESM-P y MRI-CGCM3). Luego, no habría un consenso claro sobre el signo de la diferencia UMG-PI de salinidad para las masas de agua profundas provenientes del Atlántico Norte (NADW, CDW en el Océano Austral), pudiendo ser más o menos salinas según el caso, aunque para las masas de agua más superficiales y ligeras es claro que su salinidad era menor en el UMG que en el PI.



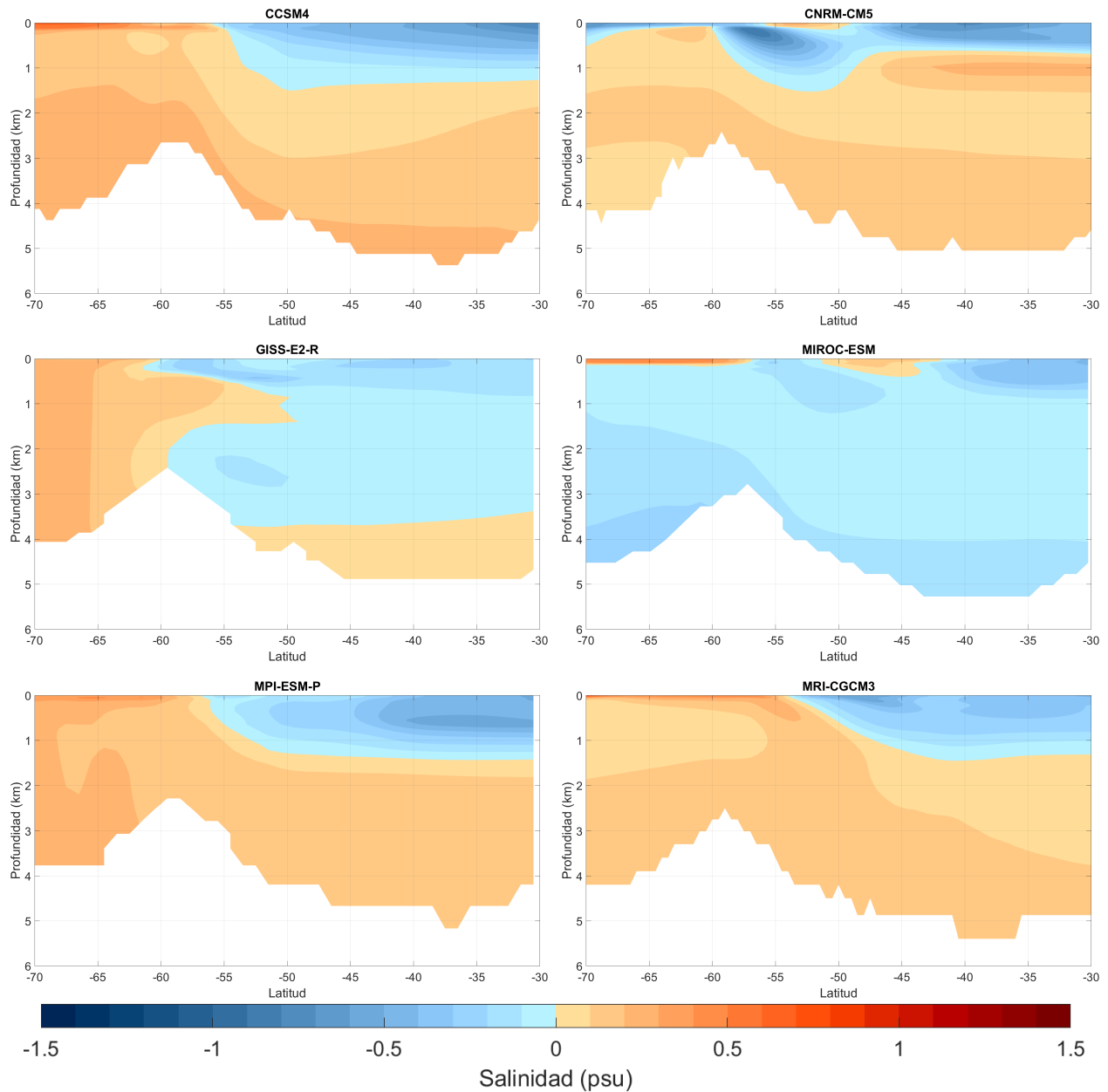
**Figura 4.13:** Distribución meridional de la diferencia de salinidad UMG-PI en el sector Atlántico (30°W). Contornos cada 0,1 *psu*.



**Figura 4.14:** Distribución meridional de la diferencia de salinidad UMG-PI en el sector Índico ( $75^{\circ}\text{E}$ ). Contornos cada  $0,1 \text{ psu}$ .

Por otra parte, en latitudes mayores a  $50^{\circ}\text{S}$  la diferencia de salinidad UMG-PI es mayoritariamente positiva, siendo las diferencias más pronunciadas cerca de la superficie (excepto para CNRM-CM5, que en superficie muestra diferencias negativas). Esto último puede deberse al efecto de mayor formación de hielo marino y su consecuente expulsión de sal en el Mar de Weddell durante el UMG en comparación al PI. Asimismo, los casos en que las diferencias positivas de latitudes altas se extienden hacia mayor profundidad sugieren que las masas de agua formadas cerca de Antártica (AABW) eran proporcionalmente más salinas y probablemente más densas durante el UMG de lo que son hoy en día. Sumando esto último

a lo mencionado en el párrafo anterior, se puede inferir que el contraste de salinidad entre las masas de agua de origen Antártico y del Atlántico Norte podría haberse reducido o incluso revertido para el UMG en comparación con el del PI o actual, ya que incluso en los casos donde se observan diferencias positivas a latitudes menores de  $50^{\circ}\text{S}$  a profundidad media/alta, la magnitud de éstas es en general menor de las que se observan a mayores latitudes. Esta idea es sugerida por otros autores como Miller, Adkins, Menemenlis, y Schodlok (2012).



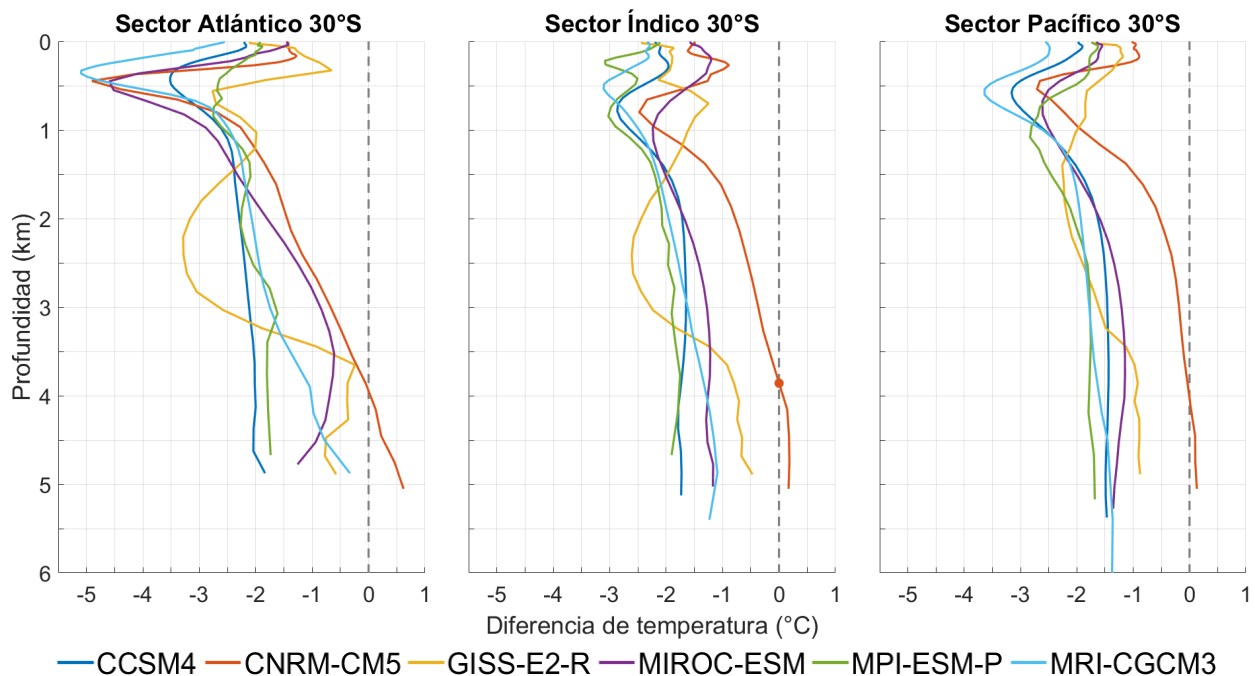
**Figura 4.15:** Distribución meridional de la diferencia de salinidad UMG-PI en el sector Pacífico ( $150^{\circ}\text{W}$ ). Contornos cada  $0,1 \text{ psu}$ .

La situación en el sector Índico es similar a la del sector Atlántico en términos cualitativos, ya que la mayoría de los modelos muestra diferencias negativas en latitudes subtropicales y baja profundidad, mientras que en latitudes altas, especialmente en superficie, las diferencias son en general negativas. Asimismo, el modelo MIROC-ESM sigue mostrando una mayor proporción de diferencias negativas en comparación a los demás modelos y sólo exhibe diferencias positivas cerca de la superficie en latitudes altas. Sin embargo, en términos cuantitativos, la situación del Índico no es tan similar a la del Atlántico ya que la magnitud de las diferencias de salinidad UMG-PI son bastante menores en el primero que en el segundo y los contrastes entre las diferencias de salinidad de las masas de agua de origen Antártico (AABW) y del Atlántico Norte (CDW) son menos pronunciados. No obstante, todas las diferencias de salinidad en el Índico resultaron significativas. Del mismo modo, la situación en el sector Pacífico es bastante parecida a la del Índico, tanto en términos cualitativos como cuantitativos, siendo significativas casi todas las diferencias. Luego, de manera general se puede decir que en los tres sectores se observa una AABW más salina en el UMG que en PI, aunque para la CDW no es claro el signo de la diferencia de salinidad. Sin embargo, en la mayoría de los casos se puede sugerir que el contraste entre la salinidad entre estas dos masas de agua era menor que hoy en día o incluso de signo inverso.

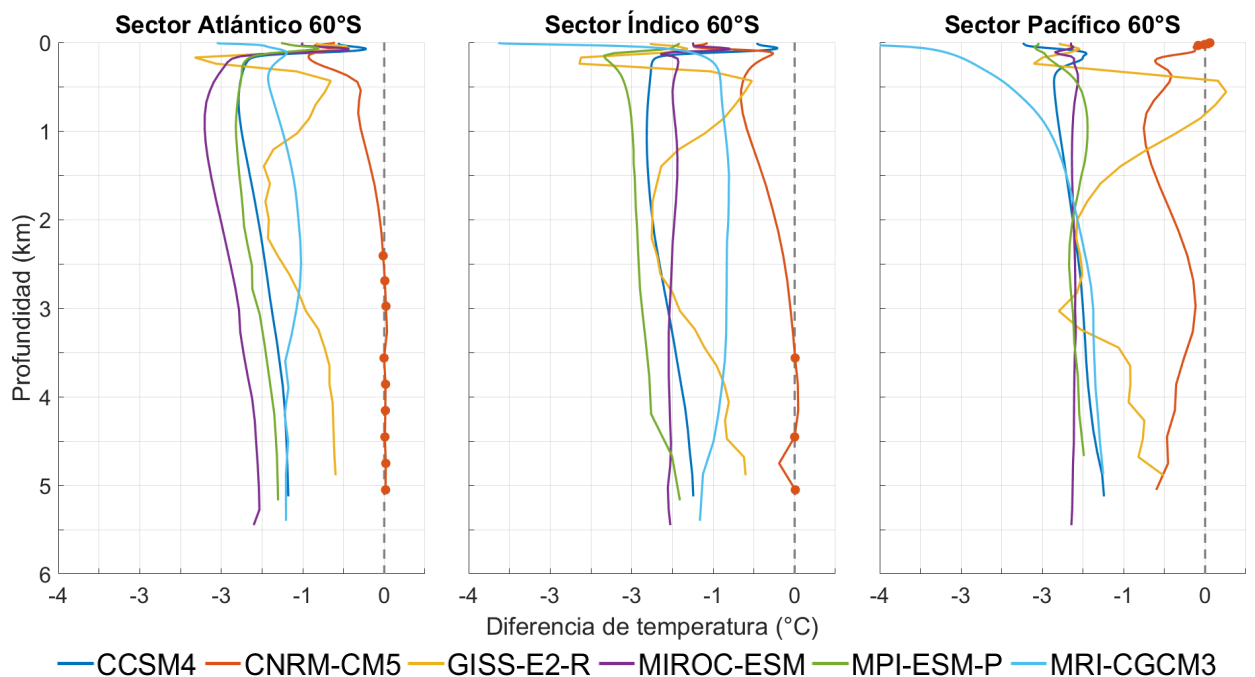
#### 4.2.2. Temperatura potencial

En la figura 4.16 se muestran los perfiles de diferencia UMG-PI de temperatura potencial en  $30^{\circ}\text{S}$  y se puede observar que, comparado con el caso de la salinidad, hay más variabilidad entre los distintos sectores, aunque se asemejan en que casi todas sus diferencias son significativas. Dentro de un mismo sector, los perfiles de los modelos poseen formas similares, excepto el modelo GISS-E2-R cuyo perfil es muy distinto. Las diferencias UMG-PI son casi siempre negativas, es decir, UMG más frío que el PI como es de esperar, excepto para el modelo CNRM-CM5 a gran profundidad donde la diferencia es casi nula o ligeramente positiva. Se nota claramente que las diferencias en el Atlántico poseen una variabilidad intermodelo más alta que en el Pacífico o Índico, especialmente dentro de los primeros  $1000\text{ m}$  de profundidad. Por ejemplo, a los  $\sim 800\text{ m}$  en este sector hay un sesgo entre el modelo GISS-E2-R y MRI-CGCM3 de casi  $4^{\circ}\text{C}$  (también con otros modelos), siendo este último el que posee la diferencia de mayor magnitud (de signo negativo). A mayores profundidades la amplitud de las diferencias disminuye para el caso del Atlántico, pero es igual o ligeramente menor en el caso del Índico o Pacífico, manteniéndose dentro del rango  $[-2, 1]^{\circ}\text{C}$ .

Las diferencias UMG-PI de los perfiles de temperatura potencial por sectores a  $60^{\circ}\text{S}$  se muestran en la figura 4.17. Para esta latitud, las diferencias son también negativas en casi todos los casos, pero la variabilidad dentro de un mismo sector es bastante alta y la variabilidad del perfil de algunos modelos en los distintos sectores también lo es. Por ejemplo, el modelo MRI-CGCM3 muestra diferencias de temperatura altamente negativas en superficie en los tres sectores, pero de magnitud mayor en el Pacífico ( $-4,5^{\circ}\text{C}$ ) que en el Índico ( $-3,5^{\circ}\text{C}$ )



**Figura 4.16:** Diferencia de los perfiles promedio (zonal) de temperatura potencial por sector a 30°S entre los periodos del Último Máximo Glacial y Preindustrial. Los círculos indican diferencias no significativas.



**Figura 4.17:** Diferencia de los perfiles promedio (zonal) de temperatura potencial por sector a 60°S entre los periodos del Último Máximo Glacial y Preindustrial. Los círculos indican diferencias no significativas.

y mayor aún que en el Atlántico ( $-2^{\circ}C$ ). Algunos de los modelos poseen perfiles de diferencia bastante similares, como CCSM4 Y MPI-ESM-P, pero otros varían más con respecto a los demás, como sucede con GISS-E2-R. Análogamente al caso anterior, este último modelo se diferencia notablemente de sus pares en la forma de su perfil en un sector dado, sin embargo, el perfil del mismo modelo no tiene tanta variabilidad entre los tres sectores. Además, la variabilidad intermodelo es más o menos constante en todas las profundidades (ignorando el caso de MRI-CGCM3 en superficie) manteniéndose en el rango aproximado de  $[-2, 0]^{\circ}C$ . Por otra parte, la cantidad de diferencias significativas en el caso de los  $60^{\circ}S$  es alta como en los  $30^{\circ}S$ , aunque el modelo CNRM-CM5 muestra algunos valores no significativos de profundidad variable según el sector.

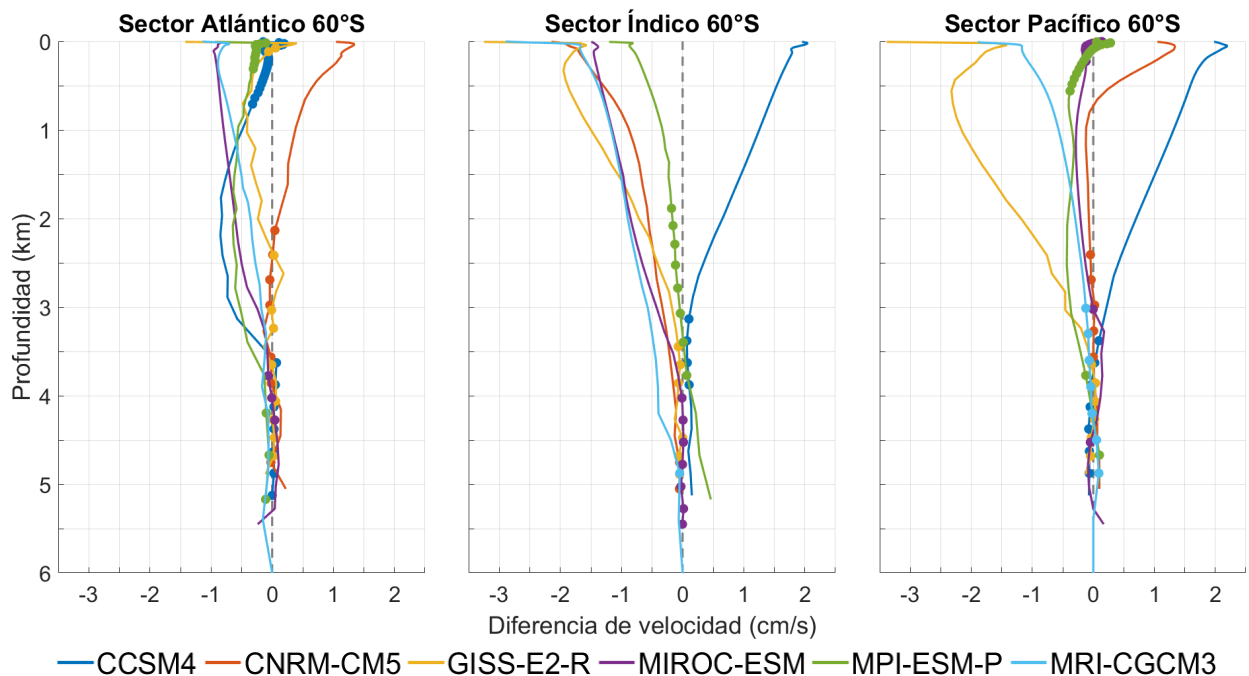
### 4.2.3. Velocidad y transporte zonal

En la figura 4.18 se muestran los perfiles de diferencia UMG-PI de velocidad zonal a  $60^{\circ}S$  y en la figura 4.19 como media entre  $50 - 60^{\circ}S$ . A  $60^{\circ}S$  hay una notable variabilidad entre los distintos sectores, siendo más amplia en superficie que en profundidad, con mayores diferencias intermodelo en el Pacífico, luego en el Índico y después en el Atlántico. En el Pacífico, por ejemplo, el modelo CCSM4 muestra diferencias positivas mayores a  $2\text{ cm/s}$ , mientras que GISS-E2-R muestra diferencias negativas de casi  $-3,5\text{ cm/s}$  en ese sector. Por su parte, las diferencias superficiales en el Atlántico se mantienen en el rango  $[-1,5, 1]\text{ cm/s}$ . Como promedio zonal se puede decir que las diferencias son más negativas que positivas para la mayoría de los modelos, excepto para CCSM4 cuyas diferencias superficiales en el Pacífico e Índico sugieren que el promedio zonal total sería positivo. Es decir, a  $60^{\circ}S$ ,  $5/6$  modelos simularían en promedio una ACC menos intensa a baja profundidad (aunque en magnitudes diferentes), y sólo uno lo contrario. A mayor profundidad ( $> 3000 - 3500\text{ m}$ ) la magnitud de las variaciones disminuye bastante, situándose en el rango  $\pm 0,5\text{ cm/s}$  aproximadamente, sin un consenso claro sobre su signo.

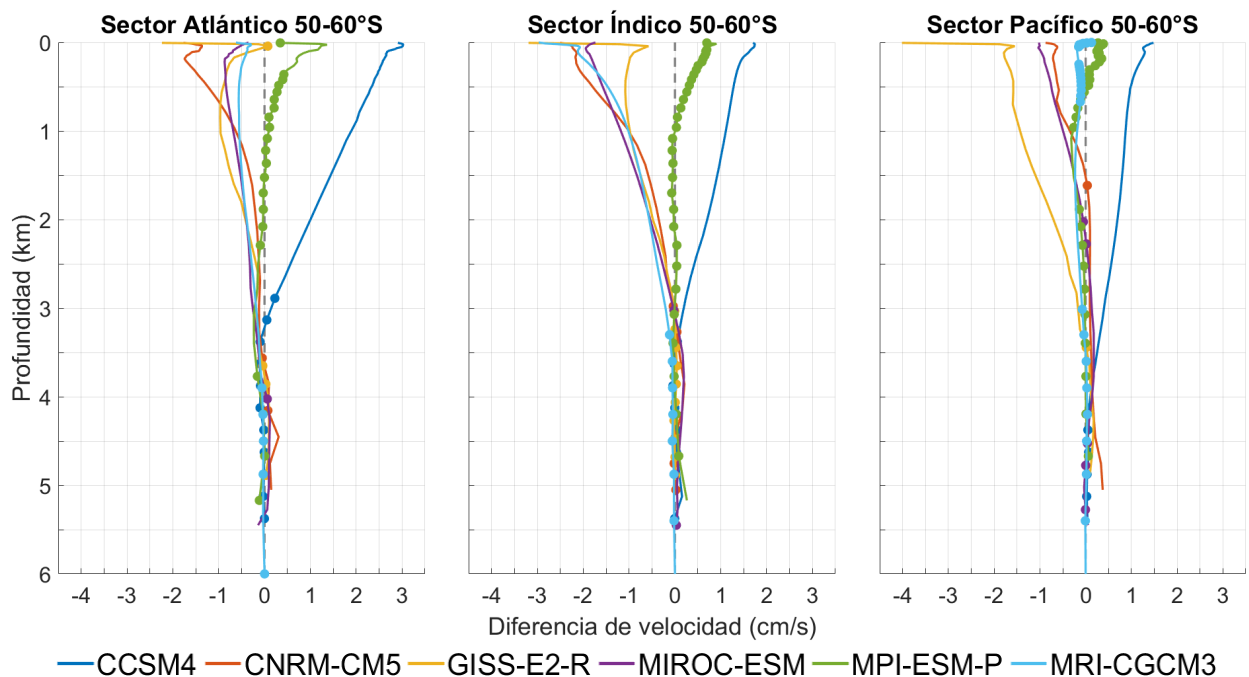
Cuando se considera la media entre  $50 - 60^{\circ}S$  (figura 4.19), se puede observar que las diferencias positivas de CCSM4 en superficie ahora están presentes en los tres sectores e incluso de mayor magnitud en el Atlántico que en los otros sectores (opuesto al caso anterior), lo cual confirmaría una ACC más intensa para el UMG en este modelo. De los demás modelos, 4 de ellos simulan menores velocidades a baja/media profundidad y el otro diferencias ligeramente positivas. Éste último (MPI-ESM-P) muestra diferencias mayoritariamente negativas en  $60^{\circ}S$ , por lo que el signo resultante en el caso de la media  $50 - 60^{\circ}S$  caso se explica por la contribución de menores latitudes. Análogamente al caso anterior, a mayor profundidad ( $> 3000\text{ m}$ ) las diferencias disminuyen bastante de magnitud y son cercanas ser nulas.

