

Tesis Doctoral

Modelado numérico atmosférico de capas bajas sobre el Río de la Plata y zonas de influencia y su empleo en estudios de variabilidad climática

Sraibman, Laura

2009

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Sraibman, Laura. (2009). Modelado numérico atmosférico de capas bajas sobre el Río de la Plata y zonas de influencia y su empleo en estudios de variabilidad climática. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Sraibman, Laura. "Modelado numérico atmosférico de capas bajas sobre el Río de la Plata y zonas de influencia y su empleo en estudios de variabilidad climática". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2009.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Modelado numérico atmosférico de capas bajas sobre el Río de La Plata y zonas de influencia y su empleo en estudios de variabilidad climática

Laura Sraibman

Tesis presentada para optar al Título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires
en el área de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Director de Tesis Guillermo Jorge Berri

Lugar de trabajo: Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Mayo 2009

Modelado numérico atmosférico de capas bajas sobre el Río de La Plata y zonas de influencia y su empleo en estudios de variabilidad climática

Resumen

Se realiza un estudio de variabilidad climática de la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata durante el período 1960-1990, junto con una proyección sobre la misma de los escenarios de cambio climático para la región, empleando modelos numéricos y observaciones. Se utiliza un modelo de capa límite en mesoescala (MCL) especialmente apto para la región, como así también los escenarios A2 y B2 período 2070-2100 desarrollados por CPTEC con el modelo regional PRECIS. En primer lugar se adapta el modelo MCL disponible para que pueda funcionar forzado por las salidas de otros modelos regionales y para ello se lo anida al modelo Eta de CPTEC. La validación para el período noviembre 2003 a abril 2004 da resultados muy satisfactorios ya que el error en el pronóstico diario del viento en superficie en la región resulta muy inferior al del modelo Eta. Se analizan los cambios observados en el viento en superficie en la región durante el período 1960-1990, como así también las variables que emplea el modelo MCL para definir sus forzantes, es decir la temperatura en superficie y el viento del radiosondeo de Ezeiza. En todos los casos se encuentran tendencias y cambios significativos que incluyen una disminución significativa de la amplitud diaria del contraste térmico tierra-río en superficie, un aumento de las frecuencias de viento con componente E en superficie y en los niveles bajos del sondeo de Ezeiza, acompañados estos últimos por una disminución de su velocidad promedio.

Se calcula la climatología del viento en superficie con el modelo MCL forzado con las observaciones y se obtienen errores razonablemente bajos tanto para el promedio 1960-1990, como para dos subperíodos 1967-1976 y 1982-1991. Se calculan los cambios en las condiciones medias entre estos dos subperíodos y se los compara con los cambios observados en la distribución de frecuencias de dirección y velocidad del viento en cinco estaciones meteorológicas de la región. Si bien se obtiene un acuerdo parcial con los resultados del modelo MCL, la regionalidad de estos últimos muestra claras diferencias entre los cambios sobre tierra y sobre el río.

Se analiza la climatología 1960-1990 del modelo PRECIS y se halla que aquellas variables que utiliza el modelo MCL para definir sus condiciones de borde reproducen bien las observaciones. Luego se calculan los cambios entre los subperíodos 1967-1976 y 1982-1991 con el modelo MCL forzado por el modelo PRECIS. Los resultados muestran una regionalidad de los cambios más errática que cuando el modelo está forzado con las observaciones, aunque se reproducen mejor los cambios observados en

los puntos del modelo cercanos a las estaciones. Tanto la climatología regional del modelo MCL, como los cambios calculados por el mismo cuando está forzado por el modelo PRECIS, resultan razonablemente acertados. Estos resultados permiten establecer que el modelo MCL forzado por el modelo PRECIS constituye una herramienta válida para estudiar la proyección de los escenarios de cambio climático 2070-2100 en la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata.

Los cambios en la temperatura de superficie que proyecta PRECIS para la región, con respecto al período de referencia 1960-1990, son mayores en el escenario A2 que en el B2. El escenario A2 proyecta temperaturas más altas que el B2 en todo el dominio, aunque una menor diferencia de temperatura entre tierra y río, que constituye el forzante térmico del modelo MCL. Además, ambos escenarios prevén una disminución de la amplitud diaria del forzante térmico, que resulta más marcada en el escenario A2. En cuanto a la distribución de frecuencias de dirección del viento en 850 hPa, el escenario B2 muestra cambios pequeños con una leve disminución de la frecuencia del O y NO. Los cambios en el escenario A2 son mayores que en el B2 ya que el modelo PRECIS prevé un importante aumento de las frecuencias del NE, E y SE junto con una disminución de las frecuencias del SO, O y NO. En cuanto a la velocidad del viento en 850 hPa, los cambios en ambos escenarios son muy pequeños.

Se utiliza el modelo MCL forzado por los escenarios A2 y B2 del modelo PRECIS para el período 2070-2100 y se calculan los cambios, con relación al período 1960-1990, en la distribución de frecuencias de dirección del viento en superficie y velocidad media por sector. En ambos escenarios se obtiene una disminución tanto de las frecuencias como de las velocidades medias de los sectores con componente E, lo que resulta más marcado en el escenario A2.

El aumento que prevé el modelo PRECIS en la frecuencia de los vientos del E en 850 hPa en la región deberían provocar un aumento de esas mismas frecuencias en el viento en superficie. Por otra parte, el modelo PRECIS prevé una disminución de la amplitud diaria del forzante térmico en superficie, lo cual debería provocar una disminución de las frecuencias del E en superficie, junto con una reducción de la velocidad media de esos sectores. Por lo tanto, los cambios que proyecta el modelo PRECIS en ambos forzantes del modelo MCL para el período 2070-2100 deberían producir, individualmente, efectos contrapuestos en el viento en superficie. Por otra parte, el modelo MCL muestra en superficie una disminución importante de las frecuencias de viento con componente E, acompañada por una disminución de su velocidad media. Se concluye entonces que el cambio que se proyecta en la amplitud térmica diaria del calentamiento diferencial en superficie prevalece por sobre el cambio en las frecuencias

de dirección del viento en 850 hPa y la consecuencia de ello es una disminución de la intensidad del ciclo diario de la brisa en capas bajas sobre la región del Río de La Plata.

Palabras Claves: Río de La Plata, Modelado Numérico Atmosférico, Variabilidad Climática Regional, Cambio Climático Futuro, Capa Límite Atmosférica.

Atmospheric numerical modeling in lower level over the region of influence of the La Plata River and its use in climate variability studies

A climate variability study of the low-level atmospheric circulation over the La Plata River region is carried out during the 1960-1990 period, along with a projection over the region of the climate change scenarios, using numerical models and observations. A mesoscale boundary layer model (MCL) is used, which is specially able for modeling the region, as well as the 2070-2100 A2 and B2 scenarios developed by CPTEC with the regional model PRECIS. In first place the available MCL model is adapted in order to be able to run with the forcing of other regional models, for which purpose it is nested to the Eta model of CPTEC. The validation during the period November 2003 to April 2004 provides very satisfactory results since the error in the surface wind of the daily forecasts is much smaller than the one of the Eta forecasts.

The changes in the surface wind over the region during the period 1960-1990 are analyzed, as well as those variables employed by the MCL model for defining its forcing, i.e. surface temperature and wind of the Ezeiza radiosonde. All these variables reveal significant trends and changes that include a significant decrease of the daily amplitude of the land-river thermal contrast at the surface, an increase of the easterly component of the surface wind and the low-level Ezeiza radiosonde winds, accompanied the latter by a decrease of its averaged wind speed.

The error of surface wind climatology obtained with the MCL model forced with the observations are reasonably small for the period 1960-1990, and two subperiods 1967-1976 y 1982-1991. The changes between these two periods climatology obtained with the MCL model are compared to the changes in the surface wind direction frequency distribution and averaged wind speed by sector observed at five weather stations of the region. Even though the MCL model results show partial agreement with observations, the spatial pattern displays clear differences between changes over land and over the river.

The 1960-1990 PRECIS climatology show good agreement with observations in those variables used for defining the MCL boundary conditions. The changes between the two periods 1967-1976 and 1982-1991 obtained with the MCL model forced with PRECIS are also analyzed. The spatial pattern of changes looks more erratic with the results of MCL forced with observations, although the results on the grid points close to the weather stations resemble better the observations. The climatology as well as the changes calculated by the MCL forced with PRECIS turns out to be reasonably accurate. Therefore, these results allow establishing that the MCL forced by the PRECIS outputs constitute a valid tool for studying the projection over the low-level atmospheric circulation over the La Plata River region of the 2070-2100 climate change scenarios.

The changes predicted by PRECIS for the surface temperature of the region, with respect to the reference period 1960-1990, are larger in scenario A2 than in scenario B2. Scenario A2 projects higher temperatures than scenario B2 over the entire domain, but a smaller land-river temperature difference, that is the MCL model thermal forcing. Also, both scenarios predict a decrease of the daily amplitude of the thermal forcing, more markedly in scenario A2. With respect to the wind direction distribution at 850 hPa, scenario B2 presents only a small decrease of the W and NW frequencies. The changes in scenario A2 are more relevant since PRECIS predicts an important increase of the NE, E and SE, along with decrease of the SW, W and NW wind direction frequencies. In both scenarios the changes predicted in the 850 hPa wind speed are very small.

The PRECIS outputs for the 2070-2100 A2 and B2 scenarios are employed to force the MCL model in order to calculate the changes in the surface wind direction frequency distribution and averaged wind speed by sector, with respect to the reference period 1960-1990. The results in both scenarios show a decrease of the wind direction frequency, as well as a reduction of the averaged wind speed, in the wind sectors with easterly wind component, more markedly in scenario A2.

The increase of the 850 hPa easterly wind frequency predicted by PRECIS should lead to an increase of such wind direction components at the surface. On the other hand, the decrease predicted by PRECIS for the daily amplitude of the surface thermal forcing should lead to a decrease in the wind direction frequency and averaged wind speed of the easterly wind components at the surface. Therefore, the changes in the regional conditions predicted by PRECIS should provoke, individually, opposite effects in the surface winds over the region. However, the MCL model results indicate a reduction of wind direction frequencies and averaged wind speeds in easterly components of the surface winds. Therefore, the conclusion is that the changes predicted in the surface forcing prevail over the changes predicted at the 850 hPa, with a consequent reduction in the intensity of the low-level river-land breeze daily cycle over the La Plata River region.

Key Words: La Plata River, Atmospheric Numerical Modelling, Regional Climate Variability, Future Climate Change, Atmospheric Boundary Layer.

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi marido, Leandro, por su amor, paciencia y buena onda todos los días de mi vida y por su inmensa ayuda en este trabajo.

A Ange por estar y por hacer de cada día de mi vida una experiencia nueva.

A toda mi familia, especialmente a mis padres, por todo el apoyo incondicional y amor que me dieron durante todos estos años. A mi hermano, a mi abuela y a mis suegros por estar dispuestos a escuchar y ayudar en lo que sea.

A Guillermo, mi director, por ser una guía en mi trabajo, por toda su ayuda, por el aliento en los momentos complicados y por demostrarme su preocupación para que todo salga bien.

Al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la Universidad de Buenos Aires por brindarme el lugar de trabajo.

Al CONICET por confiar en mí y otorgarme una beca de Doctorado.

Al Dr. José Antonio Marengo por facilitar los datos del modelo PRECIS.

A Lincoln Muniz Alves por su ayuda en la entrega de datos y por la predisposición a consultas por PRECIS.

A Gabriela Müller por la extracción de los datos PRECIS de la región del Río de La Plata.

A Marcelo Seluchi por facilitar los pronósticos Eta/Cptec.

A los proyectos PIP5575 de Conicet, PICT2005-38193 de Agencia APNCyT y Ubacyt X835 de la UBA, por facilitar los medios.

Al SMN por facilitar los datos meteorológicos y la imagen satelital empleados en el estudio.

A todo el laboratorio de Física del Plasma por aguantarme, escucharme y aconsejarme.

A Ariel por dejarme entrar en su oficina y prestarme el cenicero.

A mis amigas de la facu, Andre y Georgy, por las charlas y por compartir conmigo todo el esfuerzo de este trabajo.

A mis amigos de afuera de la facu: Mari, Echi, Nono, Marce y Gaby por estar siempre y bancar a mi hija y marido los fines de semana que hicieron falta para terminar esta tesis.

A Lean y Ange

Índice

<i>Título</i>	<i>Pág.</i>
Introducción y objetivos	1
Referencias	6
Capitulo 1	7
1. Descripción del Modelo MCL	7
1.1. Sistema de Ecuaciones Original	7
1.2. Dominio de Resolución	13
1.3. Método Numérico	17
1.4. Inicialización y Condiciones de Contorno	20
Referencias	24
Capitulo 2	26
2. Verificación y Anidación del Modelo MCL al Modelo Eta/CPTEC	26
2.1. Anidación del Modelo MCL al Modelo Eta	26
2.1.1 Borde Superior	27
2.2. Diseño de los Experimentos	28
2.2.1. Método de Evaluación	29
2.2.2 Experimento I	30
2.2.2.1. Interpolación de borde inferior	31
2.2.2.2. Resultados del experimento I	31
2.2.3. Experimento II	33
2.2.3.1. Resultados del Experimento II	33
2.2.4. Experimento III	34
2.2.4.1. Resultados del Experimento III	36
2.2.5. Ejemplo de Pronóstico del 18 de Enero de 2004	38
2.3. Conclusiones del Capítulo 2	42
Referencias	45
Capitulo 3	46
3. Análisis de los Cambios Observados en la Región y Comparación con PRECIS	46
3.1. Cambios Observados	47
3.1.1. Temperatura	47
3.1.2. Viento	53
3.2. Modelo PRECIS	56
3.2.1. Temperatura	57
3.2.2. Viento	63
3.3. Comparación entre los Periodos 1967-1976 y 1982-1991	65
3.3.1. Cambios Observados	66
3.3.2. Cambios en la Climatología 1960-1990 del Modelo PRECIS	69
3.4. Conclusiones Capitulo 3	70
Referencias	71
Capitulo 4	73
4. Climatologías con el Modelo MCL	73
4.1. Climatología con el Modelo MCL Forzado con	

Observaciones	73
4.1.1. Metodología Empleada	73
4.1.2 Resultados	76
4.2. Climatología con el Modelo MCL Forzado con PRECIS	85
4.2.1. Metodología Empleada	85
4.2.2. Resultados	87
4.3. Cambios Simulados y Observados	91
4.3.1. Cambios con el Modelo MCL Forzado con Observaciones	91
4.3.2 Cambios con el Modelo MCL Forzado con PRECIS	94
4.4. Conclusiones Capitulo 4	96
Referencias	98
 Capitulo 5	 99
5. Escenarios de PRECIS 2070-2100 y Climatología Futura con el Modelo MCL	99
5.1. Escenario B2 de PRECIS	101
5.1.1 Temperatura de Superficie	102
5.1.2 Viento en 850 hPa	106
5.2. Escenario A2 de PRECIS	107
5.2.1. Temperatura de Superficie	107
5.2.2 Viento en 850 hPa	111
5.3. Diferencia entre Escenarios A2 y B2 de PRECIS	112
5.3.1. Temperatura en Superficie	112
5.3.2 Viento en 850 hPa	113
5.4. Escenarios con el Modelo MCL Forzado por PRECIS	112
5.4.1. Viento en Superficie con el Modelo MCL en Escenario B2	114
5.4.2. Viento en Superficie con el Modelo MCL en Escenario A2	116
5.5. Cambios con el Modelo MCL con relación al período 1960-1990	116
5.5.1. Cambios para el Escenario B2	116
5.5.2. Cambios para el Escenario A2	119
5.5.3. Diferencias en el Viento en Superficie del Modelo MCL entre los Escenario A2 y B2	121
5.6. Conclusiones Capitulo 5	
Referencias	124
Discusión y Conclusiones	126
	127

Introducción y Objetivos

En la zona de influencia del Río de La Plata se desarrolla una importante actividad productiva y en ella se concentra casi un tercio de la población de nuestro país. Grandes asentamientos urbanos, diversas actividades comerciales e importantes industrias se encuentran sobre sus orillas. Además, el Río de La Plata y su afluente el río Paraná, constituyen importantes vías de navegación y sobre sus orillas se hallan algunos de los puertos más grandes del cono sur del continente. Por lo tanto, el Río de La Plata y su zona de influencia constituyen una región de vital importancia para nuestro país.

El Río de La Plata es un inmenso espejo de agua que se introduce en el continente y ejerce una acción condicionante y reguladora del tiempo y del clima local. En consecuencia, otros aspectos ambientales que están estrechamente ligados al tiempo y al clima local se ven también influenciados por la presencia del Río de La Plata. Entre ellos se pueden mencionar la contaminación ambiental, el régimen de corrientes y mareas del río, la pesca en el frente oceánico, la operación de puertos, la navegación deportiva, el turismo, etc.

La extensión geográfica del Río de La Plata –300 kilómetros de longitud y un ancho variable entre 50 y 200 kilómetros- es de una magnitud tal que se comporta como fuente de contraste térmico superficial, de igual modo que un océano o un mar extenso. Esta disposición geográfica facilita el desarrollo de una circulación local del tipo brisa de mar-tierra que debe su existencia a la diferencia de temperatura entre el mar y el continente. La brisa de mar es aire que se desplaza desde el mar hacia el continente, generando un frente de brisa, y por encima de ella se produce una corriente de retorno. Esta circulación se cierra con subsidencia sobre el mar y convección poco profunda sobre el continente y se desarrolla más evidentemente en presencia de un débil gradiente de presión regional.

Por ejemplo, la Figura 1 muestra la distribución media anual de frecuencias de dirección del viento en un conjunto de estaciones meteorológicas de la región, durante el período 1959-1984, para las cuatro horas principales de observación. A las 9 hora local en todas las estaciones predomina el viento de los sectores N y NE, que en conjunto totalizan frecuencias entre 40% y 50%. A las 15 hora local en las estaciones sobre la costa

argentina los sectores dominantes son N, NE y E, cuyas frecuencias totalizan entre 50% y 70%. En cambio en Pontón Recalada el 40% es del E y SE y en Martín García el 35% es del SE y S. Las direcciones de viento dominantes en Martín García y Pontón Recalada difieren de aquéllas en la costa argentina en casi un cuadrante. A las 21 hora local la dirección del viento sobre la costa uruguaya y la costa argentina es más homogénea y los sectores dominantes son E y SE en toda la región. A las 3 hora local la dirección del viento es similar a la observada a las 9 de la mañana.

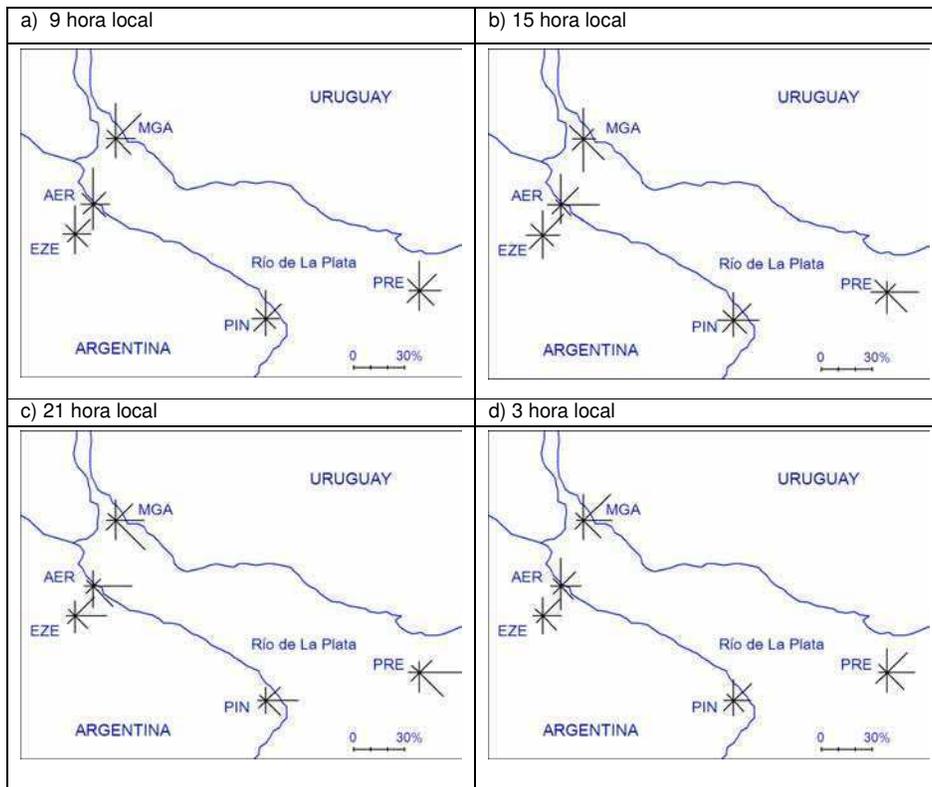


Figura 1 Frecuencia media de la dirección del viento durante el período 1959-1984 en Ezeiza (EZE), Aeroparque (AER), Martín García (MGA), Punta Indio (PIN) y Pontón Recalada (PRE).

El mayor cambio en la dirección dominante del viento a lo largo del día tiene lugar en las estaciones sobre el río y próximas a la costa uruguaya y es mayor que un cuadrante, mientras en la costa argentina el cambio diurno es menor que un cuadrante. La Figura 1 permite apreciar claramente el comportamiento cíclico del viento en capas bajas en diferentes partes de la región.

Diferentes modelos numéricos de mesoescala se han utilizado para estudiar la circulación atmosférica de capas bajas generadas por contrastes topográficos. En

algunas regiones donde la circulación de brisa de mar-tierra es importante, es común adaptar modelos numéricos existentes para el estudio de la misma. Por ejemplo Zhang et al. (2005) simulan la circulación de brisa en Hawai utilizando el modelo espectral de mesoescala del NCEP (National Center for Environmental Prediction) acoplado a un modelo de superficie de 3 km de resolución. La penetración de la circulación de brisa al oeste del lago Michigan fue estudiada por Roebber and Gehring (2000) utilizando el modelo MM5 con 5 km de resolución. En otros casos se han utilizado modelos numéricos especialmente desarrollados para el estudio de la brisa generada por topografías complejas, como Daggupaty (2001) quien realiza simulaciones asociadas a la brisa con un modelo tridimensional para el sudoeste de Ontario, Canadá. Un aspecto importante en el modelado atmosférico de escala local es la verificación y validación de los pronósticos, como lo discute Case et. al. (2004) en un estudio en el estado de Florida en los Estados Unidos.

Según Colby (2004), uno de los mayores problemas que enfrenta el modelado numérico para conseguir representar correctamente los procesos atmosféricos de corto a mediano plazo en escala regional, es lograr que los modelos funcionen de manera acertada y en forma eficiente en alta resolución. Tal es el desafío que se enfrenta en esta tesis ya que su objetivo general es realizar un estudio de variabilidad climática de la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata durante el período observacional reciente, junto con una proyección de los escenarios de cambio climático para la región, empleando para ello modelos numéricos y observaciones. Los modelos numéricos disponibles para esta región no alcanzan la resolución horizontal necesaria, ni disponen de la formulación más apropiada para representar acertadamente los efectos de la geometría local del contraste térmico superficial. Dada la necesidad en este trabajo de modelar en alta resolución la circulación atmosférica en capas bajas, se emplea el modelo numérico de capa límite en mesoescala –MCL- especialmente desarrollado por Berri (1987) para la región del Río de La Plata. En el Capítulo 1 se presenta el modelo MCL y se describe su formulación física, el sistema de ecuaciones y el método numérico de resolución.

El modelo MCL tiene dos forzantes que se definen en sus condiciones de borde. El borde inferior está en la superficie terrestre y el borde superior se ubica en el tope material del modelo a 2000 metros de altura. La versión del modelo MCL disponible para este estudio

define ambos forzantes a partir de las observaciones disponibles en las estaciones meteorológicas de la región. Por lo tanto, el primer objetivo específico de esta tesis es la modificación de la versión disponible del modelo MCL para que pueda funcionar forzado por las salidas de otros modelos regionales. En el Capítulo 2 se describen en detalle las modificaciones realizadas al modelo MCL que le permiten incorporar los cambios en escala sinóptica que tienen lugar en la región durante el período de integración. Para ello se realiza la anidación del modelo MCL al modelo de pronóstico operativo regional Eta/CPTEC y se presenta el resultado de una serie de experimentos realizados para comparar los pronósticos del viento en superficie de ambos modelos (MCL y Eta) con las observaciones de las estaciones meteorológicas de la región.

El segundo objetivo específico es determinar la capacidad del modelo MCL para reproducir los cambios observados en la circulación de capas bajas en la región del Río de La Plata en las últimas décadas, en función de los cambios observados en las condiciones atmosféricas a escala regional. Para tal fin se realiza en primer lugar un análisis de las series históricas de viento y temperatura de un conjunto de estaciones meteorológicas de la región, que se presenta en el Capítulo 3. Se estudian además las tendencias de la temperatura de superficie y el cambio en la distribución de frecuencias de dirección e intensidad del viento en superficie y en el sondeo de Ezeiza durante el período 1960-1990 y se analiza su significancia estadística.

Luego en el Capítulo 4 se calcula la climatología del viento en superficie del modelo MCL, la cual se obtiene por un método simplificado como el resultado promedio, o ensamble, de una serie de pronósticos a 24 horas. Cada miembro del ensamble es un pronóstico que se obtiene forzando el modelo con una diferente condición de borde definida a partir de las observaciones locales del período 1960-1990. La climatología se establece como la distribución media de frecuencias de dirección y velocidad del viento. La climatología del modelo MCL se compara con la climatología observada en las estaciones meteorológicas de la región y se determinan los errores. Se estudian además las diferencias observadas entre las distribuciones de frecuencia de dirección y velocidad del viento en superficie de dos subperíodos del período 1960-1990 y se analiza en que medida el modelo MCL reproduce tales diferencias.

Con el fin de cumplimentar el objetivo general, se establece el tercer objetivo específico consistente en un análisis del posible impacto del cambio climático proyectado para el período 2070-2100, en el campo de viento en capas bajas en la región del Río de La Plata. Se emplean para ello los escenarios desarrollados por el Panel Intergubernamental del Cambio Climático según las emisiones que se proyectan para el futuro. Dado que esta tesis estudia aspectos de escala regional, se emplean los resultados del proyecto CREAS (Cenários REgionalizados de Clima para America do Sul), liderado por CPTEC. Este proyecto utiliza el modelo HadRM3P del Hadley Centre en su versión regional PRECIS (Providing REgional Climates for Impacts Studies) para crear la climatología de referencia del período 1960-1990 y los escenarios futuros del período 2070-2100.

En el Capítulo 4 se describe la adaptación realizada en el modelo MCL que permite definir los forzantes a partir de las salidas del modelo regional PRECIS y se calcula la climatología del viento en superficie del período 1960-1990 en la región. Estos resultados del modelo MCL forzado por el PRECIS se comparan con las observaciones de igual período en las estaciones meteorológicas de la región, se analizan las diferencias y se determinan los errores. En el Capítulo 4 se presentan también las diferencias entre las distribuciones de frecuencias de dirección y velocidad del viento en superficie de dos subperíodos del período 1960-1990 y se analiza en que medida el modelo MCL forzado por el modelo PRECIS reproduce las variaciones observadas.

Finalmente en el Capítulo 5 se realiza el estudio de los cambios en la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata, que calcula el modelo MCL como resultado de los cambios proyectados a escala regional para el período 2070-2100 por el modelo PRECIS en los escenarios A2 y B2. Para ello se calcula la distribución de frecuencias de dirección y velocidad del viento en superficie en la región, forzando al modelo MCL con las salidas de PRECIS para ambos escenarios. Los cambios en la circulación atmosférica en capas bajas se establecen en función de la diferencia entre la distribución de frecuencias de dirección y velocidad del viento de cada escenario 2070-2100 y la climatología 1960-1990 del modelo MCL forzado por las salidas de PRECIS. Se analizan los resultados en función del error establecido entre las frecuencias de viento calculadas por el modelo MCL y las observadas en las estaciones meteorológicas de la región durante el período observacional reciente. Se analizan también las diferencias que se observan entre los resultados sobre tierra y sobre río,

como así también entre los escenarios A2 y B2. En la última sección de la tesis se discuten los resultados obtenidos en los distintos capítulos y se establecen las conclusiones finales.

Referencias

Berri, G.J. (1987) Estudio del comportamiento termohidrodinámico de la capa límite atmosférica sobre el Río de La Plata y sus inmediaciones, mediante un modelo de simulación numérica, Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Case, J.L., Manobianco, J., Lane, J.E., Immer, C.D., and Merceret, F.J. (2004) An Objective Technique for Verifying Sea Breezes in High-Resolution Numerical Weather Prediction Models, *Wea. Forecasting*, **19**, 690–705 pp.

Colby, F.P. Jr. (2004) Simulation of the New England Sea Breeze: The effect of Grid Spacing, *Wea. Forecasting*, **19**, 277–285 pp.

Daggupaty, S.M. (2001) A Case Study of the simultaneous Development of Multiple Lake-Breeze Fronts with a Boundary Layer Forecast Model, *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 289–311 pp.

Roebber, P.J. and Gehring, Mark G. (2000) Real-Time Prediction of the Lake Breeze on the Western Shore of Lake Michigan, *Wea. Forecasting*, **15**, 298–312 pp.

Zhang, Y., Chen, Y., Schroeder, T.H. and Kodama, K. (2005) Numerical Simulations of Sea-Breeze Circulations over Northwest Hawaii, *Wea. Forecasting*, **20**, 827–846 pp.

Capítulo 1

1. Descripción del Modelo MCL

Se utiliza el modelo MCL desarrollado por Berri (1987) y publicado en Berri y Nuñez (1993). El modelo MCL es un modelo de simulación numérica en ecuaciones primitivas que consta de ambas ecuaciones de movimiento horizontales, la ecuación hidrostática, la ecuación de continuidad para un fluido incompresible, la ecuación termodinámica y la ecuación de estado de los gases ideales. Este modelo fue modificado para ser anidado a diferentes modelos de diagnóstico y pronóstico.