Por otro lado, en la figura 4.20 se muestra la diferencia de los transportes zonales UMG-PI en toda la extensión del Océano Austral para los 6 modelos y en la figura 4.21 se muestra una sección zonal, longitud  $\times$  profundidad, de aquellas diferencias. En ella se puede apreciar que



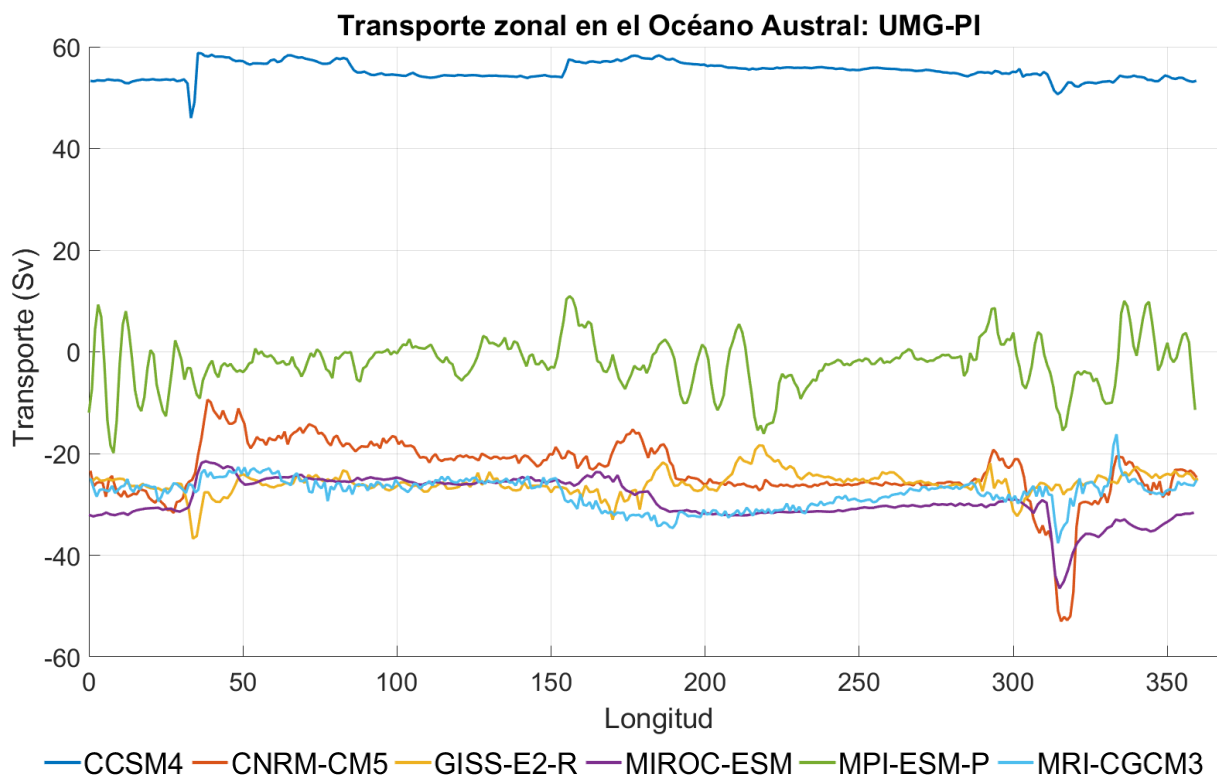


**Figura 4.18:** Diferencia de los perfiles promedio (zonal) de velocidad zonal por sector a 60°S entre los periodos del Último Máximo Glacial y Preindustrial. Los círculos indican diferencias no significativas.



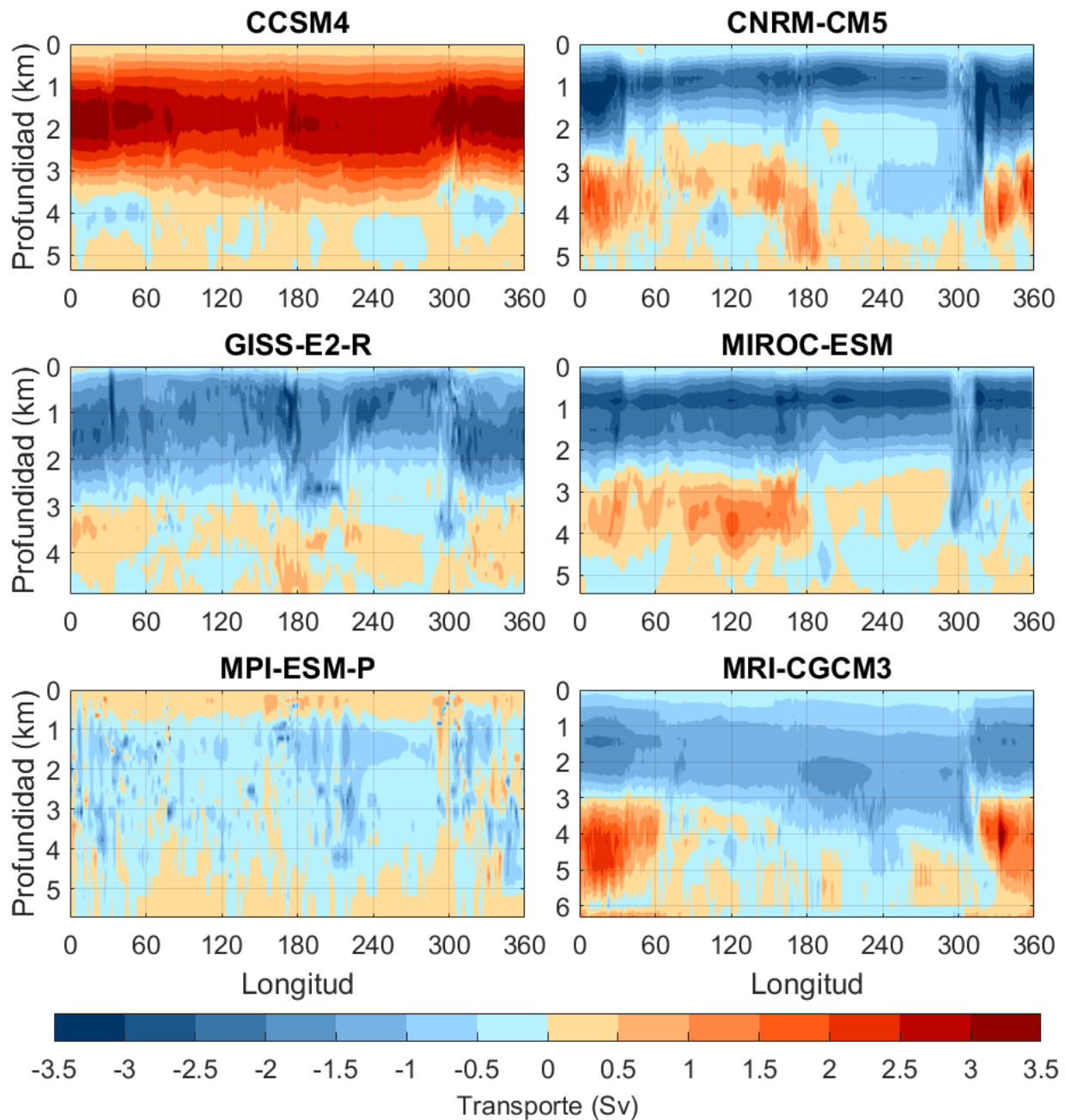
**Figura 4.19:** Diferencia de los perfiles promedio (zonal) de velocidad zonal por sector como media entre 50 – 60°S entre los periodos del Último Máximo Glacial y Preindustrial. Los círculos indican diferencias no significativas.

la mayoría ellos coinciden en mostrar diferencias UMG-PI negativas considerables en todas las longitudes, habiendo sólo dos excepciones. Los cuatro modelos coincidentes no sólo están de acuerdo en el signo de la diferencia promedio que muestran (listados en la tabla 4.3), sino que también en la forma de su curva (variación longitudinal) y en la magnitud promedio de la diferencia de transporte (aunque considerándola en términos de porcentaje con respecto a la media PI, estos modelos varían más en su resultado). Asimismo, analizando la sección zonal de las diferencias se puede notar que a profundidad baja/media ( $< 2500\text{ m}$  de profundidad) se ubican en general las mayores diferencias negativas en estos modelos, mientras que a mayor profundidad aparecen diferencias positivas en algunas longitudes. Sin embargo, éstas no son suficientes para cambiar el signo del transporte integrado verticalmente, quedando finalmente una diferencia de transporte negativa e indicando una ACC menos intensa durante el UMG que el PI en estos modelos, coincidiendo con el resultado obtenido del análisis de la velocidad zonal promedio. Además, tomando como referencia los resultados de significancia de las diferencias de perfiles de velocidad, se puede inferir que la diferencia de transporte integrado para estos modelos es significativa.



**Figura 4.20:** Diferencia UMG-PI del transporte zonal en el Océano Austral.

De los modelos que muestran un resultado diferente al descrito recientemente, se encuentra primeramente MPI-ESM-P. Este modelo muestra una alta variabilidad longitudinal en la diferencia de transporte (análogamente a su transporte en el PI, figura 4.10), siendo positivo en algunas longitudes y negativo en otras. No obstante, el promedio su diferencia UMG



**Figura 4.21:** Sección zonal de las diferencias UMG-PI del transporte zonal en el Océano Austral.

ligeramente negativo puesto que no supera el 1% del promedio PI, y conjugando esto con el resultado de significancia del perfil vertical de velocidad, se infiere que la diferencia de transporte no es significativa. La otra excepción es CCSM4, que muestra una diferencia positiva y considerable en todas las longitudes, lo cual concuerda con el análisis anterior de la velocidad zonal para este modelo que mostraba el mismo resultado. En cuanto a la magnitud de las diferencias, éstas rondan los 50 – 60 Sv más en el UMG que en el PI, o un  $\sim 29\%$  con

respecto al promedio PI, superando ampliamente la magnitud de las diferencias mostradas por los demás modelos. Asimismo, sus variaciones longitudinales son más pequeñas que las observadas en los otros modelos. Según algunos estudios (Rojas, 2013; Liu et al., 2015) los vientos del oeste en altura (850  $hPa$ ) y el esfuerzo del viento zonal en la superficie estarían intensificados sobre el Océano Austral en el UMG en comparación con el PI en las simulaciones de CCSM4, lo cual podría explicar, al menos en parte, la diferencia positiva UMG-PI en el transporte zonal que este modelo muestra.

| Modelo    | Diferencia UMG-PI promedio |
|-----------|----------------------------|
| CCSM4     | 55,2 $Sv$ (29 %)           |
| CNRM-CM5  | -23,4 $Sv$ (-22 %)         |
| GISS-E2-R | -25,9 $Sv$ (-10 %)         |
| MIROC-ESM | -29,2 $Sv$ (-15 %)         |
| MPI-ESM-P | -2,2 $Sv$ (-1 %)           |
| MRI-CGCM3 | -27,8 $Sv$ (-20 %)         |

**Tabla 4.3:** Promedio de la diferencia UMG-PI de transporte zonal asociado a la AAC en el Océano Austral. En paréntesis se muestra el porcentaje de variación con respecto a la media PI.

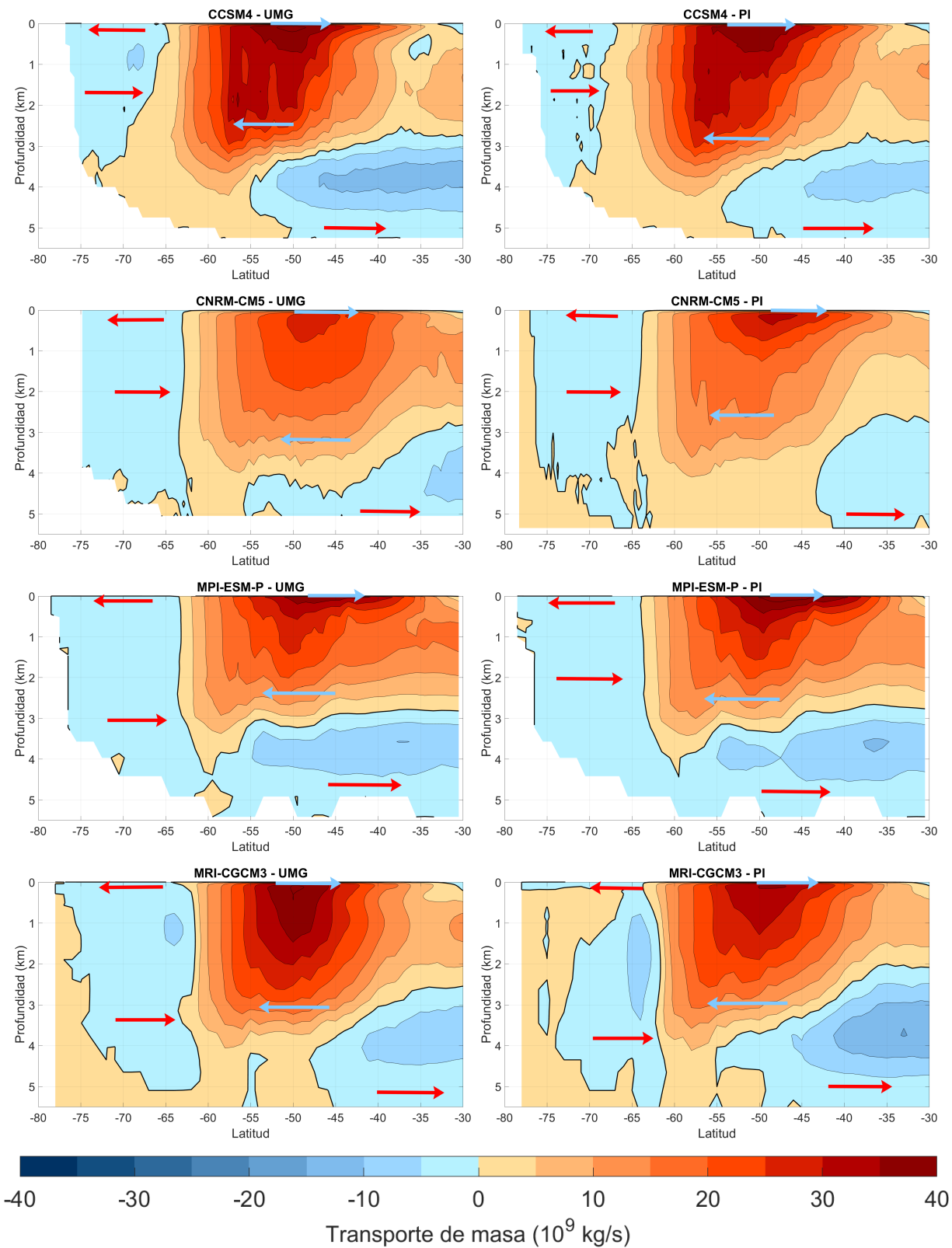
#### 4.2.4. Transporte meridional y formación de agua profunda

En la figura 4.22 se pueden ver los gráficos de las funciones de corriente meridional de masa para el UMG y PI de los 4 modelos que poseen la variable disponible. De manera cualitativa y para ambos periodos, se puede observar que todos los modelos muestran en general una forma relativamente parecida de su campo de función de corriente, en la cual hay un núcleo de valores positivos, centrado alrededor de  $\sim 50 - 55^{\circ}S$ , que comienza en la superficie y se extiende hasta profundidades mayores que  $\sim 2000 m$ . Dado que la función de corriente está graficada con respecto a la profundidad, el núcleo recién mencionado representaría la Celda de Deacon, lo cual se deduce del gradiente vertical observado en la función de corriente. Recordando que el gradiente vertical (desde arriba hacia abajo) posee el mismo signo que el transporte meridional promedio y es proporcional a éste, se puede apreciar muy cerca de la superficie un gradiente positivo indicador del transporte de Ekman hacia el norte asociado a la ACC, y luego a mayor profundidad se puede observar un gradiente negativo que indica el flujo de retorno hacia el sur que “cierra” la celda.

Además de lo anterior, existen otras características interesantes en los mapas de la figura 4.22. A mayores profundidades que la Celda de Deacon (bajo  $\sim 3000\text{ m}$ ) se puede observar en algunos casos una región con valores negativos de función de corriente entre  $30^\circ - 50^\circ S$ , teniendo la mitad superior un gradiente vertical negativo y la mitad inferior un gradiente vertical positivo. Esta región corresponde a la celda abisal de circulación en el Océano Austral, la cual transporta LCDW hacia el sur en su sección superior (o también parte de UCDW) y AABW hacia el norte en su sección inferior. Por otra parte, en latitudes altas ( $> 60^\circ - 65^\circ S$ ) también existe una zona de valores negativos, correspondientes a una pequeña celda cerca de la costa Antártica, la cual representa la zona de formación de agua profunda (Santoso y England, 2008). Los valores de esta celda abisal son pequeños en comparación a los del resto del mapa, por lo que el intervalo utilizado para graficar los contornos de la figura 4.22 no permite reconocer la celda. Sin embargo, haciendo una revisión y gráfico a mayor detalle, ésta sí es visible.

Como se dijo en un principio, los mapas de función de corriente son similares dentro de un mismo periodo para los 4 modelos mostrados, sin embargo, se pueden mencionar algunas diferencias entre los modelos. Para el UMG, por ejemplo, en los campos mostrados en la figura 4.22, sólo dos modelos tienden a asimilarse más en los valores y forma de las curvas de la Celda de Deacon: CCSM4 y MRI-CGCM3, aunque para el primero la celda se extiende un poco más latitudinalmente. Los otros dos modelos por su parte, CNRM-CM5 y MPI-ESM-P, muestran una forma del campo algo distinta entre sí y distinta también a los modelos mencionados anteriormente, con un gradiente vertical algo menor que éstos y con una profundidad menor de la Celda de Deacon para el caso de MPI-ESM-P. En cuanto a la celda abisal, los modelos CCSM4 y MPI-ESM-P simulan una extensión similar de ésta (llegando hasta los  $\sim 55^\circ S$ ), aunque el primero posee un gradiente vertical mayor. Por su parte, la misma celda en el modelo CNRM-CM5 penetra más o menos hasta la misma latitud que los dos anteriores pero con una forma más achatada y a mayor profundidad, mientras que en el caso de MRI-CGCM3, la celda abisal llega hasta  $\sim 45^\circ S$ , es decir, penetra mucho menos en el Océano Austral.

Para el caso del periodo PI la situación es más o menos análoga a la del UMG: CCSM4 y MRI-CGCM3 simulan Celdas de Deacon bastante similares pero difieren en la forma de la celda abisal, CCSM4 y MPI-ESM-P se asemejan en su celda abisal, pero no así en la forma de la celda superior y CNRM-CM5 muestra mayores diferencias con los demás, especialmente en sus valores a profundidad media/alta en la celda de Deacon ( $2000 - 3000\text{ m}$ , de menor magnitud) y en la celda abisal. Todas estas características indican que los modelos PMIP3, tanto en el UMG como en el PI, logran simular las características principales de la circulación meridional en el Océano Austral, a pesar de su resolución espacial relativamente gruesa. Sin embargo, la variabilidad intermodelo es considerable dentro de cada periodo y aún más si se considera la diferencia UMG-PI de cada modelo, que es lo que se hará a continuación. Comparando los mapas UMG con su respectivo PI, se pueden hacer comentarios de las diferencias para cada modelo:



**Figura 4.22:** Función de corriente meridional de masa para 4 modelos en los periodos UMG (columna izquierda) y PI (columna derecha). Contornos cada  $5 \cdot 10^9 \text{ kg/s}$  ( $10^9 \text{ kg/s} \approx 1 \text{ Sv}$ ). La línea negra gruesa marca el nivel de nulidad y las flechas indican el sentido del movimiento de masa (los colores de éstas no tienen significado especial).

- CCSM4 sugiere que el gradiente vertical en la Celda de Deacon y su forma durante el UMG era bastante similar al del PI, mientras que en profundidad (de 3000 *m* hacia abajo), en la celda abisal, el gradiente era ligeramente mayor en el UMG que en el PI.
- CNRM-CM5 muestra para el UMG algo menos de gradiente vertical en baja profundidad (menos de 1000 *m*) en la Celda de Deacon y un gradiente algo mayor en profundidad ( $\sim$  4000 *m*) en celda abisal, comparado con el PI. Además, esta celda se extiende mucho más hacia el sur en el UMG que en el PI.
- MPI-ESM-P muestra una situación en el UMG y PI, sólo insinuando una ligera intensificación del gradiente vertical durante el PI comparado con el UMG cerca de la superficie en la celda de Deacon, mientras la Celda de abisal se mantiene aproximadamente igual.
- MRI-CGCM3 muestra un gradiente vertical algo menos intenso en la celda abisal (entre 3000 – 4000 *m*) durante el UMG en comparación con el PI. Por su parte, la Celda de Deacon muestra una ligera intensificación de su gradiente cerca de la superficie, pero en forma es prácticamente igual en ambos periodos.

Para corroborar las diferencias antes mencionadas, en la tabla 4.4 se muestran los valores máximos y mínimos de la función de corriente, los cuales se ubican en la celda de Deacon y celda abisal respectivamente. La magnitud del contraste entre estos dos valores (máximo-mínimo) servirá como medida de la intensidad general de la circulación meridional y permitirá compararla cuantitativamente en los periodos UMG y PI. De la tabla 4.4 se pueden confirmar los puntos antes mencionados para cada modelo y se puede ver que no hay un consenso claro en la diferencia UMG-PI. Un modelo muestra mayor contraste máximo-mínimo para el UMG (CCSM4), sugiriendo una circulación meridional más fuerte en este periodo; otro modelo menor contraste (MPI-ESM-P) y los otros dos muestran valores pequeños de diferencia UMG-PI (CNRM-CMR y MRI-CGCM3), señalando que no habría cambios importantes en la circulación meridional desde el UMG al PI para estos modelos. En algunos casos, la diferencia entre los valores de contraste máximo-mínimo se deben a cambios sólo en el valor máximo (cambios en la celda de Deacon), otras veces sólo en el valor mínimo (cambios en la celda abisal) y otras veces en ambos valores (ambas celdas varían del UMG al PI).

Por otra parte, en la figura 4.23 se muestran los mapas de función de corriente para ambos periodos UMG y PI pero sólo mostrando aquellos puntos cuya diferencia UMG-PI sea significativa. De ella se puede notar que los resultados son bastante variables según el modelo, así como también en las distintas celdas de la función de corriente. Por ejemplo, CCSM4 indica que gran parte de sus diferencias UMG-PI en la Celda de Deacon no son significativas, aunque sí lo son las de la celda abisal, por lo que no se podría confiar en que la diferencia de contraste entre ambas celdas fuese significativo para este modelo. CNRM-CM5, muestra una banda de diferencias no significativas en la zona de gradiente vertical de la Celda de Deacon, pero gran parte del resto de sus valores sí son significativos. MPI-ESM-P por su lado muestra el resul-

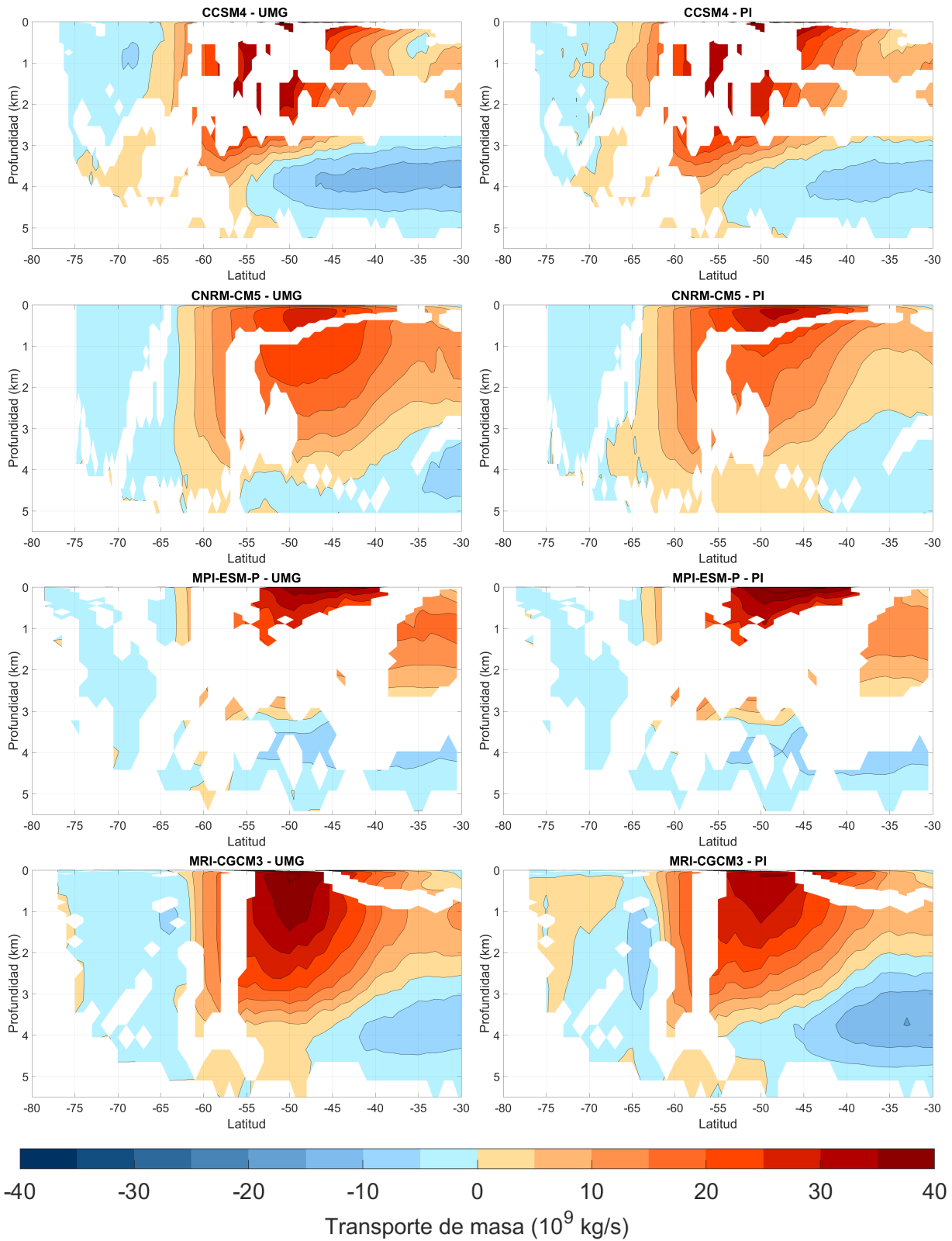
tado opuesto al de CCSM4, es decir, diferencias significativas en los contornos máximos de la Celda de Deacon, pero gran parte de valores no significativos en la celda abisal, volviendo desconfiable su diferencia UMG-PI de contraste entre celdas. Finalmente, para MRI-CGCM3 se observa que la mayoría de sus diferencias sí son significativas, sólo exceptuando algunas zonas que en general no consideran los núcleos de las celdas de Deacon y abisal.

|           | UMG    |       |           | PI     |       |           | Diferencia de contraste UMG-PI |
|-----------|--------|-------|-----------|--------|-------|-----------|--------------------------------|
|           | Mín.   | Máx.  | Contraste | Mín.   | Máx.  | Contraste |                                |
| CCSM4     | -13,01 | 41,75 | 54,76     | -7,94  | 39,96 | 47,90     | 6,86                           |
| CNRM-CM5  | -8,66  | 27,82 | 36,48     | -4,15  | 31,84 | 35,97     | 0,51                           |
| MPI-ESM-P | -10,10 | 39,35 | 49,45     | -10,70 | 43,19 | 53,89     | -4,44                          |
| MRI-CGCM3 | -8,22  | 40,78 | 49,00     | -15,19 | 35,31 | 50,50     | -1,50                          |

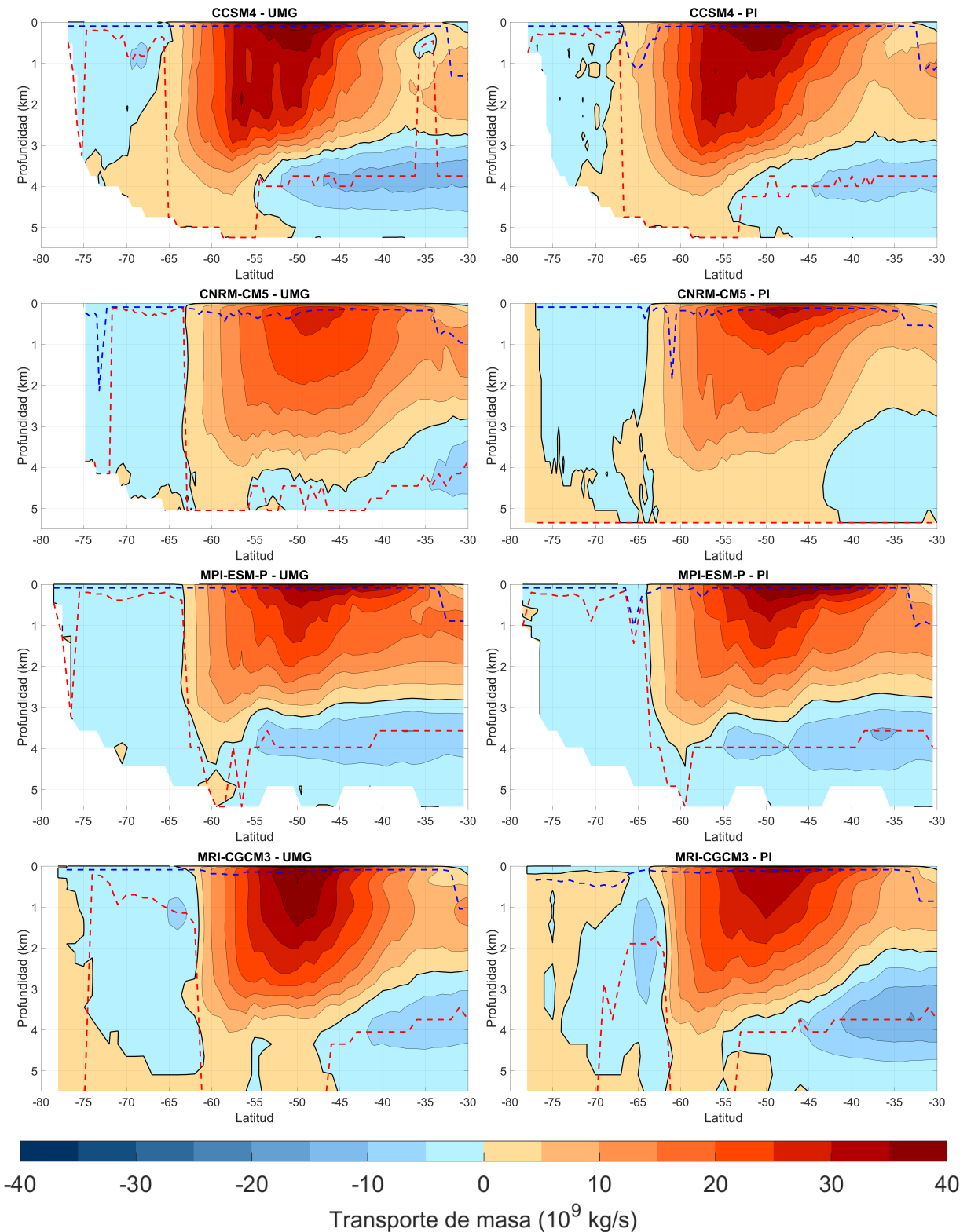
**Tabla 4.4:** Valores máximos y mínimos de la función de corriente meridional de masa ( $\times 10^9$   $kg/s$ ) y el contraste entre estos valores (máximo-mínimo) para los periodos UMG y PI. Asimismo, se muestra la diferencia UMG-PI entre los contrastes máximo-mínimo de cada periodo.

Por otra lado, también se calcula el nivel de división entre los transportes meridionales hacia el sur y hacia el norte de la función de corriente, lo cual se traduce a encontrar la profundidad en donde el gradiente vertical de esta variable invierte su signo. Aunque esto en la realidad puede suceder en varios niveles, los modelos, en promedio, sólo son capaces de mostrar dos profundidades en las que el gradiente cambia de signo de manera evidente, los cuales coinciden teóricamente con los transportes meridionales descritos en el capítulo de Introducción y esquematizados en la figura 1.7. Desde menor a mayor profundidad, el gradiente vertical pasa de positivo a negativo, marcando la separación entre el flujo de masas de agua hacia el norte producto de la deriva de Ekman asociada a los Oestes sobre el Océano Austral (conformado en buena medida por SAMW y AAIW) con el flujo de agua más profunda hacia el sur. Este flujo está conformado por la rama de retorno de la celda de Deacon (principalmente de UCDW) y por otras masas de agua con movimiento hacia el sur que se ubican a mayor profundidad (principalmente LCDW). Posteriormente, el gradiente vertical pasa de negativo a nulo o ligeramente positivo, separando el flujo hacia el sur mencionado anteriormente de las masas de agua de fondo, donde se esperaría ver un flujo hacia el norte de agua muy densa de origen Antártico (AABW). Dado lo anterior, se encontrarán las profundidades donde ocurren los cambios de gradiente vertical mencionados en cada latitud y para reconocerlas se les nombrará *nivel 1* y *nivel 2*, respectivamente de menor a mayor profundidad.





**Figura 4.23:** Función de corriente meridional de masa para 4 modelos en los periodos UMG (columna izquierda) y PI (columna derecha), mostrando sólo las zonas donde la diferencia UMG-PI es significativa. Contornos cada  $5 \times 10^9 \text{ kg/s}$  ( $10^9 \text{ kg/s} \approx 1 \text{ Sv}$ ).



**Figura 4.24:** Lo mismo que en la figura anterior (figura 4.22) pero con los límites de separación de los flujos meridionales conforme a su sentido. Las líneas segmentadas representan el nivel de cambio del sentido del transporte de positivo a negativo (azul, nivel 1) y de negativo a positivo o nulo (roja, nivel 2).

En la figura 4.24 se muestra el resultado del cálculo de los niveles de inversión del gradiente vertical. En ella se puede apreciar que el nivel 1 se ubica en todos los casos muy cerca de la superficie (aproximadamente a 200 *m* de profundidad), mientras que el nivel 2 varía su profundidad según la latitud. Para el UMG, la distancia entre el nivel 1 y 2 y la profundidad de este último es bastante pequeña en latitudes altas ( $> 65^{\circ}S$ ) en los cuatro modelos, mientras que en latitudes más bajas estos niveles están separados por a lo menos 3000 *m*, en general. En las simulaciones del PI, la profundidad de los niveles 1 y 2 es bastante similar a la del UMG, sugiriendo poco o nulo cambio en la profundidad de los transportes de la circulación meridional. Se podría decir que el modelo que muestra mayor cambio de sus niveles desde el UMG al PI es MRI-CGCM3, especialmente del nivel 2 en latitudes altas (aumenta de profundidad en el PI). Los demás modelos, CCSM4, CNRM-CM5 y MPI-ESM-P, simulan prácticamente la misma profundidad de los dos niveles (sólo con ligeros “desvíos”).

En otro aspecto, la formación de agua profunda alrededor de Antártica muestra otra perspectiva. En la tabla 4.5 se listan los valores del máximo valor negativo de la celda de latitudes altas ( $> 60^{\circ}S$ ) para cada modelo y periodo (a finales del invierno), la cual representa una estimación de la tasa de formación local de AABW. De manera general, los valores mostrados como estimación de formación de masas de agua poseen una magnitud menor a la correspondiente a estimaciones actuales (de unos 10 *Sv* según Orsi et al., 1999), pero en orden de magnitud se pueden considerar equivalentes. Tanto en el UMG como en el PI la magnitud de la tasa de formación de agua profunda es muy variable entre los cuatro modelos, habiendo casos donde la tasa de uno puede superar varias veces la de otro. En cuanto a la diferencia UMG-PI, dos modelos (CNRM-CM5 y MPI-ESM-P) muestran una reducción de magnitud similar de la tasa de formación para el UMG con respecto al PI (aunque las tasas de cada uno en un mismo periodo son varían más), otro no muestra cambios (MRI-CGCM3) y el restante muestra una intensificación considerable (CSSM4) para el UMG. En cuanto a la significancia de estas diferencias, de la figura 4.23 se puede notar que gran cantidad de los valores son significativos en la zona de profundidad media/baja  $> 60^{\circ}S$ , donde se ubica la celda representativa, para todos los modelos excepto MPI-ESM-P (en algunos sectores pequeños de MRI-CGCM3 también, pero no afecta el valor máximo negativo de la celda). Luego, al menos la mitad de los modelos sugieren que la tasa de formación de agua profunda era menor en el UMG que en el PI (aunque sólo se puede confiar en uno de ellos), mientras que la otra mitad difiere.

En resumen, la función de corriente meridional de masa de los modelos PMIP3 analizados muestra que la profundidad de separación de los transportes meridionales hacia el sur y hacia el norte en el Océano Austral durante el UMG era prácticamente igual a los del PI, lo cual quiere decir que la distribución de masas de agua (superficial, intermedia o profunda) presentes en el Océano Austral es básicamente la misma en ambos periodos. La magnitud del transporte meridional (traducida de los gradientes verticales y magnitud de la función de corriente, en la figura 4.22) sí presenta algunas diferencias entre los periodos UMG y PI, pero el general de los modelos no concuerda en un sólo resultado. Tomando como estimación de la intensidad al contraste entre celdas de Deacon y abisal, un modelo apunta a una

reducción de ella y otro a una intensificación muy ligera, mientras que los resultados de los demás modelos no son del todo confiables dado a su falta de significancia. Por su parte, la diferencia UMG-PI de la tasa de formación de agua profunda es en un caso negativa, en otro positiva y en los demás nula o no significativa. El modelo que muestra un resultado positivo y significativo es el que muestra resultados disidentes en la diferencia UMG-PI de la intensidad de la ACC, es decir, CCSM4. Dadas estas diferencias, no se puede decir que la mayoría de los modelos muestren un consenso sobre una reducción o aumento de la formación de masas de agua profunda alrededor de Antártica en el periodo UMG con respecto al PI.

| Modelo/Periodo | UMG | PI  | UMG-PI |
|----------------|-----|-----|--------|
| CCSM4          | 4.6 | 2.0 | 2.6    |
| CNRM-CM5       | 0.7 | 1.8 | -1.1   |
| MPI-ESM-P      | 3.8 | 4.7 | -0.9   |
| MRI-CGCM3      | 5.4 | 5.4 | 0      |

**Tabla 4.5:** Valores negativos máximos (en valor absoluto,  $\times 10^9 \text{ kg/s} \approx 1 \text{ Sv}$ ) de la función de corriente meridional de masa al sur de  $60^\circ\text{S}$ , representativos de la tasa de formación de agua profunda alrededor de Antártica, en los periodos UMG, PI y la diferencia entre ambos.

#### 4.2.5. Síntesis de resultados

Por último, dada la gran variedad de análisis realizados y resultados obtenidos en la comparación de variables entre los periodos UMG y PI, resulta necesario ordenar los resultados para tener una visión más clara de los mismos. Por esta razón, en la tabla 4.6 se presentan algunos de los resultados más destacados para cada variable, indicando la situación de la variable durante el UMG con respecto al PI y especificando el análisis desde el cual se llegó a tal resultado.

| Variable  | Situación UMG relativo al PI  | Tipo de análisis               |
|-----------|---|--------------------------------|
| Salinidad | Disminución a baja profundidad ( $< 1000 \text{ m}$ ) y a mayor profundidad varía según el modelo. Se insinúa mayor estratificación (leve). | Perfiles en $30^\circ\text{S}$ |
|           | En general aumento, especialmente a profundidad menor que $500 \text{ m}$ . No se aprecia mayor estratificación.                            | Perfiles en $60^\circ\text{S}$ |

|                            |  |  |
|----------------------------|--|--|
| Salinidad                  | AABW en general más salina, CDW igual o algo menos salina. El contraste de salinidad AABW-CDW se reduce o invierte.            | Distribución meridional                          |
| Temperatura potencial      | Disminución, más pronunciada a profundidad menor que 1000 <i>m</i> .   | Perfiles en 30°S                                 |
|                            | Disminución, más pronunciada a profundidad menor que 500 <i>m</i> . Mayor variabilidad intermodelo que en el caso de los 30°S. | Perfiles en 60°S                                 |
| Velocidad zonal            | En general disminución, pero varía según modelo y sector.  | Perfiles en 60°S                                 |
|                            | Similar al caso de los 60°S, sólo que algunos modelos atenúan o cambian el signo de su diferencia.                             | Perfiles promedio 50 – 60°S                      |
| Transporte zonal           | En general, disminución del transporte (existen excepciones).  | Transporte integrado                             |
| Circulación meridional     | Pequeñas diferencias. No hay consenso en los resultados (algunos sugieren un pequeño aumento, disminución o sin diferencias).  | Función de corriente meridional de masa          |
| Formación de agua profunda | No hay consenso (tres resultados: aumento, sin diferencia y disminución).  | Función de corriente en latitudes altas (> 60°S) |

**Tabla 4.6:** Resumen de los resultados obtenidos de la comparación de las variables en los periodos UMG y PI.

## 5. Discusión

De los resultados comentados en el capítulo anterior se debe comentar primeramente la utilización de un reanálisis con datos actuales para realizar una validación de las simulaciones PI. Esta comparación puede ser cuestionable, puesto que se equiparan dos periodos climáticos distintos, tanto cronológicamente como en sus características climáticas. Una validación se realiza tradicionalmente para probar la exactitud de uno o varios modelos a la hora de simular ciertas variables de interés con respecto a la realidad, por lo que se deberían comparar dos periodos equivalentes. No obstante, dado que no existen datos observados para el periodo PI y que las observaciones actuales son lo más cercano que se tiene a tal clima, se puede realizar una comparación a grandes rasgos con el fin de contrastar algunas características de los dos periodos. De todos modos, se debe tener presente que se observarán similitudes y diferencias entre ambos periodos, asociadas a las diferentes características climáticas como también a la variabilidad inter-modelo. Luego, en este caso la validación se realiza más bien para evaluar cuan razonables son las simulaciones del PI más que para hacer un análisis de precisión de éstas, como se hace regularmente. Y, como se mencionó anteriormente, las simulaciones cumplen con esta característica.

Por otra parte, los resultados obtenidos de la comparación de los periodos UMG y PI son en algunos casos concordantes, y en otros no, con lo que se desea verificar en este estudio, esto es, la hipótesis de Toggweiler et al. (2006) para el UMG. Más específicamente, se desea verificar que las implicancias oceánicas que se desprenden de tal hipótesis estén presentes en los modelos PMIP3 y que además éstos simulen características oceánicas correspondientes al periodo en cuestión. Se puede decir que la mayoría de los modelos hace un trabajo relativamente bueno en simular las propiedades del Océano Austral del UMG en cuanto a temperatura potencial y a salinidad, puesto que muestran una disminución generalizada de la temperatura y aumento general de la salinidad (insinuando también un aumento de la estratificación en algunos casos) en los perfiles verticales y mapas UMG-PI analizados. Existe, de todas formas, diferencias de magnitud entre los resultados y en algunos casos de signo, las cuales son propias de la variabilidad inter-modelo. En cuanto a la velocidad horizontal y especialmente el transporte zonal, también la mayoría de los modelos entrega un resultado concordante, cualitativamente hablando, con la hipótesis de Toggweiler et al. (2006), lo cual significa que simulan una ACC menos intensa en comparación a la del periodo PI. En este sentido, se podría decir que la mayoría de los modelos analizados sí verifica la hipótesis.

Para verificar la hipótesis de Toggweiler et al. (2006) se dijo que se asumiría una relación directa entre la intensidad de la ACC y la posición de los oestes de latitudes medias, sin embargo, esto puede no ser del todo preciso. Según Liu et al. (2015) existe una de-correlación entre el corrimiento latitudinal de los vientos del oeste del hemisferio sur y el esfuerzo del viento sobre la superficie del Océano Austral para algunos modelos PMIP3 en su simulación del UMG (particularmente para CCSM4 y MRI-CGCM3), cuya razón de ser está asociada a la capa expansiva de hielo marino antártico en este periodo. En ese sentido, la desconexión entre el viento y el esfuerzo del viento sobre el Océano Austral representa una dificultad a la hora de evaluar el forzante que realmente percibe la superficie del océano. Luego, se ha de ser cuidadoso al momento de llegar a una conclusión sobre variaciones en el océano a partir de variaciones en los vientos del oeste, ya que podrían indicar un resultado equivocado.

Por otro lado, las implicancias esperadas según la hipótesis de Toggweiler et al. (2006) en la circulación meridional no han sido visibles de manera concisa en el Océano Austral en las simulaciones de los modelos PMIP3 analizados, lo cual indicaría que la hipótesis no se cumpliría. Según la teoría, la aislación de las masas de agua, especialmente la profunda, debería ser mayor para el UMG que para el PI, para así permitir la acumulación de  $CO_2$  en profundidad. Para lo anterior se requiere que las ramas de la circulación meridional estén más separadas, que la formación de agua profunda sea algo menor a la del PI, pero por sobre todo que la Celda de Deacon sea menos intensa (para promover menos surgencia), para lo cual sería necesario observar menor transporte meridional cerca de la superficie. Sin embargo, lo anterior no es visible en todos los casos analizados en Océano Austral. Sólo un modelo, CNRM-CM5, muestra una ligera disminución de ese transporte en su función de corriente durante el UMG, pero los otros tres modelos analizados no muestran cambios notables del transporte meridional en la zona mencionada. Asimismo, los niveles y volumen que ocupa cada transporte de masa en la circulación meridional es prácticamente el mismo en ambos periodos.

Además de lo anterior, se esperaría según la hipótesis de Toggweiler et al. (2006), como recién se ha mencionado, que la formación de masas de agua profunda/de fondo alrededor de Antártica (AABW) estuviera disminuida en el UMG con respecto al PI (o al menos fuera igual a la del PI) para propiciar el aislamiento de las profundidades del océano. De los cuatro modelos analizados, tres muestran una disminución o mantención de su tasa de formación de agua profunda y sólo uno lo contrario (CCSM4). Una mayor tasa de formación de agua profunda incrementaría el inventario de nutrientes preformados y debilitaría la retención de carbono secuestrado biológicamente en el océano profundo, lo cual sería incompatible con la menor concentración de  $CO_2$  atmosférico en el periodo glacial (Lynch-Stieglitz et al., 2016), sumado a que la convección se vería limitada por la mayor estratificación (Bouttes et al., 2010). Dado lo anterior, los resultados de CCSM4 con contraintuitivos, además de ser contrarios a los resultados de los demás modelos. Resulta interesante que sea este mismo modelo el que muestre este tipo de resultado, ya que también muestra resultados contraintuitivos en cuanto a la simulación de la intensidad de la AAC.

Considerando los aspectos relacionados a la aislación de las masas de agua en el Océano Austral, no se puede decir con claridad que ésta fuese mayor durante el UMG en los modelos PMIP3. Por un lado, la diferencia de la tasa de formación de agua profunda en tres de cuatro modelos apoya la idea de mayor aislamiento, pero la circulación meridional y la Celda de Deacon no. Dado que estas últimas implican un mayor volumen/masa de agua (claro en la figura 4.22), su importancia relativa en el secuestro de  $CO_2$  en la profundidad del océano es mayor que la de la formación de agua profunda. Por lo tanto, según estos resultados, se podría decir que la hipótesis de Toggweiler et al. (2006) no se cumple como conjunto en los modelos PMIP3 analizados.

Por otra parte, como se mencionó en el capítulo de Datos y Metodología, se probó más de un método para estimar la formación de agua profunda alrededor de Antártica. Aparte de utilizar la función de corriente como estimador de ésta, también se estimó la tasa de formación mediante la evaluación de la profundidad de la capa de mezcla en el Océano Austral y mediante el flujo de densidad en superficie, métodos utilizados en muchos otros estudios (Bryan et al., 2006; De Lavergne et al., 2014; Doney, Large, y Bryan, 1998; Heuzé, Heywood, Stevens, y Ridley, 2013; Howe y Czaja, 2009; Sallée et al., 2013, por nombrar algunos). Sin embargo, al aplicarlos a los modelos PMIP3, ambos métodos tienden a sobreestimar de manera importante la tasa de formación de agua profunda. Lo anterior puede deberse a múltiples factores, muchas veces dependientes de cada modelo (Heuzé, 2017), como pueden ser los flujos atmosféricos, la física del océano en cada modelo (especialmente las parametrizaciones de mezcla) o la manera en que el flujo es diferenciado en distintas clases de masas de agua (Sallée et al., 2013; Santoso y England, 2008). Dado lo anterior, se decidió sólo comentar estos métodos, particularmente sus problemas y limitaciones, y no incluir los resultados que éstos entregan.

El método de la estimación de la profundidad de la capa de mezcla se ejecuta normalmente fijando un umbral para el cambio de densidad en la columna de agua con respecto a un nivel de referencia cercano a la superficie (De Boyer Montégut, Madec, Fischer, Lazar, y Iudicone, 2004). En la capa de mezcla se asume que las características físicas más notables del agua de mar (salinidad, temperatura, densidad) se mantienen aproximadamente constantes, por lo que un umbral de diferencia puede ser un buen indicador de la profundidad hasta la cual ocurre la mezcla intensa (convección). Esta capa es generalmente de poca profundidad, siendo mayor en invierno, excepto en las zonas de formación de agua profunda donde se extiende hasta gran profundidad. Luego, se puede considerar que si la capa de mezcla supera una profundidad dada (2000 *m* por ejemplo), se formará agua profunda en tal lugar (De Lavergne et al., 2014). Algunos procesos que modulan las características físicas del Océano Austral no están bien representados en los modelos CMIP5/PMIP3 (como por ejemplo deshielos por calentamiento atmosférico, transporte de agua densa en las plataformas continentales de Antártica, entre otros, lo cual afecta la estratificación local y produce que la convección simulada en el Océano Austral sea mucho más fuerte que en la realidad (De Lavergne et al., 2014). Tales tasas de convección tendrían implicancias notables en la toma de calor y carbono desde la atmósfera al océano, afectando la ventilación y la sensibilidad climática (Heuzé et



al., 2013). Luego, este método resulta interesante de analizar para observar problemas que aún quedan por resolver en los modelos CMIP5/ PMIP3, pero no como una medida confiable para estimar la tasa de formación de agua profunda.

El método del flujo superficial de densidad considera los flujos superficiales de calor y agua fresca y cómo estos afectan la densidad/boyancia local para producir hundimiento o afloramiento de masas de agua y así estimar la tasa de formación de éstas. Es una aproximación interesante para conocer los procesos que ocurren en la superficie, sin embargo, tiende a sobreestimar la formación de agua profunda puesto que muchas veces se dejan de lado otros procesos importantes, como la mezcla horizontal y diapirna en el interior del océano (Iudicone et al., 2008). La mezcla, especialmente la diapirna, tiene un efecto contrario al de los flujos superficiales de calor y agua fresca (Howe y Czaja, 2009), ya que los flujos superficiales tienden a hacer más densas a las masas de agua ya densas y más ligeras a las masas de agua ligeras, mientras que la mezcla diapirna ayuda a transformar aguas densas a más ligeras (Howe, 2008; Howe y Czaja, 2009). Al aplicar este método a los modelos CMIP5/PMIP3 en el Océano Austral sólo se pudo evaluar la contribución de los flujos superficiales y no la mezcla, por lo que los resultados obtenidos no eran del todo confiables. Otro limitante de este método es que requiere determinar distintas clases de masas de agua en base a sus valores de densidad, particularmente la AABW, sin embargo, no se conoce su densidad para el periodo glacial o preindustrial (sólo para la actualidad se han definido algunos valores de densidad). Por las razones previamente mencionadas, este método tampoco se consideró como una estimación fiable de la formación de agua profunda alrededor de Antártica.