El modelo MCL, en su forma original, realizaba diagnósticos a partir de dos forzantes, uno en superficie y otro en el tope material del modelo. En superficie el forzante estaba definido mediante la simulación del ciclo diario de la temperatura a partir de una función de calentamiento dependiente de la distancia a la costa y de la hora del día. En el tope material del modelo se utilizaba como forzante un viento homogéneo y constante durante todo el período de integración.

El modelo MCL se modificó en etapas con el objetivo de transformarlo en un modelo de pronóstico operativo de alta resolución y se verificaron cada uno de los cambios realizados. Las diferentes modificaciones se detallan en los distintos capítulos de esta tesis.

1.1. Sistema de Ecuaciones Original

El sistema de ecuaciones del modelo MCL está basado en los tres principios básicos que gobiernan el movimiento atmosférico: la conservación de la masa, la conservación de la energía y la conservación de la cantidad de movimiento. Donde cada uno de ello se expresa mediante una ecuación de conservación.

La conservación de la masa se expresa mediante la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho \vec{V}) \quad (1.1)$$

donde cada símbolo tiene el significado usual en meteorología.

La conservación de la energía se refiere a todas sus formas. En la atmósfera, y particularmente en la troposfera donde la densidad del aire es grande, son relevantes las tres siguientes formas de energía: cinética, potencial e interna (Haltiner and Williams, 1980). Obteniendo la energía interna a partir del primer principio de la termodinámica y escribiéndola en términos de la entropía, la ecuación de la conservación de la energía se puede expresar como:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{1}{T} \frac{dQ}{dt} = \frac{1}{T} \frac{du}{dt} + \frac{p}{T} \frac{d\alpha}{dt} \quad (1.2)$$

El balance entre las tres formas de energía requerido por el principio de conservación queda determinado por la ecuación termodinámica, la ecuación de continuidad ya presentadas y por la ecuación de movimiento que veremos enseguida. Como consideramos a la atmósfera un gas ideal que cumple con la ecuación de estado:

$$p\alpha = RT$$

podemos escribir a la energía interna como función de la temperatura:

$$\frac{du}{dt} = c_v \frac{dT}{dt}.$$

Como el volumen específico α no se mide en la atmósfera, es conveniente obtener una forma más cómoda de la ecuación termodinámica introduciendo la temperatura potencial:

$$\theta = T(1000/p)^{R/c_p}$$

si diferenciamos logaritmicamente a θ respecto del tiempo y usamos la ecuación de estado, obtenemos la siguiente forma de la ecuación termodinámica:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{c_p}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = S_\theta \frac{c_p}{\theta}$$

donde S_θ representa las fuentes y los sumideros de calor. Estos últimos incluyen los calores de cambio de fase, las convergencias y/o divergencias del flujo radiativo y las transferencias de calor por procesos moleculares. Sin embargo, como se trata de un modelo seco no intervienen los calores de cambio de fase. Además se desprecia la convergencia y/o divergencia del flujo radiativo ya que estos términos son importantes donde existen fuertes gradientes de temperatura y ello ocurre en los primeros centímetros por encima del suelo. Finalmente, se desprecian todas las transferencias por agitación molecular frente a sus contrapartes turbulentas como se discutirá más adelante. Con estas consideraciones la ecuación termodinámica queda reducida a:

$$\frac{d\theta}{dt} = 0 \quad (1.3)$$

Por último, la conservación de la cantidad de movimiento por unidad de masa en términos del segundo principio de Newton, queda expresada en la siguiente forma de la ecuación de movimiento:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \vec{g}\hat{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} \quad (1.4)$$

donde ya se ha despreciado la disipación de la cantidad de movimiento por viscosidad molecular con igual argumento al ya mencionado más arriba para la ecuación termodinámica.

El sistema (1.1) (1.2) y (1.3) se cierra con la definición de la temperatura potencial y la ecuación de estado para los gases ideales, dadas respectivamente por:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \quad (1.5)$$

$$p = \rho RT \quad (1.6)$$

donde la temperatura T que aparece en (1.5) y (1.6) es realmente la temperatura virtual:

$$T_v = T(1 + 0.61q)$$

donde q es la humedad específica. Pero en la atmósfera seca $q=0$, por lo tanto, $T = T_v$ y R es la constante específica del aire seco.

El sistema anterior, particularmente (1.1) y (1.4), está expresado en forma tal que contiene todos sus términos, pero no todos contribuyen en igual magnitud. Es conveniente entonces realizar un análisis de escala y en función de él despreciar aquellos términos de menor magnitud relativa (Berri, 1987)

Finalmente, la ecuación de conservación de la masa se reduce a

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.7)$$

y es conocida como la ecuación de continuidad para la convección poco profunda o como hipótesis de incompresibilidad. La ecuación de continuidad de la masa queda convertida en una ecuación de diagnóstico, y como tal, se usará para determinar el movimiento vertical.

De esta forma, el sistema completo de ecuaciones queda:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + fv \quad (1.8a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \alpha \frac{\partial p}{\partial y} - fu \quad (1.8b)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{g}{\alpha} \quad (1.8c)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.8d)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (1.8e)$$

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \quad (1.8f)$$

$$p\alpha = RT \quad (1.8g)$$

y constituye un sistema cerrado de 7 ecuaciones con 7 incógnitas ($u, v, w, \theta, p, \alpha, T$) que es dimensionalmente consistente. A este tipo de modelo se lo identifica usualmente como hidrostático y poco profundo de la atmósfera en mesoescala.

Para separar las diferentes escalas en los procesos atmosféricos, cualquier variable A del modelo se escribe como $A = \bar{A} + A''$, donde \bar{A} es el valor promedio de la variable en un diferencial de volumen $dx dy dz$ en un intervalo de tiempo dt , y A'' es una perturbación.

Asimismo, definimos $\bar{A} = A_0 + A'$, donde A_0 es el promedio horizontal de la variable tomado en todo el dominio del modelo y A' es el apartamiento en mesoescala con respecto a A_0 . Por otro lado, al trabajar con una circulación de escasa profundidad vertical, se puede considerar que la perturbación de la densidad cumple con la siguiente condición: $\alpha'/\alpha_0 \ll 1$.

Aplicando una clausura de primer orden a los términos turbulentos, el sistema de ecuaciones que se utiliza en el modelo se convierte en el siguiente:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \alpha_0 \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{mh} \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{mh} \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{mz} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1.9a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \alpha_0 \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{mh} \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{mh} \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{mz} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (1.9b)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{\theta h} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{\theta h} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{\theta z} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (1.9c)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1.9d)$$

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -\frac{g}{\alpha_0} \quad (1.9e)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = \frac{g}{\alpha_0} \frac{\theta'}{\theta_0} \quad (1.9f)$$

$$p = p_0 + p' \quad (1.9g)$$

$$\theta' = \theta - \theta_0 \quad (1.9h)$$

donde todos los símbolos tienen el significado usual en meteorología. El primer subíndice del coeficiente de intercambio turbulento (K), tanto ($)_m$ como ($)_\theta$, se refiere a cantidad de movimiento y calor, respectivamente. El segundo subíndice, ($)_h$ y ($)_z$ se refiere a coordenada horizontal y vertical, respectivamente.

En la ecuación (1.9f) se utilizó la aproximación $\alpha'/\alpha_0 = \theta'/\theta_0$. Por simplicidad en la notación se omitió colocar la barra de promedio sobre la variable correspondiente, por lo tanto todas las variables que no tengan el supraíndice ($'$) o el subíndice ($_0$) indican el valor promedio de la variable antes indicado con ($\bar{\quad}$).

Las ecuaciones (1.9a)-(1.9c) son las ecuaciones de pronóstico para u , v y θ , respectivamente, y las ecuaciones (1.9d)-(1.9h) son las ecuaciones de diagnóstico para w , p_0 , p' , p y θ' , respectivamente. Las variables α_0 y θ_0 se calculan de la siguiente manera:

$$\alpha_0 = RT_{00}/P_{00} \quad (1.10a)$$

$$\theta_0 = T_{00} \left(1000/P_{00} \right)^{R/C_p} \quad (1.10b)$$

donde T_{00} y P_{00} son valores de referencia en superficie y se consideran constantes.

1.2. Dominio de Resolución

Por las características de este modelo es conveniente tratar en forma separada los detalles del dominio vertical y los del dominio horizontal. Trataremos primero el dominio vertical.

En la capa límite atmosférica se pueden distinguir dos subcapas con características distintas y perfectamente definidas: una capa de superficie y una capa espiral. La capa de superficie se extiende desde la superficie terrestre hasta una altura variable que alcanza unas decenas de metros. En este modelo, se toma esta altura constante e igual a 40 metros. Por encima de este nivel se extiende la capa espiral hasta una altura de aproximadamente 1500 metros sobre la superficie terrestre. En esta capa, la fuerza de fricción decrece con la altura y por efecto de la fuerza de Coriolis el viento rota con la altura hasta alcanzar la dirección del viento geostrófico. El tope de esta capa también es variable y se toma constante e igual a 1500 metros. En la capa espiral el sistema de ecuaciones se resuelve tal cual está planteado, mientras que para la capa de superficie es necesario hacer algunas consideraciones.

La capa de superficie se caracteriza por la cuasi-constancia de los flujos verticales de calor y de momento, ya que estos varían solo un 10% en toda la capa. A consecuencia de esto, el viento crece rápidamente con la altura pero no varia su dirección. Como los

términos de difusión turbulenta son los de mayor orden en las ecuaciones (1.9a) a (1.9c) y suponemos que las variaciones temporales son pequeñas comparadas con ellos, estas ecuaciones se transforman en las siguientes para la capa de superficie:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_{mz} \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0 \quad (1.11a)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_{mz} \frac{\partial v}{\partial z} \right) = 0 \quad (1.11b)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_{\theta z} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = 0 \quad (1.11c)$$

donde se ha considerado además que la difusión horizontal es despreciable frente a la vertical. La capa de superficie es la porción de la capa límite más estudiada por su proximidad al suelo. La teoría de la similitud de Monin-Obukhov (Haugen, 1973) presenta una descripción de la capa de superficie que es la utilizada en este modelo. Esta teoría postula que la solución al sistema (1.11) es la siguiente:

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial |\vec{V}|}{\partial z} = \phi_M \left(\frac{z}{L} \right) \quad (1.12a)$$

$$\frac{kz}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad (1.12b)$$

donde se toma al módulo del viento como $|\vec{V}| = |u\hat{i} + v\hat{j}|$ y luego se hace $u = |\vec{V}| \cos \hat{\alpha}$ y $v = |\vec{V}| \sin \hat{\alpha}$, donde $\hat{\alpha}$ representa el ángulo que forma el viento con la dirección de las isobaras, que es la dirección del viento geostrófico; k es la constante de Von Karman, u_* la velocidad de fricción, θ_* es un flujo turbulento de calor normalizado con u_* , definido como $\theta_* = -\frac{\overline{w'\theta'}}{u_*}$. Los gradientes adimensionales ϕ_M , ϕ_h fueron evaluados

por diferentes autores. El modelo utiliza los gradientes propuestos por Businger (1973), que son los más aceptados:

$$\phi_M \left(\frac{z}{L} \right) = \left(1 - 15 \frac{z}{L} \right)^{-1/4} \quad \text{si } L > 0 \quad (1.13a)$$

$$\phi_h \left(\frac{z}{L} \right) = 0.74 \left(1 - 9 \frac{z}{L} \right)^{-1/2} \quad \text{si } L < 0 \quad (1.13b)$$

$$\phi_M \left(\frac{z}{L} \right) = 1 + 4.7 \frac{z}{L} \quad \text{si } L > 0 \quad (1.13c)$$

$$\phi_h \left(\frac{z}{L} \right) = 0.74 + 4.7 \frac{z}{L} \quad \text{si } L < 0 \quad (1.13d)$$

donde L representa la longitud de Monin-Obukhov:

$$L = \frac{T_{00} u_*^2}{kg \theta_*} \quad (1.14)$$

Las ecuaciones (1.12a) y (1.12b) han sido integradas por Paulson (1970), quien obtuvo:

$$\overline{|V(z)|} = \frac{u_*}{k} \left[\text{Ln} \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (1.15a)$$

$$\theta(z) = \theta^0 + 0.74 \theta_* \frac{u_*}{k} \left[\text{Ln} \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_h \left(\frac{z}{L} \right) \right], \quad (1.15b)$$

donde

$$\psi_M = 2 \text{Ln} \left[\frac{(1 + \phi_M^{-1})}{2} \right] + \text{Ln} \left[\frac{(1 + \phi_M^{-2})}{2} \right] - 2 \tan^{-1}(\phi_M^{-1}) + \frac{\pi}{2} \quad \text{si } L < 0 \quad (1.16a)$$

$$\psi_h = 2Ln \left[\frac{(1 + \phi_h^{-1})}{2} \right] \quad \text{si } L < 0 \quad (1.16b)$$

$$\psi_M = -4.7 \frac{z}{L} \quad \text{si } L > 0 \quad (1.16c)$$

$$\psi_h = -6.4 \frac{z}{L} \quad \text{si } L > 0 \quad (1.16d)$$

en donde θ^0 , el valor de θ en $z=z_0$, siendo este último el parámetro de rugosidad, que en este trabajo se tomó igual a 1 cm.

Así, dentro de la capa de superficie, las ecuaciones de pronóstico (1.9a) a (1.9c) se transforman en las siguientes ecuaciones de diagnóstico:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[Ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right] \cos \hat{\alpha} \quad (1.17a)$$

$$v(z) = \frac{u_*}{k} \left[Ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right] \text{sen} \hat{\alpha} \quad (1.17b)$$

$$\theta(z) = \theta^0 + 0.74\theta_* \left[Ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_h \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (1.17c)$$

Estas son las ecuaciones para la interpolación de los valores de u , v , y θ entre el tope de la capa de superficie y el nivel del parámetro de rugosidad z_0 que es donde se define $\theta^0(t)$, que constituye el forzante del modelo.

El dominio vertical del modelo queda definido por 12 niveles: 0.01, 10, 40, 80, 140, 220, 350, 550, 800, 1100, 1500, 2000 metros. El primer nivel (0.01 m sobre tierra y 0.001 m sobre el río) coincide con el parámetro de rugosidad, el tercer nivel coincide con el tope de la capa de superficie (40 m), el penúltimo nivel (1500 m) coincide con el tope de la capa límite y el último nivel, que se ubica en 2000 metros, es el tope material del modelo.

El dominio horizontal del modelo abarca un rectángulo máximo de 450 km x 350 km centrado en el Río de La Plata y la resolución máxima con que puede funcionar el modelo es de pocos kilómetros.

1.3. Método Numérico

El sistema (1.9) se cierra con la definición de los coeficientes de intercambio turbulento de momento y de calor, tanto horizontales como verticales. Se adopta la postulación de O'Brien (1970) para el coeficiente vertical de momento K_z . Este autor propone una interpolación polinómica entre el valor del coeficiente en el tope de la capa de superficie $K_z(h)$ y el valor del mismo en el tope de la capa límite $K_z(H)$, en donde se adopta un valor pequeño ya que allí la mezcla turbulenta está muy reducida. A consecuencia de esta interpolación el máximo se obtiene a una altura que es aproximadamente $H/3$, lo que coincide con observaciones. El coeficiente de intercambio $K_z(z)$ tiene la siguiente expresión:

$$K_z(z) = K_z(H) + \frac{(H-z)^2}{(H-h)^2} \left\{ K_z(h) - K_z(H) + (z-h) \left[\frac{\partial K}{\partial z} \right]_h + 2 \left(\frac{K_z(h) - K_z(H)}{H-h} \right) \right\} \quad (1.18)$$

donde se adopta el valor $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ para $K_z(H)$ mientras que $K_z(h)$ viene dada por la siguiente expresión que surge de la teoría de la similitud de Monin-Obukhov (Haugen, 1973):

$$K_z(h) = \frac{u_* k h}{\phi_M \left(\frac{h}{L} \right)} \quad (1.19)$$

La formulación para el coeficiente de intercambio turbulento de calor K_{TZ} es análoga a la (1.18) donde se asume el mismo valor de $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ para $K_{TZ}(H)$ y $K_{TZ}(h)$ viene dado por:

$$K_{TZ}(h) = \frac{u_* k h}{\phi_h \left(\frac{h}{L} \right)} \quad (1.20)$$

Los coeficientes de intercambio turbulento en la horizontal se definen en función de los de intercambio vertical como lo sugieren Ross and Orlanski (1982) haciéndolos directamente proporcionales al cuadrado del cociente de escalas:

$$K_H = \left(\frac{\Delta S}{\Delta z} \right)^2 K_z \quad (1.21a)$$

$$K_{TH} = \left(\frac{\Delta S}{\Delta z} \right)^2 K_{Tz} \quad (1.21b)$$

donde ΔS es un valor medio de la separación entre puntos en la horizontal y Δz es un valor medio de la separación entre puntos en la vertical.

Esta formulación de los coeficientes de intercambio en la horizontal surge de considerar que la difusión turbulenta es isotrópica, de modo que la transferencia turbulenta por unidad de gradiente es la misma en la horizontal que en la vertical:

$$\frac{K_H}{\Delta S^2} = \frac{K_z}{\Delta z^2} \quad (1.22)$$

El sistema (1.9) constituye un sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales y no lineal, por lo tanto no admite solución analítica y es necesario utilizar métodos numéricos. Estos métodos incluyen: diferencias finitas, elementos finitos, métodos espectrales o pseudoespectrales e interpolación polinómica. En modelado de mesoescala los métodos más comunes son diferencias finitas y elementos finitos. Los elementos finitos tienen una exactitud bastante buena pero un gran costo en tiempo de cómputo ya que las funciones de base deben ser recalculadas cada vez que las variables del modelo cambian de valor. Thacker (1978) muestra que al introducir elementos finitos en lugar de diferencias finitas no se mejoran sustancialmente los resultados y si se incrementa el tiempo de cómputo. En el modelo MCL se utiliza el método de las diferencias finitas para la resolución numérica de las ecuaciones

Es conveniente tratar por separado la discretización de los términos advectivos y difusivos y a su vez cada uno de estos en su forma horizontal y vertical. Para resolver el sistema de ecuaciones (1.9) se utiliza el siguiente esquema semi-implícito:

$$\frac{\psi_i^{\tau+1} - \psi_i^{\tau-1}}{2\Delta t} = (Adv_{horiz})^n + (Adv_{vert})^{n+1} + (Dif_{horiz})^{n-1} + (Dif_{vert})^{n+1} + (presión + Coriolis)^n$$

donde los términos advectivos se discretizan mediante una diferenciación adelantada en el tiempo y centrada en el espacio. Si ψ representa a cualquiera de las variables u , v o θ de (1.9a) a (1.9c) y s una coordenada cualquiera, la típica ecuación advectiva:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = -c \frac{\partial \psi}{\partial s}, \text{ expresada en diferencias finitas queda:}$$

$$\frac{\psi_i^{\tau+1} - \psi_i^{\tau-1}}{2\Delta t} = \begin{cases} C_i^\tau \frac{\psi_{i+1}^\tau - \psi_i^\tau}{s_{i+1} - s_i}, si C_i^\tau \leq 0 \\ -C_i^\tau \frac{\psi_i^\tau - \psi_{i-1}^\tau}{s_i - s_{i-1}}, si C_i^\tau > 0 \end{cases} \quad (1.23)$$

donde el supraíndice τ indica el instante de tiempo y el subíndice i el punto en el espacio. Este esquema es estable si el número de Courant $Cu = C_i^\tau \Delta t / \Delta s \leq 1$, de modo que este último determina el Δt a emplear. Utilizando valores típicos en este modelo, se obtiene un Δt advectivo de alrededor de 120 segundos.

Los términos difusivos horizontales se discretizan mediante una diferenciación adelantada en el tiempo y centrada en el espacio, de modo que si s_h es cualquiera de las dos coordenadas horizontales, la típica ecuación difusiva: $\frac{\partial \psi}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \psi}{\partial s_h^2}$, expresada en

diferencias finitas queda:

$$\frac{\psi_i^{\tau+1} - \psi_i^\tau}{\Delta t} = K_i^\tau \frac{[\psi_{i+1}^\tau + \psi_{i-1}^\tau - 2\psi_i^\tau]}{\Delta s_h^2} \quad (1.24)$$

este esquema es estable si se cumple la siguiente condición: $K_i^\tau \frac{2\Delta t}{\Delta s_h^2} \leq 1$, que permite determinar el Δt difusivo a emplear. Utilizando valores típicos se obtiene que el mismo es de aproximadamente 25 segundos. Ya que estos valores de Δt son variables durante el proceso de integración y es necesario adoptar un valor menor o igual que el mínimo de los dos, se utilizó $\Delta t = 15$ segundos para asegurar la estabilidad.

En la vertical se emplea un espaciado logarítmico-lineal de modo que los términos difusivos que en la vertical tienen la forma general $\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial \psi}{\partial z} \right)$, se discretizan de la siguiente manera:

$$\frac{\psi_k^{\tau+1} - \psi_k^\tau}{\Delta t} = \left[\frac{K_{v_{k+1/2}}^\tau (\psi_{k+1}^\tau - \psi_k^\tau)}{z_{k+1} - z_k} - \frac{K_{v_{k-1/2}}^\tau (\psi_k^\tau - \psi_{k-1}^\tau)}{z_k - z_{k-1}} \right] \frac{2}{z_{k+1} - z_{k-1}} \quad (1.25)$$

Las ecuaciones de pronóstico del sistema (1.9) se resuelven sumando a la diferenciación adelantada en tiempo de la tendencia, las contribuciones simultáneas de todos los términos.

1.4. Inicialización y Condiciones de Contorno

El sistema de ecuaciones con las cuales trabaja el modelo MCL es un sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales no lineal y evolutivo en el tiempo. Constituye por lo tanto un problema de valor inicial y de valor de contorno o frontera ya que el dominio espacial es finito.

El sistema de ecuaciones del modelo MCL se inicializa construyendo una espiral de Eckman en cada punto del dominio a partir del campo de viento proporcionado en el tope material del mismo para la condición inicial. Se considera inicializado el modelo cuando este alcanza una solución estacionaria. Los forzantes del modelo son el campo de vientos en su tope material y el campo de temperatura en superficie. Para la

inicialización se supone un campo de temperatura en superficie homogéneo e igual a la temperatura media del dominio. Luego, el modelo se integra y el mismo evoluciona según las condiciones de contorno que se le impongan.

En la inicialización se propone:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial y} = 0, \quad (1.26)$$

donde ψ representa cualquiera de las variables del sistema, excepto p y p_0 , ya que sus gradientes horizontales van a definir el movimiento horizontal. Se define además una distribución vertical de la temperatura potencial que sigue un gradiente adiabático seco:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0, \quad (1.27)$$

y por último se elige un estado no perturbado, de modo que:

$$P' = \theta' = 0 \quad (1.28)$$

Con (1.27) y (1.28), el sistema queda:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\alpha_0 \frac{\partial P_0}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1.29a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\alpha_0 \frac{\partial P_0}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (1.29b)$$

$$\frac{\partial P_0}{\partial z} = -\frac{g}{\alpha_0} \quad (1.29c)$$

ya que $P=P_0$ por (1.28), las restantes ecuaciones quedan:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial P'}{\partial z} = 0 \quad (1.29d)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0 \quad (1.29e)$$

En la atmósfera libre por encima de la capa límite, donde la fuerza de fricción se hace despreciable, las ecuaciones (1.29a) y (1.29b) tienen la siguiente solución estacionaria,

es decir cuando $\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = 0$:

$$-\alpha_0 \frac{\partial P_0}{\partial x} + fv = 0 \quad (1.30a)$$

$$-\alpha_0 \frac{\partial P_0}{\partial y} - fu = 0 \quad (1.30b)$$

Las soluciones de (1.30a) y (1.30b) para u y v definen el viento geostrófico u_g y v_g respectivamente.

Se elige un estado inicial barotrópico, por lo tanto, u_g y v_g no varían con la altura y por lo tanto tampoco lo hace el gradiente horizontal de presión, de modo que es posible escribir a este último en función del viento geostrófico. Así el sistema (1.29) se puede escribir como sigue:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1.31a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (1.31b)$$

$$\frac{\partial P_0}{\partial z} = -\frac{g}{\alpha_0} \quad (1.31c)$$

$$v_g = \frac{\alpha_0}{f} \frac{\partial P_0}{\partial x} \quad (1.31d)$$

$$u_g = -\frac{\alpha_0}{f} \frac{\partial P_0}{\partial y} \quad (1.31e)$$

Donde la integración de (1.31a) y (1.31b) se realiza utilizando la definición de K_z de (1.18), durante 60 horas o tres períodos inerciales (un período inercial es $2\pi/f$) para remover de la solución las oscilaciones inerciales. Además esta integración se realiza a partir del nivel $z = 40$ metros que es el tope de la capa de superficie. El nivel $z = 10$ metros resulta de una interpolación entre valores previos de u y v en $z = 40$ metros y $u = v = 0$ en $z = z_0$, utilizando (1.17a) y (1.17b). En estas últimas, ψ_M es cero ya que θ no varia con la altura y u_* sale también de valores previos de u y v en $z = 40$ a través de las mismas ecuaciones. Este proceso converge siempre e independientemente del primer valor que se elija para la integración de (1.30a) y (1.30b).

Como el modelo se integra dentro de un dominio finito es necesario definir las condiciones de contorno o frontera. Para esto es conveniente distinguir entre frontera superior, frontera inferior y fronteras laterales.

La frontera superior se define a 2 km de altura y constituye el límite material del modelo. En ella las condiciones son las siguientes:

$$u = u_g, \quad v = v_g, \quad P = P_0, \quad \theta = \theta_0, \quad w = P' = \theta' = 0 \quad (1.32)$$

El sistema se integra hasta el nivel inmediatamente inferior que está situado a 1.5 km de altura y es coincidente con la altura H de la capa límite atmosférica.

La frontera inferior se define en el nivel del parámetro de rugosidad z_0 que se toma constante en todo el dominio e igual a 1 cm. Las condiciones en ella son las siguientes:

$$u = v = w = 0 \quad (1.33)$$

En este nivel se define la temperatura a partir de los resultados de otros modelos de pronóstico o como una función construida a partir de datos observados, según se desee trabajar con el modelo MCL en modo diagnóstico o en modo pronóstico, respectivamente.

En las fronteras laterales se puede seleccionar la condición a utilizar. En la primera opción, que es la original del modelo, se propone:

$$1- \text{ Fronteras norte y sur } \frac{\partial \psi}{\partial y} = 0 \quad (1.34a)$$

$$2- \text{ Fronteras este y oeste } \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad (1.34b)$$

Donde ψ representa cualquiera de las variables del modelo: u , v , w , P' , θ y θ' . En ese conjunto no se incluyen P ni P_0 ya que sus gradientes horizontales son los que mantienen el movimiento horizontal. A las condiciones (1.34) se las conoce como cero flujo gradiente, tanto corriente arriba como corriente abajo del flujo (Pielke, 1984).

En la segunda opción se considera una espiral de Eckman en cada punto del borde utilizando en la diferenciación el punto inmediato interior del retículo.

Referencias

Berri, G.J. (1987) Estudio del comportamiento termohidrodinámico de la capa límite atmosférica sobre el Río de La Plata y sus inmediaciones, mediante un modelo de simulación numérica, Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Berri, G.J. and Nuñez, M.N. (1993) Transformed Shoreline-following Horizontal Coordinates in a Mesoscale Model: A Sea-Land-Breeze Case Study. *J. Appl. Meteorol.*, 32, 5, 918-928 pp.

Businger, J.A. (1973) Workshop on Micrometeorology. Chap.2, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts.

Haltiner G. J. and Williams R.T.J. (1980) Numerical prediction and dynamic meteorology (2nd Edition). Wiley & Sons Ltd. 1980. 477 pp.

Haugen, D. (1973) (Ed.) Workshop on Micrometeorology. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts.

O'Brien, J.J. (1970) A Note on the Vertical Structure of the Eddy Exchange Coefficient in the Planetary Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 8, 1213–1215 pp.

Paulson, C. A. (1970) The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 857–861 pp.

Pielke, R.A. (1984) Mesoscale Meteorological Modeling. Orlando, Academic Press, 611 pp.

Thacker, W.C (1978) Comparison of Finite-Element and Finite-Difference Schemes. Part II: Two-Dimensional Gravity Wave Motion. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 4, 680–689 pp.

Capítulo 2

2. Verificación y Anidación del Modelo MCL al Modelo Eta/CPTEC

En este capítulo se describe la adaptación del modelo MCL para permitirle funcionar acoplado al modelo Eta/CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos). Se detallan las modificaciones realizadas que permiten incorporar los pronósticos del modelo Eta, tanto de temperatura en superficie como de viento en el tope material del modelo MCL.

Se presentan los resultados de diferentes experimentos realizados para comprobar el comportamiento del modelo MCL al utilizar condiciones de borde no homogéneas y variables en el tiempo.

Se realiza una verificación estadística de los pronósticos de viento a 10 metros del MCL y del Eta, y se los compara con las observaciones de viento en superficie en estaciones meteorológicas de la región, utilizando distintas medidas estadísticas del error cometido en los pronósticos. Por último, se realiza una verificación cualitativa del pronóstico de la velocidad vertical del MCL comparando el campo de velocidad vertical en un nivel determinado, con la distribución de la nubosidad en una imagen satelital (Sraibman and Berri, 2009). El período empleado para la verificación está comprendido entre noviembre de 2003 y abril de 2004.

2.1. Anidación del Modelo MCL al Modelo Eta

El modelo MCL originalmente consideraba la homogeneidad horizontal del viento en el tope de la capa límite, asumiendo un valor teórico dependiendo del caso a estudiar (ver Capítulo 1). Con estas consideraciones no es posible representar apropiadamente las situaciones sinópticas ya que no se consideran los cambios en las condiciones de borde acordes con los cambios en las condiciones regionales. En esta sección se describe la modificación de las condiciones de borde que permiten forzar al modelo MCL con los pronósticos del modelo Eta/CPTEC.