Con respecto a la concordancia con datos de proxies paleoclimáticos, los modelos han mostrado discrepancias con éstos también. Por un lado, se pudo ver que los modelos logran simular las en general las características de temperatura y salinidad esperadas para el periodo, pero en locaciones específicas, según Muglia y Schmittner (2015), pueden haber diferencias importantes cuando se compara el modelo con datos in situ. Por ejemplo, la diferencia UMG-PI de los perfiles de salinidad de algunos modelos en  $60^{\circ}S$  posee un leve gradiente positivo hacia mayores profundidades en los tres sectores, sugiriendo una mayor estratificación. Esto también sugiere que la AABW glacial era más salina que la actual y que las masas de agua más someras, concordantemente con Adkins (2013). Sin embargo, los modelos no logran simular que la AABW en el Océano Austral haya ocupado mayor volumen en las profundidades durante el UMG comparado con el PI, como se ha sugerido en otros estudios (Curry y Oppo, 2005; Ferrari et al., 2014; Gebbie, 2014; Lund et al., 2011; Lynch-Stieglitz, 2017; Sigman et al., 2010).

Sumado a lo anterior, están los resultados obtenidos por Marzocchi y Jansen (2017) y Muglia y Schmittner (2015), quienes encontraron que la función de corriente de modelos PMIP3 en el Atlántico durante el UMG tampoco cumpliría con las condiciones que se han inferido desde los proxies paleoclimáticos (que la circulación meridional asociada a la NADW sea más somera). Por estas razones, la circulación meridional en el Océano Austral, aunque

también puede ser aplicable al Océano Global, durante el UMG podría no estar muy bien representada en los modelos PMIP3. Por otro lado, dado que no se ha llegado a un consenso claro sobre la intensidad de la ACC durante UMG según datos paleoclimáticos, no se puede decir si los modelos concuerdan o no con éstos. McCave et al. (2013) llegan a la conclusión de que no hay diferencia significativa en la intensidad de la ACC del UMG y la actual, por lo que la mayoría de los modelos PMIP3 no coincidirían con los datos. Sin embargo, se reitera que la incertidumbre existente en los datos paleoclimáticos es considerable y que más investigación al respecto es necesaria.

En cuanto a la comparación con las fases anteriores a PMIP3 se pueden decir algunas cosas. Otto-Bliesner et al. (2007), quienes analizaron la función de corriente meridional de masa en el Atlántico en modelos PMIP2, mostraron que éstos tampoco simulaban una some-rización de la celda de circulación asociada a la NADW y que los resultados eran bastante variables entre los modelos analizados. Además, de los estudios de Marzocchi y Jansen (2017) y Muglia y Schmittner (2015) se concluye que la simulación de la función de corriente en el Océano Atlántico con modelos PMIP3 también incluye muchas variaciones inter-modelo, con resultados que son a veces opuestos. De todo esto se desprende entonces que la simulación de la función de corriente meridional de masa no ha mejorado mucho, como conjunto, en PMIP3 en comparación a sus fases anteriores, PMIP2 y PMIP, ni en el Atlántico y ni en el Océano Austral.

Por otra lado, Weber et al. (2007) mostraron perfiles de salinidad promedio en el borde sur del Atlántico ( $30^{\circ}S$ , coincidente con el borde norte del Océano Austral en el sector Atlántico) hechos con modelos PMIP1.5 y PMIP2 y los perfiles que ellos obtienen son en cierta medida diferentes a los obtenidos aquí. Los modelos de la primera fase no logran simular el aumento general de salinidad en el océano durante el UMG en comparación con el PI, y muchos simulan incluso un PI más salino en algunas profundidades de la zona en cuestión. PMIP2 representa una mejora de esos perfiles, mostrando más concordancia en el signo de la diferencia UMG-PI. Sin embargo, la magnitud de la variabilidad inter-modelo es muy grande, en promedio de unos  $0,4 \text{ psu}$  y llegando hasta  $1,5 \text{ psu}$  en algunos casos. Los resultados de PMIP3 en el trabajo actual para  $30^{\circ}S$  siguen mostrando diferencias importantes en los perfiles de salinidad, particularmente el modelo MIROC-ESM que se aleja mucho de los demás, pero poseen en general una magnitud menor con respecto a su predecesor, por lo que se puede considerar que la simulación de salinidad sí mejoró. Cabe destacar en todo caso, que Weber et al. (2007) no ocupa los mismos modelos utilizados aquí, pero de todas maneras se puede hacer la comparación.

Con respecto a la diferencia UMG-PI de la magnitud de la ACC, los modelos en este estudio han mostrado mayor consenso que los modelos de PMIP2 en el estudio de Lynch-Stieglitz et al. (2016), como se muestra en las tablas 5.1 (resumen de las tablas 4.2 y 4.3) y 5.2. Si bien no son los mismos modelos analizados en estos dos estudios (sólo CCSM y MIROC se repiten, aunque en distinta versión), y la forma de calcular la intensidad de la ACC no

exactamente la misma, se puede hacer una comparación general de las diferencias UMG-PI. La mayoría de los modelos PMIP3 analizados aquí concuerdan en el signo de la diferencia de intensidad promedio de la ACC y esto concuerda a su vez con lo esperado para el UMG según la teoría de Toggweiler et al. (2006). En cuanto a la magnitud, la mayoría de ellas varían entre  $\sim 23 - 29 Sv$  menos durante el UMG, excepto en el caso de dos modelos (CCSM4 Y MPI-ESM-P). Por otra parte, los modelos utilizados en el estudio de Lynch-Stieglitz et al. (2016) poseen mayor variabilidad en su resultado UMG-PI en signo y magnitud. El modelo disidente en el trabajo actual, CCSM4 de PMIP3, también posee una diferencia UMG-PI mucho más cercana a la mostrada por el resto de los modelos utilizados aquí (tabla 5.1) en comparación con la diferencia enorme que muestra CCSM3 con respecto al resto de los modelos de utilizados por Lynch-Stieglitz et al. (2016) (tabla 5.2). Considerando estas características, se podría decir que los modelos PMIP3 reducen la divergencia de sus resultados en signo y magnitud (en promedio) en la simulación de la ACC entre los distintos periodos UMG y PI, significando esto una mejora de los modelos PMIP3 con respecto a PMIP2.

| <b>Modelo</b> | <b>UMG</b>      | <b>PI</b>       | <b>UMG-PI</b>   |
|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| CCSM4         | 246,9 <i>Sv</i> | 191,7 <i>Sv</i> | 55,2 <i>Sv</i>  |
| CRNM-CM5      | 81,8 <i>Sv</i>  | 105,2 <i>Sv</i> | -23,4 <i>Sv</i> |
| GISS-E2-R     | 238,0 <i>Sv</i> | 263,9 <i>Sv</i> | -25,9 <i>Sv</i> |
| MIROC-ESM     | 165,5 <i>Sv</i> | 194,7 <i>Sv</i> | -29,2 <i>Sv</i> |
| MPI-ESM-P     | 180,0 <i>Sv</i> | 182,2 <i>Sv</i> | -2,2 <i>Sv</i>  |
| MRI-CGCM3     | 109,4 <i>Sv</i> | 137,2 <i>Sv</i> | -27,8 <i>Sv</i> |

**Tabla 5.1:** Intensidad promedio de la ACC en los modelos PMIP3 analizados en este estudio en los periodos UMG y PI y la diferencia entre estos.

Considerando todos los resultados obtenidos aquí y obtenidos por los otros autores citados se puede concluir que los efectos oceánicos de la hipótesis de Toggweiler et al. (2006) no se cumplen en las simulaciones de los modelos PMIP3 ni éstas coinciden en todos los casos con los proxies paleoclimáticos. Se logran reproducir algunas características interesantes, como la menor intensidad de la ACC durante el UMG o la menor tasa de formación de AABW, sin embargo, los cambios en la circulación meridional esperados según la teoría no son visibles en las simulaciones (y esto es parte importante de la hipótesis). En este sentido, las simulaciones PMIP3, a pesar de mejorar con respecto a su fases anteriores, aún están lejos de simular el clima del pasado de manera más o menos precisa (tomando como referencia los proxies), por lo que la credibilidad de éstos para el presente y especialmente para el pronóstico del futuro también se pone en duda. En los océanos, particularmente en el Océano Austral, parece haber procesos o características cuya dinámica no está bien representada en los modelos PMIP3 y

esta problemática debería ser abordada en fases futuras de PMIP.

| <b>Modelo</b>  | <b>UMG</b>      | <b>PI</b>       | <b>UMG-PI</b>   |
|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| CCSM3          | 355,0 <i>Sv</i> | 213,9 <i>Sv</i> | 141,1 <i>Sv</i> |
| IPSL-CM4-V1-MR | 77,6 <i>Sv</i>  | 56,1 <i>Sv</i>  | 21,5 <i>Sv</i>  |
| MIROC3.2       | 192,5 <i>Sv</i> | 205,6 <i>Sv</i> | -13,1 <i>Sv</i> |
| ECBilt-Clio    | 99,8 <i>Sv</i>  | 113,8 <i>Sv</i> | -14,0 <i>Sv</i> |
| HadCM3M2       | 233,5 <i>Sv</i> | 294,8 <i>Sv</i> | -61,3 <i>Sv</i> |

**Tabla 5.2:** Intensidad promedio de la ACC en los modelos PMIP2 analizados en el estudio de Lynch-Stieglitz et al. (2016) en los periodos UMG y PI y la diferencia entre estos.

Una de las preguntas que se desprende de los resultados obtenidos aquí es cómo mejorar las simulaciones, no sólo del océano sino también las atmosféricas. Las simulaciones de distintas variables de la atmósfera en PMIP3 también han producido algunos resultados opuestos entre modelos y no han podido capturar de buena manera algunos procesos climáticos (Harrison, Bartlein, y Prentice, 2016). En el Océano Austral particularmente, Sun, Eisenman, y Stewart (2018) han propuesto que darle un mayor énfasis a la mezcla diapicna podría mejorar la simulaciones en general, ya que mediante ésta se ejerce buena parte de la influencia y efectos de los forzantes superficiales del Océano Austral sobre otras cuencas y fenómenos físicos como la circulación meridional en el Atlántico. Por su parte, Muglia y Schmittner (2015) son más optimistas en cuanto a los modelos PMIP3 y sugieren que, dada la gran consistencia de sus resultados en cuanto a la circulación meridional del Atlántico, opuestos a lo sugerido por los proxies en muchos casos, podría ser que la interpretación de los datos paleoclimáticos necesitara una reevaluación.

Mejorar la representación de la formación de agua de fondo es un tema pendiente y muy importante en los modelos CMIP5/PMIP3, puesto que la habilidad de simularla adecuadamente es crucial para una predicción/simulación precisa de los cambios en la circulación termohalina, tanto en el Océano Austral como en el resto del planeta (Heuzé et al., 2013). Sin embargo, simular la formación de AABW es un tema bastante complejo en un modelo climático, ya que requiere una representación relativamente precisa de distintos procesos físicos y de la interacción entre ellos, como lo son la formación de agua profunda en las plataformas de hielo, flujos horizontales, mezcla, entrainment y circulación abisal (Doney et al., 1998). Mejoras en la resolución espacial (mayor resolución) y parametrizaciones podrían proveer una mejor representación de estos procesos (De Lavergne et al., 2014; Santos y England, 2008). Asimismo, resulta necesario mejorar la representación de las polinias antárticas en los modelos acoplados, puesto que no son simuladas de manera realista en la actualidad y, dada

su importancia en los procesos de formación de agua profunda, pueden conllevar a una representación incompleta o errónea de la convección profunda y formación de AABW (Marzocchi y Jansen, 2017).

Por otro lado, los efectos de los remolinos de mesoescala son muy importantes en el Océano Austral, tanto en para la circulación meridional, por el importante transporte de masa hacia el sur que llevan a cabo (Howe y Czaja, 2009), como en la dinámica de la ACC. La compensación por remolinos que ocurre en esta zona puede llegar a cancelar, parcial e incluso completamente, las variaciones en la intensidad de la ACC y en la circulación de Ekman asociada, variaciones inducidas en primera instancia por cambios del viento zonal sobre el Océano Austral (Abernathey et al., 2011). Consiguientemente, los cambios esperados en la circulación meridional debido a la variación de los Oestes del hemisferio sur también se verían afectados por esta compensación. Cuánto de los cambios de intensidad de la ACC han de ser contrarrestados por la actividad de remolinos se desconoce y muchos modelos simulan diferentes grados de compensación (Rintoul y Naveira Garabato, 2013). Particularmente, en los modelos CMIP5/PMIP3 los remolinos no son resueltos sino que son parametrizados, dado que su resolución espacial no es lo suficientemente fina para resolverlos y el costo computacional es demasiado alto. Podría ser que este hecho, la no resolución de remolinos, afecte de manera importante al resultado de las simulaciones y la variabilidad entre los modelos (Meijers, 2014), especialmente por el mecanismo de compensación.

A pesar de la importancia de los remolinos en la ACC, no son muchos los estudios que han analizado este tema corriendo modelos climáticos de gran escala que los resuelvan, dadas las complicaciones computacionales asociadas como se mencionó recientemente. Dentro de los que sí lo han hecho, se encuentra el estudio de Bryan, Gent, y Tomas (2014), quienes comparan la simulación del modelo CCSM4, de baja resolución y con remolinos parametrizados, y el modelo CCSM3.5, una versión de alta resolución que sí resuelve remolinos, y se les compara a ambos en la zona del Paso de Drake. Ellos encuentran que, si bien existen algunas diferencias entre las simulaciones, el modelo de baja resolución logra reproducir de manera realista, cualitativa y cuantitativamente, los efectos de los remolinos de mesoescala en grandes escalas espaciales mostrados por la simulación de alta resolución. Sin embargo, se hace hincapié en que los modelos en general deberían utilizar un coeficiente de parametrización de remolinos variable espacialmente, y obviamente correcto, para obtener la respuesta apropiada en la región de a ACC ante cambios del esfuerzo del viento zonal y para que éstos se traduzcan en cambios de circulación meridional en el Océano Austral y el resto del Océano Global.

## 6. Conclusiones

El análisis realizado en el presente estudio, sobre la representación del Océano Austral en modelos CMIP5/PMIP3 en los periodos del Último Máximo Glacial (UMG) y el Preindustrial (PI), ha permitido examinar y constatar varias características sobre las simulaciones escogidas. Primeramente, la validación que compara las simulaciones del PI con datos actuales (reanálisis) permite concluir que las primeras reproducen de buena manera las características asociadas a su periodo climático, aunque se encuentran algunas diferencias entre ambos. Se pudo observar que las simulaciones PI muestran en general salinidades ligeramente menores o iguales a las mostradas por el reanálisis, así como también temperaturas menores, particularmente cerca de la superficie. De todas formas, muchas de estas diferencias resultaron no significativas al 95 %, principalmente en el sector Atlántico del Océano Austral en el caso de la salinidad y en los sectores Atlántico e Índico para el caso de la temperatura. La velocidad horizontal, por su parte, evidencia una alta variabilidad intermodelo, tanto en la magnitud observada sus mapas horizontales, en los perfiles verticales de velocidad zonal analizados y en la significancia de las diferencias calculadas, aunque se observa una pequeña tendencia a valores de mayor magnitud en el PI que en el reanálisis, más clara en algunos caso que en otros. Lo anterior coincide con el resultado del análisis del transporte zonal, el cual permitió ver que la mayoría de los modelos simula un mayor transporte en el PI que el reanálisis en gran parte de las longitudes.

Por otra parte, la comparación de salinidad de las simulaciones UMG y PI de los modelos PMIP3 analizados ha mostrado distintos resultados, tanto en el signo de la diferencia UMG-PI y como en su magnitud, dependiendo al mismo tiempo de la latitud y profundidad analizada. La mayoría de los modelos muestra perfiles promedio bastante similares en los tres sectores del Océano Austral (Atlántico, Índico y Pacífico) en 30°S mientras que en 60°S existe mayor variabilidad (pero de todos modos los perfiles siguen siendo similares). Los perfiles verticales en 30°S evidencian una disminución de la salinidad a baja profundidad en el UMG, mientras que a mayor profundidad las diferencias de salinidad UMG-PI suelen ser positivas (mayor salinidad en el UMG). En 60°S la mayoría de los modelos muestra principalmente diferencias positivas en todo el perfil, siendo éstas más pronunciadas cerca de la superficie. Por otra parte, el análisis meridional de la salinidad permitió observar un aumento de salinidad para el UMG de las masas de agua profunda formadas alrededor de Antártica (AABW) y una disminución o mantención de salinidad de las masas de agua provenientes del Atlántico Norte (CDW en el Océano Austral), con respecto al PI. Esta característica indicaría que el

contraste de salinidad entre estas masas de agua se vería reducido o incluso invertido con respecto a la actualidad (donde AABW < CDW). Además, se destaca que prácticamente la totalidad de las diferencias de salinidad resultaron significativas, tanto para los perfiles promedio como para las secciones meridionales.

La temperatura potencial, por su lado, es simulada menor para el UMG de manera generalizada por todos los modelos en prácticamente todas las profundidades y sectores del Océano Austral, lo cual es concordante con lo esperado. Si bien es cierto que la mayoría coincide en el signo de la diferencia UMG-PI (negativo), la magnitud de ésta varía bastante de modelo a modelo, especialmente en los 60°S y cerca de la superficie. La forma de los perfiles verticales suele ser bastante similar en los 30°S en los tres sectores, variando un poco más en el caso de los 60°S difieren, aunque las diferencias resultaron significativas en casi todos las profundidades de ambas latitudes. Comparando con sus predecesores PMIP2 y PMIP, se podría decir que la variabilidad intermodelo ha disminuido, tanto en temperatura potencial como también en salinidad, por lo que habría una mejora en la simulación de estas variables en los modelos PMIP3 como conjunto.

El análisis de las diferencias UMG-PI de la velocidad horizontal, principalmente zonal, muestra resultados variados. Los perfiles de velocidad zonal indican que esta variable era en general de menor magnitud en el UMG que en el PI cerca o en la superficie, mientras que a mayor profundidad las diferencias UMG-PI disminuyen notablemente su magnitud, así como también la cantidad de diferencias significativas. Además, para algunos modelos hay una alta variabilidad de las diferencias UMG-PI en los tres sectores del Océano Austral, así como también para el conjunto de modelos dentro de un mismo sector. Por su parte, el análisis del transporte zonal coincide con la conclusión anterior y muestra que la diferencia UMG-PI es en general negativa (en cinco de seis modelos, aunque significativa en cuatro de ellos), es decir, habría un menor transporte zonal durante el UMG. Luego, la mayoría de estos modelos indica que la ACC era en promedio menos intensa en el periodo glacial, comparado con el PI, lo cual concuerda cualitativamente con un corrimiento hacia el ecuador de los Oestes del hemisferio sur para ese periodo (o un debilitamiento de éstos), propuesto teóricamente por Toggweiler et al. (2006) y evidenciado en simulaciones de algunos modelos PMIP3 (Liu et al., 2015). No obstante, la magnitud de estas diferencias de transporte es también muy variable de modelo a modelo, pudiendo ser unas incluso el doble que otras en algunas longitudes.

En cuanto a la función de corriente meridional de masa en el Océano Austral, la diferencia entre el UMG y PI no es muy clara. De los cuatro modelos analizados, algunas simulaciones muestran cambios leves de intensidad en la circulación meridional (traducidas de cambios en el gradiente vertical de la función de corriente), algunos indicando una ligera intensificación para el UMG, otros una ligera disminución y otros sin cambios. Además, en los casos en que se aprecian diferencias, éstas no ocurren necesariamente en la misma profundidad o latitud y en muchos casos no son significativas. Sumado a lo anterior, no se aprecia una variación clara de la profundidad de las ramas de transporte hacia el norte y hacia el sur de la circulación

meridional del Océano Austral durante el UMG y el PI, ni tampoco en su forma. Luego, no se puede concluir que la función de corriente meridional (la circulación meridional promedio) fuese realmente distinta en estos dos periodos según los modelos PMIP3 analizados. Por otra parte, la tasa de formación de agua profunda alrededor de Antártica (AABW) no presenta un consenso en todos los modelos analizados, ya que uno de ellos indica un aumento de ella en el UMG con respecto al PI, otro una disminución y los otros dos una variación nula o no significativa.

La hipótesis de Toggweiler et al. (2006) a verificar en este estudio considera que los cambios en la ACC durante el UMG y su traducción a la circulación meridional en el Océano Austral (y desde ahí al resto del Océano Global, especialmente al Atlántico), son los que provocarían en definitiva el desencadenamiento de un periodo glacial, particularmente del UMG, o al menos representan un forzante importante. Si bien es cierto que los modelos PMIP3 analizados simulan en su mayoría una disminución de la intensidad de la ACC durante el UMG, concordante con la teoría de Toggweiler et al. (2006), ésta no se traduce en cambios claros sobre la circulación meridional que promuevan el aislamiento de la profundidad del océano y la acumulación de  $CO_2$  en la zona. En los casos donde el cambio de la tasa de formación de agua profunda es negativo (o incluso igual) sí se podría apoyar la idea de un mayor aislamiento, sin embargo, dado que la circulación meridional involucra mayor cantidad de masa y toma/liberación de  $CO_2$  desde/hacia la atmósfera, su importancia relativa para el aislamiento de las profundidades es mayor. Por esto, se concluye que los modelos PMIP3 no demuestran la hipótesis de Toggweiler et al. (2006), aún cuando se la tome sólo como uno de los desencadenantes, y no el único, del periodo UMG.

Aparte de no demostrar la hipótesis considerada en este estudio, al menos en la parte de circulación meridional, los modelos PMIP3 tampoco cumplen en algunos casos con los cambios de otras características en el UMG sugeridos por proxies paleoclimáticos. En otros estudios se ha visto que estos modelos no reproducen, por ejemplo, una somerización de la rama de la circulación en el Atlántico asociada a la NADW ni tampoco un mayor volumen de AABW en las profundidades (Marzocchi y Jansen, 2017; Muglia y Schmittner, 2015), resultados que han sido propuestos por autores como Adkins (2013); Curry y Oppo (2005); Ferrari et al. (2014); Gebbie (2014); Lund et al. (2011); Lynch-Stieglitz (2017); Sigman et al. (2010), entre otros más. Sin embargo, en cuanto a los cambios de intensidad de la ACC en el UMG, los datos paleoclimáticos no del todo claros en sus resultados, por lo que decir si los modelos coinciden o no con ellos no es posible por el momento.

Finalmente, según todo lo mencionado anteriormente, queda al descubierto que aún falta mucho trabajo por hacer con respecto la reproducción del Océano Austral y sus variaciones mediante modelos climáticos de circulación general. La amplia variabilidad observada en los resultados de los modelos CMIP5/PMIP3 analizados hace incapié en la necesidad de mejorar la representación de la circulación oceánica, particularmente de la Circulación Meridional Global, cuyos efectos son un importante modelador del clima del planeta. De esta manera,



se mejoraría el desempeño no sólo de las simulaciones pasadas y presentes, sino también de las futuras, cuya confiabilidad resulta particularmente importante para CMIP, dado que los modelos asociados a este proyecto son los principales utilizados a la hora de realizar proyecciones en el escenario de cambio climático actual. Para la próxima fase de CMIP, CMIP6, la cual se encuentra en proceso de liberación de resultados, se han creado varios subproyectos con el fin de analizar y experimentar en mayor medida con los distintos componentes del sistema climático, en particular para la componente oceánica. El subproyecto asociado a ésta, OMIP (*Ocean Model Intercomparison Project*), ya menciona en su diseño mejoras con respecto a CMIP5, detalladas en (Griffies et al., 2016), en particular para el Océano Austral, por lo que se espera que las simulaciones puedan representarlo de manera más precisa.

# Bibliografía

Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kageyama, M., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lambeck, K., ... others (2015). Ice-sheet configuration in the CMIP5/PMIP3 Last Glacial Maximum experiments. *Geoscientific Model Development*, 8(11), 3621–3637.

Abernathey, R., Marshall, J., y Ferreira, D. (2011). The dependence of Southern Ocean meridional overturning on wind stress. *Journal of Physical Oceanography*, 41(12), 2261–2278.

Adkins, J. F. (2013). The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. *Paleoceanography*, 28(3), 539–561.

Anderson, R., Ali, S., Bradtmiller, L., Nielsen, S., Fleisher, M., Anderson, B., y Burckle, L. (2009). Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science*, 323(5920), 1443–1448.

Annan, J., y Hargreaves, J. (2013). A new global reconstruction of temperature changes at the Last Glacial Maximum. *Climate of the Past*, 9(1), 367–376.

Argus, D. F., y Peltier, W. R. (2010). Constraining models of postglacial rebound using space geodesy: a detailed assessment of model ICE-5G (VM2) and its relatives. *Geophysical Journal International*, 181(2), 697–723.

Avsa. (2009). *Conveyor belt*. Descargado de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Conveyor\\_belt.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Conveyor_belt.svg) (Wikimedia Commons; recuperado el 27 de Mayo, 2019.)

Behringer, D., y Xue, Y. (2004). Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. En *Proc. eighth symp. on integrated observing and assimilation systems for atmosphere, oceans, and land surface*.

Bouttes, N., Paillard, D., y Roche, D. (2010). Impact of brine-induced stratification on the glacial carbon cycle. *Climate of the Past*, 6(5), 575–589.

Braconnot, P., Harrison, S. P., Otto-Bliesner, B., Abe-Ouchi, A., Jungclauss, J., y Peterschmitt, J.-Y. (2011). The paleoclimate modeling intercomparison project contribution to CMIP5. *CliVAR Exchanges*, 56(16), 15–19.

- Broecker, W. (1987). *The biggest chill: When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold; Could it happen again?* (Vol. 96). American Museum of Natural History.
- Bryan, F. O., Danabasoglu, G., Nakashiki, N., Yoshida, Y., Kim, D.-H., Tsutsui, J., y Doney, S. C. (2006). Response of the North Atlantic thermohaline circulation and ventilation to increasing carbon dioxide in CCSM3. *Journal of Climate*, 19(11), 2382–2397.
- Bryan, F. O., Gent, P. R., y Tomas, R. (2014). Can Southern Ocean eddy effects be parameterized in climate models? *Journal of Climate*, 27(1), 411–425.
- Bullister, J. L., Rhein, M., y Mauritzen, C. (2013). Chapter 10 - Deepwater Formation. En G. Siedler, S. M. Griffies, J. Gould, y J. A. Church (Eds.), *Ocean circulation and climate* (Vol. 103, p. 227 - 253). Academic Press. doi: doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00018-0>
- Chavaillaz, Y., Codron, F., y Kageyama, M. (2013). Southern westerlies in LGM and future (RCP4. 5) climates. *Climate of the Past*, 9(2), 517–524.
- Curry, W. B., y Oppo, D. W. (2005). Glacial water mass geometry and the distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  of  $\sigma\text{CO}_2$  in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 20(1).
- Danabasoglu, G., Bates, S. C., Briegleb, B. P., Jayne, S. R., Jochum, M., Large, W. G., . . . Yeager, S. G. (2012). The CCSM4 ocean component. *Journal of Climate*, 25(5), 1361–1389.
- De Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., y Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C12).
- De Lavergne, C., Palter, J. B., Galbraith, E. D., Bernardello, R., y Marinov, I. (2014). Cessation of deep convection in the open Southern Ocean under anthropogenic climate change. *Nature Climate Change*, 4(4), 278.
- Doney, S. C., y Hecht, M. W. (2002). Antarctic bottom water formation and deep-water chlorofluorocarbon distributions in a global ocean climate model. *Journal of Physical Oceanography*, 32(6), 1642–1666.
- Doney, S. C., Large, W. G., y Bryan, F. O. (1998). Surface ocean fluxes and water-mass transformation rates in the coupled NCAR Climate System Model. *Journal of Climate*, 11(6), 1420–1441.
- Ferrari, R., Jansen, M. F., Adkins, J. F., Burke, A., Stewart, A. L., y Thompson, A. F. (2014). Antarctic sea ice control on ocean circulation in present and glacial climates. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(24), 8753–8758.
- Gebbie, G. (2014). How much did glacial North Atlantic water shoal? *Paleoceanography*, 29(3), 190–209.

- Griffies, S. M., Danabasoglu, G., Durack, P. J., Adcroft, A. J., Balaji, V., Boning, C. W., ... others (2016). OMIP contribution to CMIP6: experimental and diagnostic protocol for the physical component of the Ocean Model Intercomparison Project. *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3231–3296.
- Harrison, S. P., Bartlein, P. J., y Prentice, I. C. (2016). What have we learnt from palaeoclimate simulations? *Journal of Quaternary Science*, 31(4), 363–385.
- Hartmann, D. L. (2016). *Global Physical Climatology*. Elsevier.
- Hawkins, E., Ortega, P., Suckling, E., Schurer, A., Hegerl, G., Jones, P., ... others (2017). Estimating changes in global temperature since the preindustrial period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(9), 1841–1856.
- Heuzé, C. (2017). North Atlantic deep water formation and AMOC in CMIP5 models. *Ocean Science*, 13(4), 609–622.
- Heuzé, C., Heywood, K. J., Stevens, D. P., y Ridley, J. K. (2013). Southern Ocean bottom water characteristics in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 40(7), 1409–1414.
- Howe, N. (2008). The impact of air-sea fluxes on the thermohaline circulation. *Weather*, 63(8), 236–239.
- Howe, N., y Czaja, A. (2009). A new climatology of air-sea density fluxes and surface water mass transformation rates constrained by WOCE. *Journal of Physical Oceanography*, 39(6), 1432–1447.
- Iudicone, D., Madec, G., Blanke, B., y Speich, S. (2008). The role of Southern Ocean surface forcings and mixing in the global conveyor. *Journal of Physical Oceanography*, 38(7), 1377–1400.
- Jansen, M. F. (2017). Glacial ocean circulation and stratification explained by reduced atmospheric temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(1), 45–50.
- Jansen, M. F., y Nadeau, L.-P. (2016). The effect of Southern Ocean surface buoyancy loss on the deep-ocean circulation and stratification. *Journal of Physical Oceanography*, 46(11), 3455–3470.
- Kim, S.-J., Kim, J.-W., y Kim, B.-M. (2015). Last Glacial Maximum climate over Korean Peninsula in PMIP3 simulations. *Quaternary international*, 384, 52–81.
- Kohfeld, K., Graham, R., De Boer, A., Sime, L., Wolff, E., Le Quéré, C., y Bopp, L. (2013). Southern hemisphere westerly wind changes during the last glacial maximum: paleo-data synthesis. *Quaternary Science Reviews*, 68, 76–95.
- Kuhlbrodt, T., Griesel, A., Montoya, M., Levermann, A., Hofmann, M., y Rahmstorf, S.

- (2007). On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Reviews of Geophysics*, 45(2).
- Lambeck, K., Purcell, A., Zhao, J., y Svensson, N.-O. (2010). The Scandinavian ice sheet: from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum. *Boreas*, 39(2), 410–435.
- Lebedev, K. V. (2018). Modeling study of the Antarctic Circumpolar Current variability based on Argo data. En *The ocean in motion* (pp. 487–493). Springer.
- Le Quéré, C., Rödenbeck, C., Buitenhuis, E. T., Conway, T. J., Langenfelds, R., Gomez, A., ... others (2007). Saturation of the Southern Ocean CO<sub>2</sub> sink due to recent climate change. *Science*, 316(5832), 1735–1738.
- Liu, W., Lu, J., Leung, L. R., Xie, S.-P., Liu, Z., y Zhu, J. (2015). The de-correlation of westerly winds and westerly-wind stress over the Southern Ocean during the Last Glacial Maximum. *Climate Dynamics*, 45(11-12), 3157–3168.
- Lund, D., Adkins, J., y Ferrari, R. (2011). Abyssal Atlantic circulation during the Last Glacial Maximum: Constraining the ratio between transport and vertical mixing. *Paleoceanography*, 26(1).
- Lynch-Stieglitz, J. (2017). The Atlantic Meridional Overturning Circulation and Abrupt Climate Change. *Annual review of Marine Science*, 9, 83–104.
- Lynch-Stieglitz, J., Ito, T., y Michel, E. (2016). Antarctic density stratification and the strength of the circumpolar current during the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 31(5), 539–552.
- Marshall, J., y Speer, K. (2012). Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geoscience*, 5(3), 171.
- Marsland, S. J., Haak, H., Jungclaus, J. H., Latif, M., y Röske, F. (2003). The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean modelling*, 5(2), 91–127.
- Marzocchi, A., y Jansen, M. F. (2017). Connecting Antarctic sea ice to deep-ocean circulation in modern and glacial climate simulations. *Geophysical Research Letters*, 44(12), 6286–6295.
- Matsumoto, K., Lynch-Stieglitz, J., y Anderson, R. F. (2001). Similar glacial and Holocene Southern Ocean hydrography. *Paleoceanography*, 16(5), 445–454.
- Mayewski, P. A., Meredith, M., Summerhayes, C., Turner, J., Worby, A., Barrett, P., ... others (2009). State of the Antarctic and Southern Ocean climate system. *Reviews of Geophysics*, 47(1).
- Mazaud, A., Michel, E., Dewilde, F., y Turon, J. (2010). Variations of the Antarctic Cir-

cumpolar Current intensity during the past 500 ka. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(8).

McCave, I., Crowhurst, S., Kuhn, G., Hillenbrand, C., y Meredith, M. (2013). Minimal change in Antarctic Circumpolar Current flow speed between the last glacial and Holocene. *Nature geoscience*, 7(2), 113.

Meijers, A. (2014). The Southern Ocean in the coupled model intercomparison project phase 5. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 372(2019), 20130296.

Miller, M., Adkins, J., Menemenlis, D., y Schodlok, M. (2012). The role of ocean cooling in setting glacial southern source bottom water salinity. *Paleoceanography*, 27(3).

Muglia, J., y Schmittner, A. (2015). Glacial Atlantic overturning increased by wind stress in climate models. *Geophysical Research Letters*, 42(22), 9862–9868.

Olbers, D., y Visbeck, M. (2005). A model of the zonally averaged stratification and overturning in the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 35(7), 1190–1205.

Oppo, D., y Curry, W. (2012). Deep Atlantic circulation during the Last Glacial Maximum and deglaciation. *Nat. Educ. Knowl*, 3(10), 1.

Orsi, A. H., Johnson, G., y Bullister, J. (1999). Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, 43(1), 55–109.

Orsi, A. H., Whitworth III, T., y Nowlin Jr, W. D. (1995). On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(5), 641–673.

Otto-Bliesner, B., Hewitt, C., Marchitto, T., Brady, E., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., . . . Weber, S. (2007). Last Glacial Maximum ocean thermohaline circulation: PMIP2 model intercomparisons and data constraints. *Geophysical Research Letters*, 34(12).

Rintoul, S. R., y Naveira Garabato, A. C. (2013). Chapter 18 - Dynamics of the Southern Ocean circulation. En G. Siedler, S. M. Griffies, J. Gould, y J. A. Church (Eds.), *Ocean circulation and climate* (Vol. 103, p. 471 - 492). Academic Press. doi: doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00018-0>

Rojas, M. (2013). Sensitivity of Southern Hemisphere circulation to LGM and 4×CO<sub>2</sub> climates. *Geophysical Research Letters*, 40(5), 965–970.

Rojas, M., Moreno, P., Kageyama, M., Crucifix, M., Hewitt, C., Abe-Ouchi, A., . . . Hope, P. (2009). The Southern Westerlies during the last glacial maximum in PMIP2 simulations. *Climate Dynamics*, 32(4), 525–548.

Ruddiman, W. F. (2001). *Earth's Climate*. Macmillan.

- Russell, J. L., Stouffer, R. J., y Dixon, K. W. (2006). Intercomparison of the Southern Ocean circulations in IPCC coupled model control simulations. *Journal of Climate*, 19(18), 4560–4575.
- Sallée, J.-B., Shuckburgh, E., Bruneau, N., Meijers, A. J., Bracegirdle, T. J., Wang, Z., y Roy, T. (2013). Assessment of southern ocean water mass circulation and characteristics in CMIP5 models: Historical bias and forcing response. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4), 1830–1844.
- Santoso, A., y England, M. H. (2008). Antarctic Bottom Water variability in a coupled climate model. *Journal of Physical Oceanography*, 38(9), 1870–1893.
- Sigman, D. M., Hain, M. P., y Haug, G. H. (2010). The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Nature*, 466(7302), 47.
- Sijp, W. P., y England, M. H. (2008). The effect of a northward shift in the southern hemisphere westerlies on the global ocean. *Progress in Oceanography*, 79(1), 1–19.
- Sime, L. C., Kohfeld, K. E., Le Quéré, C., Wolff, E. W., de Boer, A. M., Graham, R. M., y Bopp, L. (2013). Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: model-data comparison. *Quaternary Science Reviews*, 64, 104–120.
- Sokolov, S., y Rintoul, S. R. (2009). Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 1. Mean circumpolar paths. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11).
- Speer, K., Rintoul, S. R., y Sloyan, B. (2000). The diabatic Deacon Cell. *Journal of Physical Oceanography*, 30(12), 3212–3222.
- Stocker, T. (2014). *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Stouffer, R. J., Yin, J., Gregory, J., Dixon, K., Spelman, M., Hurlin, W., ... others (2006). Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *Journal of Climate*, 19(8), 1365–1387.
- Sueyoshi, T., Ohgaito, R., Yamamoto, A., Chikamoto, M., Hajima, T., Okajima, H., ... others (2013). Set-up of the PMIP3 paleoclimate experiments conducted using an Earth System Model, MIROC-ESM. *Geoscientific Model Development*, 6(3), 819–836.
- Sun, S., Eisenman, I., y Stewart, A. L. (2016). The influence of Southern Ocean surface buoyancy forcing on glacial-interglacial changes in the global deep ocean stratification. *Geophysical Research Letters*, 43(15), 8124–8132.
- Sun, S., Eisenman, I., y Stewart, A. L. (2018). Does Southern Ocean surface forcing shape the global ocean overturning circulation? *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2413–2423.

- Talley, L. D., Pickard, G., Emery, W., y Swift, J. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Elsevier, Amsterdam.
- Tarasov, L., Dyke, A. S., Neal, R. M., y Peltier, W. R. (2012). A data-calibrated distribution of deglacial chronologies for the North American ice complex from glaciological modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 315, 30–40.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., y Meehl, G. A. (2009). *A summary of the CMIP5 experiment design*.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., y Meehl, G. A. (2012). *An overview of the CMIP5 experiment design* (Vol. 93) (n.º 4). American Meteorological Society.
- Thompson, A. F. (2008). The atmospheric ocean: eddies and jets in the Antarctic Circumpolar Current. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 366(1885), 4529–4541.
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., y Carson, S. R. (2006). Midlatitude westerlies, atmospheric CO<sub>2</sub>, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21(2).
- Vallis, G. K. (2012). *Climate and the oceans*. Princeton University Press.
- Watson, A. J., y Naveira Garabato, A. C. (2006). The role of Southern Ocean mixing and upwelling in glacial-interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> change. *Tellus B*, 58(1), 73–87.
- Watson, A. J., Vallis, G. K., y Nikurashin, M. (2015). Southern Ocean buoyancy forcing of ocean ventilation and glacial atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature Geoscience*, 8(11), 861.
- Weber, S., Drijfhout, S., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Eby, M., Ganopolski, A., . . . Peltier, W. (2007). The modern and glacial overturning circulation in the Atlantic ocean in PMIP coupled model simulations. *Climate of the Past*, 3(1), 51–64.
- Wunsch, C. (2002). What is the thermohaline circulation? *Science*, 298(5596), 1179–1181.
- Xiao-Ge, X., Tong-Wen, W., y Jie, Z. (2013). Introduction of CMIP5 experiments carried out with the climate system models of Beijing Climate Center. *Advances in climate change research*, 4(1), 41–49.
- Zhang, X., Lohmann, G., Knorr, G., y Xu, X. (2013). Different ocean states and transient characteristics in Last Glacial Maximum simulations and implications for deglaciation. *Climate of the Past*, 9(5), 2319.



# Apéndice A

A continuación se presenta una explicación simple sobre el cálculo de función de corriente meridional de masa  $\psi$  y la relación de su gradiente vertical con la velocidad meridional. Recordamos que esta variable se define por la siguiente ecuación:

$$\psi = - \int_{x_a}^{x_b} \int_{-H}^z \rho v \, dz \, dx$$

Donde  $\rho$  es la densidad,  $v$  la velocidad meridional,  $x$  es la longitud y  $z$  es la profundidad (negativa). Luego, lo que esta ecuación representa es la cantidad de masa transportada meridionalmente (asociada a la velocidad  $v$ ) desde el fondo oceánico ( $-H$ ) hasta una profundidad  $z$  dada e integrada entre los límites longitudinales  $x_a$  y  $x_b$ . Entonces, para a una longitud particular  $x$  la ecuación anterior se puede escribir:

$$\psi^x = - \int_{-H}^z \rho v \, dz$$

Para ejemplificar, se desarrollará la integral anterior de manera discreta por la regla del trapecio utilizando la información mostrada en la figura A.1. Entonces, para las dos capas inferiores  $m$  y  $m - 1$ , entre los niveles  $(n, n - 1)$  y  $(n - 1, n - 2)$ , respectivamente, se tiene:

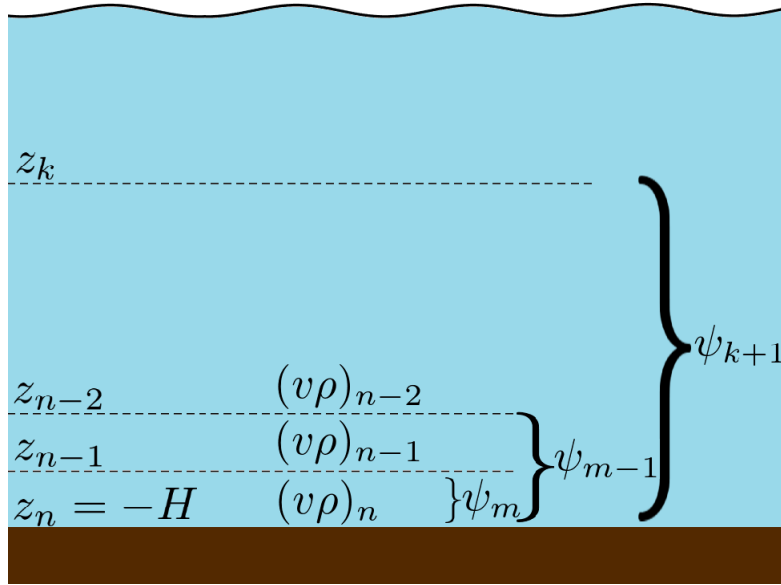
$$\begin{aligned} \psi_m &= - \frac{(\rho v)_{n-1} + (\rho v)_n}{2} (z_{n-1} - z_n) = - \frac{(\rho v)_{n-1} + (\rho v)_n}{2} \underbrace{(z_{n-1} + H)}_{\text{positivo}} \\ \psi_{m-1} &= - \frac{(\rho v)_{n-1} + (\rho v)_n}{2} (z_{n-1} + H) - \frac{(\rho v)_{n-2} + (\rho v)_{n-1}}{2} (z_{n-2} - z_{n-1}) \end{aligned}$$

Calculando la diferencia entre ellos (desde menor a mayor profundidad):

$$\Delta\psi = \psi_{m-1} - \psi_m = -\frac{(\rho v)_{n-2} + (\rho v)_{n-1}}{2} (z_{n-2} - z_{n-1}) = -\frac{(\rho v)_{n-2} + (\rho v)_{n-1}}{2} \Delta z$$

$$\Rightarrow \frac{\Delta\psi}{\Delta z} = -\frac{(\rho v)_{n-2} + (\rho v)_{n-1}}{2}$$

El resultado anterior muestra claramente que el gradiente vertical desde mayor a menor profundidad (desde abajo hacia arriba) de la función de corriente de masa tiene el signo contrario a la velocidad meridional promedio (o bien el transporte meridional promedio) en la capa donde se calcula el gradiente. Asimismo, si el gradiente se considera en sentido inverso, es decir, desde menor a mayor profundidad ( $\Delta z$  negativo, desde arriba hacia abajo), el gradiente tendrá el mismo signo que la velocidad meridional promedio. Luego, si el gradiente vertical cambia de signo, el transporte promedio en esa capa también lo hará.



**Figura A.1:** Esquema de los niveles verticales ( $z$ ), densidades y velocidades meridionales ( $\rho v$ ) que se utilizan para el cálculo de la función de corriente meridional de masa en cada capa ( $\psi$ ).

# Apéndice B

A continuación se presentarán distintos mapas de salinidad, temperatura potencial y velocidad horizontal en el Océano Austral en tres profundidades (superficie,  $\sim 1000\ m$  y  $\sim 3000\ m$ ) y mostrados como la diferencia entre las simulaciones del Preindustrial y el Reanálisis GODAS (PI-RA) y la simulación del Último Máximo Glacial con la simulación Preindustrial (UMG-PI) para los modelos PMIP3 utilizados en este estudio. Además, se presentarán los valores promedio de los campos salinidad y temperatura potencial (total, en 3 dimensiones) de los modelos y reanálisis para comparar estos valores entre RA y PI y entre las simulaciones UMG (con salinidad corregida) y PI para la región del Océano Austral (no se muestran para la velocidad horizontal ya que ésta es altamente variable espacialmente, particularmente cerca de la superficie).

## B.1. Preindustrial y Reanálisis

Primeramente, en la tabla B.1 se muestran los valores medios de los campos de salinidad y temperatura potencial del reanálisis GODAS y los modelos PMIP3. La media de salinidad de los modelos es bastante parecida a la del reanálisis, teniendo la mitad de los modelos una salinidad promedio ligeramente menor que la del reanálisis y la otra mitad ligeramente superior o igual. El promedio de las diferencias PI-RA de todos los modelos es de  $-0,1\ psu$ , siendo la media del modelo CNRM-CM5 la que más aporta al signo negativo de este valor. Por su parte, la media de temperatura potencial de los modelos presenta mayores diferencias con respecto a la del reanálisis, siendo los primeros siempre más fríos que el segundo (particularmente CCSM4). Las diferencias promedio PI-RA van desde los  $-0,35^\circ\text{C}$  hasta los  $-1,40^\circ\text{C}$ , con una media de  $-0,77^\circ\text{C}$ , lo cual confirma que los modelos son más fríos que el reanálisis.

Por otra parte, en las figuras B.1, B.2 y B.3 se muestran, respectivamente, los mapas de diferencia de salinidad PI-RA en superficie, 1000 y 3000 metros de profundidad. En superficie se podría decir que en promedio las diferencias tienden a ser más bien negativas, es decir, que el reanálisis posee una mayor salinidad que la simulación PI, aunque existe

| Modelo           | Media salinidad (psu) | Media temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ) |
|------------------|-----------------------|--|
| Reanálisis GODAS | 34,54                 | 5,34   |
| CCSM4            | 34,38                 | 3,94   |
| CNRM-CM5         | 34,19                 | 4,47   |
| GISS-E2-R        | 34,57                 | 4,36   |
| MIROC-ESM        | 34,53                 | 4,69   |
| MPI-ESM-P        | 34,54                 | 4,97   |
| MRI-CGCM3        | 34,45                 | 4,99   |

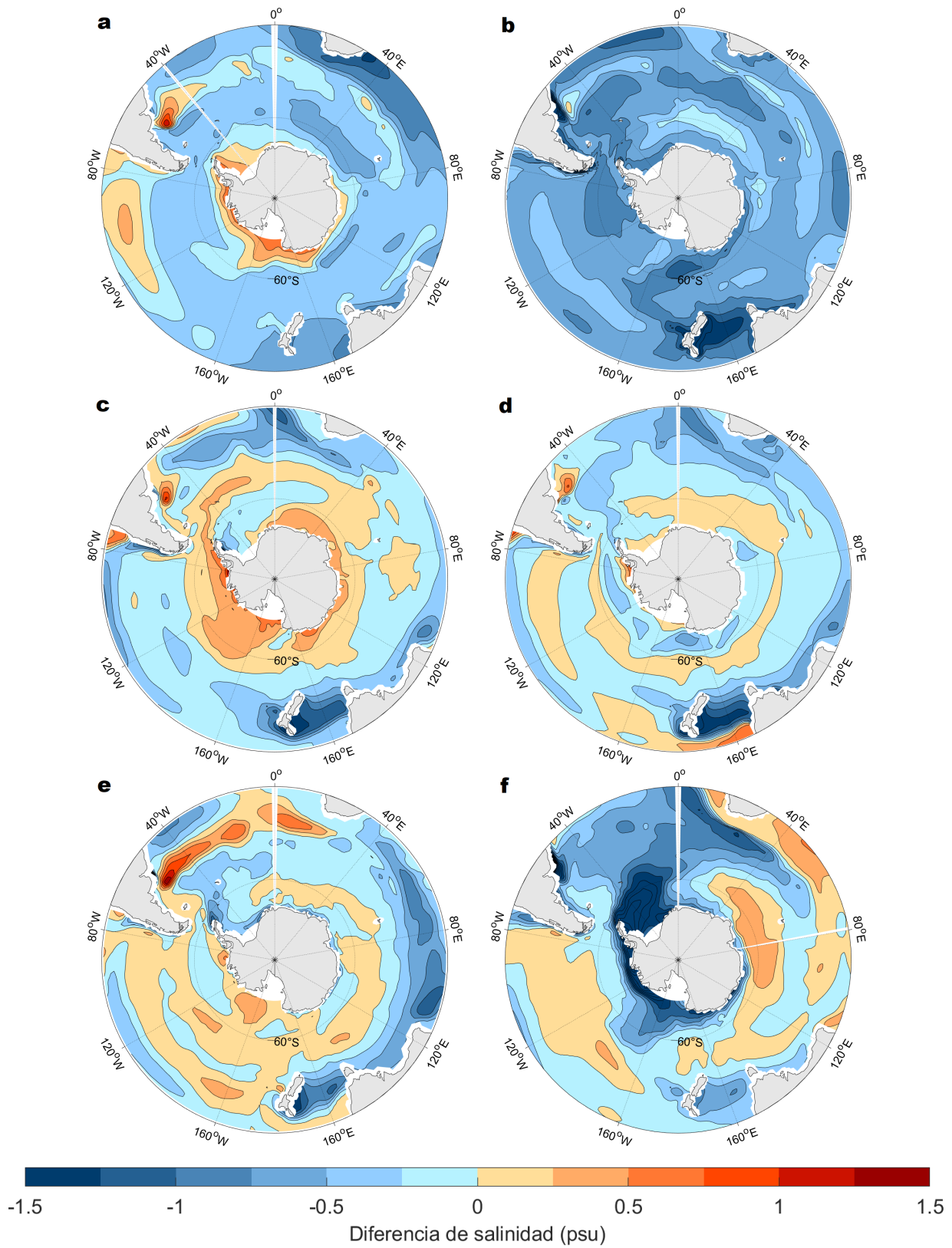
**Tabla B.1:** Media de los campos de salinidad y temperatura potencial en el Océano Austral según el reanálisis GODAS y las simulaciones PI de los modelos PMIP3 utilizados en este estudio.

mucha variabilidad espacial y de magnitud de las mismas. Por ejemplo, CNRM-CM5 muestra casi exclusivamente valores negativos, mientras que MPI-ESM-P o GISS-E2-R muestran aproximadamente un equilibrio entre sus diferencias positivas y negativas. A 1000 *m* de profundidad, las diferencias son de menor magnitud que en el caso superficial y muy variables de modelo a modelo, pareciendo no haber una tendencia definida en el signo de éstas. En algunos modelos y zonas las diferencias pueden ser opuestas, como sucede con CCSM4, el cual posee diferencias positivas alrededor de Antártica y negativas en latitudes menores, en comparación con GISS-E2-R o MPI-ESM-P que muestran lo contrario. Ya en los 3000 *m* de profundidad, las diferencias son aun menores en magnitud que en el caso anterior pero se mantiene la notable variabilidad intermodelo.