2.1.1 Borde Superior

El modelo Eta/CPTEC se inicializa a las 00 UTC y a las 12 UTC, tiene una resolución de aproximadamente 40 km en la horizontal y cuenta con salidas cada 6 horas. Para inicializar el modelo MCL se utilizan los pronósticos a 24 horas del modelo Eta para evitar así la transferencia al modelo MCL de posibles desajustes de corto plazo del modelo Eta. Se utilizan como forzantes en el tope del modelo MCL los pronósticos de viento del modelo Eta en 850 hPa a 30, 36 y 42 horas.

Para incorporar los datos del modelo Eta de menor resolución que el modelo MCL se realiza una interpolación en tiempo y en espacio. La rutina de interpolación en espacio permite adaptar la resolución de 40 km del modelo Eta a la resolución de 10 km del modelo MCL utiliza el método de Cressman (Cressman, 1959). El primer paso consiste en calcular la distancia D_{ij}^k de cada punto de grilla del modelo MCL, identificado con los subíndices i y j , a cada punto de grilla del modelo Eta, identificado con el superíndice k . Esta distancia está dada por $D_{ij}^{k2} = (X_k - X_{ij})^2 + (Y_k - Y_{ij})^2$, donde X_{ij} y Y_{ij} son la longitud y la latitud de los puntos de grilla del modelo MCL, respectivamente, y X_k y Y_k son la longitud y la latitud de los puntos de grilla del modelo Eta, respectivamente.

El segundo paso consiste en calcular un factor de peso para cada punto de grilla del modelo MCL de la siguiente manera: $W_{ij}^k = N^2 - D_{ij}^{k2} / N^2 + D_{ij}^{k2}$, si $N \geq D_{ij}^k$, y $W_{ij}^k = 0$, si $N < D_{ij}^k$. N es un valor ajustable que luego de testear resultados de la interpolación se fijó igual a 0.4 grados. Finalmente, el valor correspondiente para cualquier variable en cada punto de grilla está dado por $V_{ij} = \sum_k V^k W_{ij}^k / \sum_k W_{ij}^k$, donde V^k es el valor correspondiente del punto de grilla del modelo Eta.

Como se dispone de pronósticos del modelo Eta cada 6 horas, se realiza una interpolación temporal para definir las condiciones de borde del modelo MCL en cada paso de tiempo de integración. Para ello, se implementa una interpolación polinómica

de splines cúbicos (Cormier and Marsh, 2001). Este tipo de polinomio interpolador tiene la propiedad de tener la primera y la segunda derivada continuas, evitando de esta manera posibles problemas con el método numérico utilizado.

2.2. Diseño de los Experimentos

Se consideran 142 pronósticos diarios del modelo MCL del período de verano que abarca desde noviembre de 2003 hasta abril de 2004. El número de días de ese período es 182, pero se realizaron sólo 142 pronósticos con el MCL ya que se consideró sólo aquellos días con observaciones en al menos cuatro de las cinco estaciones utilizadas para la verificación. Cada pronóstico de 12 horas comienza a las 9 de la mañana hora local, que es aproximadamente 2 a 3 horas después de la salida del sol, cuando el contraste de temperatura entre tierra y río es mínimo.



Figura 2.1.: Ubicación de las estaciones meteorológicas Aeroparque, Don Torcuato, Ezeiza, Pontón Recalada, Colonia y Carrasco.

Como Berri and Nuñez (1993) muestran que los cambios más importantes en el patrón del viento tienen lugar durante el día, sólo se contempla el ciclo diurno. El viento

pronosticado por el MCL se compara con el viento medido en cinco estaciones meteorológicas de la región, a saber: Aeroparque, Don Torcuato y Ezeiza del lado argentino del río y Colonia y Carrasco del lado uruguayo (ver Fig. 2.1).

La Figura 2.2 muestra la promedio diario de frecuencia media de dirección de viento en las cinco estaciones consideradas en el período estudiado (noviembre 2003-abril 2004). En ella se puede apreciar los sectores predominantes de dirección de viento en la región del Río de La Plata, que responden a la circulación dominante de brisa de mar y tierra.

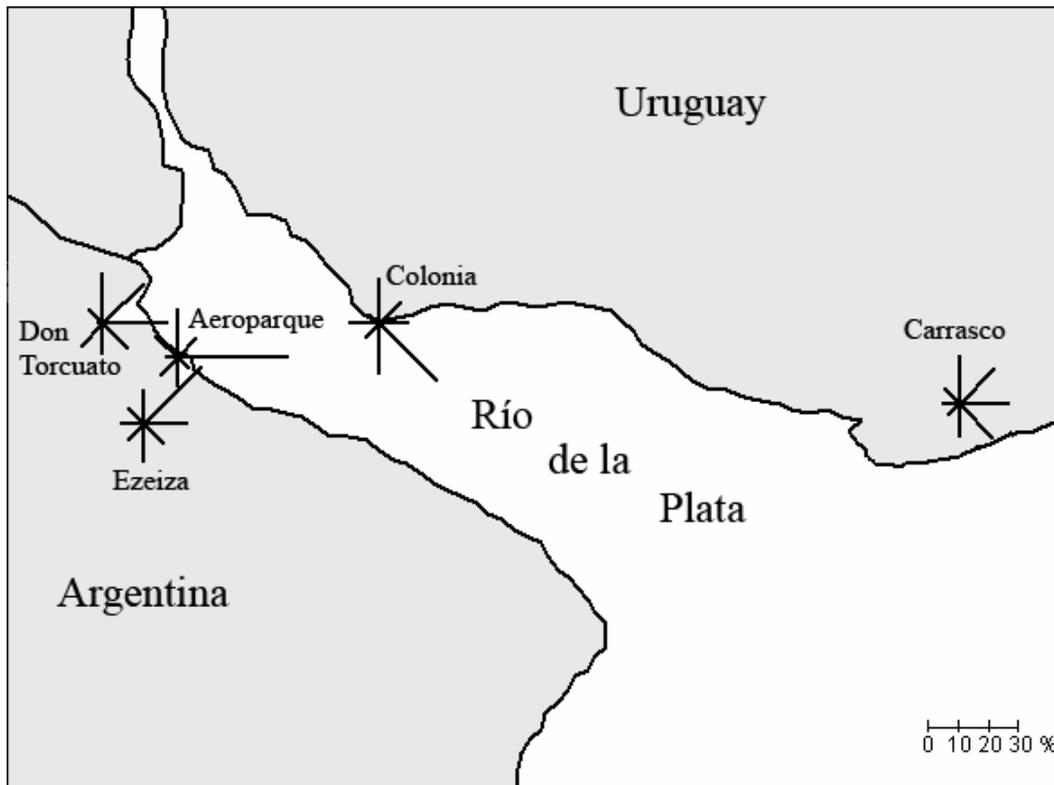


Figura 2.2: Frecuencia media de ocurrencia de dirección de viento para el período noviembre 2003 – abril 2004 para las estaciones Aeroparque, Don Torcuato, Ezeiza, Colonia y Carrasco. En el borde inferior derecho se muestra la escala de frecuencias en porcentaje.

2.2.1. Método de Evaluación

Se comparan los pronósticos de viento a 10 metros de los modelos MCL y Eta con las observaciones de las cinco estaciones meteorológicas de la región. Para ello se utilizan dos medidas: la tasa de acierto (HR, Hit Rate) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE, Root Mean Squared Error) (Wilks, 1995). El HR cuenta el porcentaje de

casos en que la dirección del viento pronosticado coincide con la dirección del viento observado, mientras que el RMSE de las componentes u y v considera tanto el error en la dirección como en la velocidad del viento pronosticado.

Para calcular el HR, las componentes horizontales del viento son transformadas a las 8 direcciones usadas normalmente (N, NE, E, etc.). El RMSE es una medida utilizada con frecuencia en la verificación de pronósticos (Hanna and Yang (2001); White et al. (1999); Zhong and Fast (2003)), y se calcula como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \left(\sum_{j=1}^N (u_o - u_f)_j^2 + \sum_{j=1}^N (v_o - v_f)_j^2 \right)}$$

donde N es la cantidad de observaciones disponibles; u y v son las componente zonal y meridional del viento, respectivamente; los subíndices f y o indican pronóstico y observación, respectivamente; y el subíndice j indica la observación a verificar.

Los pronósticos del modelo MCL son verificados para cada observación disponible entre las 9 y las 21 horas local, mientras que los pronósticos del modelo Eta son verificados con las observaciones de las 9, 15 y 21 hora local, ya que son los únicos pronósticos disponibles de este modelo. La verificación se realiza haciendo una interpolación de Cressman (1959) (ver Sección 2.1.1) de los cuatro puntos de grilla que rodean cada una de las estaciones con observación disponible.

2.2.2 Experimento I

En este experimento los pronósticos del MCL utilizan como forzante, tanto en el borde inferior como en el borde superior, los pronósticos del modelo Eta. El modelo Eta se inicializa dos veces al día, a las 00 UTC y a las 12 UTC (que corresponde a las 21 y a las 9 hora local, respectivamente). En este caso se utilizan los pronósticos inicializados a las 12 UTC del día previo, ya que de acuerdo a Mesinger and Black (1992), Seluchi and Chou (2001) y Bustamante et al. (1999), las segundas 24 horas de pronóstico del modelo Eta son mejores que las primeras 24. Por lo tanto, el modelo MCL está inicializado con los pronósticos a 24 horas del modelo Eta. Estos últimos están disponibles cada 6 horas, por lo tanto se hace necesario interpolar en tiempo para definir

las condiciones de borde del modelo MCL en cada paso de tiempo de integración. Para ello se implementa, como ya se indicó, una interpolación polinómica de splines cúbicos (Cormier and Marsh, 2001).

2.2.2.1. Interpolación del Borde Inferior

En el borde inferior se implementa una rutina de interpolación similar a la detallada en Sección 2.1.1, con la diferencia de que se aplica separadamente a los puntos de grilla situados sobre tierra y a los puntos de grilla situados sobre el río. Esto se realiza así porque la temperatura sobre el río es prácticamente homogénea y cambia muy poco durante el día, mientras que sobre tierra la amplitud del ciclo diario puede alcanzar valores de más de 10°C. Se establece una zona de transición de 1 km de ancho en donde la diferencia de temperatura entre la tierra y el río se interpola en forma lineal. Esto provee una transición suave entre las dos regiones concentrando el gradiente de temperatura alrededor de la costa.

2.2.2.2. Resultados del Experimento I

La Tabla 2.1 muestra que los valores de RMSE varían entre 3.2 y 3.6 ms⁻¹ en el caso del modelo MCL y resultan ser menores que los correspondientes valores del modelo Eta.

	9 HL		15 HL		21 HL		Promedio 9, 15 y 21 HL		Promedio De 9 a 21 HL	
	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)
MCL	68	3.2	50	3.5	58	3.6	59	3.4	58	3.5
Eta	21	5.6	18	6.8	15	6.5	18	6.4		

Tabla 2.1: HR y RMSE para el Experimento I

También se puede observar en la Tabla 2.1 que los valores de HR del modelo MCL son aproximadamente el triple que los correspondientes al modelo Eta en todos los casos. La Figura 2.3 corresponde a la comparación de los valores de HR obtenidos con ambos modelos para cada estación meteorológica a las 9 hora local (HL) (Fig. 2.3.a), 15 HL (Fig. 2.3.b) y 21 HL (Fig. 2.3.c), como así también el valor promedio de estas tres horas.

En todas las estaciones meteorológicas se aprecia que el HR o porcentaje de acierto de la dirección de viento pronosticada por el MCL es superior a la pronosticada por el Eta, en particular a las 9 HL se observan los mayores valores de HR. La mejora del MCL sobre el Eta es más notable en Aeroparque, que es la estación más cercana a la costa.

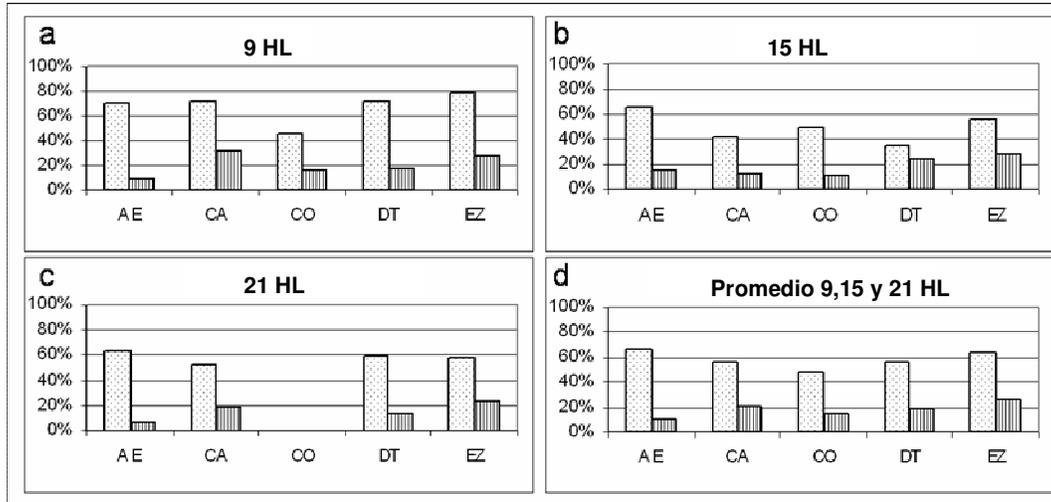


Figura 2.3: HR del Experimento I a las a) 9 HL, b) 15 HL, c) 21 HL y d) promedio de 9, 15 y 21 HL, para las estaciones meteorológicas de Aeroparque (AE), Carrasco (CA), Colonia (CO), Don Torcuato (DT) Ezeiza (EZ). Las barras punteadas corresponden al MCL y las barras rayadas corresponden al modelo Eta.

Al calcular la distribución media de dirección del viento a las 15 HL (no se muestra), se observó una predominancia excesiva de la componente de viento con dirección al continente, indicando una componente de brisa mayor a la normal. El forzante del MCL en superficie es la diferencia de temperatura tierra-río, por lo tanto, una diferencia de temperatura excesiva inducirá una circulación de brisa más intensa. La única estación sobre el río con datos de temperatura disponibles es Pontón Recalada (ver Figura 2.1). Por lo tanto se compara la diferencia entre las temperaturas observadas en Ezeiza y Pontón Recalada con la diferencia entre las temperatura pronosticada por el modelo Eta en los puntos más cercanos a cada una de esa dos estaciones. Las diferencias promedio entre las temperaturas observadas son 1°C, 4°C y 1°C para las 9 HL, 15 HL y 21 HL, respectivamente, mientras que las correspondientes diferencias pronosticadas por el modelo Eta son 1°C, 10°C y -2°C, respectivamente. La discordancia entre las diferencias de temperaturas observadas y las pronosticadas por el modelo Eta, sería responsable de la excesiva componente de brisa calculada en este experimento. Con el propósito de mejorar los pronósticos del MCL, se diseña un nuevo experimento en el cual la temperatura en superficie se toma de las observaciones.

2.2.3. Experimento II

En este experimento el modelo MCL es forzado por una temperatura potencial en superficie dada por la siguiente expresión: $\theta(x, y, t) = \theta_0 + A(t)[1 + \tanh(s(x, y)/B)]$, donde θ_0 es el valor medio de temperatura potencial en todo el dominio en el estado inicial; $A(t)$ es la diferencia de temperatura entre la tierra y el río calculada mediante un análisis armónico de la diferencia entre las temperaturas observadas en Ezeiza y las observadas en Pontón Recalada a las 3, 9, 15 y 21 HL, y $s(x, y)$ es la mínima distancia de cada punto de grilla a la costa. La tangente hiperbólica distribuye la diferencia de temperatura entre la tierra y el río de forma simétrica respecto a la costa y el parámetro $B=1000$ m determina que el 75% (90%) del cambio de temperatura se da en una distancia de $2B$ ($3B$) en sentido normal a la costa. La condición de borde superior del MCL en este experimento es la misma que la indicada en el Experimento I.

2.2.3.1. Resultados del Experimento II

La Tabla 2.2 compara los valores de RMSE y HR del modelo MCL y del modelo Eta para el Experimento II. Nuevamente se aprecia que los pronósticos del modelo MCL resultan más acertados que los del Eta. Sin embargo, se puede notar que los resultados obtenidos no son tan buenos como los del Experimento I, ya que el promedio de HR en el Experimento II es de 56%, levemente menor que el 59% obtenido en el Experimento I (ver columna 4), y el RMSE de 3.8 ms^{-1} es levemente mayor que el de 3.4 ms^{-1} del Experimento I.

	9 HL		15 HL		21 HL		Promedio 9, 15 y 21 HL		Promedio de 9 a 21 HL	
	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)
MCL	64	3.7	60	4.2	45	3.7	56	3.8	58	4.3
Eta	21	5.6	18	6.8	15	6.5	18	6.4		

Tabla 2.2: HR y RMSE para el Experimento II

A pesar de esto, si se observan dichos parámetros a diferentes horas del día se puede apreciar que a las 15 HL el HR es 60%, lo que representa una mejora frente al 50% del

Experimento I, pero el RMSE de 4.2 ms^{-1} es levemente mayor que el de 3.5 ms^{-1} del Experimento I. Por otra parte, los pronósticos del MCL a las 9 y 21 HL se ven degradados al compararlos con los del Experimento I. Por ejemplo el valor de HR decae de 68% a 64% a las 9 HL y de 58% a 45% a las 21 HL. De manera similar, el RMSE aumenta de 3.2 ms^{-1} a 3.7 ms^{-1} a las 9 HL y de 3.6 ms^{-1} a 3.7 ms^{-1} a las 21 HL. La mejora de los pronósticos para la tarde es consecuencia de una definición más apropiada del contraste térmico entre la tierra y el río, ya que el excesivo contraste térmico proporcionado por el modelo Eta genera una fuerte componente de viento hacia el continente.

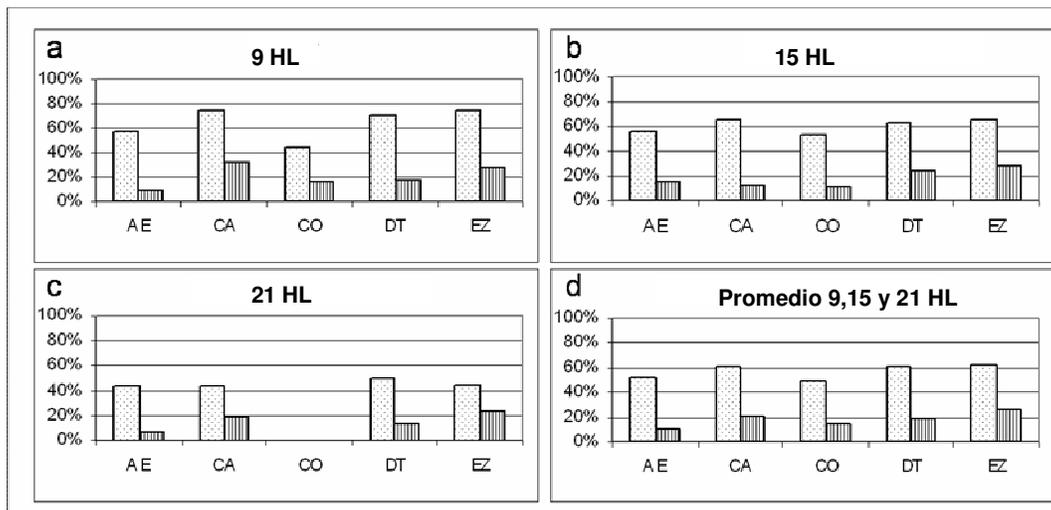


Figura 2.4: Ídem Figura 2.3 pero del Experimento II.

La última columna de las Tablas 2.1 y 2.2 tienen el promedio de valores de HR y RMSE de los pronósticos del MCL para todas las horas entre las 9 y 21 HL. Allí se puede observar que los valores de RMSE del Experimento I son levemente menores que los del Experimento II, aunque no ocurre lo mismo con el parámetro HR ya que se obtiene el mismo valor en ambos experimentos. Se puede observar, además, como una mejor definición del contraste térmico mejora los pronósticos de las 15 HL.

La Figura 2.4 muestra el valor de HR para cada estación a distintas horas del día. Se puede apreciar que a las 15 HL (Figura 2.4b), el Experimento II tiene una mejor performance que el Experimento I, excepto en la estación de Ezeiza.

2.2.4. Experimento III

En este experimento tanto la condición de borde superior como la condición de borde inferior del modelo MCL se definen a partir de las observaciones de las estaciones meteorológicas de la región. El forzante de temperatura en superficie es el mismo que en el Experimento II, pero el forzante en el borde superior se define con el viento del nivel de 850 hPa del radiosondeo de la estación de Ezeiza de las 12 UTC (9 HL). Debido a que éste es el único sondeo disponible en esta estación, la condición de borde superior es homogénea en todo el dominio y se mantiene constante durante todo el período de integración. La Tabla 2.3 compara los valores de HR y de RMSE obtenidos con el modelo MCL para las 9, 15 y 21 HL en las cinco estaciones meteorológicas. En las primeras dos columnas las condiciones de borde se definen de los pronósticos modelo del Eta (la primera columna es el Experimento I), mientras que las tres columnas siguientes corresponden a condiciones de borde definidas a partir de las observaciones. La última columna muestra los valores promedios de HR y RMSE de los pronósticos del modelo Eta.

	Condiciones de borde del MCL a partir de pronósticos del Eta		Condiciones de borde del MCL a partir de observaciones.			Eta
	850hPa Exp I	1000 hPa	850 hPa	925 hPa	1000 hPa Exp III	
B. Sup.	Temperatura del Eta	Temperatura del Eta	Temperatura del Eta	Función de temperatura	Función de temperatura	
B. Inf.	3.4	3.4	3.8	3.4	3.4	6.4
RMSE(m/s)	59	53	41	48	64	18
HR (%)						

Tabla 2.3: los valores promedios de RMSE y de HR en las cinco estaciones meteorológicas para las horas 9 HL, 15 HL y 21 HL, de los pronósticos del modelo Eta y del modelo MCL bajo diferentes condiciones de borde. B. Sup. y B. Inf. significan condiciones de borde superior e inferior, respectivamente. Temperatura del Eta significa que se utiliza la interpolación de la temperatura del Eta y Función de temperatura significa que se utiliza la función de temperatura potencial de superficie.

Cuando el modelo MCL es forzado en su tope con el viento del sondeo de 850 hPa (mismo nivel que cuando se fuerza al modelo MCL con los pronósticos del Eta), los pronósticos del MCL no alcanzan los resultados del Experimento I, ya que el RMSE aumenta de 3.4 ms^{-1} a 3.8 ms^{-1} y el HR cae de 59% a 41% (Tabla 2.3, columna 3). Por este motivo se decidió emplear otros niveles del radiosondeo para definir las condiciones de borde superior. Los otros niveles estándar disponibles en el radiosondeo son 925 hPa y 1000 hPa. Los resultados al forzar el modelo MCL con los datos de estos niveles se muestran en las columnas 4 y 5 de la Tabla 2.3. Los nuevos valores indican

que el pronóstico del MCL mejora a medida que las condiciones en el tope se definen a partir de niveles más próximos a la superficie. Los mejores resultados se obtienen al emplear el viento observado en el nivel de 1000 hPa, en que además se aprecia una leve mejoría con respecto al caso en que el MCL está forzado por los pronósticos del modelo Eta. Por ejemplo, el RMSE es igual en los dos experimentos pero el HR aumenta de 59% a 64% (Tabla 2.3, columna 5).

Esto es llamativo ya que 1000 hPa es un nivel, en teoría, muy bajo para definir el tope de la capa límite. Pero como la región del Río de La Plata se encuentra bajo la influencia del anticiclón del Atlántico Sur se puede considerar que su inversión de temperatura es la que define el tope de la capa límite. El análisis del radiosondeo de Ezeiza muestra que el 72% de los días del período de validación la base de la inversión de temperatura está por debajo de 850 hPa y en el 54 % de los días, la base de la inversión está por debajo de 925 hPa. Por lo tanto, la mayoría de los días estos dos niveles están por encima de la inversión de temperatura. Esto explicaría la mejora obtenida al utilizar los vientos observados en 1000 hPa como forzante de borde superior del modelo MCL.

	9 HL		15 HL		21 HL		Promedio 9, 15 y 21 HL		Promedio 9 a 21 HL	
	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)
MCL	73	3.0	64	3.7	54	3.7	64	3.4	62	3.3
Eta	21	5.6	18	6.8	15	6.5	18	6.4		

Tabla 2.4: HR y RMSE para el Experimento III

2.2.4.1. Resultados del Experimento III

La Tabla 2.4 detalla los resultados del Experimento III y muestra el deterioro de los pronósticos con el tiempo, al igual que en los experimentos anteriores. La Figura 2.5 muestra que el HR obtenido con el MCL es, en promedio en todas las estaciones, superior al obtenido con los pronósticos del modelo Eta. Si se comparan los valores de este experimento con los dos anteriores se aprecia que son iguales o mejores, excepto para la estación Colonia.

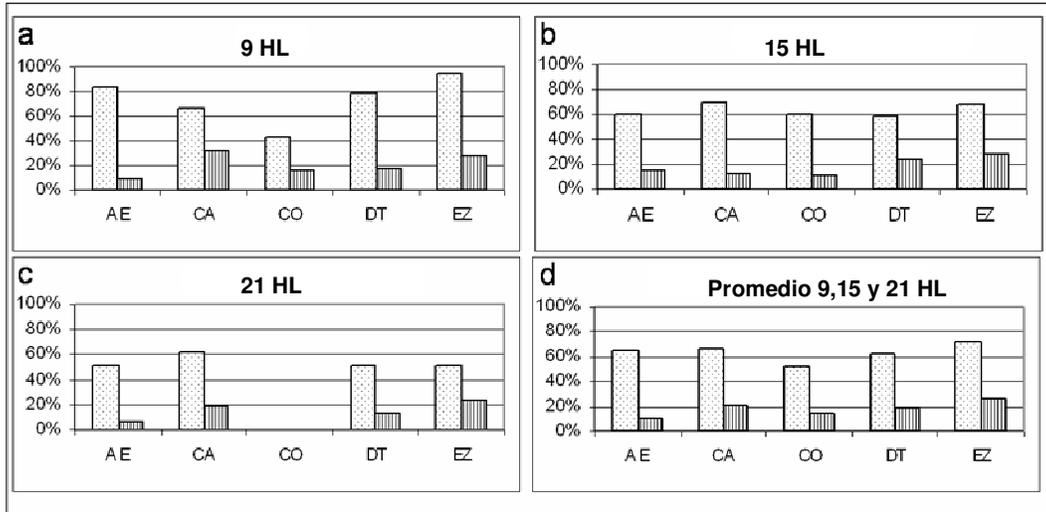


Figura 2.5: ídem Figura 2.3 pero del experimento III.

A modo de comparación (ya que se utilizan las observaciones de viento del radiosondeo de Ezeiza en 1000 hPa), se integra el modelo MCL con la condición de borde superior definida de los pronósticos del modelo Eta para 1000 hPa (Tabla 2.3, columna 2). En este caso los valores de HR caen de 59% a 53%, aunque el RMSE se mantiene en el mismo valor que con la condición de borde del nivel de 850 hPa (3.4 ms^{-1}).

	9 HL		15 HL		21 HL		Promedio 9, 15 y 21 HL		Promedio 9 a 21 HL	
	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)	HR (%)	RMSE (m/s)
MCL Exp I	68	3.2	50	3.5	58	3.6	59	3.4	58	3.5
MCL Exp II	64	3.7	60	4.2	45	3.7	56	3.8	58	4.3
MCL Exp III	73	3.0	64	3.7	54	3.7	64	3.4	62	3.3
Eta	21	5.6	18	6.8	15	6.5	18	6.4		

Tabla 2.5: Promedio de HR y RMSE para cada experimento del modelo MCL y del modelo Eta

La Tabla 2.5 compara los resultados de RMSE y HR según la hora del día. En promedio, al igual que a las 9 y 15 HL, los resultados del Experimento III son mejores que los obtenidos en los Experimentos I y II. Sin embargo, para las 21 HL el Experimento I presenta los mejores resultados, indicando que es más apropiado utilizar como forzante a los pronósticos del Eta que las observaciones para períodos de pronóstico más largos.

Además, en todos los casos los pronósticos de viento a 10 metros del MCL resultan más acertados que los del modelo Eta. Por ejemplo, el valor de RMSE está entre 1.9 ms^{-1} y 3.3 ms^{-1} , siendo menor que el correspondiente valor del modelo Eta, y el valor de HR del MCL es tres veces más grande. La Tabla 2.5 muestra una degradación sistemática de los pronósticos de MCL con el tiempo en el Experimento III, en el que sólo se utilizan observaciones para definir las condiciones de borde.

2.2.5. Ejemplo de Pronóstico del 18 de Enero de 2004

A modo de ejemplo, en la Figura 2.6 se muestra el campo de viento pronosticado a 10 metros por el MCL correspondiente al 18 de enero de 2004 (panel de la izquierda) y el pronóstico del modelo Eta (panel de la derecha) para el mismo día y el mismo nivel, en comparación con las observaciones disponibles de la región.

La fecha elegida en este ejemplo se seleccionó del conjunto de días en los cuales el modelo Eta pronosticaba vientos leves del sector E/NE persistentes a lo largo del día. Esta es la condición regional más apropiada para el desarrollo de nubes bajas típicamente inducidas por la circulación de brisa de mar-tierra en la región. Con esta condición se seleccionaron 7 días, pero solamente el 18 de enero de 2004 tenía una imagen de satélite disponible para una hora cercana al mediodía.

El panel a) de la Figura 2.6 muestra el pronóstico para las 9 HL junto con las observaciones de las 5 estaciones utilizadas en este estudio, del modelo MCL (lado izquierdo) y del modelo Eta (lado derecho). El campo de viento a 10 metros pronosticado por ambos modelos es principalmente del E y NE, en concordancia con las observaciones. Sin embargo hay algunas discrepancias en las velocidades de viento pronosticadas ya que el modelo Eta en las cercanías de las estaciones argentinas presenta menor velocidad de viento que los pronósticos del modelo MCL, cuyas velocidades concuerdan mejor con las observadas. Además, las velocidades pronosticadas por el modelo MCL son menores sobre el Río de La Plata y mayores sobre el continente, mientras que los pronósticos del modelo Eta muestran un decrecimiento sistemático de la velocidad de E a O.

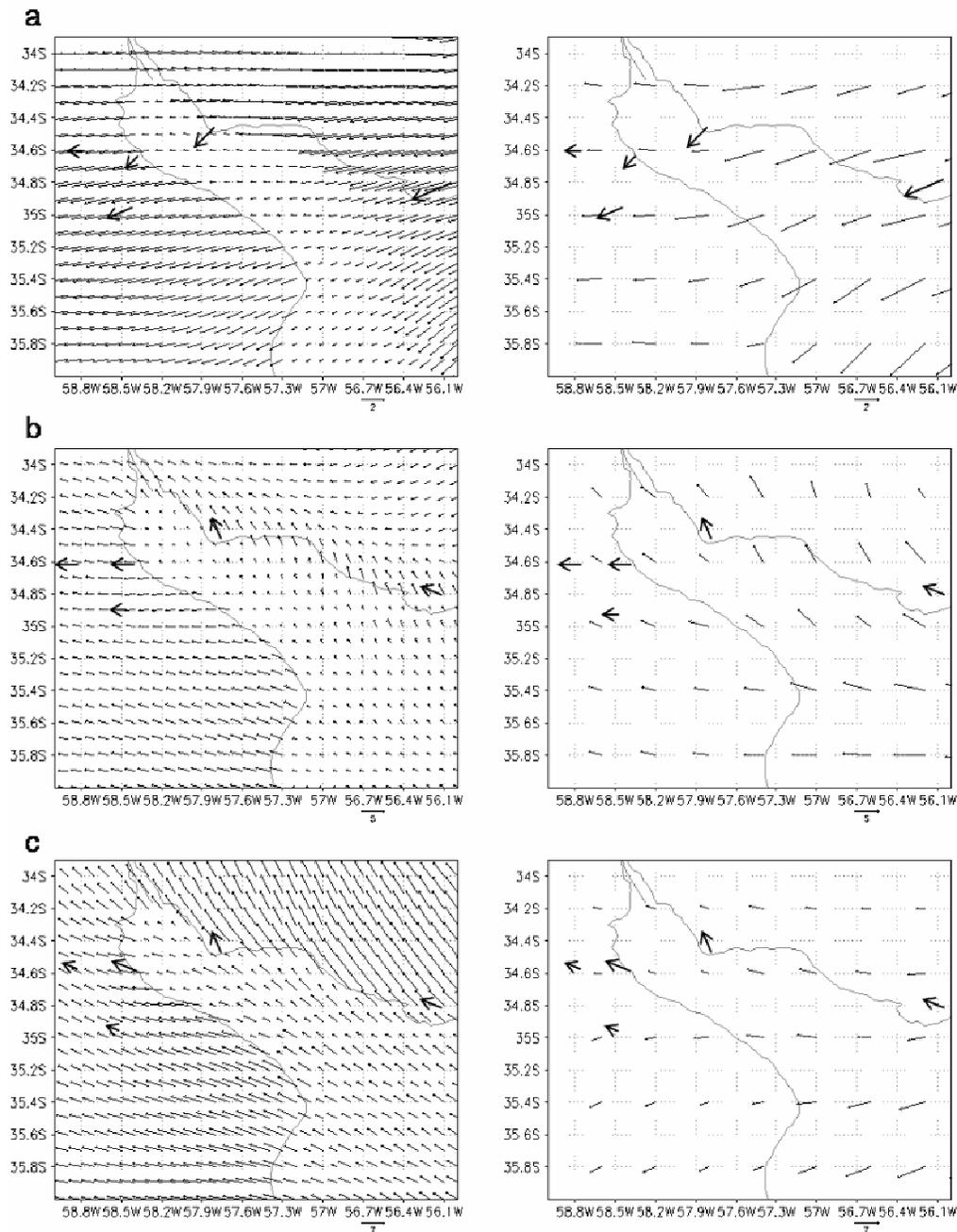


Figura 2.6: Ejemplo del campo de viento a 10 m pronosticado por el modelo MCL (izquierda) y del modelo Eta (derecha), a las (a) 9 HL, (b) 15 HL y (c) 21 HL, correspondiente al 18 de enero de 2004. Las flechas gruesas corresponden a las observaciones de las estaciones meteorológicas.

El panel b) de la Figura 2.6 corresponde a los pronósticos para las 15 HL, que es momento del día en que la circulación de brisa está más desarrollada. Los pronósticos del modelo Eta muestran viento del SE a lo largo del río y en sus regiones vecinas, mientras que las observaciones revelan otras direcciones. Sobre la costa uruguaya tanto el modelo Eta como el modelo MCL muestran vientos del SE, concordando con las

observaciones. Sobre la costa argentina la dirección del viento pronosticado por el MCL es del E, lo que concuerda con lo observado, mientras que el Eta pronostica viento del SE. El patrón de viento observado en las nacientes del río muestra una componente hacia el continente, a consecuencia de la brisa, que está bien representada por el modelo MCL pero es claramente ignorada por el modelo Eta.

El panel c) de la Figura 2.6 corresponde a las 21 HL y se observa que la dirección de viento en la costa uruguaya no presenta cambios de dirección con respecto a la observada a las 15 HL. La dirección pronosticada por el modelo MCL concuerda con las observaciones, mientras que el modelo Eta pronostica vientos del E sobre toda la mitad norte del dominio. Sobre la costa argentina, el MCL pronostica vientos del E y ESE, que mayormente concuerdan con las observaciones, mientras que el giro antihorario de los vientos pronosticados por el modelo Eta para las 15 y 21 HL es opuesto al cambio de dirección observado en las estaciones (paneles b y c).

La comparación de los campos de viento de las tres horas revela una variabilidad significativa en tiempo y en espacio de la circulación de capas bajas sobre la región que es razonablemente bien representada por los pronósticos del modelo MCL, particularmente en las nacientes del Río de La Plata, pero completamente ignorada por el modelo Eta.

Dado que sólo se dispone de mediciones de viento en superficie, a fin de realizar un análisis más exhaustivo se propone a continuación una validación cualitativa. Se compara el campo de velocidad vertical pronosticado por el MCL con la distribución de cúmulos observados en una imagen satelital para obtener una idea, a escala regional, de la habilidad del modelo. En la Figura 2.7a se muestra el campo de velocidad pronosticado a 1.200 m para las 11 HL del 18 de enero de 2004. Las regiones identificadas con las letras A y E indican movimientos de descenso y en el resto del dominio se pronostican movimientos de ascenso. La Figura 2.7b presenta la imagen del satélite NOAA-17 de las 13:44 UTC (10:44 HL) del mismo día.

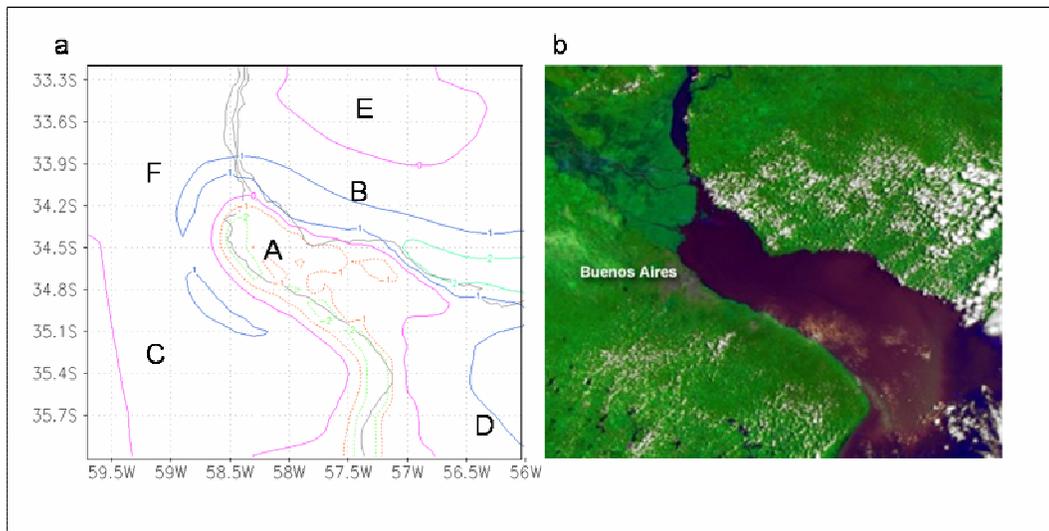


Figura 2.7: (a) velocidad vertical pronosticada por el MCL a 1200 m correspondiente a las 11 HL del 18 de enero de 2004; (b) Imagen satelital del NOAA-17 a las 13:44 UTC (10:44 HL) proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina.

La región identificada con la letra A en la Figura 2.7a coincide con la región libre de nubes, del centro del Río de La Plata y de la costa argentina de la Figura 2.7b. La región indicada con la letra B en la Figura 2.7a muestra movimientos de ascenso sobre tierra hasta la costa uruguaya, lo que coincide con la distribución de cúmulos de la Figura 2.7b. En la región indicada con la letra C las nubes se forman más hacia el interior del continente (Fig. 2.7b), en concordancia con el pronóstico de velocidad vertical positiva del modelo MCL. En la desembocadura del río (Fig. 2.7b) se aprecian algunas nubes, que nuevamente concuerdan con la región D de la Figura 2.7a, en la que el modelo pronostica movimientos de ascenso. La región E (Fig. 2.7a) sobre Uruguay y alejado del río se pronostica movimientos de descenso coincidiendo con una zona libre de nubes. La región F es aquella que no muestra un buen acuerdo entre velocidad vertical pronosticada y nubosidad, ya que el modelo MCL pronostica ascenso, con un máximo de velocidad vertical cercano a la costa, mientras que en la imagen satelital no se aprecian nubes. El Río de La Plata tiene dos afluentes principales, uno es el Río Uruguay que proveniente del norte y se puede apreciar claramente en la imagen satelital, y el otro es el Río Paraná que proviene del noroeste y no está tan visible en la imagen de la Figura 2.7b. El caudal que aporta el Río Paraná duplica al del Río Uruguay, pero el primero de ellos se ramifica en múltiples brazos que constituyen el delta del Río Paraná en su desembocadura en el Río de La Plata. Por este motivo la región identificada con la letra F es una zona de suelo muy húmedo en donde el contraste de temperatura entre la

tierra y el río no está confinado a una línea de costa, como en el resto del dominio, lo que modifica el patrón de convergencias y divergencia horizontal del movimiento. Como la formulación del modelo MCL no considera diferentes tipos de suelo, las características particulares de esta región no se diferencian de las restantes regiones y ello puede ser responsable de la discordancia entre velocidad vertical y la distribución de nubes que allí se observa.

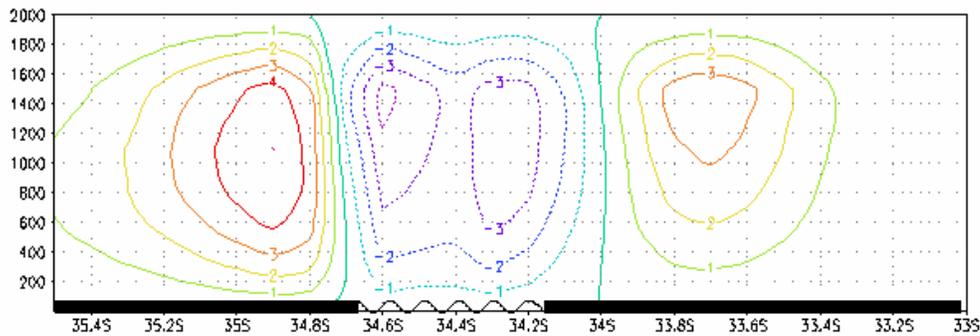


Figura 2.8: Corte vertical de la velocidad vertical pronosticada por el modelo MCL en 58.8° O a las 15 HL.

En la Figura 2.8 se muestra un corte vertical en 58.8° O de la velocidad vertical pronosticada por el modelo MCL para las 15 HL, momento en el que la circulación de brisa de mar-tierra está más desarrollada. En la misma se puede apreciar zonas de movimientos de ascenso sobre la tierra y movimientos de descenso sobre el Río de La Plata. Este patrón es típico de una circulación de brisa bien desarrollada a media tarde, el cual responde la distribución de zonas de convergencia y divergencia horizontal del movimiento. Se confeccionó un corte vertical similar para los pronósticos de velocidad vertical para el modelo Eta (no se muestra), pero la magnitud de las velocidades verticales era tan pequeña que no se apreciaba patrón particular alguno.

2.3. Conclusiones del Capítulo 2

El objetivo de este capítulo es validar los pronósticos de viento en superficie sobre la región del Río de la Plata obtenidos con modelo MCL forzado en sus bordes por los pronósticos del modelo Eta/CPTEC. Se realizan tres experimentos para el período noviembre 2003 - abril de 2004 en los cuales el modelo MCL está forzado por los pronósticos del modelo Eta, por observaciones locales y por una combinación de ambos.

La calidad de los pronósticos de viento en superficie de los modelos MCL y Eta se establece comparando los mismos con las observaciones de viento en cinco estaciones meteorológicas de la región. Las medidas de error que se utilizan son el porcentaje de la cantidad de casos en que la dirección observada coincide con la dirección pronosticada (HR) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) de las componentes del viento.

En el Experimento I el modelo MCL está forzado en el borde superior por el pronóstico de viento en 850 hPa del modelo Eta y en el borde inferior por el pronóstico de temperatura en superficie del modelo Eta. Los pronósticos de viento a 10 m del modelo MCL son sustancialmente mejores que los pronósticos del modelo Eta, ya que el RMSE es 3.0 ms^{-1} menor (3.4 ms^{-1} comparado con 6.4 ms^{-1} del modelo Eta), y el HR resulta tres veces más grande que el del modelo Eta (59% contra 18%).

El contraste térmico entre tierra y río que pronostica el modelo Eta resulta ser mayor que el observado. Esto crea un excesivo forzante para el modelo MCL y sus pronósticos se degradan, ya que a las 15 HL se aprecia una componente de viento hacia el continente superior a la observada. En el Experimento II se define el forzante de superficie en función de la diferencia entre las temperaturas observadas en Ezeiza (tierra) y Pontón Recalada (río). En este caso se logra mejorar el pronóstico a las 15 HL, aunque se observa un mayor deterioro del mismo a las 21 HL, de modo que la mejora inicial no se sostiene en el tiempo.

El Experimento III emplea sólo observaciones para forzar el modelo MCL, ya que en superficie el forzante es el mismo que en el Experimento II, pero en el borde superior se emplea el viento del sondeo de Ezeiza en los niveles estándar de 850 hPa, 925 hPa y 1000 hPa. El mejor resultado, es decir el menor error, se obtiene cuando se utiliza el nivel de 1000 hPa del radiosondeo. El anticiclón del Atlántico Sur tiene una gran influencia en la región del Río de La Plata y la base de su inversión de temperatura define el tope de la capa límite. Las observaciones muestran que la inversión del anticiclón está la mayor parte del tiempo por debajo de 925 hPa en el sondeo de las 9 HL, lo que explicaría la mejor performance del nivel 1000 hPa para definir el forzante en el borde superior del modelo MCL.

Los pronósticos del MCL muestran una rápida degradación con el tiempo cuando las condiciones de borde se definen exclusivamente a partir de las observaciones. Pero cuando las condiciones de borde se definen exclusivamente a partir de los pronósticos del modelo Eta, el pronóstico del modelo MCL a 12 horas (21 HL) resulta ser más acertado que a 6 horas (15 HL). Esto indica que para períodos de pronóstico más largos resulta más ventajoso forzar al modelo MCL con los pronósticos del modelo Eta.

Como una medida adicional de validación y con la finalidad de evaluar el funcionamiento del modelo a escala regional, se compara la velocidad vertical pronosticada por el modelo MCL con la distribución de nubes cumulus presentes en una imagen satelital. Se estudia únicamente una situación ya que del conjunto de los pocos días apropiados para este análisis, en sólo uno de ellos se disponía de una imagen satelital. El análisis muestra que en la mayor parte del dominio hay acuerdo ya que las regiones libres de nubes (regiones con cumulus) coinciden con las regiones en donde el modelo MCL pronostica velocidades verticales negativas (positivas).

Un experimento adicional permite establecer que la mejora que logra el modelo MCL con relación al Eta en el pronóstico de viento en superficie en la región del Río de La Plata no es una consecuencia exclusiva de la mayor resolución horizontal del primero. En ese experimento el modelo MCL está forzado por los pronósticos de temperatura del Eta en superficie, al igual que en el Experimento I, pero mediante una simple interpolación de la temperatura del Eta a la resolución del MCL, es decir ignorando la geometría de la costa. Los resultados, aunque superan levemente a los del modelo Eta, son muy inferiores a los obtenidos en el Experimento I. Con este resultado se puede concluir que la ventaja del modelo MCL frente al Eta, para el pronóstico de viento en superficie en la región, reside en la apropiada definición del contraste térmico entre la tierra y el río, ya que al tener en cuenta la geometría de la costa, está en mejor capacidad para resolver los fenómenos de menor escala de la circulación local.

A pesar del considerable error del modelo Eta en el pronóstico del viento en superficie en la región del Río de La Plata, sus pronósticos de viento en 850 hPa y de temperatura de superficie permiten forzar al modelo MCL y obtener así un pronóstico de viento en superficie en la misma región con un error sensiblemente menor que el modelo Eta. La conclusión más importante de este capítulo es que se puede mejorar el pronóstico de la

circulación atmosférica de capas bajas en la región del Río de La Plata empleando el modelo MCL forzado por los pronósticos operacionales de un modelo regional.

Referencias

- Berri G.J. and Nuñez M.N. (1993) Transformed shoreline-following horizontal coordinates in a mesoscale model: A sea-land breeze case study, *J. Appl. Meteorol.*, **5**, 918-928 pp.
- Bustamante, J., Gomes, J. L., Chou, S.C., and Rozante, J. R. (1999) Evaluation of April 1999 rainfall forecasts over South America using the Eta Model. *Climanálise*, N° 5, Cachoeira Paulista, SP, Brazil.
- Cormier, D.R. and Marsh, L. (2001) *Spline Regression Models*. Sage Publications, Thousand Oaks, California, 80 pp.
- Cressman, G.P. (1959) An operative objective analysis scheme, *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374 pp.
- Hanna, S. R. and Yang, R. (2001) Evaluations of mesoscale models' simulations of near-surface winds, temperature gradients, and mixing depths, *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1095-1104 pp.
- Mesinger, F. and Black, T.L. (1992) On the impact on forecast accuracy of the step-mountain (eta) vs. sigma coordinate, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **50**, 47-60 pp.
- Ross, B.B., and Orlanski, I. (1982) The Evolution of an Observed Cold Front. Part I. Numerical Simulation. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 296-327.
- Seluchi, M.E. and Chou, S.C. (2001) Evaluation of two Eta model versions over South America, *Rev. Geofis.*, **40**, 219-238 pp.
- Sraibman, L. and Berri, G.J. (2009) Low-Level Wind Forecast over the La Plata River Region with a Mesoscale Boundary-Layer Model Forced by Regional Operational Forecasts, *Boundary-Layer Met.*, **130**, 407-422.
- White, B.G., Paegle J., Steenburgh J.W., Horel J.D., Swanson R.T., Cook L.K, Onton D.J. and Miles J.G. (1999) Short-term forecast validation of six models, *Wea. Forecasting*, **14**, 84-108 pp.
- Wilks, Daniel S. (1995) *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Academic Press, Elsevier, 240 pp.
- Zhong, S. and Fast, J. (2003) An Evaluation of the MM5, RAMS, and Meso-Eta Models at Subkilometer Resolution Using VTMX Field Campaign Data in the Salt Lake Valley, *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1301-1322 pp.

Capítulo 3

3. Análisis de los Cambios Observados en la Región y Comparación con PRECIS

En este capítulo se analizan los cambios observados en la circulación regional durante el período 1960-1990, especialmente de aquellas variables que actúan como forzantes del modelo MCL. Se estudian las tendencias en las temperaturas de las estaciones de la región, como así también los cambios en la intensidad y en la distribución de frecuencias de dirección del viento en superficie y en el sondeo de la estación Ezeiza.

El objetivo de este análisis es identificar posibles cambios en las variables que actúan como forzantes del modelo MCL, para luego en los próximos capítulos estudiar en que medida el modelo MCL reproduce cambios en la circulación de capas bajas en función de cambios observados a escala regional. En el Capítulo 2 se mostró que el modelo MCL es capaz de mejorar el pronóstico de viento en superficie cuando es forzado por un modelo de escala regional.

Con el objetivo de anidar el modelo MCL con un modelo climático regional, se emplean los resultados del proyecto CREAS (Cenários REgionalizados de Clima para America do Sul), liderado por CPTEC. Este proyecto utiliza el modelo HadRM3P del Hadley Centre en su versión regional PRECIS (Providing REgional Climates for Impacts Studies). El modelo PRECIS dispone de una climatología presente que abarca el período 1960-1990 y escenarios de climatología futura para Sudamérica para el período 2070-2100, que incluyen la región del Río de La Plata (Jones *et al.*, 2004, Marengo *et al.*, 2009).

En este capítulo se realiza un estudio de los cambios observados en la región del Río de La Plata en el período mencionado y además se estudia la climatología local del período 1960-1990 del modelo PRECIS para determinar su consistencia con la climatología local observada.

3.1. Cambios Observados

3.1.1. Temperatura

El forzante del modelo MCL en superficie es el contraste térmico entre el continente y el Río de La Plata. Por lo tanto se estudian las series de temperatura de superficie del período 1960-1990 de las estaciones Aeroparque (AE), Ezeiza (EZ), Punta Indio (PI), Martín García (MG), Pontón Recalada (PR) y La Plata Aero (LPA). Se grafican las series de tiempo de la temperatura media anual de cada una de ellas, pero separadamente para las cuatro horas principales de observación 03 HL, 09 HL, 15 HL y 21 HL. En la Figura 3.1 se muestra la temperatura media anual para las 03 HL, excepto de la estación de La Plata Aero que no dispone de observaciones para esta hora. La temperatura media anual se calcula como promedio de las observaciones diarias y se adoptó el criterio de excluir aquellos años que cuentan con menos de dos tercios de las observaciones. En la Figura 3.2 se muestra, al igual que en la Figura 3.1, la temperatura media anual, pero para las 09 HL, donde se aprecia también la falta de datos de algunas estaciones en determinados períodos. La Figuras 3.3 y 3.4 muestran las series de tiempo de temperatura media anual para las 15 HL y 21 HL, respectivamente.

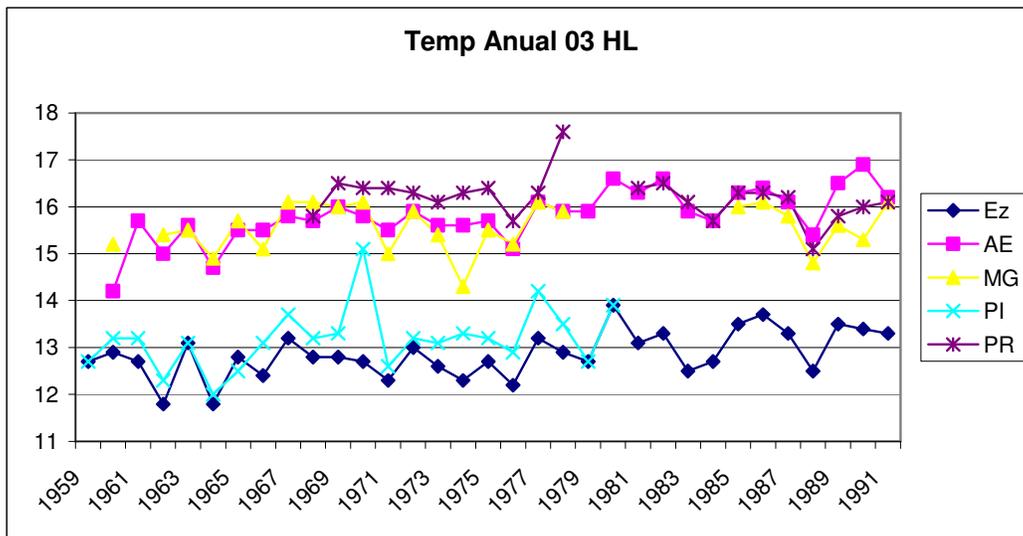


Figura 3.1: Temperatura media anual de las estaciones Ezeiza, Aeroparque, Martín García, Punta Indio y Pontón Recalada para las 3 HL.

En la Figura 3.1 se observa que la temperatura media anual de Martín García y de Pontón Recalada es más elevada que en Ezeiza y Punta Indio. La estación Aeroparque

presenta temperaturas similares a las de Pontón Recalada y Martín García. Estas temperaturas muestran que para las 03 HL el río, en promedio anual, se encuentra más caliente que el continente. La estación Aeroparque muestra temperaturas similares a las de Martín García y Pontón Recalada probablemente influenciada a la cercanía al Río de La Plata.

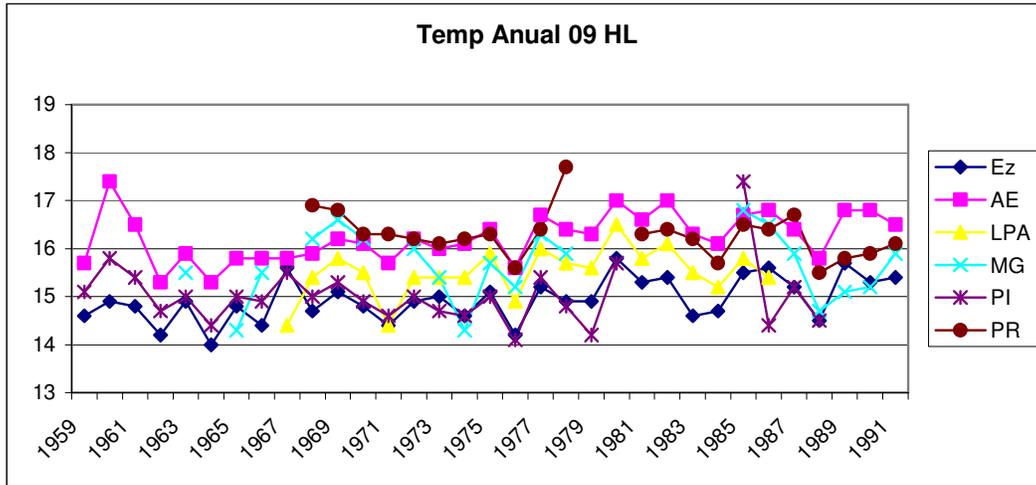


Figura 3.2: Temperatura media anual de las estaciones Ezeiza, Aeroparque, Martín García, Punta Indio, Pontón Recalada y La Plata Aero para las 9 HL.

Para las 09 HL (Figura 3.2) puede apreciarse que las temperaturas medias de todas las estaciones son muy similares, ya que éste es el momento de mínimo contraste térmico entre el río y el continente.

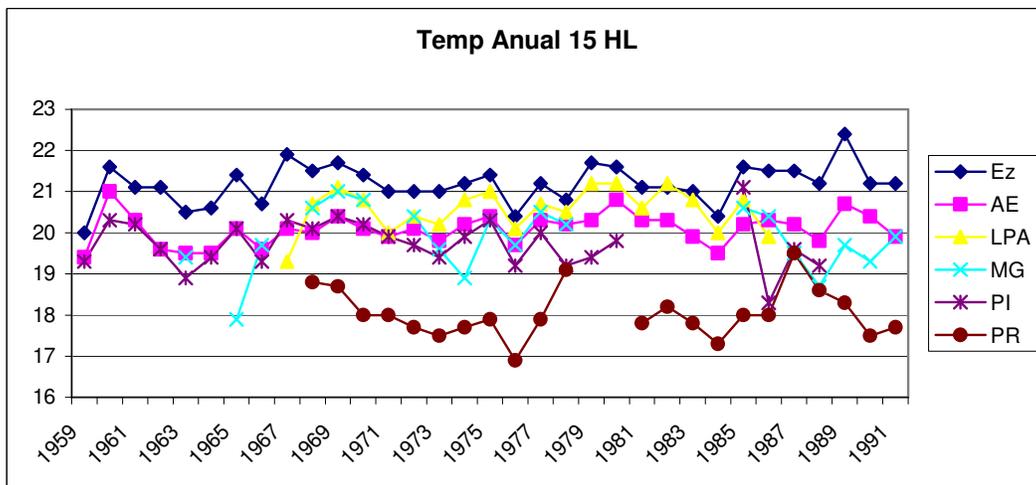


Figura 3.3: Temperatura media anual de las estaciones Ezeiza, Aeroparque, Martín García, Punta Indio, Pontón Recalada y La Plata Aero para las 15 HL.

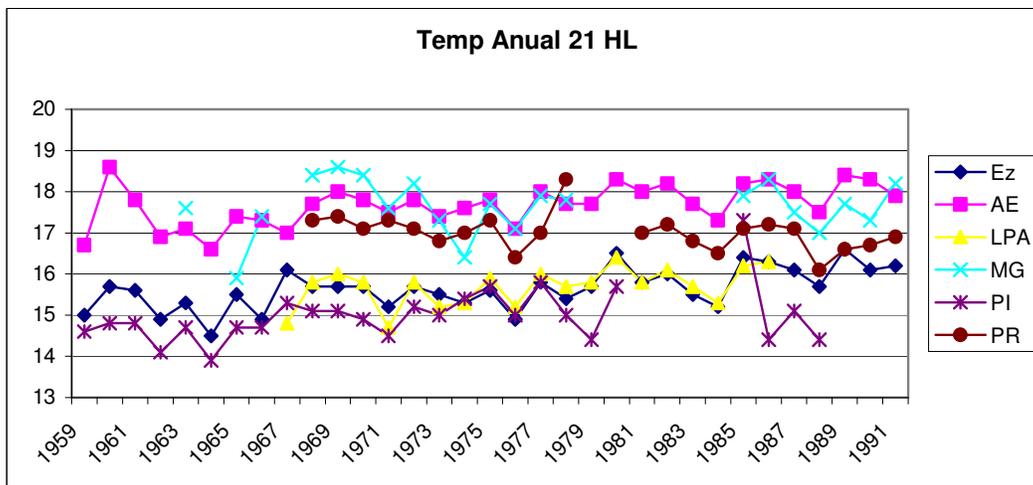


Figura 3.4: Temperatura media anual de las estaciones Ezeiza, Aeroparque, Martín García, Punta Indio, Pontón Recalada y La Plata Aero para las 21 HL.