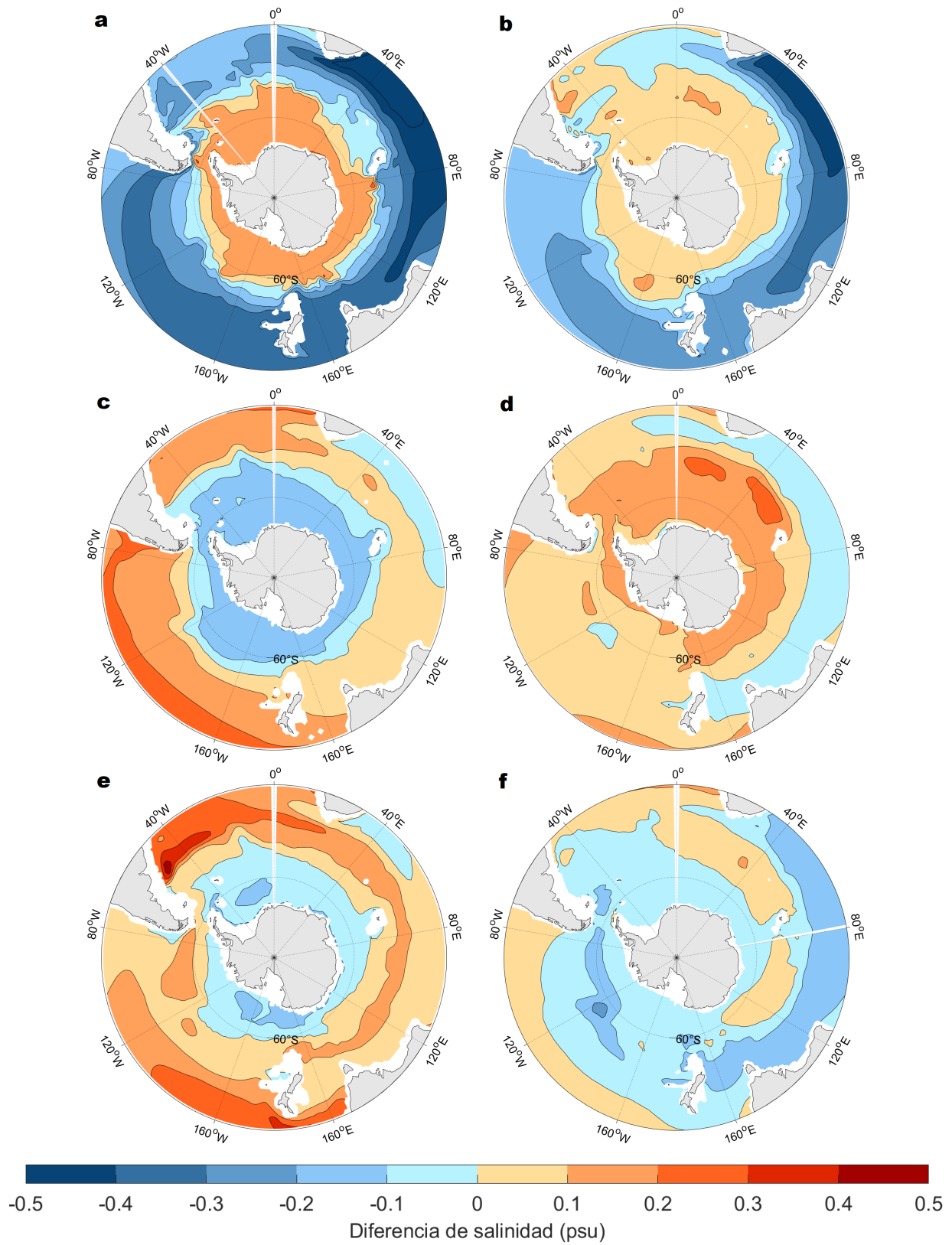
En el caso de la temperatura potencial, los mapas de diferencia PI-RA en superficie, 1000 y 3000 metros de profundidad se muestran en las figuras B.4, B.5 y B.6. En superficie los campos de diferencias son notoriamente distintos entre sí, en su distribución espacial, magnitud y signo, siendo éste opuesto en muchos casos y zonas. Por ejemplo, de manera similar al caso de la salinidad, el modelo CCSM4 muestra diferencias de signo contrario a las mostradas por MRI-CGCM3 alrededor de los  $60^{\circ}\text{S}$ , mientras que otros modelos muestran resultados semejantes (como MPI-ESM-P y MIROC-ESM). A 1000 *m* de profundidad es muy llamativo el caso de GISS-E2-R Y MPI-ESM-P, los cuales muestran diferencias positivas y de gran magnitud en comparación a los demás modelos, siendo sus campos también similares espacialmente. Para esta profundidad, se podría decir que en general las diferencias tienden a ser más positivas que negativas, es decir, que los modelos poseen temperaturas más cálidas que el reanálisis (aunque hay excepciones como CCSM4). Para los 3000 *m* de profundidad las diferencias de temperatura son bastante más homogéneas espacialmente, excepto para

el modelo GISS-E2-R cuyo campo a 3000 m es muy similar al de 1000 m. Nuevamente, las diferencias son en promedio más bien positivas, siendo CCSM4 el modelo que más discrepa de esto (posee más valores negativos que los demás).

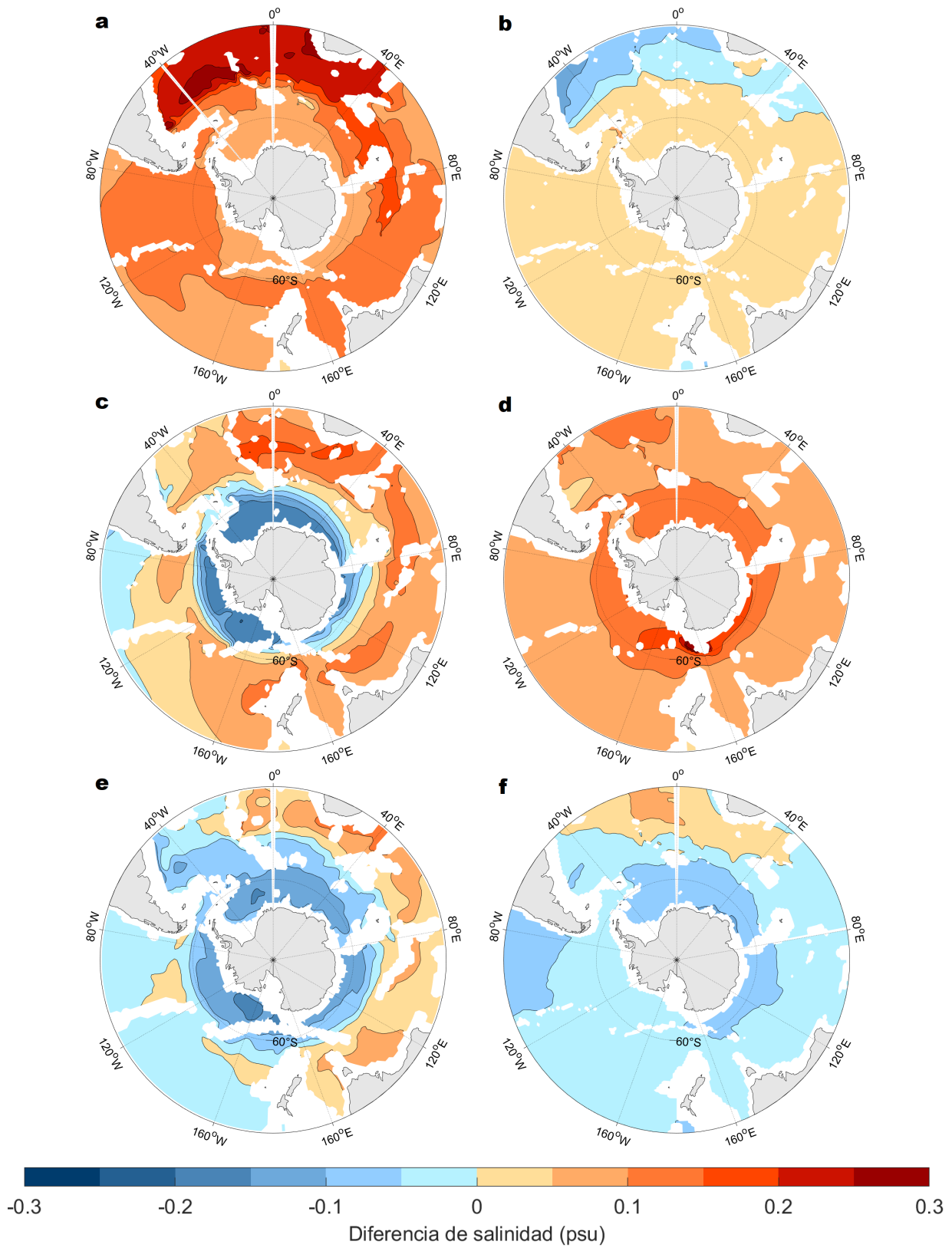
Las diferencias PI-RA de la magnitud de la velocidad horizontal en superficie, 1000 y 3000 metros de profundidad se pueden observar en las figuras B.7, B.8 y B.9. En superficie las diferencias tienden a mantener una magnitud absoluta entre  $0 - 0,1 \text{ m/s}$ , lo cual puede llegar a ser bastante (en los valores más altos) ya que la magnitud promedio de la velocidad horizontal del reanálisis y modelos se encuentra entre los  $0,1$  y  $0,3 \text{ m/s}$  aproximadamente (figura 4.7). En el caso de CCSM4 se observan muchos “núcleos” de diferencias positivas con respecto al reanálisis con magnitud mayor a sus alrededores, lo cual es producto de la existencia de núcleos de alta magnitud de velocidad horizontal en el campo PI de esta variable (figura 4.7) en CCSM4 y la ausencia de los mismos en el reanálisis. Como similitudes entre los campos se puede mencionar que en la zona de los  $\sim 40 - 45^\circ S$  se observan en general diferencias positivas en la mayoría de los modelos, así como también en algunas zonas de la costa antártica. Sin embargo, en otras zonas se puede observar una alta variabilidad espacial y no hay una tendencia clara y general del signo de las diferencias de los modelos con respecto al reanálisis. A 1000 m de profundidad, la situación es bastante similar a la de la superficie, en magnitud y distribución espacial. A 3000 m de profundidad las diferencias ya disminuyen su magnitud de manera notoria y los campos se parecen algo más entre sí.



**Figura B.1:** Mapas de diferencia PI-RA de salinidad en superficie para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada 0,25 *psu*.

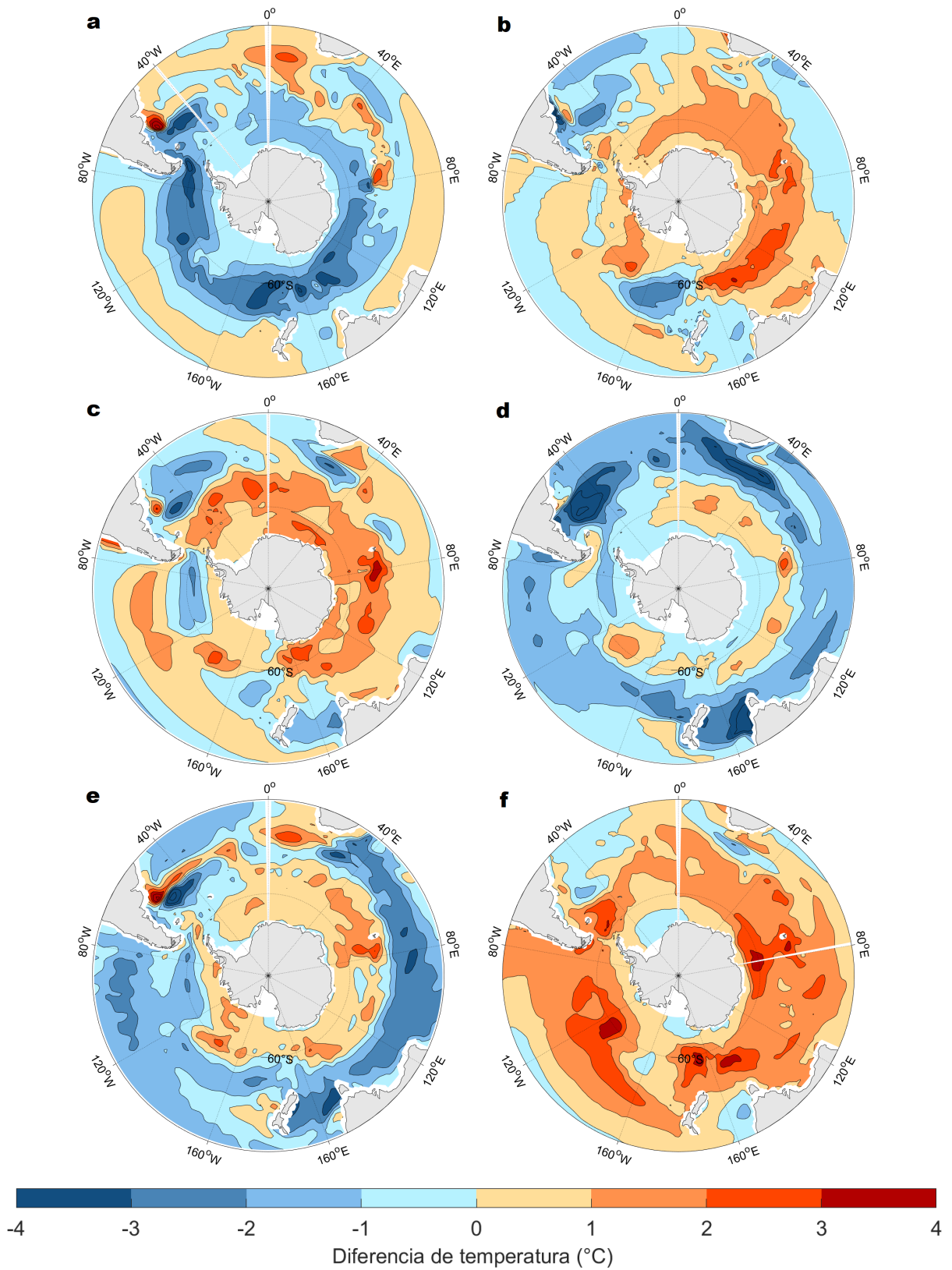


**Figura B.2:** Mapas de diferencia PI-RA de salinidad a  $\sim 1000$  m de profundidad para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada 0,1 psu.

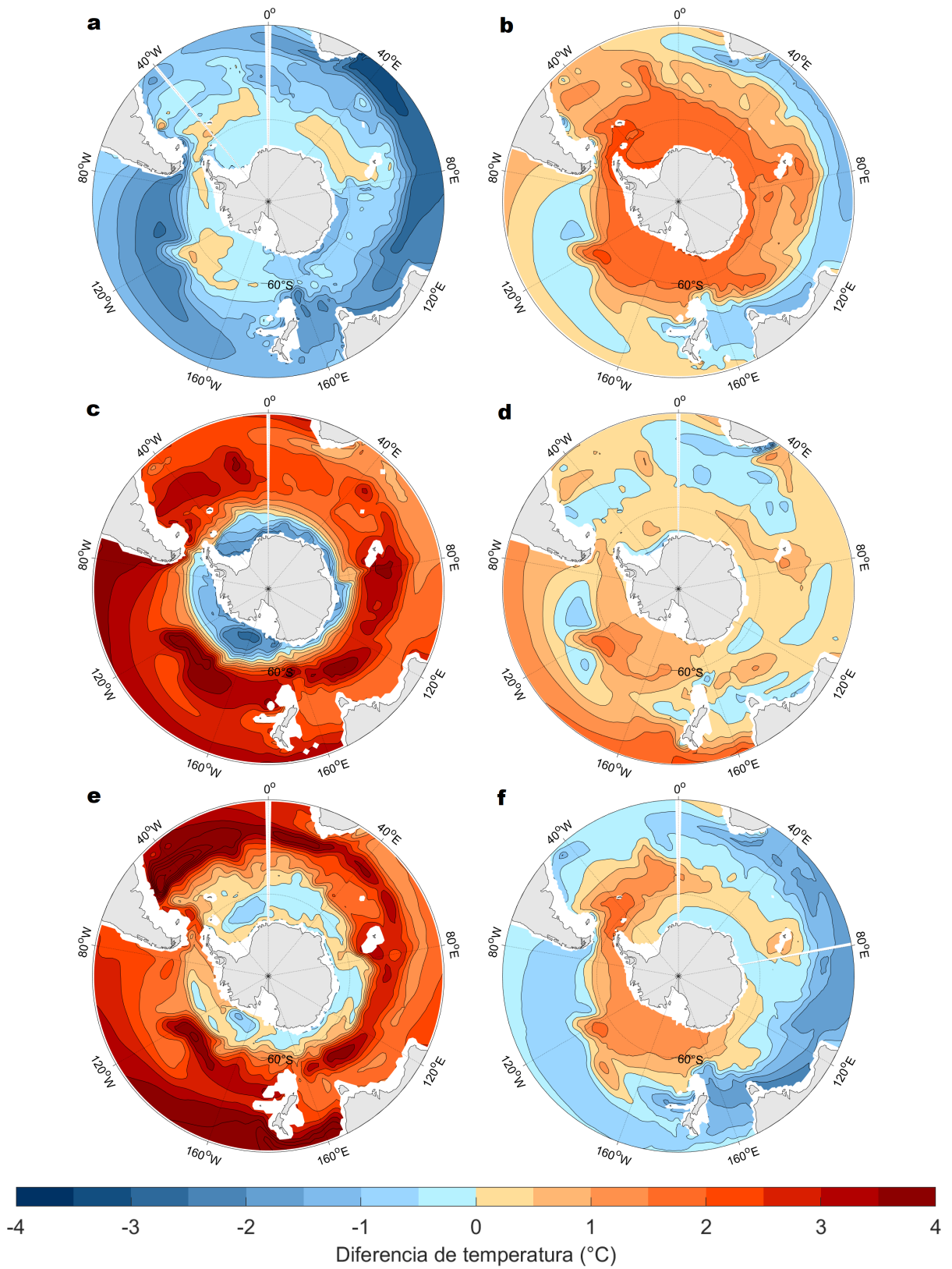


**Figura B.3:** Mapas de diferencia PI-RA de salinidad a  $\sim 3000$  m de profundidad para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada 0,05 psu.

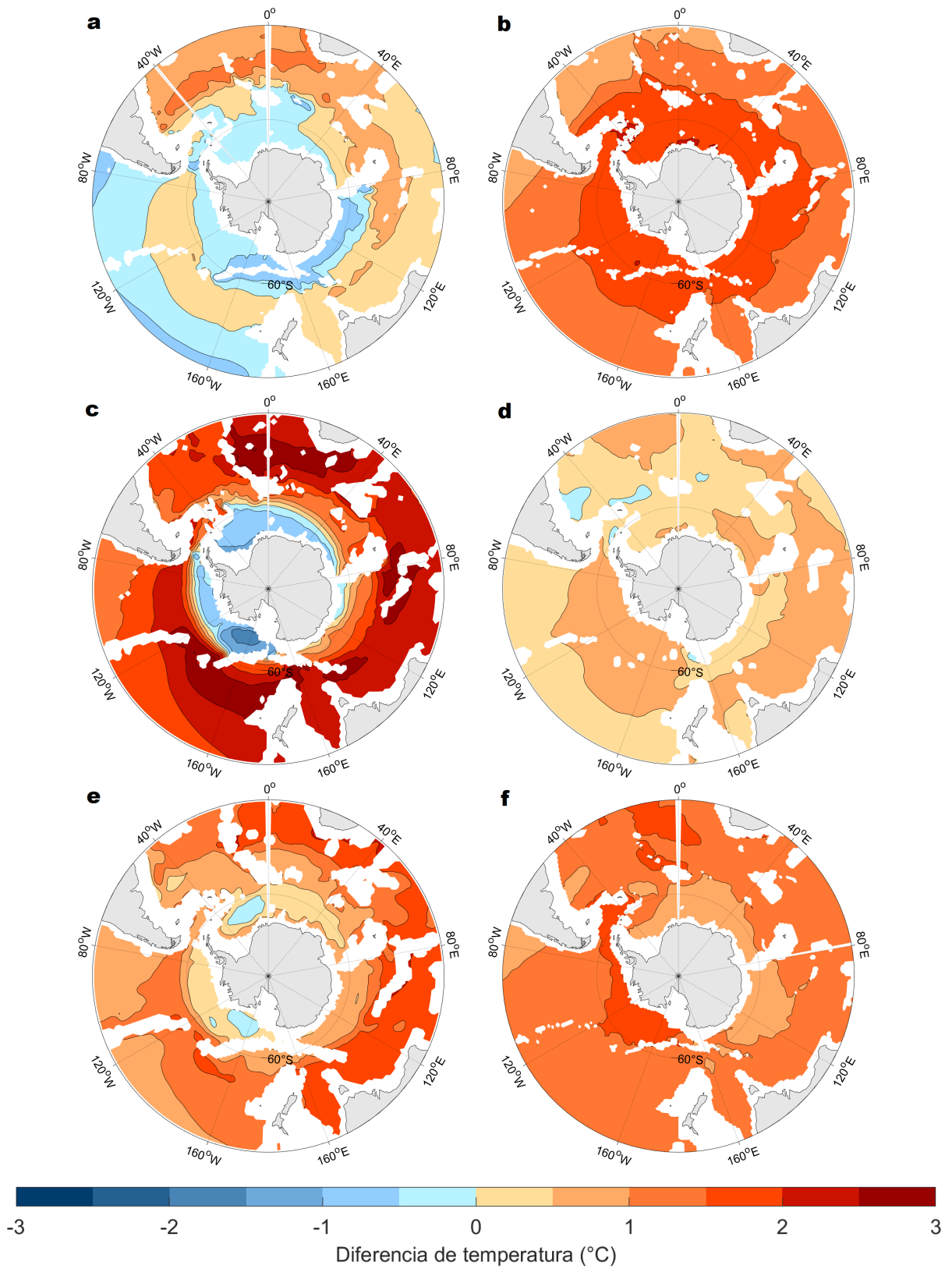




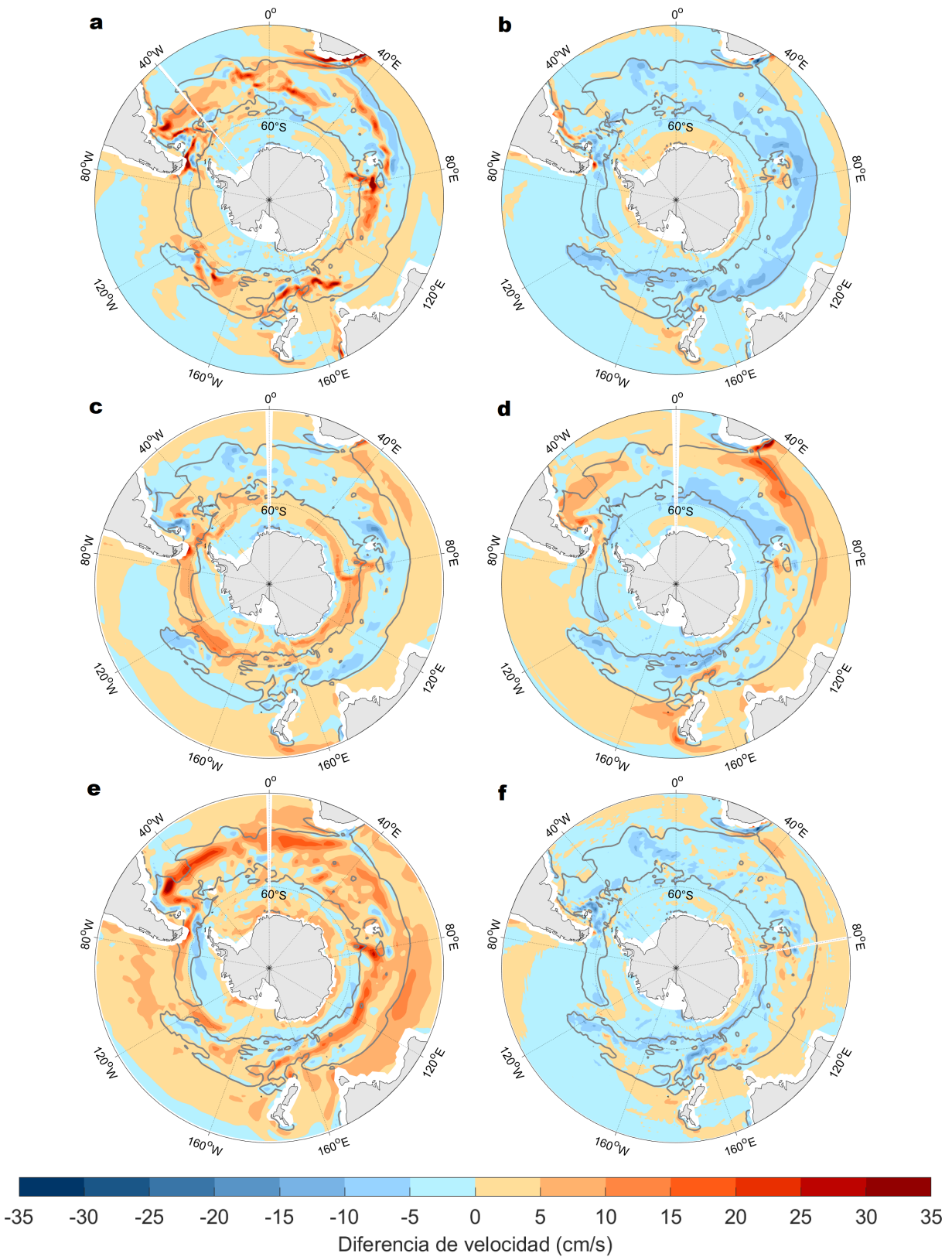
**Figura B.4:** Mapas de diferencia PI-RA de temperatura potencial en superficie para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada 1 °C.