A las 15 HL (Figura 3.3) se observa que la temperatura media anual de Ezeiza es la más alta de todas las estaciones consideradas, mientras que la de Pontón Recalada es la más bajas. En la Figura 3.4 (21 HL) se observan valores más elevados que para las 3 HL, pero al igual que a las 03 HL las estaciones ubicadas sobre el Río de La Plata o muy próximas a él muestran temperaturas levemente superiores a las de las estaciones que se hallan sobre el continente.

Se estudia la presencia de tendencias en las series de temperatura media anual. Los test estadísticos de tendencia requieren de series de tiempo completas, lo que no ocurre en algunos de los casos aquí estudiados. Por lo tanto, se estudia la existencia de tendencia lineal utilizando la pendiente de la recta calculada por cuadrados mínimos y se analiza si la misma es estadísticamente significativa al 95% utilizando el test de Fisher. La Tabla 3.1 muestra los valores de las pendientes halladas en donde el color azul significa tendencia positiva y el rojo tendencia negativa, y los valores en negrita indican que es un valor significativo al 95%. Se puede apreciar en las Figuras 3.1 a 3.4 que las estaciones Punta Indio, Pontón Recalada y Martín García no tienen datos en el período inicial de la serie 1959-1967 ni en el período 1981-1986. Igualmente se calcula la recta mediante cuadrados mínimos con los datos disponibles y se testea la significancia de la pendiente de la misma. La validez y la confiabilidad de las tendencias halladas en esas estaciones son dudosas por los prolongados períodos sin datos, motivo por el cual este análisis se complementará más adelante.

	03 HL	09 HL	15 HL	21 HL
AE	0.41	0.24	0.10	0.27
EZ	0.26	0.24	0.14	0.31
PI	0.36	0.02	-0.10	0.29
MG	0.08	-0.37	-0.46	-0.33
PR	-0.18	-0.22	-0.19	-0.23
LPA	----	0.36	0.05	0.38

Tabla 3.1: Valores de pendiente ($^{\circ}\text{C}/10$ años) de la tendencia lineal de la temperatura media anual. Valores negativos en rojo, positivos en azul y en negrita se indican los que son significativos al 95%. El período de análisis es 1960-1990

En la Tabla 3.1 se puede apreciar que a las 15 HL ninguna tendencia resulta significativa. Esta hora es el momento del día en el que suelen darse las máximas temperaturas, y si bien ninguna de las tendencias es significativa, todas las estaciones que se encuentran sobre el continente muestran una tendencia positiva y sobre el río una tendencia negativa, excepto Punta Indio que es la única estación ubicada en el continente que muestra tendencia negativa. Al ser tendencias no significativas, no podría afirmarse que hubo cambios en las temperaturas máximas, aunque puede ser un indicio de un cambio en el calentamiento diferencial entre la tierra y el río. Para las 21 HL se aprecia que todas las tendencias, excepto en Martín García, son significativas y se repite el patrón anterior, tendencias positivas sobre tierra y negativas sobre el río. A las 03 HL y 09 HL se aprecian tendencias positivas significativas en la estación Aeroparque, lo que indica un aumento de las temperaturas mínimas que suelen ocurrir entre estas dos horas. La estación de Ezeiza muestra tendencias positivas tanto a las 09 HL como a las 03 HL. En Punta Indio también se observan tendencias positivas en estas dos horas resultando significativa sólo la de las 03 HL, mientras que la única tendencia negativa significativa se observa en Pontón Recalada a las 09 HL.

Diversos autores han estudiado las tendencias de temperaturas del último siglo en diferentes regiones y en diferentes períodos. La mayoría de ellos informa resultados que concuerdan con lo aquí hallado, es decir un aumento en las temperaturas mínimas en las estaciones de la provincia de Buenos Aires, sin apreciarse cambios en las temperaturas máximas. Por ejemplo, Núñez et al. (2008) encuentran tendencias positivas en las temperaturas mínimas y poco cambio en las temperaturas máximas en la región del Río de La Plata para el período 1961-2000. Rusticucci and Barrucand (2004) indican que en

muchas estaciones meteorológicas las temperaturas mínimas durante el verano tienen tendencias positivas significativas, mientras que en el centro de Argentina las tendencias de las temperaturas máximas son negativas. Barros y Scasso (1994) encontraron tendencias positivas de la temperatura media en toda la Patagonia desde Trelew hacia el sur desde mediados del siglo XX. Hoffmann y otros (1997) muestran aumentos significativos en la temperatura media acompañados por tendencias positivas en las temperaturas máximas y mínimas.

El forzante térmico del modelo MCL en superficie es la diferencia de temperatura entre el río y la tierra. Cuando el modelo está forzado por observaciones (modo diagnóstico), el forzante térmico se calcula a partir la diferencia de temperatura entre Ezeiza y Pontón Recalada. Como se indicó en el Capítulo 2, Sección 2.2.4, se construye una función de calentamiento mediante un análisis armónico con las observaciones de Ezeiza y Pontón Recalada a las 03 HL, 09 HL, 15 HL y 21 HL para definir la condición de borde en superficie para cada paso de tiempo. El modelo MCL se inicializa a las 09 HL y el máximo calentamiento lo ubica a las 15 HL. Por lo tanto, la amplitud del calentamiento responsable del desarrollo de la circulación local de tipo brisa de mar-tierra es la diferencia de temperatura entre Ezeiza y Pontón Recalada a las 15 HL, menos la misma diferencia a las 09 HL. Por lo tanto se estudian con más detalle los cambios a largo plazo observados en esas dos estaciones. Se analizan por separado las diferencias entre temperaturas máxima y mínima diarias en la estación de Ezeiza y en Pontón Recalada (Figura 3.5). La amplitud térmica en Ezeiza, calculada como la temperatura a las 15 HL menos la temperatura a las 09 HL, no muestra una tendencia significativa. La diferencia entre la temperatura a las 15 HL y a las 09 HL de la estación de Pontón Recalada muestra una tendencia positiva, es decir un aumento de la amplitud térmica diaria. El cambio diario del forzante térmico del modelo (última columna de la Tabla 3.2.), como así también el promedio anual de la diferencia de temperatura entre Ezeiza y Pontón Recalada, muestran una tendencia significativa. Pero estas tendencias no son concluyentes ya que según puede verse en la Figura 3.5, hay prolongados períodos en que la estación Pontón Recalada no tiene observaciones. Sin embargo estos resultados se tendrán en cuenta ya que esa estación meteorológica es la única que está ubicada en el Río de La Plata.

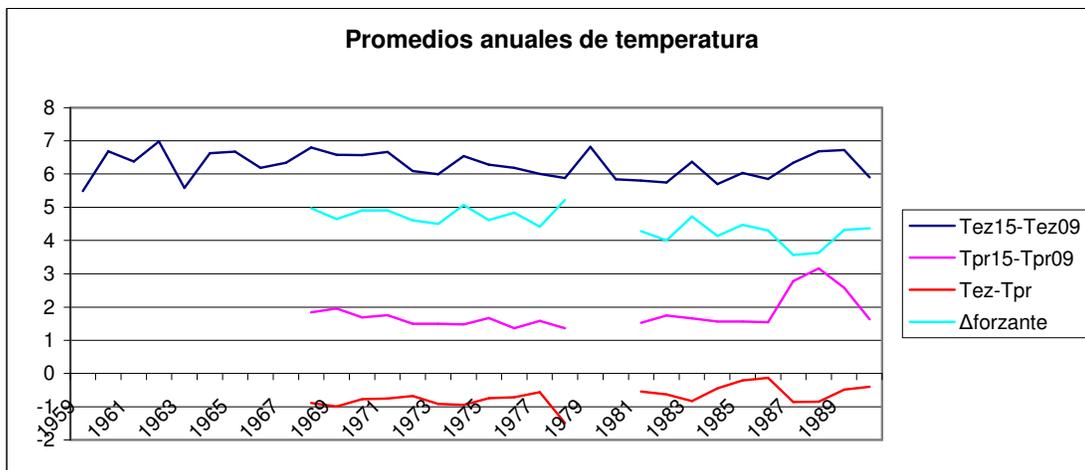


Figura 3.5: Amplitud térmica diaria en EZ y PR y la diferencia de amplitud entre ellas.

También se calculan las tendencias de la temperatura dividiendo el año en dos períodos de 6 meses cada uno. El período cálido comprende a los meses de noviembre a abril, mientras que el período frío comprende a los meses de mayo a octubre. Se calculan las tendencias del promedio anual de la amplitud térmica diaria en Ezeiza y Pontón Recalada, como así también la diferencia entre la amplitud térmica diaria en ambas estaciones. Las pendientes halladas se muestran en la Tabla 3.2, donde los números en azul indican tendencias positivas y los rojos negativas, con los valores en negrita que indican que es un valor significativo al 95%.

	$EZ(T_{15}-T_{09})$	$PR(T_{15}-T_{09})$	TEZ-TPR	$EZ(T_{15}-T_{09}) - PR(T_{15}-T_{09})$
Pendiente anual	-0.18	0.28	0.20	-0.42
Pendiente Verano	-0.24	0.31	0.17	-0.65
Pendiente invierno	0.06	0.27	0.27	-0.28

Tabla 3.2.: Tendencia del promedio anual ($^{\circ}C/10$ años) de la amplitud térmica diaria en EZ y PR y de la diferencia EZ-PR. Valores negativos en rojo, positivos en azul y en negrita se indican los que son significativos al 95%. El período de análisis es 1960-1990.

La estación Ezeiza muestra una tendencia negativa, aunque no significativa, del promedio anual de la amplitud térmica diaria $EZ(T_{15}-T_{09})$, que en su signo concuerda con un aumento de la temperatura mínima y poco cambio en la temperatura máxima, a pesar que las 9 HL no es el momento exacto en que ocurren las temperaturas mínimas. En el promedio anual, tanto la amplitud térmica diaria en Pontón Recalada $PR(T_{15}-T_{09})$ como la diferencia de temperatura entre Pontón Recalada y Ezeiza TEZ-TPR muestran tendencias positivas significativas, mientras que la amplitud del forzante térmico

$EZ(T_{15}-T_{09})-PR(T_{15}-T_{09})$ muestra una tendencia negativa significativa. La tendencia significativa de la diferencia entre las temperaturas de Ezeiza y de Pontón Recalada $TEZ-TPR$ indica un mayor calentamiento diferencial promedio, pero la tendencia negativa en la última columna nos dice que ello está asociado con una menor amplitud térmica de ese forzante.

Los meses de verano muestran un comportamiento similar al anual sólo que la disminución de la amplitud térmica diaria de la estación Ezeiza $EZ(T_{15}-T_{09})$ es ahora significativa. Al considerar únicamente los meses fríos se obtiene también un aumento del calentamiento diferencial $TEZ-TPR$ y una disminución de la amplitud de ese calentamiento $EZ(T_{15}-T_{09})-PR(T_{15}-T_{09})$ que resulta significativo. En cambio, en los meses de verano la disminución de la amplitud es significativa y no así el aumento del calentamiento diferencial.

3.1.2. Viento

Se estudian ahora los cambios durante el período 1960-1990 en la intensidad y la dirección del viento promedio anual de las estaciones Ezeiza, Aeroparque, Martín García, Punta Indio, Pontón Recalada y La Plata Aero. Se analiza la existencia de una tendencia calculando por cuadrados mínimos la recta que se ajusta a cada serie y se testea la significancia de la pendiente de esta recta con el test de Fisher.

Se estudia en primer lugar la intensidad del viento y la Tabla 3.3 muestra que todas las estaciones, excepto La Plata Aero, presentan un aumento de la misma que en Aeroparque, Ezeiza y Martín García resulta significativo al 95%.

	EZ	AE	LPA	MG	PI	PR
Pendiente	0.24	0.19	-0.07	1.01	0.30	0.44

Tabla 3.3: Valores de pendientes de las tendencias lineales de intensidad de viento observado en superficie ($\text{ms}^{-1}/10$ años). Valores negativos en rojo, positivos en azul y en negrita cuando la pendiente es significativa al 95%. El período de análisis es 1960-1990.

En segundo lugar se estudia si existe cambio en la distribución media anual de frecuencias de dirección de viento. Se calcula la frecuencia de ocurrencia de cada dirección de viento para cada año y se calcula la tendencia igual que arriba. Los valores

de las pendiente halladas se muestran en la Tabla 3.4, en donde los valores en azul indican tendencias positivas, los rojos negativas y los valores en negrita indican que es un valor significativo al 95%

	N	NE	E	SE	S	SO	O	NO	CAL
AE	0.050	-0.026	0.120	-0.059	0.063	-0.012	0.108	0.001	-0.244
EZ	0.083	0.112	0.166	-0.030	-0.012	0.033	0.119	0.057	-0.528
PI	-0.209	-0.030	0.090	0.119	-0.041	-0.145	-0.080	0.106	0.189
MG	-0.109	-0.112	-0.134	-0.055	0.148	-0.029	0.049	0.009	0.232
PR	-0.060	0.151	-0.071	-0.077	-0.063	-0.022	-0.049	0.040	0.143
LPA	-0.182	0.080	0.327	-0.203	0.053	0.082	-0.215	0.103	-0.050

Tabla 3.4: Valores de pendiente de las tendencias lineales de la frecuencia de dirección del viento observado en superficie (porcentaje de cambio de frecuencia por año). Valores negativos en rojo, positivos en azul y en negrita indican pendiente significativa al 95%. El período de análisis es 1960-1990.

Las estaciones Aeroparque y Ezeiza muestran un aumento de frecuencia del E y del O y una disminución en la frecuencia de calmas (CAL), mientras que Ezeiza muestra además un aumento del NE. La Plata Aero coincide con Aeroparque y Ezeiza en el aumento de la frecuencia del E y la disminución de las calmas, pero muestra una disminución de las frecuencias O y SE. La estación Martín García sólo muestra cambios significativos en el aumento de las calmas y Pontón Recalada muestra sólo un aumento significativo del viento del NE. Punta Indio muestra disminución de las frecuencias del N y del SO y un aumento de las frecuencias del SE y NO. Se observa en todas las estaciones una tendencia positiva en la ocurrencia de NO, que es significativa únicamente en Punta Indio. Además, todas las estaciones sobre el continente presentan una tendencia positiva en la frecuencia del E, que en Ezeiza, Aeroparque y La Plata Aero es significativo, mientras que las dos estaciones ubicadas sobre el río muestran una tendencia negativa en la frecuencia de ocurrencia de esta dirección de viento. Este resultado es coherente con lo hallado por Escobar y otros (2003) quienes encuentran un aumento de viento del E producto de la intensificación y el desplazamiento hacia el sur del anticiclón del Atlántico Sur a partir de la década de 1970 particularmente durante el verano. Por otro lado Barrucand y otros (2009) encuentran un aumento del NE en Ezeiza al igual que Camilloni (1999), Simionato et al. (2005) y Di Luca et al. (2006). En el presente análisis se encuentran tendencias negativas en las frecuencias de

dirección de viento E y NE en algunas de las estaciones de la región, aunque en ningún caso resultan significativamente distintas de cero.

Luego de analizar los cambios en la dirección e intensidad del viento en superficie, se estudia lo que ocurre a diferentes alturas empleando los datos del único sondeo disponible en la región, que es el de la estación Ezeiza a las 9 de la mañana. Se estudia la existencia de tendencias en las series de tiempo del promedio anual de la intensidad del viento en distintos niveles del sondeo de Ezeiza durante el período 1960-1990. Se calcula, al igual que en los otros casos, la recta por cuadrados mínimos y se prueba la pendiente de la misma con el test de Fisher. Las pendientes obtenidas se muestran en la Tabla 3.5 en donde los valores negativos se muestran en rojo, los positivos en azul y los significativos se resaltan en negrita. Se encuentra, en contraste con superficie, una disminución significativa de la intensidad del viento en los niveles más bajos del sondeo (1000 hPa y 850 hPa), mientras que en 700 hPa y 500 hPa esa disminución no resulta significativa.

Superficie	1000 hPa	850 hPa	700 hPa	500 hPa	200 hPa
0.24	-0.59	-0.23	-0.15	-0.33	0.55

Tabla 3.5.: Tendencias lineales en observaciones de intensidad de viento en el radiosondeo de Ezeiza ($\text{ms}^{-1}/10$ años). Valores negativos en rojo, positivos en azul y en negrita se indican las pendiente significativas al 95%. El período de análisis es 1960-1990.

El aumento de la intensidad del viento en superficie en la estación de Ezeiza va acompañada de una disminución de la misma en los niveles de 1000 hPa y 850 hPa, y todos ellos resultan significativos. Este cambio refleja un aumento del transporte de cantidad de movimiento hacia la superficie.

La Tabla 3.6 muestra los cambios en la distribución de frecuencias de la dirección del viento en superficie y en diferentes niveles del radiosondeo de Ezeiza de la 9 de la mañana, durante el período 1960-1990. Se observan cambios significativos en superficie, en donde el aumento de frecuencias de NE, E y O está compensado por una disminución en la ocurrencia de calmas (CAL). El aumento de la frecuencia del NE es significativo también en los niveles de 1000 hPa y 850 hPa, en donde también se observa una disminución de las calmas. En los niveles medios y altos de la atmósfera (700 hPa, 500 hPa y 200 hPa) se observa una tendencia de aumento en la ocurrencia de

viento del NO. En 700 hPa, además del aumento del NO, es significativa la disminución de las frecuencias del S y O.

hPa	N	NE	E	SE	S	SO	O	NO	CAL
Sup.	0.08	0.11	0.17	-0.03	-0.01	0.03	0.12	0.06	-0.53
1000	-1.91	1.38	0.86	0.80	-0.09	0.52	-0.44	-0.72	-0.43
850	-0.17	0.90	0.00	0.36	-0.89	0.76	-1.17	0.49	-0.29
700	0.54	0.30	-0.26	0.23	-1.05	0.59	-1.57	1.27	-0.07
500	0.41	0.30	-0.19	0.17	-0.69	-0.72	-1.42	2.20	-0.10
200	-0.12	0.01	0.08	0.02	-0.68	-2.07	-0.72	3.53	-0.07

Tabla 3.6: Tendencias lineales en la distribución de frecuencias de dirección de viento observado en superficie y diferentes niveles del radiosondeo de Ezeiza (porcentaje de cambio de frecuencia por año). Valores negativos en rojo, positivos en azul y en negrita se indican las pendientes significativas al 95%. El período de análisis es 1960-1990.

3.2. Modelo PRECIS

Los modelos acoplados océano-atmósfera son herramientas comúnmente usadas para generar climatologías del presente y proyecciones climáticas a futuras, aunque la resolución horizontal de esos modelos es aún baja. El clima se ve afectado por fenómenos de escala local que los modelos globales no pueden representar. El proyecto CREAS (Cenários Regionalizados de Clima para America do Sul), Marengo and Ambrizzi (2006), Marengo et al. (2007), es una iniciativa del Brasil, financiada por el Global Environmental Facility y el Ministerio de Medio Ambiente de Brazil (GEF-Ministry of Environment/PROBIO). Este proyecto está liderado por el CPTEC con la colaboración de varios institutos de Brasil e institutos y programas nacionales de cambio climático de otros países de la región. Este proyecto tiene como finalidad la generación de escenarios climáticos futuros en América del Sur, en apoyo a políticas ambientales de los gobiernos para enfrentar cambio climático, estudios de impactos, evaluaciones de la vulnerabilidad y diseño e implementación de mecanismos de adaptación. En este proyecto se utiliza el modelo global HadCM3 (Gordon et al. (2000), Pope et al. (2000)) que proporciona las condiciones de borde para un modelo regional (HadRM3P, Marengo et al. (2009)) con una resolución de 50 km. El experimento CREAS ha generado 30 años de simulación del clima presente (1960-1990) y 30 años de simulación de escenarios futuros del SRES A2 y B2 para América del Sur (2070-

2100). Las salidas del modelo PRECIS fueron facilitadas por los investigadores responsables de Brasil y se emplean en esta tesis para realizar un estudio de variabilidad climática de la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata durante el período observacional reciente, junto con una proyección de los escenarios de cambio climático para la región. En esta sección se estudia la climatología del modelo PRECIS 1960-1990 para determinar en qué medida el mismo puede representar a las observaciones del mismo período.

Se dispone para este estudio de las siguientes variables del modelo PRECIS con resolución de 50 km: temperatura media diaria, temperaturas máxima y mínima diaria y viento promedio diario a 10 metros, 1000 hPa, 900 hPa y 850 hPa.

3.2.1. Temperatura

Se compara la temperatura media mensual del período 1960-1990 observada en la estación de Ezeiza con la temperatura del modelo PRECIS en el punto más cercano a la misma.

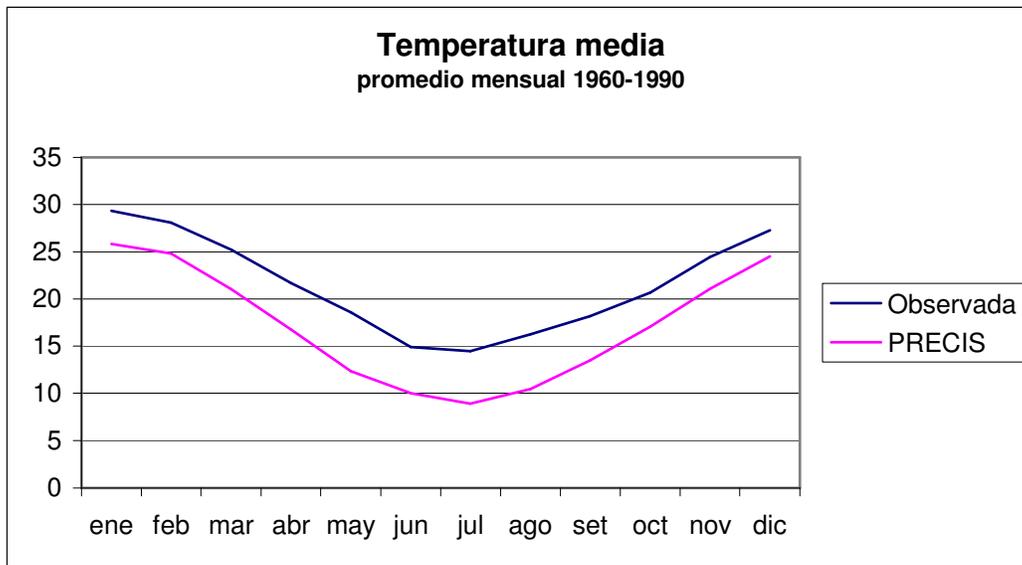


Figura 3.7: Temperatura media mensual observada en Ezeiza y calculada por el modelo PRECIS en el punto más próximo a la misma, correspondiente al período 1960-1990.

En la Figura 3.7 se puede apreciar que la temperatura media calculada por PRECIS es inferior a la temperatura observada en la estación de Ezeiza, con diferencias que alcanzan a 5°C en los meses de invierno. Se compara la temperatura media de Ezeiza

con la calculada con el modelo PRECIS como el promedio entre las temperaturas máxima y mínima diarias y la Figura 3.8 muestra que la diferencia entre ambas es ahora menor.

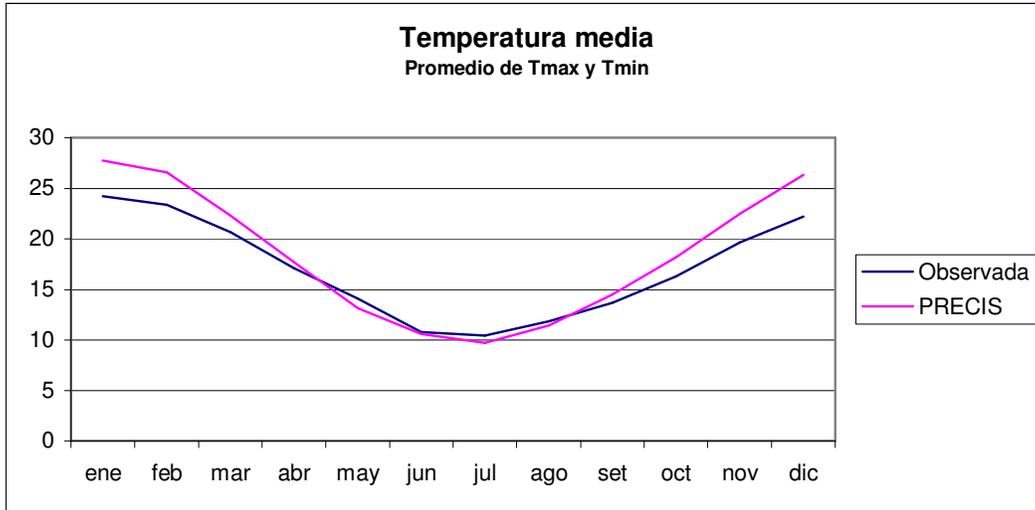


Figura 3.8: Temperatura media mensual observada en Ezeiza y calcula por el modelo PRECIS como promedio entre las temperaturas máxima y mínima diarias, correspondiente al período 1960-1990.

La mayor diferencia entre PRECIS y las observaciones se da en los meses de verano, pero ahora la temperatura media de PRECIS así calculada, es mayor que la observada en Ezeiza. Si bien la temperatura media del modelo PRECIS muestra diferencias importantes con las observaciones, las temperaturas mínimas (Figura 3.9) y las temperaturas máximas (Figura 3.10) de PRECIS tienen un mejor acuerdo con las observaciones.

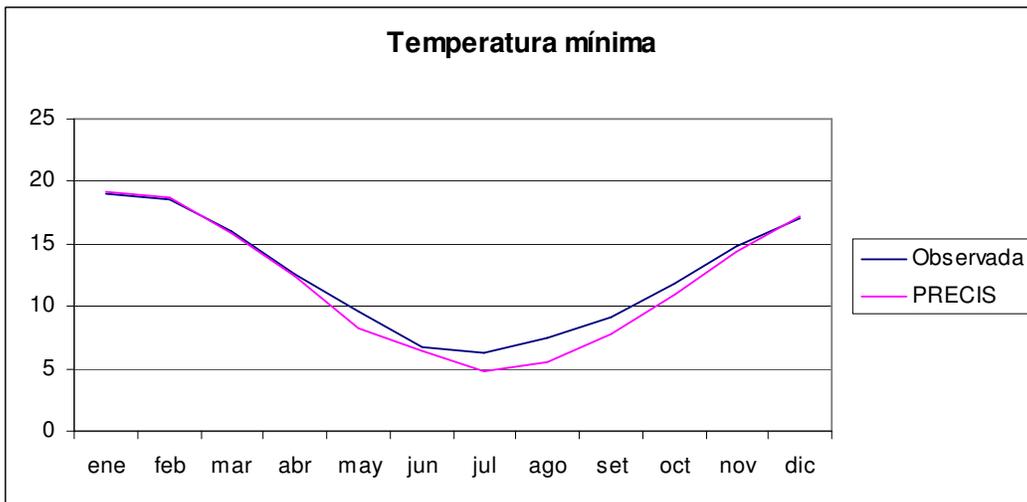


Figura 3.9: Temperatura mínima media mensual observada en Ezeiza y calculada por el modelo PRECIS en el punto más próximo a la misma, correspondiente al período 1960-1990.

En la temperatura mínima se aprecia un muy buen acuerdo en los meses de verano y un ligero apartamiento en los meses de invierno. Por el contrario, en la temperatura máxima el mejor acuerdo se da en los meses de invierno y se aparta más en los meses de verano. Las diferencias entre la temperatura observada y la temperatura media del PRECIS calculada como promedio entre máxima y mínima refleja el desacuerdo de las temperaturas máximas de verano.

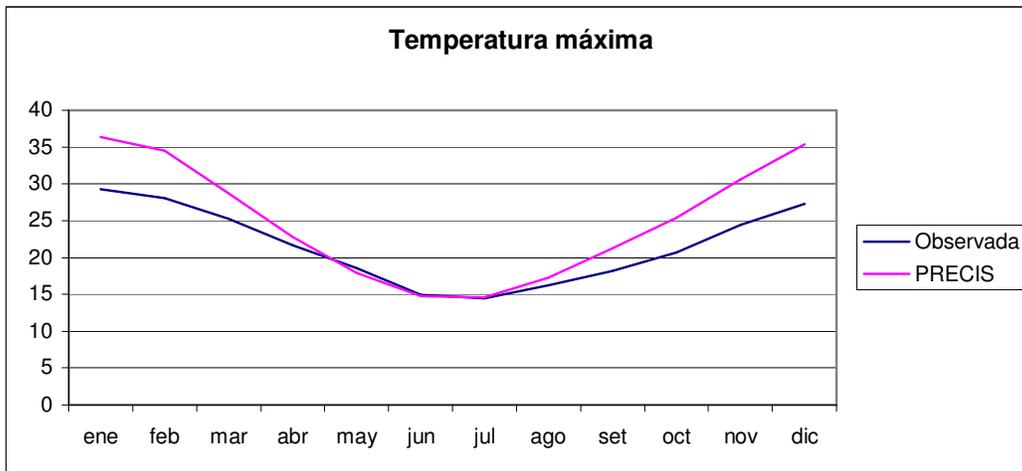


Figura 3.10: Temperatura máxima media mensual observada en Ezeiza y calculada por el modelo PRECIS en el punto más próximo a la misma, correspondiente al período 1960-1990.

Diferentes autores estudiaron la capacidad de los modelos regionales para representar las características de la región. Por ejemplo Solman et. al (2008) estudia los resultados del modelo MM5 acoplado al modelo HadAM3H y encuentra un buen acuerdo con las observaciones en las temperaturas media, máxima y mínima en toda Sudamérica.