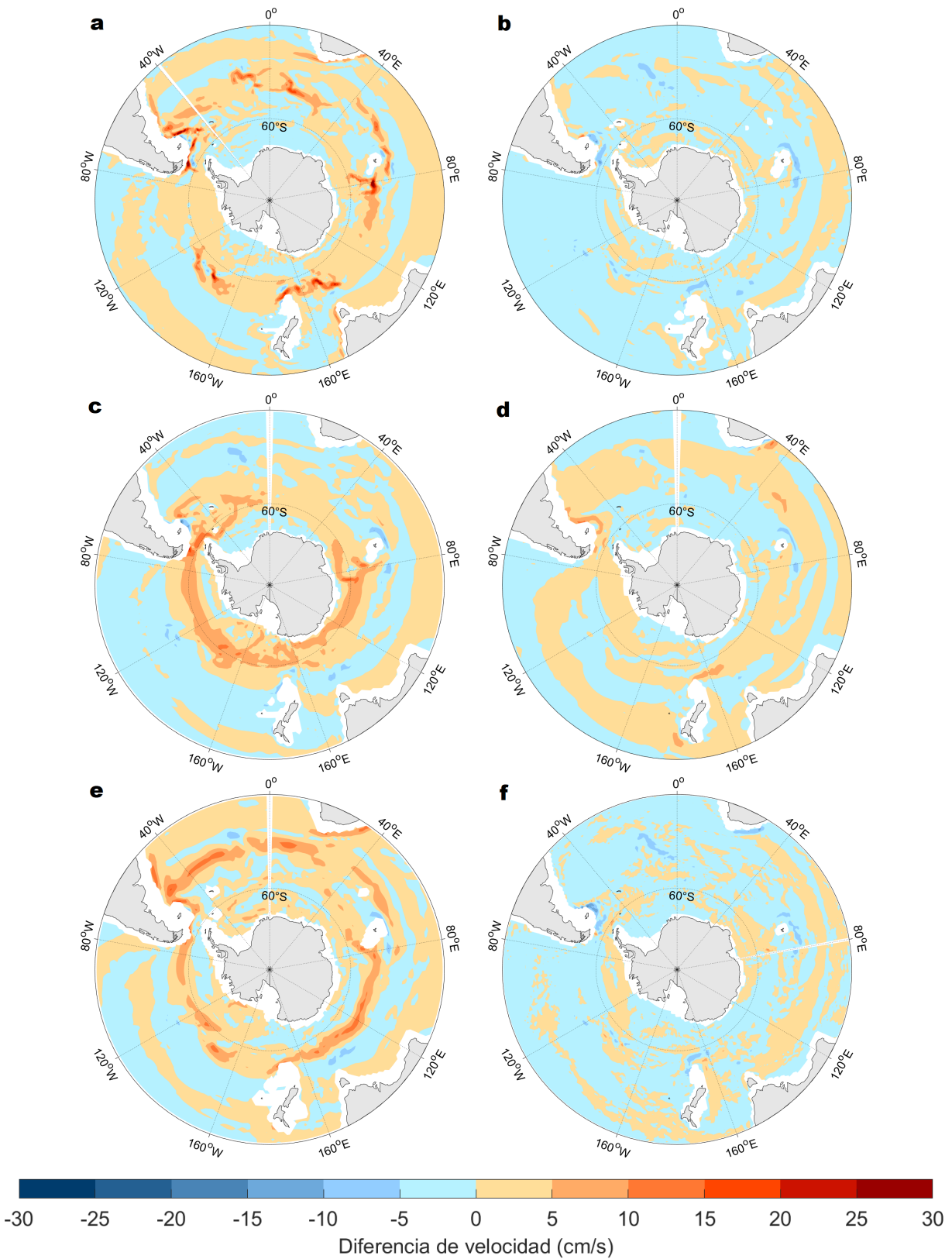
**Figura B.5:** Mapas de diferencia PI-RA de temperatura potencial a  $\sim 1000$  m de profundidad para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada  $0,5$   $^{\circ}\text{C}$ .



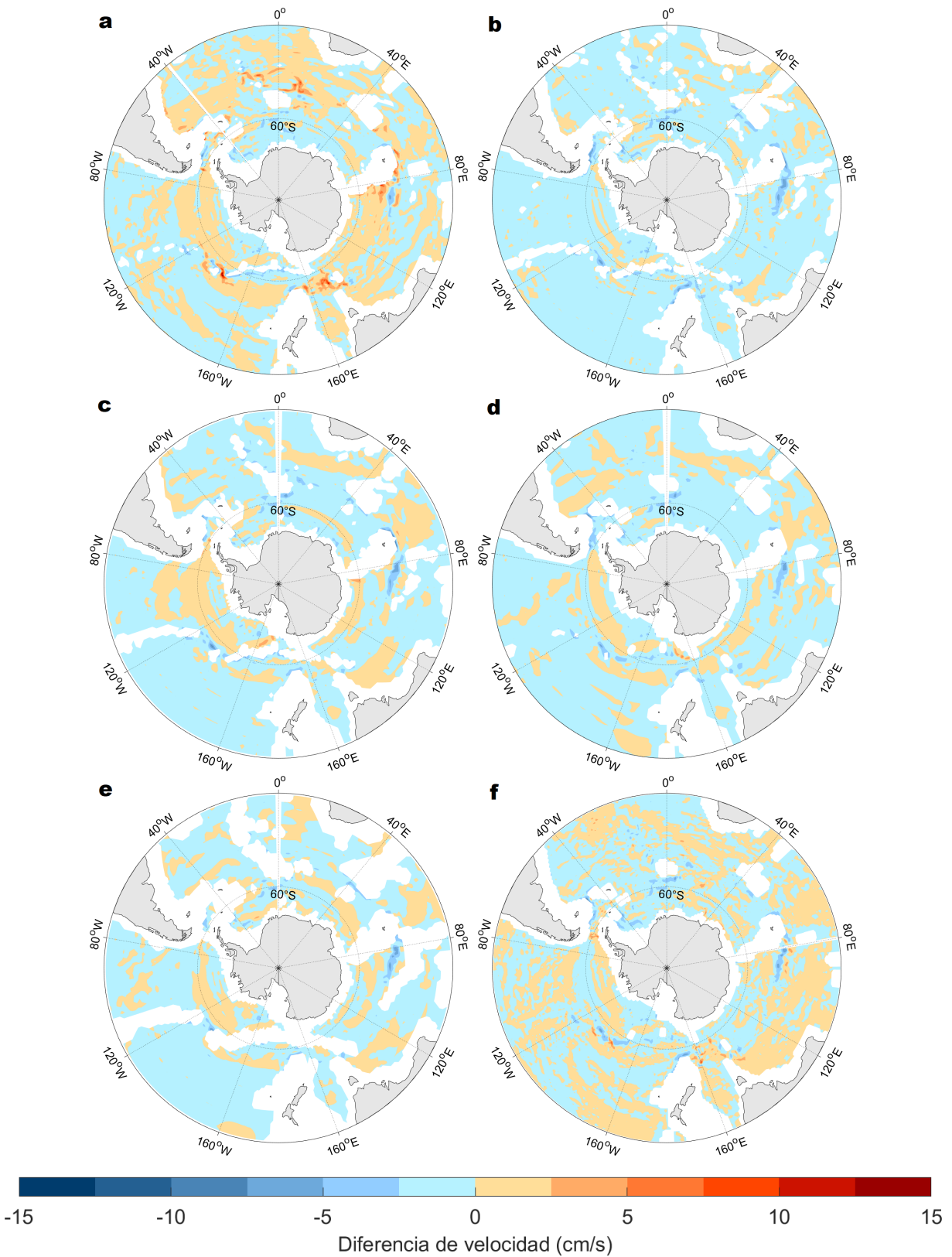
**Figura B.6:** Mapas de diferencia PI-RA de temperatura potencial a  $\sim 3000$  m de profundidad para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada  $0,5$   $^{\circ}\text{C}$ .



**Figura B.7:** Mapas de diferencia PI-RA de la magnitud de la velocidad horizontal en superficie para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada  $5 \text{ cm/s}$ . El contorno gris corresponde a los  $10 \text{ cm/s}$  del reanálisis y representa la zona de la ACC de éste.



**Figura B.8:** Mapas de diferencia PI-RA de la magnitud de la velocidad horizontal a  $\sim 1000$  m de profundidad para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada 5  $cm/s$ .



**Figura B.9:** Mapas de diferencia PI-RA de la magnitud de la velocidad horizontal a  $\sim 3000$  m de profundidad para los modelos (a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3). Contornos cada 2,5  $cm/s$ .

## B.2. Último Máximo Glacial y Preindustrial

En esta sección se analizan las diferencias UMG-PI en el Océano Austral de las variables mencionadas al comienzo del capítulo. Primeramente, en las tablas B.2 y B.3 se presentan los valores promedio total de salinidad y temperatura potencial, respectivamente, para los periodos UMG y PI y la diferencia entre ellos. En el caso de la salinidad, los modelos muestran diferencias de signo negativo, lo cual indicaría una salinidad promedio menor para el UMG que para el PI (considerando la corrección hecha para el UMG). Sin embargo, las diferencias tienen una magnitud muy pequeña, por lo que se podría considerar que la salinidad promedio es aproximadamente la misma para ambos periodos. Para la temperatura potencial las diferencias UMG-PI son en todos los casos negativas, indicando un Océano Austral más frío de manera generalizada durante el UMG comparado con el PI, aunque la magnitud de la diferencia es variable (desde medio grado de diferencia a sobrepasar los 2 grados).

| Modelo/Periodo | UMG   | PI    | UMG-PI |
|----------------|-------|-------|--------|
| CCSM4          | 34,35 | 34,38 | -0,03  |
| CNRM-CM5       | 34,15 | 34,19 | -0,04  |
| GISS-E2-R      | 34,56 | 34,57 | -0,01  |
| MIROC-ESM      | 34,46 | 34,53 | -0,07  |
| MPI-ESM-P      | 34,54 | 34,54 | 0      |
| MRI-CGCM3      | 34,47 | 34,45 | 0,02   |

**Tabla B.2:** Valores promedio de los campos de salinidad (en psu) en el Océano Austral correspondientes a los periodos UMG, PI y la diferencia entre éstos para los modelos PMIP3 utilizados en este estudio.

Ahora bien, analizando los mapas de diferencia UMG-PI de salinidad, temperatura potencial y velocidad horizontal, mostrados en las figuras a continuación, es notoriamente observable que la variabilidad intermodelo es mayor a menor profundidad, así como también la variabilidad espacial es más alta dentro del mismo mapa a baja profundidad. Esto último es mucho más notorio en el caso de la salinidad y la temperatura potencial que en el de la velocidad horizontal, y se aprecia claramente al comparar, por ejemplo, los mapas en superficie y a 1000 m (respectivamente, las figuras B.10 y B.11 para la salinidad y B.13 y B.14 para la temperatura potencial). En ambos casos también, la magnitud y variabilidad espacial de las diferencias disminuyen bastante a 3000 m con respecto a los niveles anteriores.

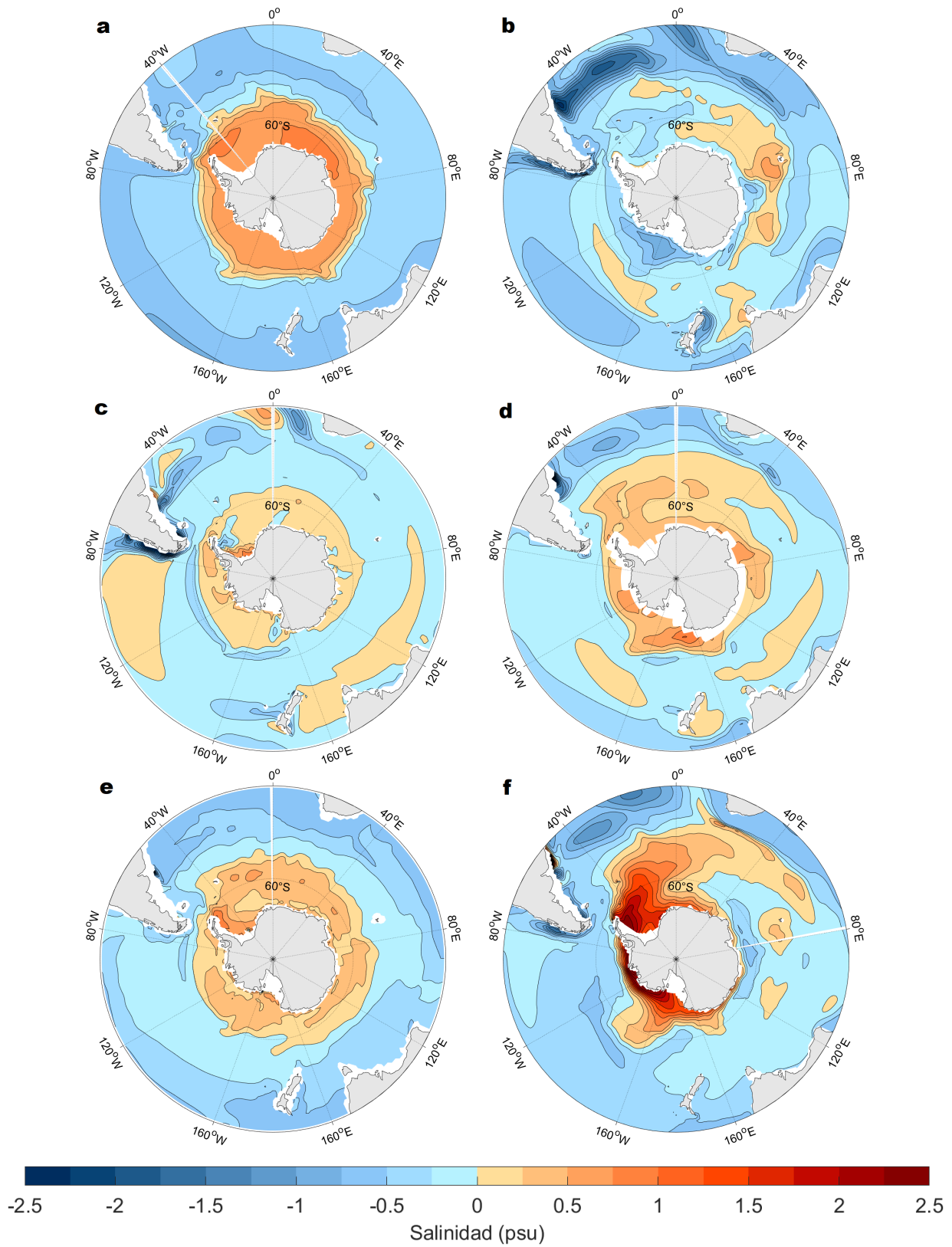
| Modelo/Periodo | UMG  | PI   | UMG-PI |
|----------------|------|------|--------|
| CCSM4          | 1,86 | 3,94 | -2,08  |
| CNRM-CM5       | 3,95 | 4,47 | -0,52  |
| GISS-E2-R      | 2,89 | 4,36 | -1,47  |
| MIROC-ESM      | 3,21 | 4,69 | -1,48  |
| MPI-ESM-P      | 3,12 | 4,97 | -1,85  |
| MRI-CGCM3      | 2,80 | 4,99 | -2,19  |

**Tabla B.3:** Valores promedio de los campos de temperatura potencial (en °C) en el Océano Austral correspondientes a los periodos UMG, PI y la diferencia entre éstos para los modelos PMIP3 utilizados en este estudio.

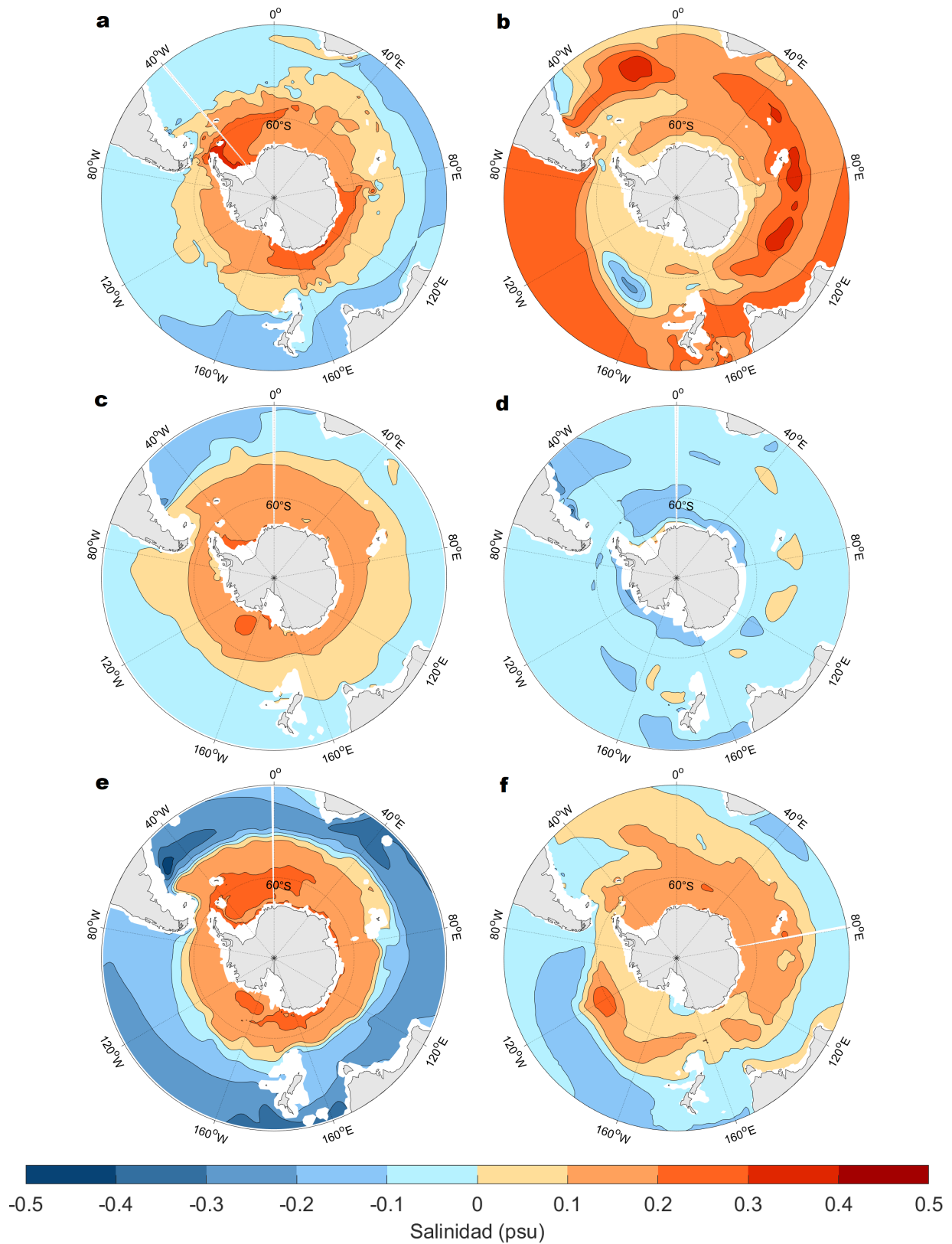
Los valores de diferencia UMG-PI de los mapas de salinidad en superficie (figura B.10) muestra en general diferencias positivas alrededor de Antártica (especialmente el modelo MRI-CGCM3), lo cual concuerda con la mayor formación de hielo marino esperada para el UMG, y diferencias negativas en latitudes menores. En 1000 *m* de profundidad (figura B.11) la situación es cualitativamente similar a la de la superficie, pero la magnitud de las diferencias disminuye considerablemente. A 3000 *m* (figura B.12) la mayoría de los modelos muestra diferencias principalmente positivas, particularmente alrededor de Antártica, confirmando un Océano Austral más salino en profundidad durante el periodo glacial (a excepción de MIROC-ESM y en parte GISS-E2-R, que muestran la situación contraria). Por su parte, la temperatura potencial (figuras B.13, B.14 y B.15) muestra diferencias en general negativas en todas las profundidades, excepto en algunas zonas puntuales de algunos mapas. En superficie las diferencias parecen ser más pronunciadas en la latitud del Paso de Drake, mientras que a mayor profundidad (1000 *m* y 3000 *m*) las mayores diferencias se ubican en general a menor latitud. En algunos casos y áreas hay diferencias de varios grados entre los mapas de modelo y modelo, pero en promedio se puede decir que éstos son concordantes entre sí en sus diferencias UMG-PI.

Para la velocidad horizontal la variabilidad también es mayor en superficie que a mayor profundidad, sin embargo, la diferencia no es tan dramática como para las otras variables (figuras B.16, B.17 y B.18 en superficie, 1000 y 3000 metros de profundidad, respectivamente). Las diferencias rondan en general los 0 – 5 *cm/s* de magnitud absoluta, excepto en locaciones puntuales en las cuales la magnitud de la diferencia UMG-PI puede aumentar notablemente. Estos lugares son mucho numerosos para el modelo CCSM4 que para cualquier otro, de manera análoga al caso de las diferencias de velocidad horizontal PI-RA, ya sea en superficie como a 1000 *m* o 3000 *m* de profundidad (aunque de todos modos hay mayor cantidad en superficie y son de mayor magnitud).