Dado que más adelante en esta tesis se acoplará el modelo MCL a las salidas del modelo PRECIS, se estudia a continuación la capacidad de este último para reproducir las condiciones regionales. Las variables del modelo PRECIS que se utilizarán para el cálculo de la condición de borde inferior del modelo MCL son las temperaturas máximas y mínimas diarias. Se estudia entonces la climatología de las temperaturas media, máxima y mínima diarias del modelo PRECIS a nivel regional para el período 1960-1990. Se consideraron dos semestres, el invernal que abarca desde mayo hasta octubre y el estival que abarca desde noviembre hasta abril. En las temperaturas medias de PRECIS se muestran en la Figura 3.11, en donde se observan valores alrededor de

23°C en el verano y de 13°C en el invierno. En la distribución de las isotermas de temperaturas medias de ambos períodos se esboza la geometría del Río de La Plata.

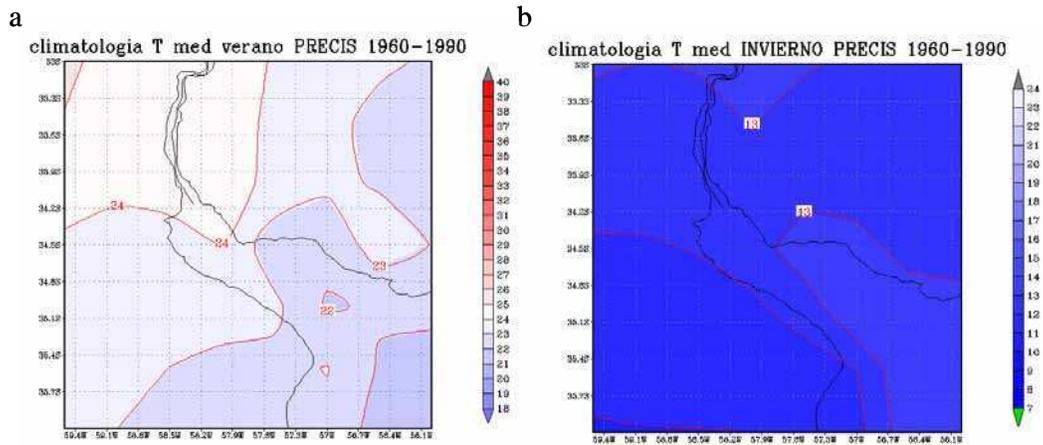


Figura 3.11: Temperatura media del período 1960-1990 calculada por el modelo PRECIS para los meses de verano (panel a) y para los meses de invierno (panel b).

Las temperaturas no muestran una concentración del gradiente térmico entre tierra y río acorde a la geometría de la costa, sino que se observa una lengua fría (caliente) en verano (invierno) en la parte exterior del Río de La Plata que se proyecta hacia el continente. En la temperatura media del verano se pueden apreciar valores más altos sobre el continente que sobre el agua. La diferencia de temperatura es de aproximadamente 2°C entre tierra y río, aunque la geometría de la costa no está bien reflejada. En la distribución de las isotermas se reconoce la parte exterior del Río de la Plata, pero la región interior del mismo muestra temperaturas similares a las del continente. En el panel b) correspondiente al invierno, la forma de las isotermas sobre la región del Río de La Plata muestran un buen contraste entre tierra y agua y se puede distinguir la geometría de sus costas. En el invierno la temperatura sobre el río es más elevada que sobre el continente.

En la Figura 3.12 se presenta el promedio de temperatura máxima para los meses de verano (panel a) y para los meses de invierno (panel b), en donde se aprecia un buen contraste entre tierra y río. Se observa que las temperaturas sobre el río son inferiores a las temperaturas del continente, tanto en verano como en inviernos. Las temperaturas máximas de verano sobre el Río de La Plata son de alrededor de 24°C y en el continente, próximo al río, los valores superan los 32°C. Las temperaturas máximas de invierno sobre tierra y río son diferentes, aunque su diferencia próximo a la costa es cercana a los

4°C. El gradiente de temperatura máxima tierra-río en verano es mayor que en el invierno.

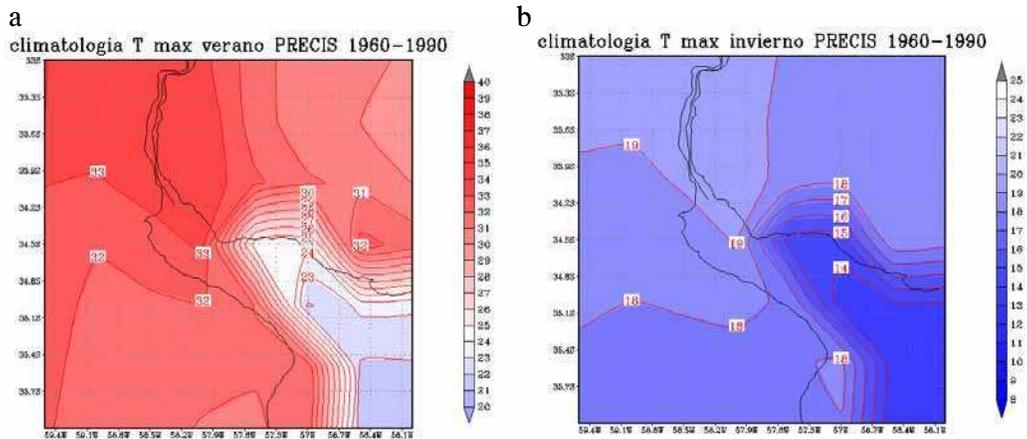


Figura 3.12: Temperatura máxima del período 1960-1990 calculada por el PRECIS para los meses de verano (panel a) y para los meses de invierno (panel b).

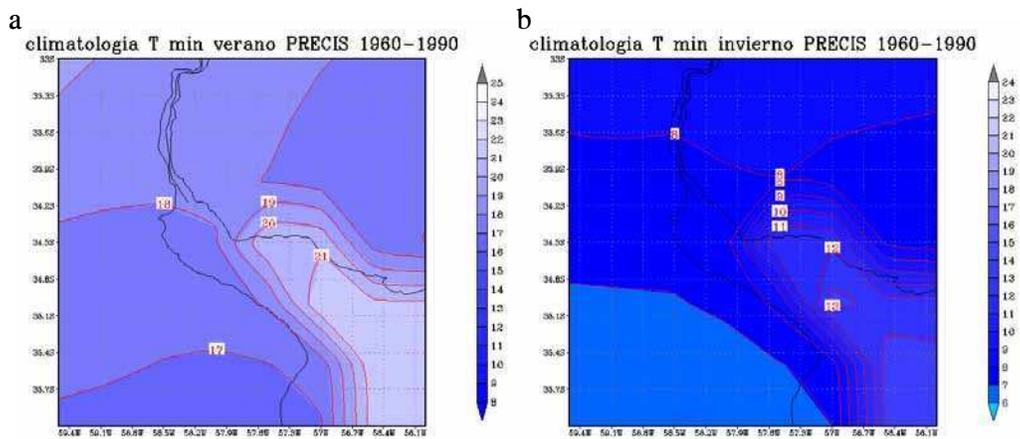


Figura 3.13: Temperatura mínima del período 1960-1990 calculada por el PRECIS para los meses de verano (panel a) y para los meses de invierno (panel b).

Las temperaturas mínimas medias, tanto de invierno como de verano, son más frías en tierra que en el río (Figura 3.13), y también se aprecia un buen contraste térmico tierra-río. La temperatura mínima de verano está alrededor de 17°C en las regiones cercanas a la ciudad de Buenos Aires y en la parte central de la región las mismas se aproximan a 20°C. Por lo tanto el contraste de la térmico tierra-río en la temperatura mínima es de aproximadamente 3°C, que resulta bastante cercano a lo observado. En cuanto a las temperaturas mínimas de invierno ese contraste es algo mayor ya que alcanza a los 5°C. Si se comparan las temperaturas máxima y mínima del semestre de verano (Figuras

3.12a y 3.13a) se puede apreciar que el modelo PRECIS calcula una amplitud media de 15°C sobre el continente. Este valor es similar que al que se obtiene haciendo la diferencia de temperatura de las 15 HL con la temperatura de las 03 HL de las observaciones de Ezeiza. En el Río de La Plata la amplitud entre las temperaturas máxima y mínima de verano es de 5°C.

La comparación entre las temperaturas máxima y mínima del semestre de invierno (Figuras 3.12b y 3.13b) muestra una amplitud en la zona cercana a Ezeiza de 10°C y en la zona del río de 2°C. El modelo PRECIS presenta una menor amplitud diaria en los meses de invierno que en los meses de verano, tanto sobre el río como sobre tierra y próximo a la ciudad de Buenos Aires.

Se muestran en la Figura 3.14 las series de tiempo de la temperatura media anual, mínima media anual y máxima media anual de verano e invierno, calculadas con el modelo PRECIS en los puntos más cercanos a las estaciones Ezeiza y Pontón Recalada. En el panel a) se aprecia que la temperatura media de verano para Ezeiza es levemente superior que para Pontón Recalada, mientras que la temperatura media de invierno para Ezeiza es levemente mayor que para Pontón Recalada (panel b). Se calculan las tendencias lineales de las series de tiempo de la temperatura media de verano y de invierno para ambos puntos pero las mismas no resultan significativas. Esto no coincide con las observaciones que sí muestran tendencias positivas significativas en las temperaturas de Ezeiza y tendencias negativas en las temperaturas de Pontón Recalada. En los paneles c) y d) se aprecia que la temperatura mínima para Ezeiza es inferior a la temperatura mínima para Pontón Recalada, tanto en el semestre frío como en el cálido, aunque nuevamente no se encuentran tendencias significativas. La temperatura máxima para Ezeiza es superior a la temperatura máxima para Pontón Recalada, tanto en invierno como en verano. Las temperaturas máximas de verano para Ezeiza son más fluctuantes que las correspondientes en los otros paneles, mientras que la diferencia con la temperatura máxima para Pontón Recalada es mayor a las correspondientes en el resto de los paneles. Se puede apreciar que la temperatura media anual para Pontón Recalada es la misma que surge de promediar la temperatura máxima y la temperatura mínima, tanto para el semestre frío como para el semestre cálido. Es decir que la amplitud calculada por el modelo PRECIS para Pontón Recalada es muy pequeña. La misma conclusión puede inferirse al comparar las Figuras 3.11 3.12 y 3.13

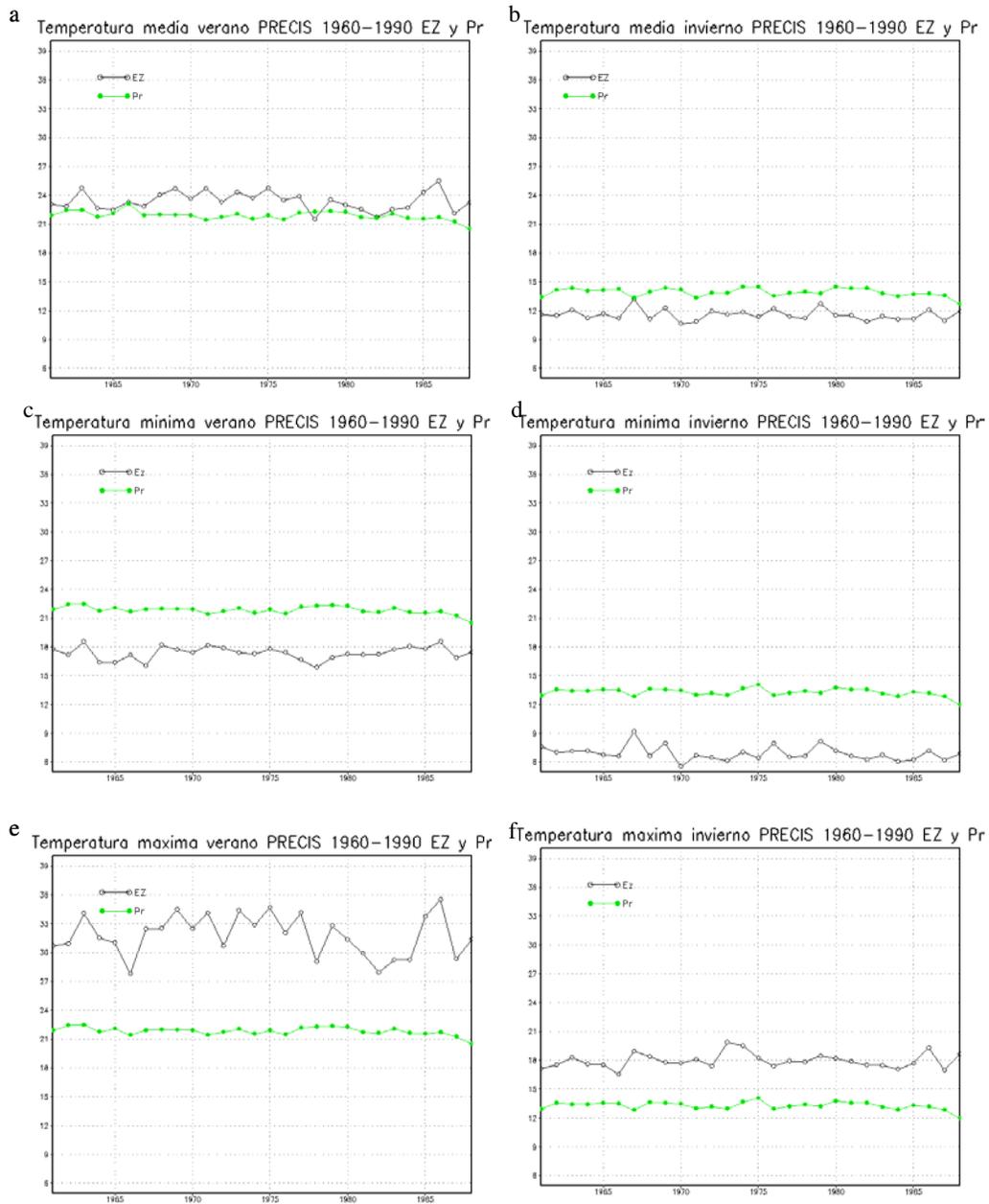


Figura 3.14: Temperatura media anual de a) verano y b) invierno, temperatura mínima media anual para c) verano y d) invierno y temperatura máxima media anual e) verano y f) invierno, del modelo PRECIS en los puntos más cercanos a las estaciones EZ y PR

3.2.2. Viento

En la Figura 3.15 se presenta la distribución de frecuencias de dirección de viento en 10 metros del modelo PRECIS y las observadas en las cinco estaciones meteorológicas de

la región, calculadas para el período 1960-1990. Las estaciones meteorológicas muestran claramente los matices regionales mientras que el modelo PRECIS presenta una distribución de frecuencias de dirección del viento que es prácticamente homogénea en toda la región. La distribución de frecuencias del modelo PRECIS es muy parecida a la observada en la estación de Ezeiza. La climatología 1960-1990 del viento en superficie del modelo PRECIS no logra representar apropiadamente las variaciones espaciales de la dirección del viento que muestran las observaciones en la región del Río de La Plata.

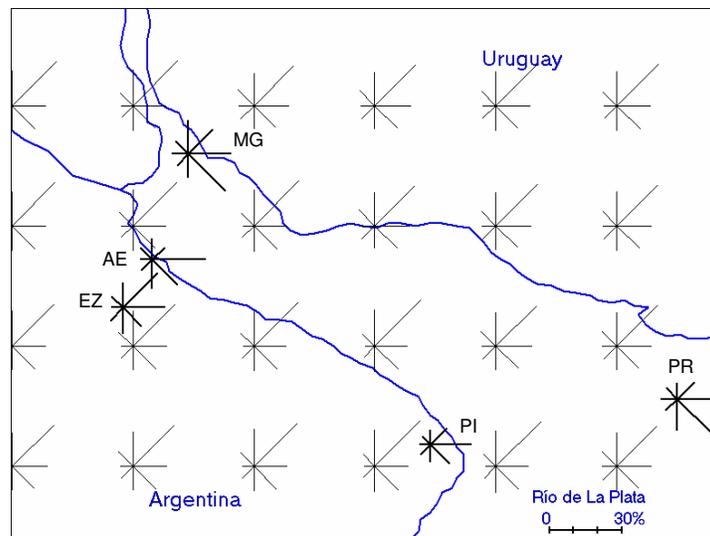


Figura 3.15: Frecuencia de dirección de viento a 10 metros del modelo PRECIS y frecuencias observadas en las estaciones EZ, AE, PI, MG y PR, durante el período 1960-1990

En la Figura 3.16 presenta la frecuencia de dirección de viento del modelo PRECIS y la observada en el sondeo de Ezeiza en 850 hPa. El modelo PRECIS muestra nuevamente una distribución de dirección de viento similar en todo el dominio, con direcciones predominantes del NO y luego del N y SO. El sondeo de Ezeiza, único disponible en la región, presenta al SO como la dirección predominante, seguida por el O, NO y S. En ambos, modelo PRECIS y sondeo, predominan los vientos con componente O, aunque en el sondeo gana el SO mientras que en el PRECIS lo hace el NO.

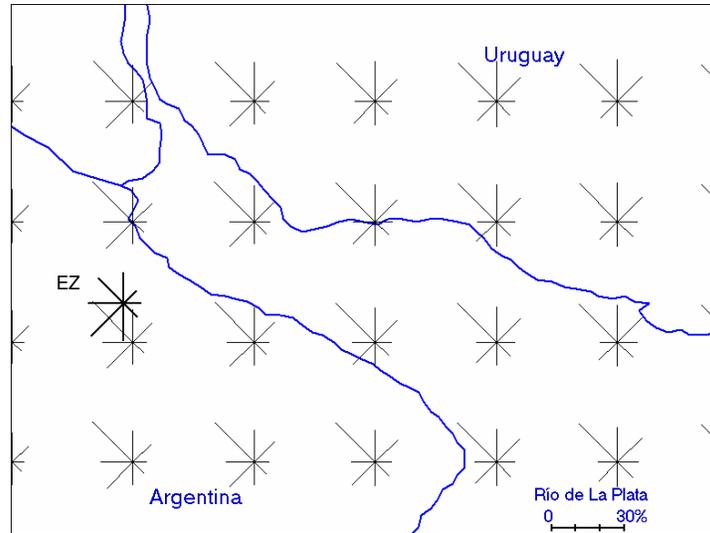


Figura 3.16: Frecuencia de dirección de viento en 850 hPa del modelo PRECIS y frecuencias observadas en el sondeo de Ezeiza en 850 hPa, durante el período 1960-1990.

3.3. Comparación entre los Períodos 1967-1976 y 1982-1991

Los resultados hallados en la Sección 3.1.2 en relación a los cambios o tendencias dentro del período 1960-1990, están en cierta medida condicionados por la falta de datos durante períodos considerables. Para complementar ese estudio se seleccionan dos subperíodos, 1967-1976 y 1982-1991, y en cada uno de ellos se calcula la distribución de frecuencias de dirección y velocidad del viento en las estaciones Ezeiza, Aeroparque, Punta Indio, Martín García y Pontón Recalada. Se comparan las diferencias entre ambos períodos y se establece la significancia estadística mediante el test Chi cuadrado. Los períodos elegidos, a pesar de no estar completos, cuentan con un gran porcentaje de datos.

Estación/Hora	03 HL	09 HL	15 HL	21 HL	Diario
Aeroparque	70	28	18	47	34
Ezeiza	160	115	46	130	101
La Plata Aero	--	25	43	54	36
Punta Indio	96	112	114	74	112
Martín García	145	127	194	250	163
Pontón Recalada	29	30	26	52	27
Sondeo 850 hPa		14			
Sondeo 1000 hPa		28			

Tabla 3.7: Valores del test Chi cuadrado que surgen de la comparación de la distribución de frecuencias de dirección de viento de los períodos 1967-1976 y 1982-1991.

3.3.1. Cambios Observados

La Tabla 3.7 muestra los valores de Chi cuadrado que resultan de comparar las distribuciones de frecuencia de dirección del viento en superficie de los períodos 1967-1976 y 1982-1991. En todos los casos la diferencia entre ambas distribuciones es significativa al 95%.

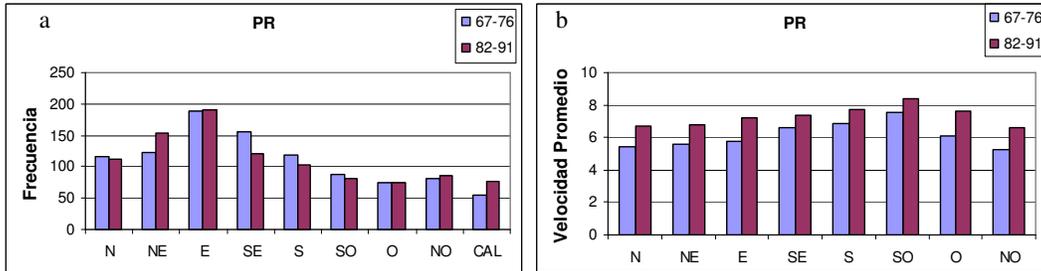


Figura 3.17: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección del viento para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 para Pontón Recalada. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

Las Figuras 3.17 a 3.22 presentan en el panel a) la frecuencia de ocurrencia por dirección y en el panel b) velocidad promedio de las cinco estaciones meteorológicas de la región, para los períodos 1967-1976 y 1982-1991. La Figura 3.17 para Pontón Recalada se observa un aumento notable en la ocurrencia de calmas, una disminución de frecuencia del SE y un aumento en la misma proporción de viento del NE. En la misma estación se aprecia un aumento de la velocidad promedio en todas las direcciones.

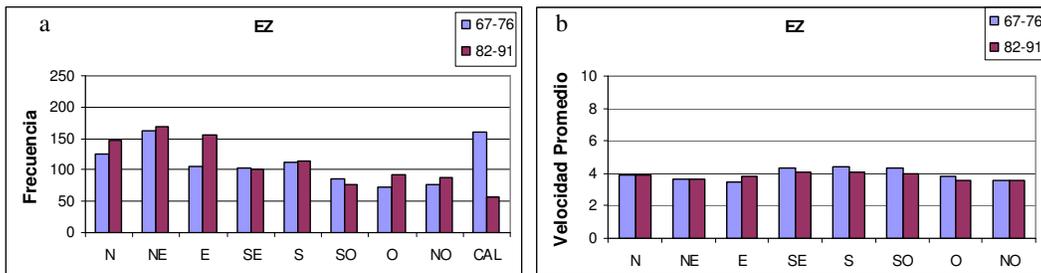


Figura 3.18: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección del viento para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 para Ezeiza. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

En el caso de Ezeiza (Figura 3.18) se observa una notable disminución de las calmas (caen casi un 60%) y un aumento de la frecuencia del E. En cuanto a las velocidades

promedio por dirección se aprecia una leve disminución en las direcciones que tienen una componente S.

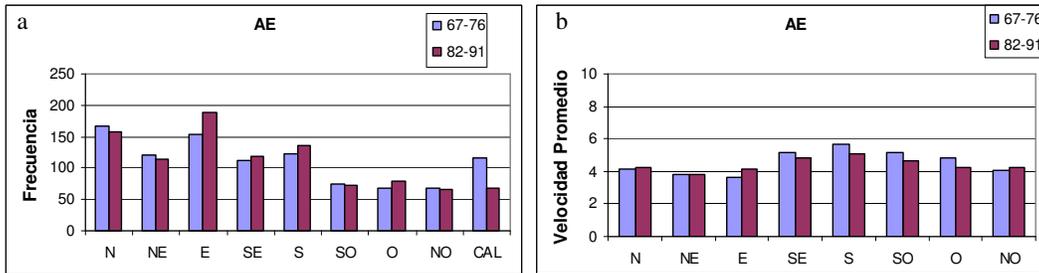


Figura 3.19: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección del viento para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 para Aeroparque. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

En Aeroparque (Figura 3.19) se aprecia un aumento en la ocurrencia de calmas, como así también en la ocurrencia de viento E. Por otro lado, se observan pequeños aumentos de frecuencias del SE y S. También se observa, como en Ezeiza, una disminución en la velocidad promedio de los sectores con componente S.

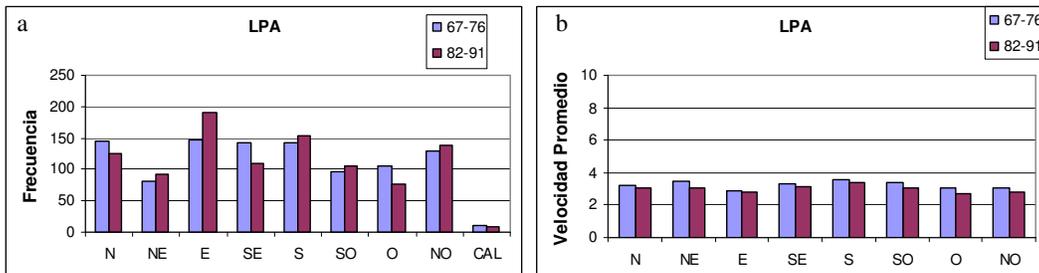


Figura 3.20: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección del viento para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 para La Plata. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

En La Plata Aero (Figura 3.20) se observa un pequeño porcentaje de calmas, siendo ligeramente menor en el período 1982-1991, junto con un aumento de la frecuencia del E. En cuanto a la velocidad promedio se puede ver una disminución en todos los casos, siendo más notable para las direcciones con componente del sector S.

En el caso de Martín García (Figura 3.21) se puede apreciar un aumento de las calmas, como así también un incremento de frecuencias del E y del S. A su vez hay también una disminución de la velocidad promedio de todos los sectores el N.

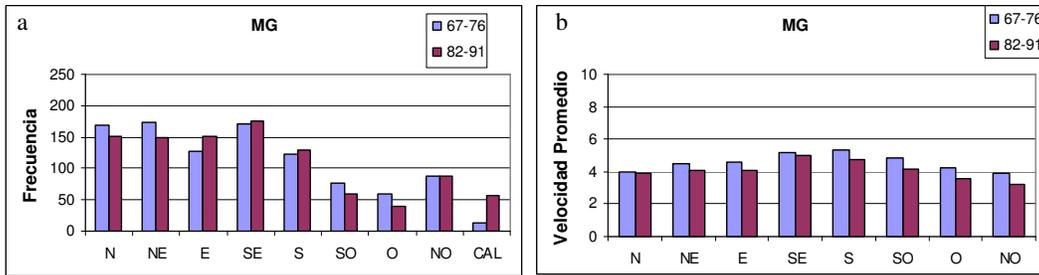


Figura 3.21: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección del viento para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 para Martín García. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

En Punta Indio (Figura 3.22) se observa una disminución importante en la frecuencia de las calmas y un aumento importante en la frecuencia de vientos del NO y del SE, mientras que la velocidad del viento disminuye levemente en todas las direcciones.

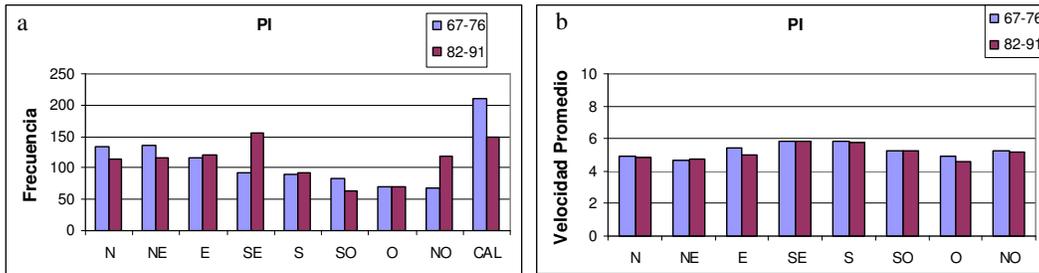


Figura 3.22: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 para Punta Indio. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

Las estaciones Pontón Recalada y Martín García son las que presentan un aumento de las calmas mientras que las restantes estaciones muestran una disminución de las mismas. En general, se aprecia un aumento de las frecuencias de viento del E en todas las estaciones meteorológicas analizadas.

Para el sondeo de Ezeiza se analiza además el cambio entre ambos períodos de la distribución de frecuencias de dirección del viento en los niveles de 1000 hPa (Figura 3.23) y 850 hPa (Figura 3.24), y en este último resultó no significativo. En cuanto a las velocidades promedio se observa una disminución en todos los sectores, excepto para el E en 1000 hPa y SE para 850 hPa.

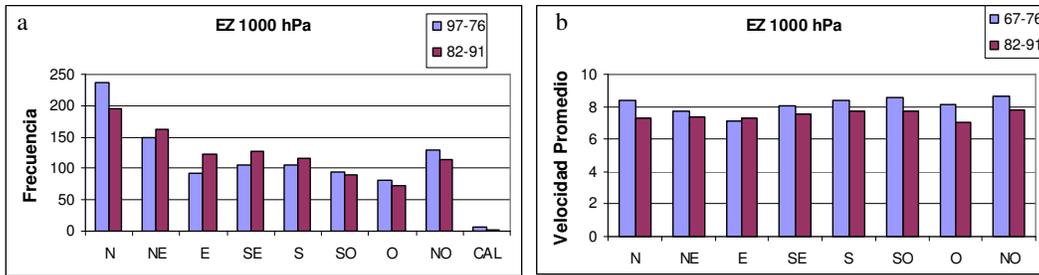


Figura 3.23: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección del viento para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 para el nivel de 1000 hPa del sondeo de Ezeiza. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

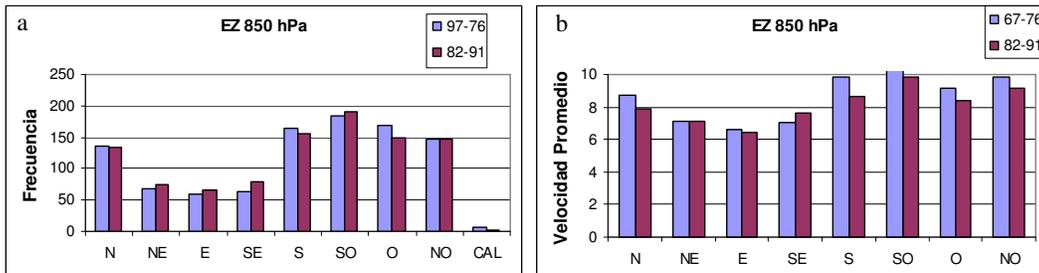


Figura 3.24: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección del viento para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 para el nivel de 1000 hPa del sondeo de Ezeiza. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

3.3.2 Cambios en la Climatología 1960-1990 del Modelo PRECIS

En la Sección 3.2.2 se estudió la distribución de frecuencias de dirección del viento en superficie en la región del Río de La Plata de la climatología 1960-1990 que calcula el modelo PRECIS (ver Figura 3.15). En esa figura se pudo apreciar que el modelo PRECIS no es capaz de reproducir las características locales del campo de viento en superficie.

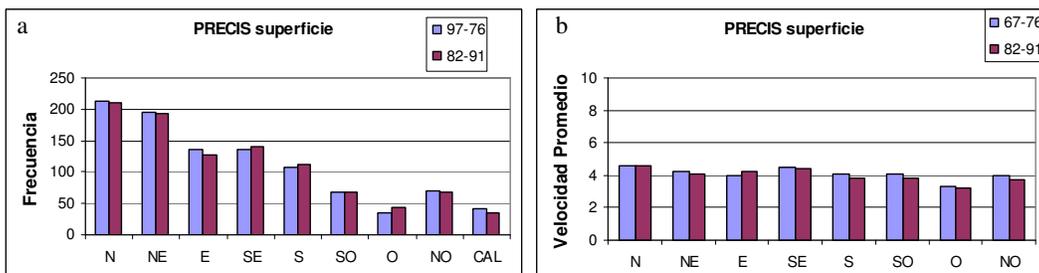


Figura 3.25: a) Frecuencia de ocurrencia (escala por 1000) por dirección del viento para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 en el punto del modelo PRECIS en superficie más cercano a Ezeiza. b) velocidad promedio por dirección en ms^{-1} .

La Figura 3.25 presenta la distribución de frecuencias de dirección del viento y la velocidad promedio por sector, calculadas por el modelo PRECIS en superficie en el punto más cercano a Ezeiza, para los períodos 1967-1976 y 1982-1991. Los cambios entre ambos períodos en la dirección del viento (panel a) son pequeños y cuando se los compara con los cambios observados en la estación Ezeiza (Figura 3.18a) se aprecia coincidencia sólo en una leve disminución de las calmas y un leve aumento del O. En el caso de la velocidad promedio por dirección (panel b) los cambios son pequeños pero muy similares a los observados en Ezeiza.

3.4. Conclusiones Capítulo 3

En este capítulo se realiza en primer lugar un análisis de las observaciones de viento y temperatura en superficie en la región durante el período 1960-1990. Este análisis confirma la existencia de algunos cambios significativos en la distribución de frecuencias de dirección y velocidad del viento en superficie, como así también en diferentes niveles dentro de la capa límite en el sondeo de Ezeiza. Además, se hallan cambios en la amplitud térmica diaria y el contraste térmico tierra-río en superficie. Esto se detecta tanto en la tendencia lineal de esas variables durante el período 1960-1990, como así también en la diferencia entre las condiciones medias de dos subperíodos, 1967-1976 y 1982-1991. Las variables en las que se detectan cambios en la región son las que emplea el modelo MCL para definir sus forzantes tanto en la condición de borde inferior como en la condición de borde superior.

El forzante térmico del modelo MCL está definido en función de la diferencia de temperatura entre Ezeiza (EZ) y Pontón Recalada (PR). La amplitud diaria del forzante térmico se define como $(T_{EZ15} - T_{EZ09}) - (T_{PR15} - T_{PR09})$, que se puede escribir también de la siguiente forma $(T_{EZ15} - T_{PR15}) - (T_{EZ09} - T_{PR09})$. En las estaciones en la provincia de Buenos Aires se aprecia un aumento significativo de la temperatura, mientras que en las ubicadas sobre el Río de La Plata hay disminución de la misma, lo que resulta más marcado a las 9 HL. La consecuencia de estos cambios es una disminución significativa de la amplitud del forzante térmico.

En cuanto al viento, las estaciones de la provincia de Buenos Aires muestran aumento de la frecuencia del E y en particular Ezeiza muestra además un aumento significativo de la frecuencia del NE. En todas las estaciones ubicadas sobre tierra hay un aumento importante de los casos de calma, mientras que en aquéllas sobre el río hay una disminución de la frecuencia de los mismos. En el sondeo de Ezeiza se observa también un aumento de las frecuencias del E y NE en los niveles de 1000 hPa y 850 hPa, acompañado por una disminución de la velocidad promedio. En función de los cambios detectados durante el período 1960-1990, en el capítulo siguiente se estudiará en qué medida el modelo MCL puede reflejarlos en su climatología del viento en superficie.

En este capítulo también se analiza la climatología 1960-1990 del modelo PRECIS en comparación con las observaciones en la región. El objetivo de este análisis es establecer la viabilidad de utilizar sus salidas para definir las condiciones de borde del modelo MCL. Los resultados muestran que el viento en superficie calculado con el modelo PRECIS no reproduce las características locales que revelan las estaciones meteorológicas estudiadas en la región del Río de La Plata. Esto es posiblemente la consecuencia de la baja resolución e inapropiada definición de la geometría del contraste térmico tierra-río en superficie que dispone este modelo. Sin embargo, las variables que utiliza el modelo MCL para definir sus condiciones de borde superior e inferior están razonablemente bien representadas en la climatología 1960-1990 del modelo PRECIS. Por ejemplo, su distribución de frecuencias de dirección de viento en 850 hPa es similar a la observada en ese nivel del sondeo de Ezeiza. Además, el campo de temperaturas medias y extremas en superficie del modelo PRECIS muestra el contraste térmico entre tierra y río en magnitud similar al observado, aunque su geometría no se ajusta a la de la costa. A pesar de este último inconveniente, que se subsanará según se describe en el capítulo siguiente, se concluye que es viable la utilización de las salidas del modelo PRECIS para forzar al modelo MCL.

Referencias

Barros, V. y Scasso, L. (1994) Pressure and temperature anomalies in Argentina in connection with the Southern Oscillation. *Atmósfera*. Vol. 7 N. 3.

Barrucand, M, Camilloni, I and Rusticucci, M. (2009) Characterization of the urban heat island at Buenos Aires city. The 89th American Meteorological Society Annual Meeting, Phoenix, AZ, Estados Unidos.

- Camilloni, I. (1999) Temporal variability of the Buenos Aires' urban heat island intensity. International Conference on Urban Climatology ICUC'99, Sydney Australia.
- Di Luca, A., Camilloni, I. and Barros, V. (2006) Sea-level pressure patterns in South America and the adjacent oceans in the IPCC AR4 Models. Preprints of 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology & Oceanography. Foz de Iguazu, Brasil.
- Escobar G., Camilloni, I. and Barros, V. (2003): Desplazamiento del anticiclón subtropical del Atlántico Sur y su relación con el cambio de vientos sobre el estuario del Río de la Plata. Anales del X Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología (CD-ROM). La Habana, Cuba.
- Gordon, C., Cooper, C., Senior, C. A., Banks, H., Gregory, J. M., Johns, T. C., Mitchell, J. F. B., Wood, R. A. (2000) The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Clim. Dyn.*, **16**, 147–168 pp.
- Hoffmann, J. J., Nuñez, S. y Vargas, W. (1997). Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent Sub- Antarctic region during the present century. *Meteorol. Z*, **6**, 3-11pp.
- Jones, R.G., Noguer, M., Hassell, D.C., Hudson, D., Wilson, S.S., Jenkins, G.J, Mitchell, J.F.B., (2004) Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Exeter, UK: Met Office Hadley Centre.
- Marengo, J. and Ambrizzi, T. (2006) Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales: The CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) initiative in South America. Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 291-296 pp.
- Marengo, J. A., Alves, L., Valverde, M., Rocha R., and Laborbe, R. (2007) *Eventos extremos em cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Relatório 5*, Ministério do Meio Ambiente - MMA, Secretaria de Biodiversidade e Florestas – SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, Fevereiro 2007
- Marengo, J, Jones, R., Alves, L., Valverde, M., (2009) Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system, *Int. J. Climatology*. doi:10.1002/joc.1863.
- Pope, V.D., Gallani, M.L., Rowntree, P.R. and Stratton, R.A. (2000) The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model-HadAM3, *Clim. Dyn.*, **16**, 123–146 pp.
- Simionato, C., Vera, C. and Siegmund, F. (2005). Surface wind variability on seasonal and interannual scales over Río de la Plata. *J. Coastal Res.*, **21**, 770-783 pp..

Capítulo 4

4. Climatologías con el Modelo MCL

En el Capítulo 3 se analizó la existencia de tendencias en las temperaturas y en la distribución de frecuencias de dirección y velocidad del viento con el objetivo de detectar cambios significativos en las observaciones del período 1960-1990. Se analiza en este capítulo la capacidad del modelo MCL para reproducir los cambios observados en la frecuencia de ocurrencia y de intensidad del viento a 10 metros, utilizando el viento del radiosondeo de Ezeiza como forzante en el tope y las observaciones de temperatura para el forzante de superficie. Se calcula el error que se comete en el cálculo de la climatología de viento a 10 metros. Por otro lado, se calcula la climatología del modelo MCL tomando las condiciones de borde del modelo PRECIS y se calculan los correspondientes errores.

Se calcula la climatología del modelo MCL, con condiciones de borde tomadas, en un caso de las observaciones y en el otro del modelo PRECIS, para los períodos 1967-1976 y 1982-1991 y se estudian las diferencias entre ambos períodos. Se comparan las diferencias encontradas entre las climatologías de cada período con los cambios observados en las estaciones entre esos mismos períodos. En este capítulo, a diferencia del Capítulo 2, se utiliza una metodología especial para comparar climatologías en lugar de una verificación de pronósticos de cada día en forma individual.

4.1. Climatología con el Modelo MCL forzado con Observaciones

4.1.1. Metodología Empleada

La climatología del viento en superficie del modelo MCL se define como el promedio, o ensamble, de una serie de pronósticos a 24 horas inicializados a las 9 de la mañana. Para ello se emplea la metodología creada por Berri (2007), que se describe en detalle a continuación. Cada miembro del ensamble es un pronóstico que se obtiene forzando el modelo con una diferente condición de borde superior e inferior que se define a partir

de los valores de temperatura en estaciones de superficie de la región y el viento en 850 hPa del radiosondeo de Ezeiza. La condición de borde superior consiste en un dado valor de dirección y velocidad del viento en el tope del modelo, que se toma del radiosondeo de Ezeiza. La condición de borde inferior consiste en una función de calentamiento que se define a partir de los valores de temperatura de la estación de Ezeiza y de la estación Pontón Recalada. La climatología resultante se obtiene promediando la dirección y la velocidad del viento pronosticada por todos los miembros del ensamble a las 3, 9, 15 y 21 hora local (HL), que son las horas que están disponibles en la base de datos. El ensamble tiene 192 miembros y cada uno está caracterizado por una dirección y velocidad de viento en el tope del modelo. Los 192 miembros corresponden a 16 clases de dirección del viento (N, NNE, NE, ..., NNO) y 12 clases de velocidad del viento, que son intervalos con los siguientes límites superiores en ms^{-1} : 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 14, y el último intervalo representa las velocidades superiores a 14 ms^{-1} . Cada miembro del ensamble tiene una probabilidad de ocurrencia que está determinada por la distribución promedio de dirección y velocidad del viento del radiosondeo de Ezeiza de las 9 HL (12 UTC). Para cada miembro del ensamble se define una función de calentamiento en la superficie de la siguiente forma: $T(x, y, t) = T_o + F_1(t)F_2(x, y)$, en donde T_o es el promedio diario de temperatura del miembro del ensamble, $F_1(t)$ define la variación diaria de la diferencia de temperatura tierra-río y $F_2(x, y)$ define la diferencia de temperatura tierra-río como una función de la distancia a la costa. Para determinar este forzante se eligen dos puntos, uno sobre tierra que es la estación de Ezeiza (EZ) y el otro sobre el río que es la estación Pontón Recalada (PR), mientras que la diferencia de temperatura $T_{EZ} - T_{PR}$ se calcula a partir de las temperaturas de las cuatro horas principales de observación, 3, 9, 15 y 21 HL. El valor medio se obtiene promediando estas cuatro temperaturas para cada dirección y velocidad del viento de las 192 clases. Así, para cada miembro del ensamble hay cuatro diferencias de temperatura por día, que se interpolan mediante un análisis armónico para definir $F_1(t)$. La función $F_2(x, y)$ es una tangente hiperbólica que distribuye la diferencia de temperatura tierra-río simétricamente a través de la costa. La matriz p_j contiene la probabilidad de ocurrencia de cada miembro del ensamble y las matrices $D_{i,j}^k$ y $V_{i,j}^k$ tienen la dirección y velocidad de viento, respectivamente, que pronostica el modelo. El subíndice $j=1$ a n ($n=192$) representa al miembro del ensamble, el subíndice

$i=1$ a 9 representa la dirección del viento en 8 sectores (en sentido horario desde N ($i=1$) hasta NO ($i=8$), con $i=9$ correspondiente a viento calma, es decir velocidades de viento menores que un determinado umbral); y el superíndice $k=1$ a 4 representa la hora local 3, 9, 15 y 21, respectivamente. Cada miembro del ensamble proporciona un pronóstico de las componentes horizontales del viento v_x, v_y en 10 metros, las que se expresan como una dirección de viento d , que define el índice i , y una velocidad del viento $v = (v_x^2 + v_y^2)^{1/2}$ en ms^{-1} . De este modo el pronóstico de dirección del viento consiste simplemente en la ocurrencia de un dado sector y la matriz $D_{i,j}^k$ cuenta el número de casos. Cada vez que se completa un miembro del ensamble, la cantidad igual a $1 \cdot p_j$, o simplemente p_j se suma a la componente (i,j,k) de la matriz $D_{i,j}^k$, y la cantidad igual a $v \cdot p_j$ se suma a la componente (i,j,k) de la matriz $V_{i,j}^k$. En cada punto de retículo del modelo la distribución media de frecuencias de dirección del viento porcentual f_i^k (incluyendo las calmas) se obtiene mediante $f_i^k = 100 \cdot \frac{\sum_{j=1}^n D_{i,j}^k}{\sum_{j=1}^n D_{i,j}^k}$, mientras que la correspondiente distribución media de frecuencias de velocidad del viento porcentual v_i^k (ms^{-1}) se obtiene mediante $v_i^k = \frac{\sum_{j=1}^n v_{i,j}^k}{\sum_{j=1}^n D_{i,j}^k}$. El error del modelo en la dirección del viento ErD^k y en la velocidad del viento ErV^k se calculan como la raíz cuadrática media del error relativo en dirección del viento $ed_i^k = (f_i^k - f_{o_i}^k) / f_{o_i}^k$ y en velocidad del viento $ev_i^k = (v_i^k - v_{o_i}^k) / v_{o_i}^k$ (ambos ponderados por la frecuencia media observada de la dirección del viento), los que se calculan de la siguiente forma:

$$ErD^k = \left[\frac{\sum_{i=1}^9 f_{o_i}^k (ed_i^k)^2}{\sum_{i=1}^9 f_{o_i}^k} \right]^{1/2}, \quad ErV^k = \left[\frac{\sum_{i=1}^9 f_{o_i}^k (ev_i^k)^2}{\sum_{i=1}^9 f_{o_i}^k} \right]^{1/2}$$

En donde $f_{o_i}^k$ y $v_{o_i}^k$ son las distribuciones medias de frecuencias observadas de dirección y velocidad del viento, respectivamente, en las cinco estaciones meteorológicas del estudio, y f_i^k y v_i^k son las correspondientes distribuciones obtenidas con el modelo en el punto de retículo más próximo a cada estación meteorológica.

4.1.2 Resultados

Se calcula, con la metodología descrita en la Sección 4.1.1, la climatología con el modelo MCL para el período completo del cual se dispone información (1960-1990). Al calcular la climatología con el modelo MCL se obtiene un error relativo promedio de 33% en la dirección y de 27% en la velocidad del viento. En la Tabla 4.1 se muestran los errores relativos por estación y por hora principal de observación y para una mejor comprensión estos errores se grafican en la Figura 4.1. La Figura 4.1.a) muestra los errores relativos en la dirección y la Figura 4.1.b) muestra los errores relativos en la velocidad.

a)Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	28	45	40	26	31	34
9 HL	19	21	58	24	10	26
15 HL	17	40	41	19	37	31
21 HL	32	50	31	30	55	40
PROMEDIO	24	39	43	25	33	33

b)Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	17	20	20	42	56	31
9 HL	16	12	15	10	44	19
15 HL	12	33	24	16	43	26
21 HL	16	31	32	29	54	32
PROMEDIO	15	24	23	24	49	27

Tabla 4.1: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1960-1990 para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR). Umbral de calma 1 ms^{-1} .

Puede apreciarse que los mayores errores de dirección se obtienen a las 21 HL, excepto en Martín García que ocurre a las 9 HL. Los errores de velocidad en Pontón Recalada son significativamente más grandes que en el resto de las estaciones. Los errores relativos de velocidad del viento oscilan, excluyendo a Pontón Recalada, entre 10% y 42%, mientras que en Pontón Recalada el error llega a 56% a las 3 HL. La calma aparece como una dirección más en las observaciones, mientras que en el modelo se debe establecer un umbral de velocidad para definirla. En estos experimentos se ha utilizado un umbral de calma de 1 ms^{-1} para todas las estaciones y para todas las horas.

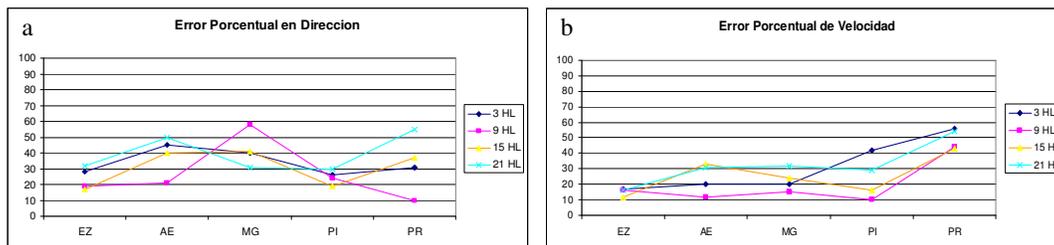


Figura 4.1.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1960-1990 (Grafico de Tabla 4.1).

En el Capítulo 3, Sección 3 se estudió la diferencia observada en la distribución de frecuencias de velocidad y dirección de viento para los dos períodos, 1967-1976 y 1982-1991. Con el fin de estudiar la capacidad del modelo MCL para reproducir cambios en superficie a partir de cambios en los forzantes, se realiza la climatología para los períodos 1967-1976 y 1982-1991, con la misma metodología. Se integra el modelo MCL para ambos períodos y se estudian las diferencias entre las climatologías obtenidas y las observaciones.

a) Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	41	35	38	39	43	39
9 HL	18	23	24	9	19	19
15 HL	20	34	31	19	49	31
21 HL	36	54	33	45	65	47
PROMEDIO	29	37	32	28	44	34

b) Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	17	24	28	18	51	28
9 HL	18	15	16	10	39	20
15 HL	11	40	28	14	39	26
21 HL	20	33	31	19	46	30
PROMEDIO	17	28	26	15	44	26

Tabla 4.2.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1967-1976 para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR). Umbral de calma 1 ms^{-1} .

En la Tabla 4.2 se muestran los errores relativos para cada estación y para las cuatro horas principales de observación, además de los promedios de esas magnitudes, para la climatología del período 1967-1976, mientras que en la Tabla 4.3 se muestra lo mismo

pero para el período 1982-1991. En las Figuras 4.2 y 4.3 se representan los errores que corresponden a las Tablas 4.2 y 4.3 para los períodos 1967-1976 y 1982-1991, respectivamente.

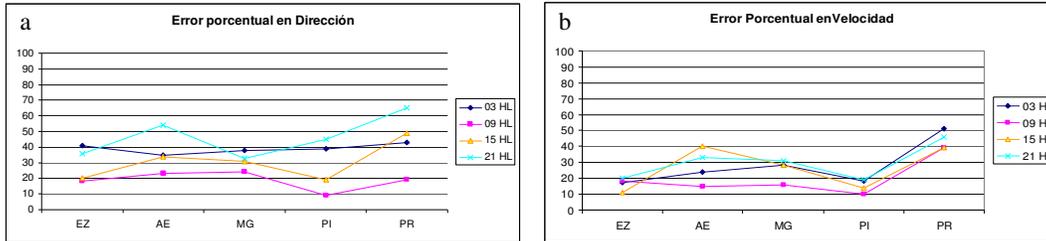


Figura 4.2.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1967-1976 (Grafico de Tabla 4.2).

Ambos períodos tienen errores relativos promedio similares entre sí, aunque levemente menores en el 1982-1991 en el caso de la dirección y del mismo orden que el error para todo el período 1960-1990. Los máximos errores relativos en la velocidad son, al igual que en el período 1990-1960, en la estación Pontón Recalada. Los máximos errores relativos de la dirección del viento se observan para las 21 HL y 3 HL, dependiendo de la estación.

a) Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	21	29	36	47	24	31
9 HL	15	24	27	28	11	21
15 HL	17	38	47	26	27	31
21 HL	24	52	35	34	41	37
PROMEDIO	19	36	36	34	26	30

b) Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	21	25	24	23	59	30
9 HL	12	11	19	11	49	21
15 HL	13	25	21	23	51	26
21 HL	20	30	34	18	56	31
PROMEDIO	17	23	25	19	54	27

Tabla 4.3.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1982-1991 para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR). Umbral de calma 1 ms^{-1} .

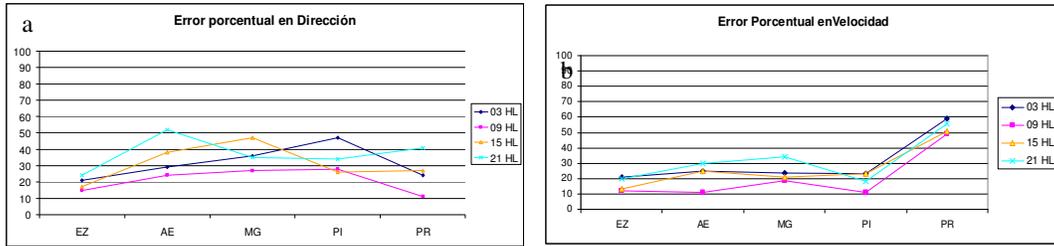


Figura 4.3.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1982-1991 (Grafico de Tabla 4.3).

En las observaciones analizadas en el Capítulo 3 se aprecia que de un período a otro hay cambios importantes en la frecuencia de ocurrencia de calma. Esto puede deberse a la variabilidad propia del sistema, a cambios en el instrumental o a cambios en el entorno de la estación considerada. Se realiza un nuevo experimento modificando el umbral de calma considerado en el modelo MCL. En este nuevo experimento se ajusta el umbral de calma haciendo concordar la frecuencia de calma pronosticada por el modelo MCL con la frecuencia observada en cada una de las estaciones. A partir de los umbrales de cada estación se confecciona un mapa de umbrales para definir la calma en todos los puntos del dominio del modelo MCL. Al introducir esta modificación el resultado de los pronósticos del modelo MCL mejoran levemente.

a) Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	28	21	38	28	33	30
9 HL	9	20	22	15	27	19
15 HL	17	38	35	16	38	28
21 HL	25	43	34	24	55	36
PROMEDIO	20	31	32	21	38	28

b) Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	16	20	22	18	21	19
9 HL	20	13	17	19	30	20
15 HL	12	30	25	15	22	21
21 HL	17	19	43	18	32	26
PROMEDIO	16	21	27	18	26	22

Tabla 4.4.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros (excepto PR, que es en 20 m) del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1960-1990 para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR). Umbral de calma del modelo MCL ajustado a la frecuencia de calma observada.

Por otro lado, los errores en la velocidad de Pontón Recalada en las Tablas 4.1, 4.2 y 4.3 son grandes debido a que inicialmente se consideró la observación de esta estación como del nivel estándar de 10 metros, cuando en realidad el instrumento se encuentra a una altura de 20 metros.

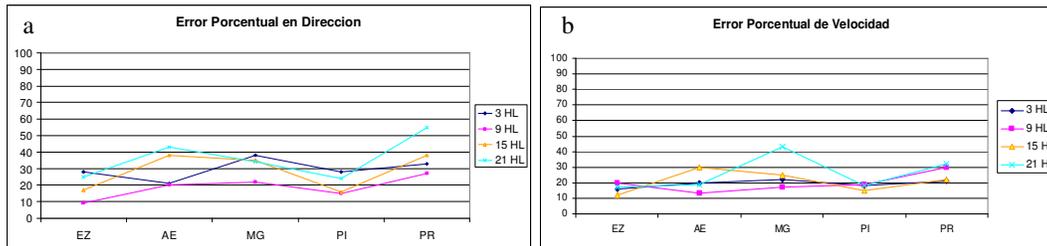


Figura 4.4.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros (excepto PR, que es en 20 m) del modelo MCL como ensamble de 192 miembros del período 1960-1990 (Grafico de Tabla 4.4).

Para poder realizar una comparación entre las climatologías obtenidas para cada período se calculan nuevamente, con los cambios mencionados, la climatología del período 1960-1990 y de los dos subperíodos 1967-1976 y 1982-1991. En ambos subperíodos el error promedio disminuye respecto a los errores hallados en las climatologías que se muestran al comienzo de esta sección.

a) Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	37	27	42	33	41	36
9 HL	13	22	26	9	17	17
15 HL	19	37	30	16	40	28
21 HL	34	41	35	32	53	39
PROMEDIO	26	32	33	23	37	30

b) Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	17	19	45	17	15	24
9 HL	25	14	15	9	21	17
15 HL	10	35	30	14	14	22
21 HL	18	19	39	18	33	26
PROMEDIO	17	23	35	15	21	22

Tabla 4.5.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros (excepto PR, que es en 20 m) del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1967-1976 para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR). Umbral de calma del modelo MCL ajustado a la frecuencia de calma observada.

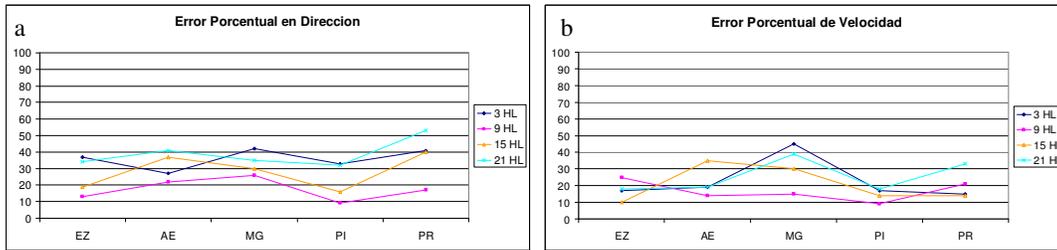


Figura 4.5.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros (excepto PR, 20 m) del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1967-1976 (Grafico de Tabla 4.5).

a) Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	20	22	34	39	28	29
9 HL	14	25	26	26	25	23
15 HL	19	39	41	29	35	33
21 HL	25	46	33	31	41	35
PROMEDIO	20	33	34	31	32	30

b) Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	26	21	29	23	28	25
9 HL	11	13	19	14	35	18
15 HL	17	24	21	25	28	23
21 HL	22	28	32	21	31	27
PROMEDIO	19	22	25	21	31	23

Tabla 4.6.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros (excepto PR, que es en 20 m) del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1982-1991 para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeropuerto (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR). Umbral de calma del modelo MCL ajustado a la frecuencia de calma observada.

En las Tablas 4.4, 4.5 y 4.6 se muestran los errores de las climatologías realizadas con el modelo MCL para los períodos 1960-1990, 1967-1976 y 1982-1991, respectivamente, comparando las observaciones de Pontón Recalada con el pronóstico del viento en 20 metros y un umbral de calma que ajuste la frecuencia de calma pronosticada con la frecuencia observada en cada estación. Se observa una mejoría importante con respecto a los resultados de las Tablas 4.1, 4.2 y 4.3, en las velocidades de Pontón Recalada.

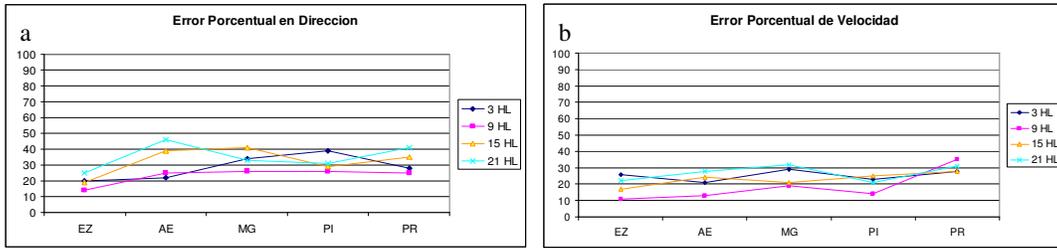


Figura 4.6.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros (excepto PR) del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1982-1991 (Grafico de Tabla 4.6).

En la Figura 4.7 se muestra la distribución de frecuencias de dirección, también denominada rosa de viento, que se obtiene a partir de la climatología del modelo MCL para el período 1967-1976 para las 3, 9, 15 y 21 HL, junto con las frecuencias de dirección observadas en las estaciones. Para las 3 HL el modelo MCL sobre la provincia de Buenos Aires muestra como frecuencia predominante al N, NE y E.