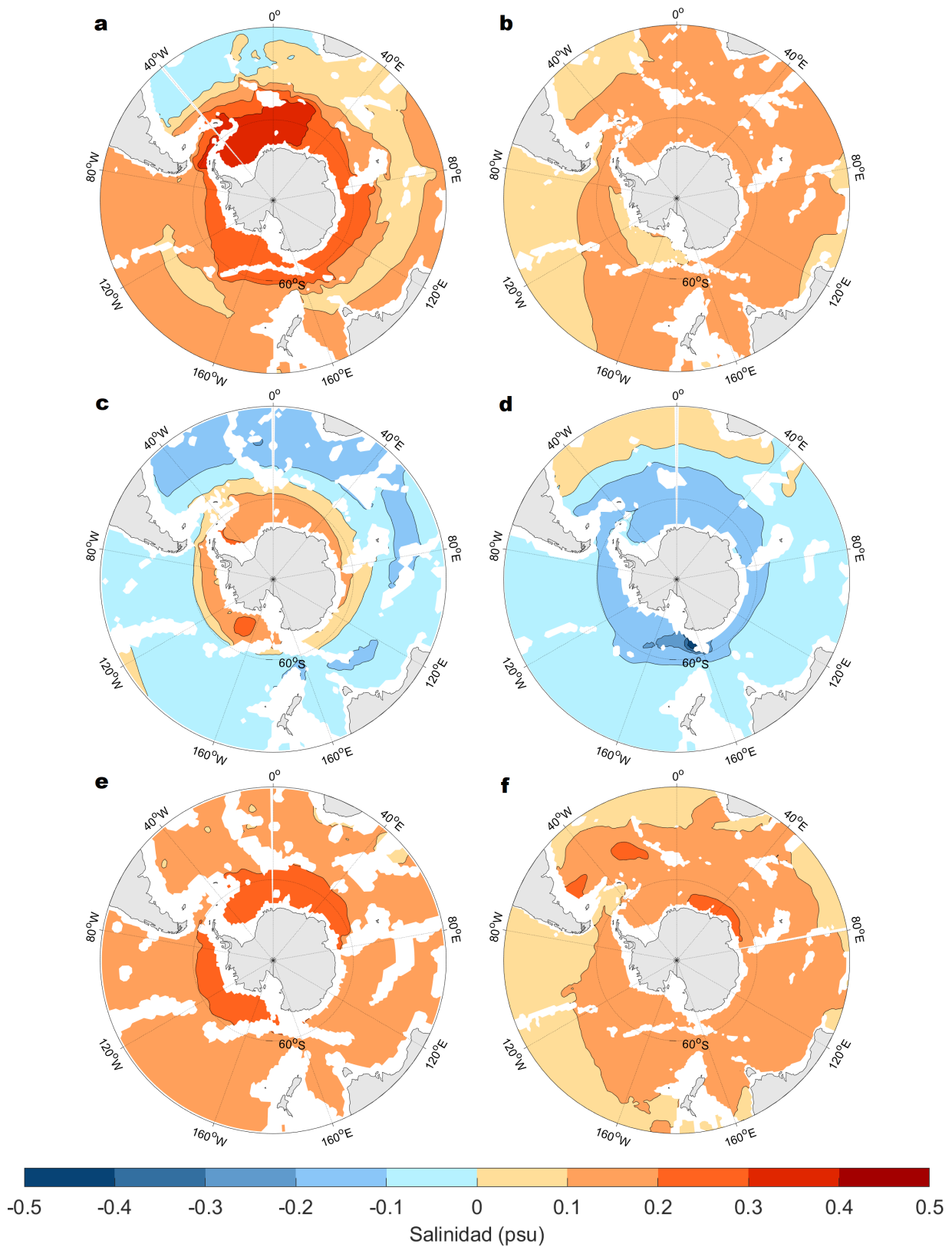




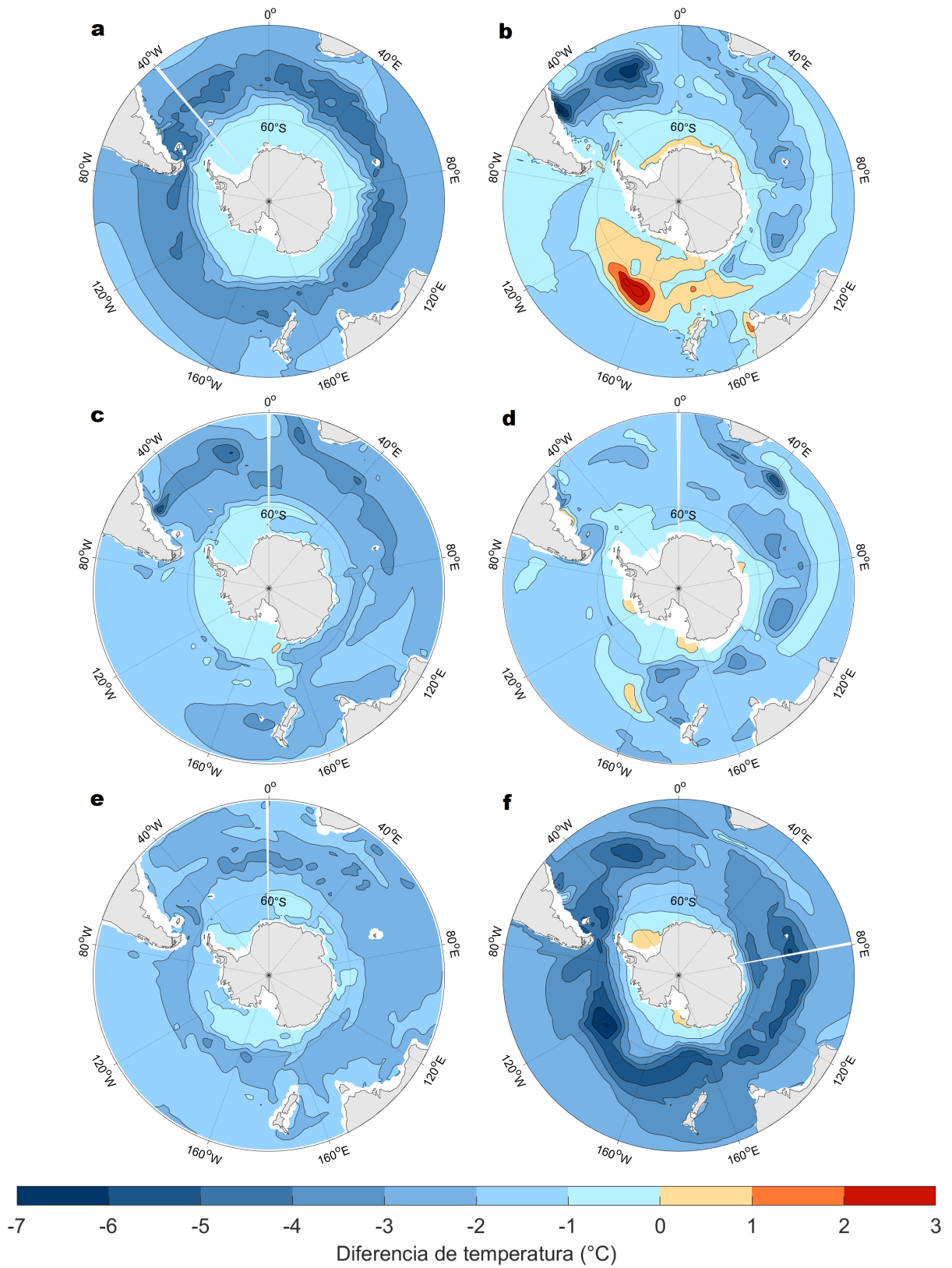
**Figura B.10:** Mapas de diferencia de salinidad UMG-PI en superficie correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada 0,25 *psu*.



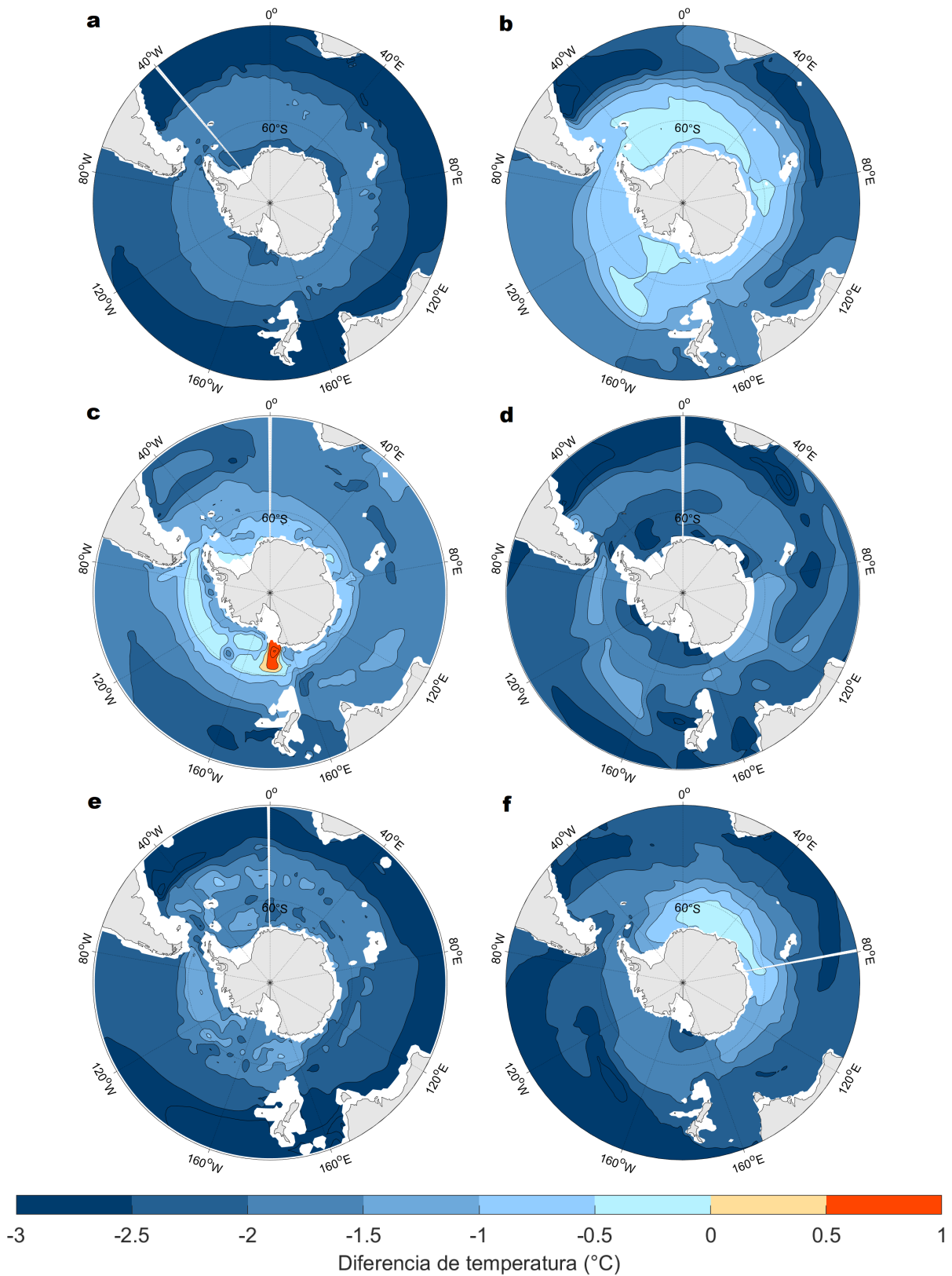
**Figura B.11:** Mapas de diferencia de salinidad UMG-PI a  $\sim 1000$  m de profundidad correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada 0,1 psu.



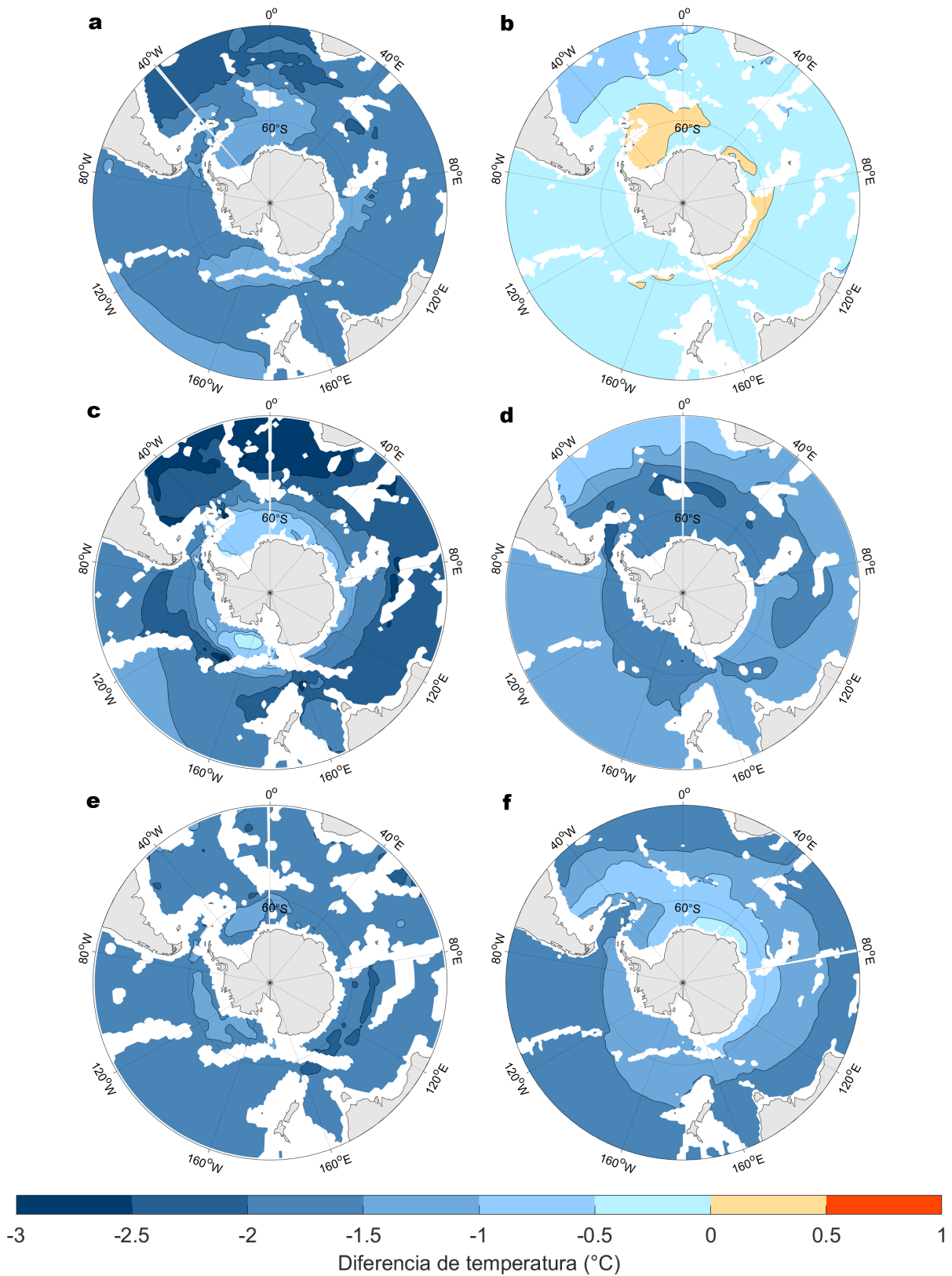
**Figura B.12:** Mapas de diferencia de salinidad UMG-PI a  $\sim 3000$  m de profundidad correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada 0,1 psu.



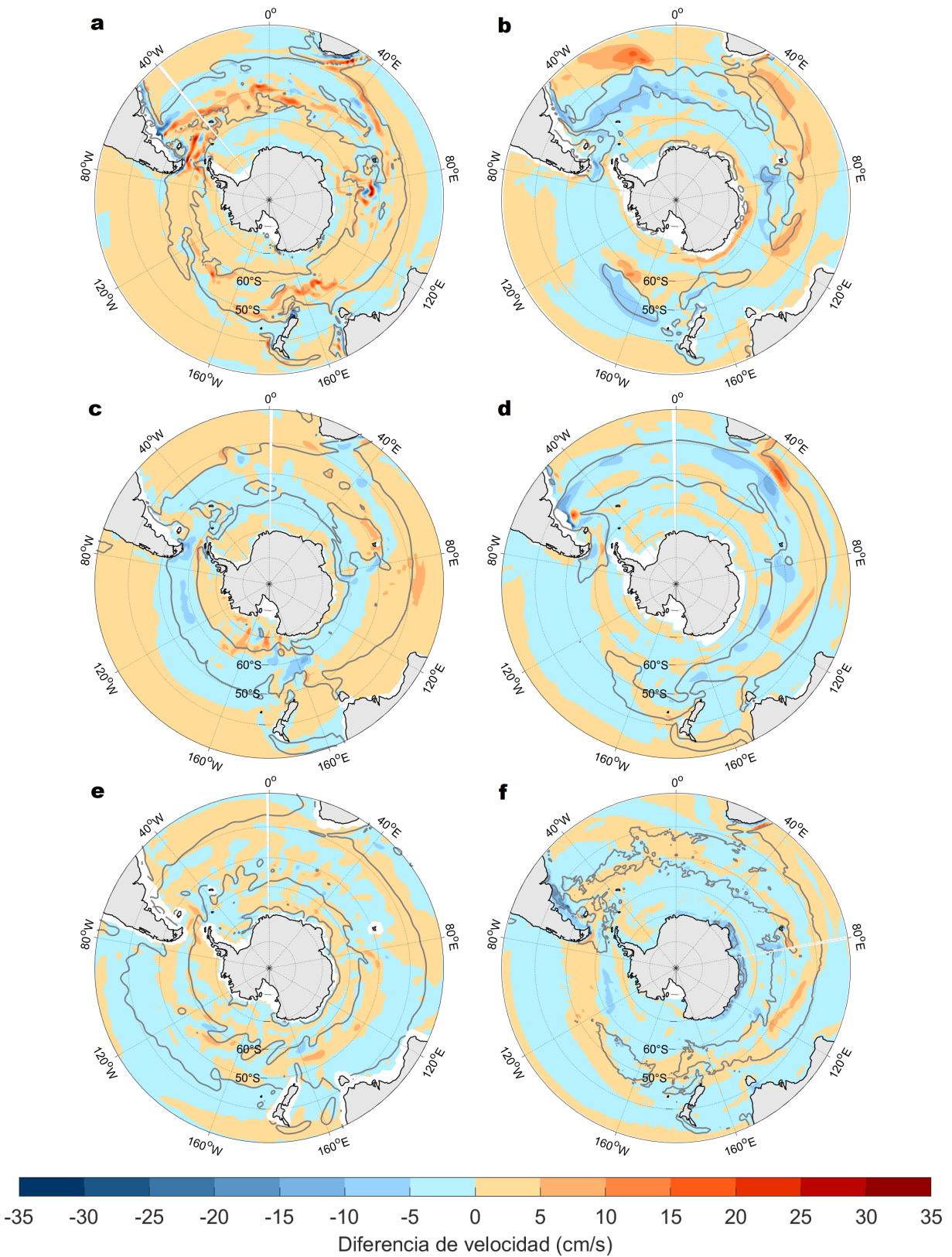
**Figura B.13:** Mapas de diferencia de temperatura potencial UMG-PI en superficie correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada 1 °C.



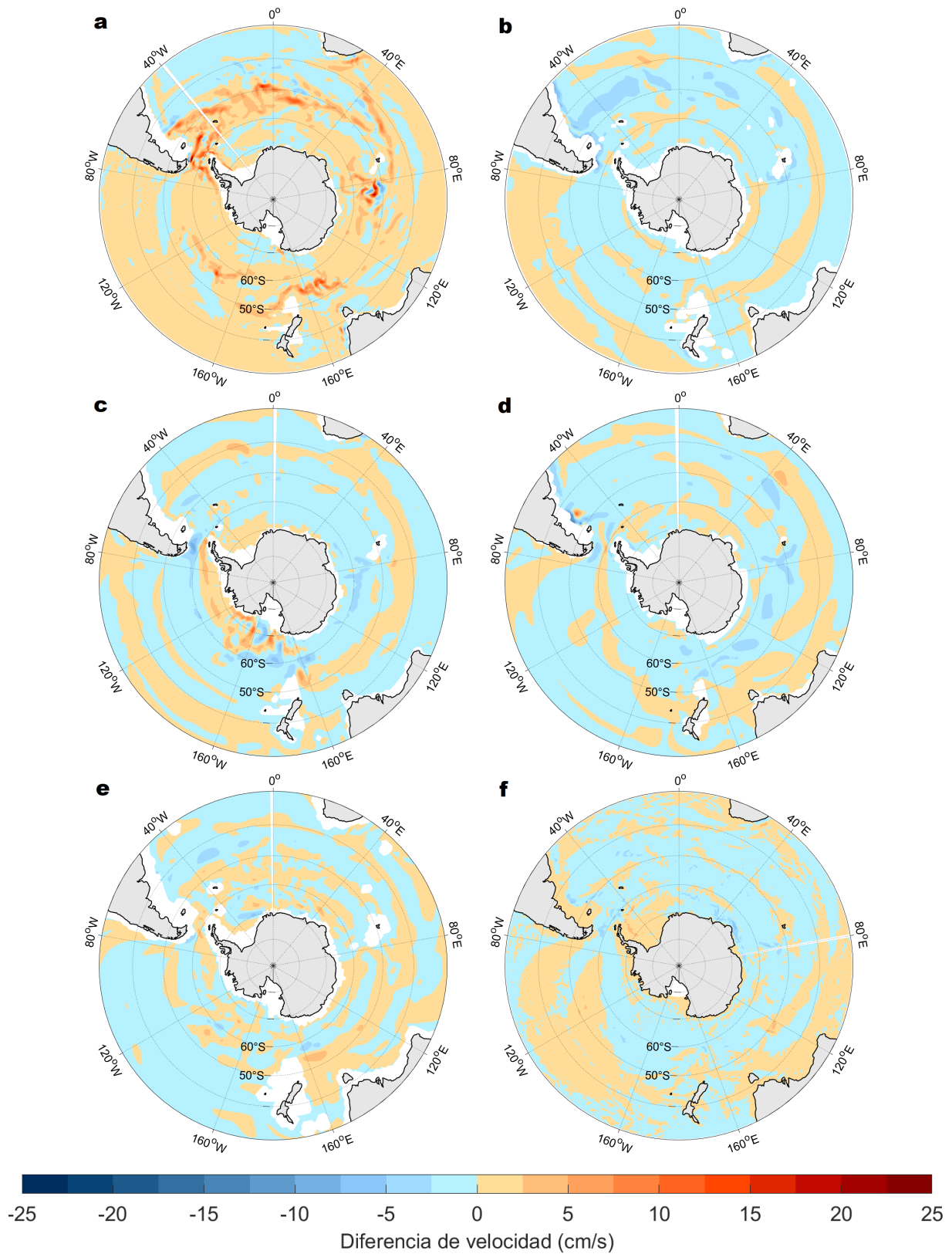
**Figura B.14:** Mapas de diferencia de temperatura potencial UMG-PI a  $\sim 1000$  m de profundidad correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada  $0,5$  °C.



**Figura B.15:** Mapas de diferencia de temperatura potencial UMG-PI a  $\sim 3000$  m de profundidad correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada  $0,5$  °C.

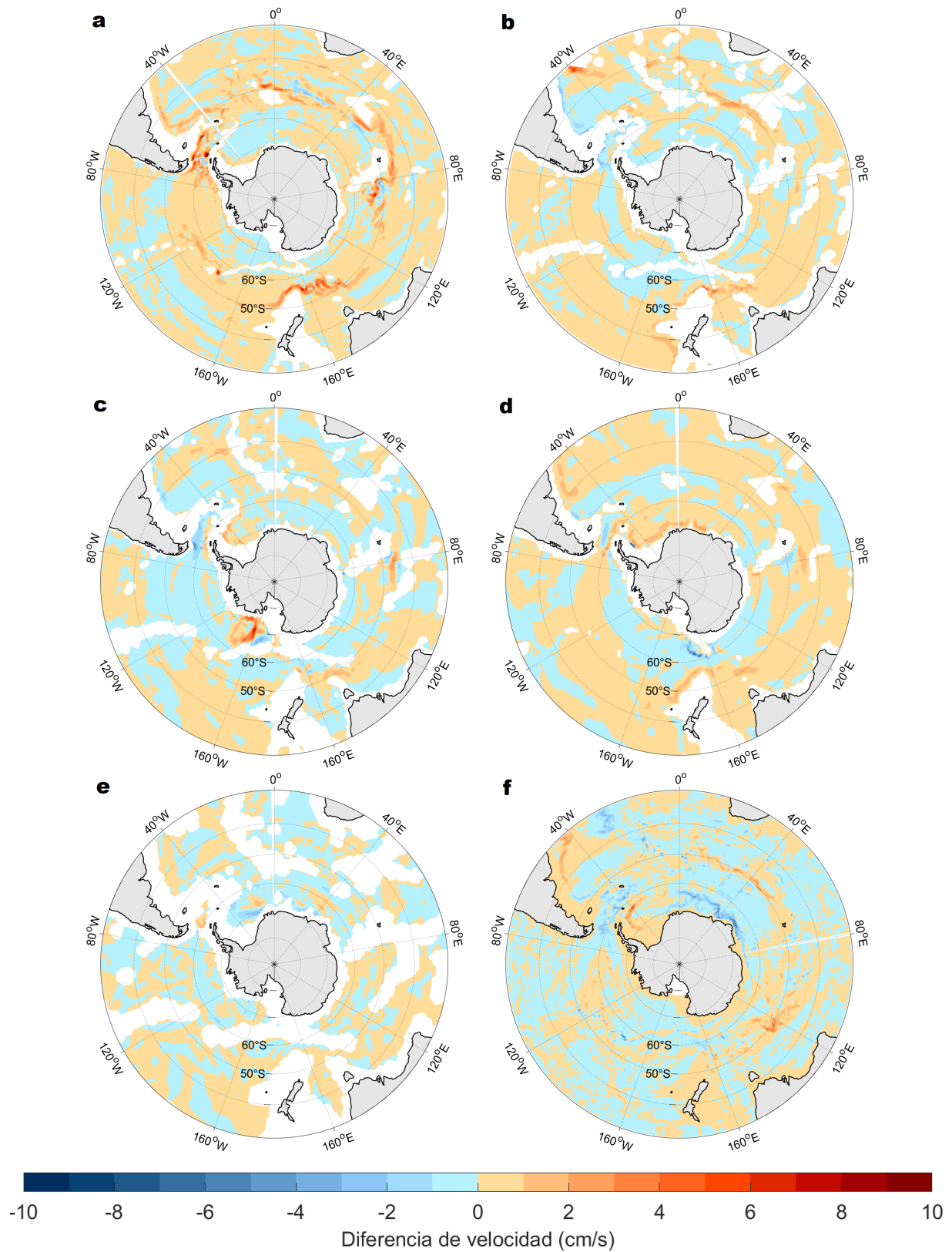


**Figura B.16:** Mapas de diferencia de magnitud de velocidad horizontal UMG-PI en superficie correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada 5  $cm/s$ . El contorno gris corresponde al valor de 10  $cm/s$  del modelo correspondiente en su simulación PI.



**Figura B.17:** Mapas de diferencia de magnitud de velocidad horizontal UMG-PI a  $\sim 1000$  m correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada 5  $cm/s$ .





**Figura B.18:** Mapas de diferencia de magnitud de velocidad horizontal UMG-PI a  $\sim 3000$  m correspondientes a los modelos PMIP3 a: CCSM4, b: CNRM-CM5, c: GISS-E2-R, d: MIROC-ESM, e: MPI-ESM-P, f: MRI-CGCM3. Contornos cada 2  $cm/s$ .