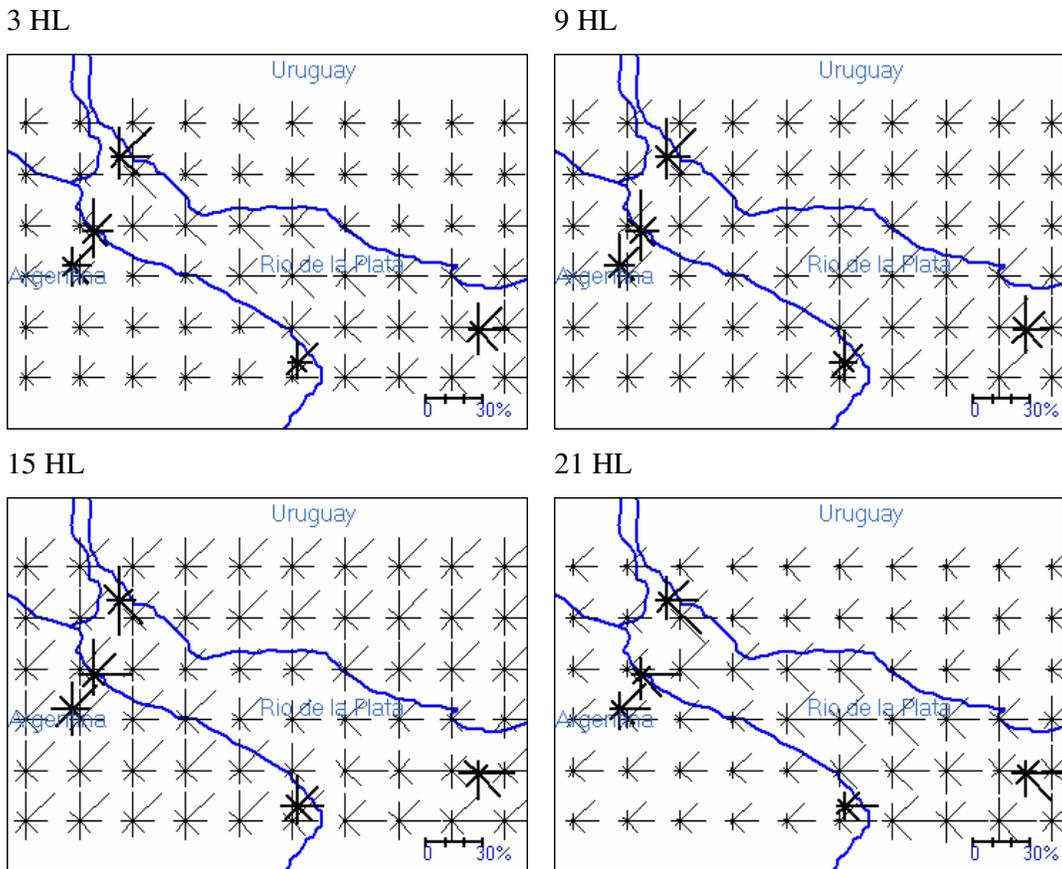


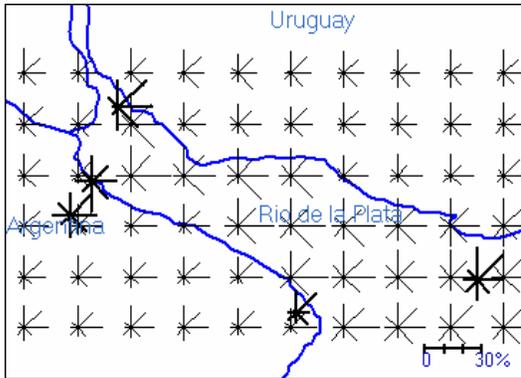
Figura 4.7: Rosa de viento de dirección calculada con el modelo MCL (línea fina) y observada (línea gruesa) para el período 1967-1976 para las horas 3, 9, 15 y 21 HL.

Sobre el Río de la Plata la distribución de frecuencias es más homogénea, siendo en la región interior del río SE y E las direcciones más destacadas, no así hacia la desembocadura del mismo. En la estación Aeroparque se observa que las mayores frecuencias son del N y el S y en menor medida del NE, E y SE. En la estación Ezeiza las direcciones predominantes son N, NE, E, y SE. En Martín García el modelo representa, con buen acuerdo con las observaciones, las direcciones predominantes N, NE, E y SE. En Punta Indio la mayor frecuencia de viento es N y NE, en coincidencia con el modelo MCL que además muestra una importante presencia de dirección E. En Pontón Recalada la distribución de frecuencias es más homogénea al igual que la calculada por el modelo MCL.

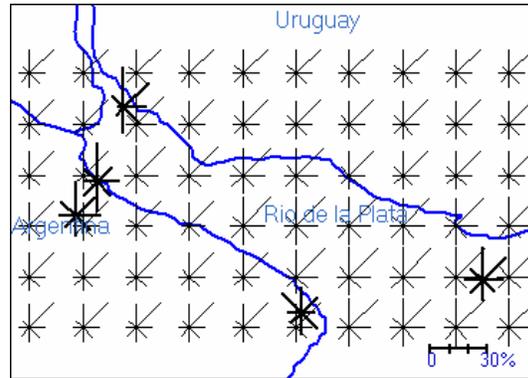
A las 9 HL las frecuencias de dirección de viento predominantes calculadas con el modelo MCL son N y NE en todo el dominio, aunque en la desembocadura del río la rosa de viento se muestra más homogénea. Las observaciones también presentan como direcciones predominantes el N y NE, excepto en Aeroparque que se destacan el N y S.

A las 15 HL en la climatología calculada con el modelo MCL disminuye la ocurrencia de E y NE sobre la parte media y exterior del río y aumenta la frecuencia del E, lo que resulta más notable en las estaciones Martín García y Pontón Recalada. A las 21 HL se observa en la estación Ezeiza predominancia del E y NE, mientras que en Aeroparque las frecuencias predominantes son el E y SE, lo que está bien representado por la climatología del modelo MCL. En la estación Martín García se aprecia un predominio del SE, también con presencia importante de E y NE. La climatología calculada con el modelo MCL muestra a estas tres frecuencias con similar magnitud. En el sudoeste del dominio el modelo MCL muestra frecuencia predominantes del E y del NE, pero en las proximidades de la costa la ocurrencia de NE disminuye y aumenta la del SE. En la estación Punta Indio se observa que el E es la frecuencia predominante y que el SE y NE son también importantes. En las cercanías del Pontón Recalada el modelo MCL muestra una importante presencia de E, SE y S, al igual que las observaciones en ese lugar.

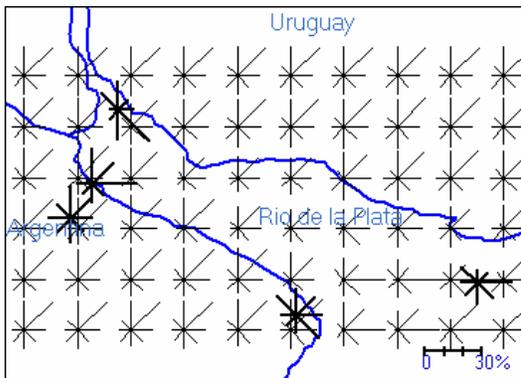
3 HL



9 HL



15 HL



21 HL

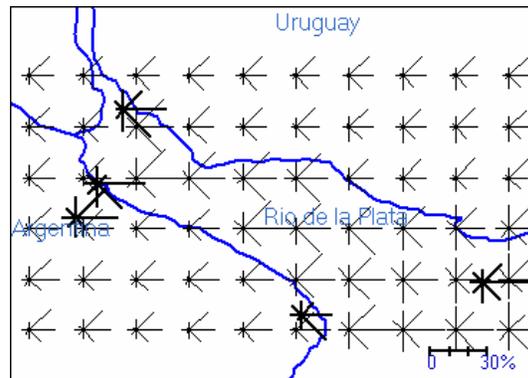


Figura 4.8: Rosa de viento de dirección calculada con el modelo MCL (línea fina) y observada (línea gruesa) para el período 1982-1991 para las horas 3, 9, 15 y 21 HL

En la Figura 4.8 se muestran las rosas de viento obtenidas a partir de la climatología del modelo MCL para el período 1982-1991 para las 3, 9, 15 y 21 HL, junto con las rosas de viento observadas. A grandes rasgos la climatología calculada con el modelo MCL para este periodo es similar a la calculada para el período 1967-1976, aunque al comparar detalladamente las Figuras 4.7. y 4.8 se pueden apreciar algunas diferencias. Las rosas de viento observadas para cada período también muestran diferencias. Las diferencias entre ambos períodos serán analizadas más adelante en la Sección 4.3.

4.2. Climatología con el Modelo MCL Forzado con PRECIS

4.2.1. Metodología Empleada

En esta sección se detallan los resultados obtenidos con el modelo MCL forzado con condiciones de contorno del modelo PRECIS. En el Capítulo 3 se estudiaron las diferencias entre la climatología 1960-1990 del modelo PRECIS y las observaciones de Ezeiza. Las diferencias obtenidas se consideran aceptables para utilizar el modelo PRECIS para definir las condiciones de borde del modelo MCL. Dado que se quiere obtener una proyección a futuro de la circulación de capas bajas para la región del Río de La Plata es indispensable utilizar esta herramienta. Se dispone de las temperaturas máxima y mínima para cada día de la climatología del modelo PRECIS. Además se dispone del viento a distintos niveles, pero en este estudio se utilizará el viento en 850 hPa.

El modelo PRECIS presenta el clima presente de 30 años que abarca el período 1960-1990, con una resolución de 50 km. Las salidas del modelo PRECIS no se pueden utilizar como días del año calendario ya que son 30 años de doce meses cada uno y a su vez cada mes tiene 30 días. Por lo tanto no se puede comparar un día determinado del PRECIS con la observación de ese día, aunque si se puede trabajar para comparar valores medios de períodos prolongados.

Se utiliza la misma metodología que se emplea para forzar el modelo MCL con observaciones (ver Sección 4.1.1), utilizando ahora la climatología 1960-1990 calculada por el modelo PRECIS. La matriz de 192 miembros del ensamble se construye de manera similar a la descrita en la Sección 4.1.1, en que se utiliza el viento del modelo PRECIS en el punto más cercano a la estación Ezeiza como condición de borde superior del modelo MCL.

En la Sección 4.1.1 se indica que para cada miembro del ensamble se define una función de calentamiento en la superficie de la siguiente forma: $T(x, y, t) = T_o + F_1(t)F_2(x, y)$. La función $F_2(x, y)$ se determina a partir de la diferencia de temperatura entre el punto del modelo PRECIS más cercano a la estación de Ezeiza y el

punto del modelo más cercano a la estación Pontón Recalada. La función $F_1(t)$ se calcula para cada paso de tiempo a partir de las temperaturas máxima y mínima de superficie del modelo PRECIS. Se asume que la temperatura máxima ocurre a las 15 HL y que la temperatura mínima ocurre a las 3 HL. Se asume también que el contraste térmico tierra-río a las 9 HL y 21 HL es nulo. El valor medio de temperatura se obtiene promediando la temperatura máxima y mínima para cada dirección y velocidad del viento de las 192 clases. Por lo tanto, para cada miembro del ensamble hay cuatro diferencias de temperatura por día, las que se interpolan, al igual que en la Sección 4.1.1, mediante un análisis armónico para definir $F_1(t)$.

En el cálculo de la climatología del modelo MCL forzado con observaciones se logró disminuir los errores al modificar el umbral de calma. En ese caso se utilizó inicialmente un umbral fijo de 1 ms^{-1} (que es el umbral del instrumento de medición) que luego se ajustó de forma de hacer coincidir la frecuencia de calmas calculada por el MCL con la observada en las estaciones meteorológicas. Dado que más adelante se definirán las condiciones de borde del modelo MCL a partir del escenario 2070-2100 del modelo PRECIS y no será posible realizar ajuste alguno, se adopta ahora un umbral de calma fijo e igual a 1 ms^{-1} .

a)Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	37	43	30	43	23	35
9 HL	46	61	29	48	40	45
15 HL	45	37	62	51	59	51
21 HL	41	77	34	44	46	49
PROMEDIO	42	55	39	47	42	45

b)Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	17	43	44	12	48	33
9 HL	17	18	27	14	40	23
15 HL	22	48	22	19	41	30
21 HL	30	37	57	17	44	37
PROMEDIO	21	36	37	16	43	31

Tabla 4.7.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1960-1990 con condiciones de borde del modelo PRECIS para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR).

4.2.2. Resultados

En la Tabla 4.7 se muestra el error porcentual en la dirección e intensidad de viento obtenido para el período 1960-1990 al forzar el modelo MCL con las salidas del modelo PRECIS para las 3, 9, 15 y 21 HL. Los errores son ahora mayores que los obtenidos al forzar el modelo MCL con las observaciones. A las 03 HL los errores están comprendidos entre el 20% y el 43%, mientras que a las 9 HL el mínimo error corresponde a la estación Martín García y es del 29 % y el máximo error es en la estación Aeroparque donde alcanza al 61%. A las 15 HL la magnitud de los errores es similar al obtenido a las 9 HL, aunque la estación con error porcentual más alto es en este caso Martín García. A las 21 HL en la estación Aeroparque se obtiene el mayor error que alcanza al 77%. El promedio del error porcentual para todas las horas y todas las estaciones es de 45%. En cuanto a la velocidad el error promedio más alto es en la estación Pontón Recalada, al igual que cuando se forzó el modelo MCL con observaciones.

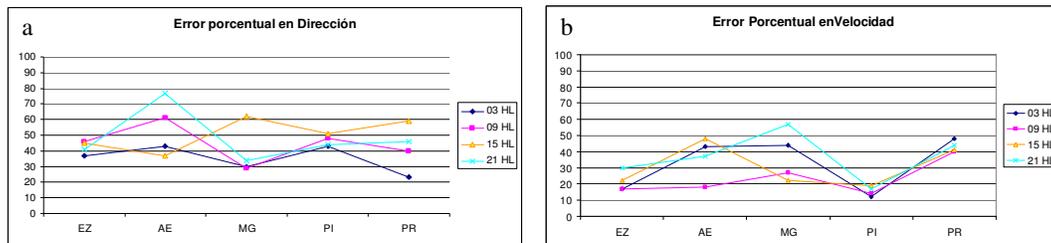


Figura 4.9.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1960-1990, con condiciones de borde del modelo PRECIS. (Grafico de la Tabla 4.7)

En la Figura 4.9 se muestran los errores porcentuales de la Tabla 4.7 y allí se observa una gran variabilidad según la hora del día y la estación. Lo que es evidente es que los menores errores en la velocidad son en la estación Punta Indio y los mayores, en casi todas las horas, en Pontón Recalada.

Si bien los modelos climáticos regionales han alcanzado un buen nivel de representación de los fenómenos atmosféricos y oceánicos, están aún limitados en cuanto a su resolución horizontal. La distancia que separa los puntos en donde se calculan las variables climáticas es del orden de 50 a 100 km, de modo que los detalles de menor escala o bien se pierden o están muy suavizados en estos modelos. Esto es

particularmente relevante en la región de estudio en donde los modelos climáticos regionales carecen de suficiente resolución para definir apropiadamente el contraste térmico entre la tierra y el río. Al integrar el modelo MCL forzado por las salidas del modelo PRECIS los errores resultaron mayores que los obtenidos empleando observaciones.

a) Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	34	42	31	29	25	32
9 HL	36	43	29	44	33	37
15 HL	33	33	46	44	45	40
21 HL	32	51	23	41	39	37
PROMEDIO	34	42	32	40	36	37

b) Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	16	23	30	7	22	20
9 HL	17	16	27	13	27	20
15 HL	20	44	24	21	30	28
21 HL	25	33	57	19	37	34
PROMEDIO	20	29	35	15	29	25

Tabla 4.8.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1960-1990 con condiciones de borde del modelo PRECIS para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR).

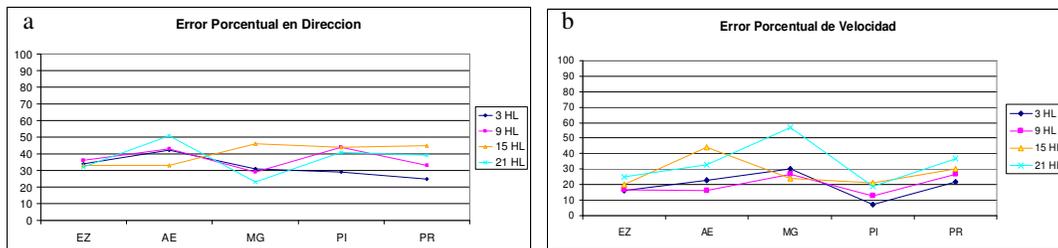


Figura 4.10.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1960-1990, con condiciones de borde del modelo PRECIS (Grafico de la Tabla 4.8).

Las isotermas del modelo PRECIS (ver por ejemplo Figuras 3.11, 3.12 y 3.13) ubican la región de mayor diferencia de temperatura entre tierra y río en la parte exterior del Río de La Plata. Por lo tanto la elección de los puntos más cercanos a las estaciones Ezeiza y Pontón Recalada no resulta ser lo más apropiado para definir el contraste térmico tierra-río en toda la región. Se buscó entonces aquel par de puntos del modelo PRECIS que

dieran, por un lado una distribución de dirección y velocidad de viento similar a la del radiosondeo de la estación Ezeiza en 850 hPa; y por otro lado, una distribución de diferencias de temperaturas en superficie similar a las diferencias observadas entre Ezeiza y Pontón Recalada. Los dos puntos hallados que presentan las mínimas diferencias con las observaciones no son los dos puntos más cercanos a las estaciones mencionadas. Se integra el modelo MCL de la misma forma que en la Sección 4.1, pero definiendo el forzante a partir de esos dos últimos puntos del modelo PRECIS, y los resultados se muestran en la Tabla 4.8 y la Figura 4.10. Ahora el error promedio en dirección es de 37% y en velocidad es de 25%, mejorando sustancialmente el error obtenido en la experiencia anterior cuando se empleó los puntos más cercanos a Ezeiza y Pontón Recalada (45% y 31%, respectivamente).

a) Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	32	41	35	31	20	32
9 HL	35	42	25	38	34	35
15 HL	42	35	45	37	45	41
21 HL	39	54	41	38	35	41
PROMEDIO	37	43	37	36	34	37

b) Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	19	24	23	18	20	21
9 HL	18	19	21	17	34	22
15 HL	18	40	28	20	29	27
21 HL	22	33	43	24	34	31
PROMEDIO	19	29	29	20	29	25

Tabla 4.9: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1967-1976 con condiciones de borde del modelo PRECIS para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR).

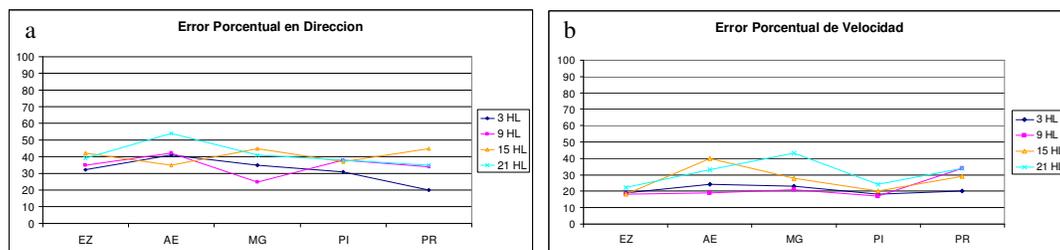


Figura 4.11.: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1967-1976, con condiciones de borde del modelo PRECIS (Grafico de Tabla 4.9).

a) Dirección	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	34	33	39	41	21	34
9 HL	31	46	36	46	22	36
15 HL	31	36	55	35	45	40
21 HL	25	52	43	45	31	39
PROMEDIO	30	42	43	42	30	37

b) Velocidad	EZ	AE	MG	PI	PR	PROMEDIO
3 HL	17	26	26	17	26	22
9 HL	18	17	21	18	37	22
15 HL	19	36	22	23	35	27
21 HL	24	34	36	23	34	30
PROMEDIO	20	28	26	20	33	25

Tabla 4.10: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1982-1991 con condiciones de borde del modelo PRECIS para las estaciones Ezeiza (EZ), Aeroparque (AE), Martín García (MG), Punta Indio (PI) y Pontón Recalada (PR).

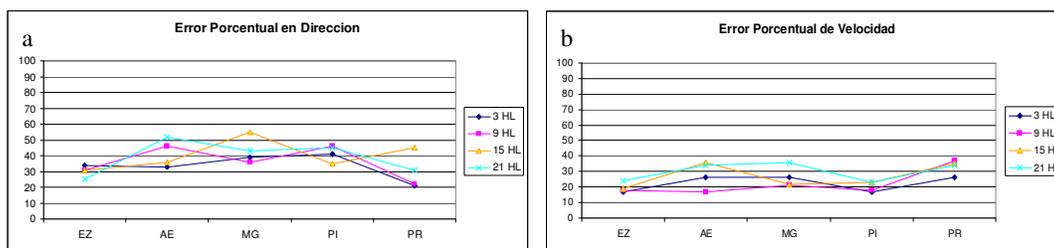


Figura 4.12: Errores relativos en la climatología de viento a 10 metros del modelo MCL como ensamble de 192 miembros para el período 1982-1991 con condiciones de borde del modelo PRECIS (Gráfico de Tabla 4.10)

De la misma manera que en la Sección 4.1, se calcula la climatología para los subperíodos 1967-1976 y 1982-1991. Los errores obtenidos, tanto en dirección como en velocidad, son similares a los obtenidos para el período completo 1960-1990. Los errores para el período 1967-1976 se muestran en la Tabla 4.9 y en la Figura 4.11 y los correspondientes al período 1982-1991 en la Tabla 4.10 y en la Figura 4.12. En ambos casos el error promedio en dirección es de 37% y en velocidad de 25%.

4.3. Cambios Simulados y Observados

4.3.1. Cambios con el Modelo MCL Forzado con Observaciones

En las observaciones del período 1960-1990 analizadas en el Capítulo 3 no sólo se aprecia una tendencia, sino también un cambio importante entre las condiciones medias de la parte inicial y final de la serie. Se calcula aquí la diferencia entre las climatologías obtenidas con el modelo MCL para los períodos 1967-1976 y 1982-1991. Se calcula, para las cuatro horas principales de observación, la diferencia de frecuencias medias de dirección del viento entre ambos períodos. La Figura 4.13 muestra las diferencias entre los dos períodos, en donde las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la frecuencia con el tiempo. En trazos más gruesos se presenta la diferencia entre las frecuencias observadas en las estaciones para los mismos períodos.

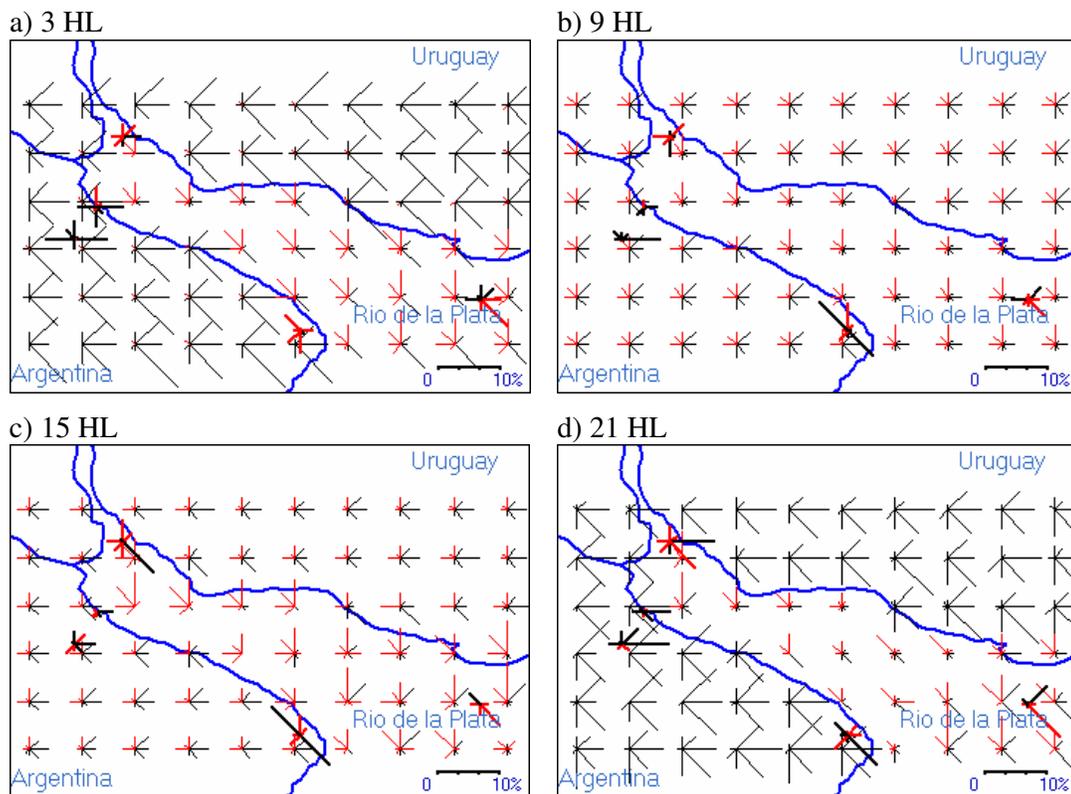


Figura 4.13: Diferencia entre la frecuencia media de dirección del viento del período 1982-1991 y del período 1967-1976 calculada con el modelo MCL forzado con observaciones. Las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la frecuencia con el tiempo.

En las cuatro horas se puede apreciar una marcada diferencia entre los cambios ocurridos sobre tierra y los cambios ocurridos sobre el río, aunque en todas las horas se observa sobre la región un aumento de las frecuencias E y SE.

Para las 3 HL (panel a) Figura 4.13) el modelo MCL muestra un marcado aumento de todas las frecuencias con componente E, tanto sobre Argentina como sobre Uruguay, acompañado de un casi nulo cambio en las frecuencias con componente O. El aumento de frecuencias de componente E está compensado por una disminución en las calmas (que no se grafican). En la estación Martín García puede apreciarse un aumento de E y S y una disminución de NE, N, O y SO y en el punto más cercano a esta estación se aprecian cambios del mismo signo. En la estación de Aeroparque se observa una disminución de N y un aumento de E, O y S y en menor medida de SE. En el punto del modelo MCL más cercano sobre tierra se aprecia un aumento de S, SE, E y NE, mientras que en el punto más cercano a esta estación ubicado sobre el río se observa una disminución marcada de N y NO. En la estación de Ezeiza se observa un aumento de todas las direcciones, sobre todo E y O, mientras que el modelo muestra un aumento de frecuencias particularmente E, NE y SE, en buena coincidencia con las observaciones excepto para el O. En ambos casos los aumentos de frecuencias de dirección de viento son acompañados por una disminución de las calmas. En la estación Punta Indio se aprecia una disminución menor de la frecuencia en todas las direcciones excepto en el SE y N, mientras que el modelo MCL muestra un patrón similar en los puntos próximos sobre el Río de La Plata. Esta disminución de las frecuencias de dirección del viento se ven compensadas por un aumento de las calmas. En la estación Pontón Recalada el cambio observado no coincide con el cambio calculado por el modelo MCL, pero cabe destacar que esta estación es la que presenta registros más incompletos.

El panel b) de la Figura 4.13 presenta el cambio de frecuencias de dirección del viento para las 9 HL y, al igual que para las 3 HL, se observa un cambio diferente sobre río y sobre tierra. Sobre el continente el modelo MCL muestra un aumento de las frecuencias del NE, E, SE y S y una disminución de las frecuencias del O, NO y N. Sobre el río la disminución de las frecuencias del O, NO y N son mayores que los aumentos de las otras frecuencias. En la estación Aeroparque se observa un aumento menor de las frecuencias E, S y SO y una leve disminución de N. El cambio simulado por el modelo muestra un buen acuerdo con las observaciones de esta estación. Para la estación Ezeiza,

el cambio observado muestra un importante aumento de frecuencias del E y aumentos menores en otras direcciones. El aumento de frecuencias del E está bien representado por el modelo MCL, no así los pequeños cambios en las restantes direcciones. En la estación Martín García se observa una disminución de O, E y SO. El cambio en O está bien representado por el modelo, como así también el aumento de S, aunque no muestra un cambio en NE como el observado. En la estación Punta Indio se observa un aumento de las frecuencias del SE y NO y una disminución de N y algo menor del SO, mientras que el modelo representa bien la disminución de N y el aumento de SE. El modelo no representa bien el cambio en la estación Pontón Recalada, donde se observa una disminución de SE y un aumento de NE y O.

A las 15 HL (panel c) Figura 4.13) en la estación Ezeiza se observa un aumento de frecuencia de las direcciones E, SE y N y una disminución de las frecuencias del NE y SO. El modelo MCL reproduce el aumento de la frecuencia del E y SE, además de un aumento de O, pero no acierta en el cambio del NE. En la estación Aeroparque se observa un aumento de E y pequeñas disminuciones de N, NO y S. El modelo representa esos cambios y además muestra un aumento de frecuencia de SE. La estación Martín García muestra un aumento importante de SE y disminución de frecuencias en el resto de las direcciones. El modelo MCL muestra una disminución en todas las direcciones en el punto más cercano a esta estación, aunque no se aprecia un aumento tan marcado de SE como sí se da en el punto más cercano ubicado sobre la costa uruguaya.

En el panel d) de la Figura 4.13 corresponde a las 21 HL, cuando el modelo MCL muestra un aumento de las frecuencias NE, E, SE y S sobre todas las regiones en tierra. En la estación Aeroparque se observa un aumento en la frecuencia de viento del E y en Ezeiza los aumentos predominantes son del E y NE. En Ezeiza se observa además una leve disminución del SE. En la estación Martín García se observa un aumento de E y un aumento menor del S, mientras que el resto de las direcciones muestran disminución de frecuencia, siendo la más importante la del SE. En esta región el modelo MCL muestra correctamente el aumento de frecuencias del E y del S, como así también la leve disminución en las direcciones N, NE y SO, aunque no así la marcada disminución de la frecuencia del SE. En Pontón Recalada el aumento de frecuencia de NE y la disminución del SE no están bien representados por el modelo MCL.

4.3.2 Cambios con el Modelo MCL Forzado con PRECIS

Se calcula la diferencia entre las climatologías de los períodos 1967-1976 y 1982-1991 obtenidas con el modelo MCL forzado por el modelo PRECIS. El resultado se muestra en la Figura 4.14 en donde las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la frecuencia con el tiempo. En línea gruesa y con igual convención de colores, se grafica la diferencia entre las frecuencias medias de ambos períodos observadas en las estaciones meteorológicas. En los cuatro paneles de la Figura 4.14 se observa un comportamiento más errático que el de la Figura 4.13. Sin embargo hay más similitud entre observaciones y resultados del modelo MCL cuando el mismo está forzado por el PRECIS que cuando fue forzado con observaciones.

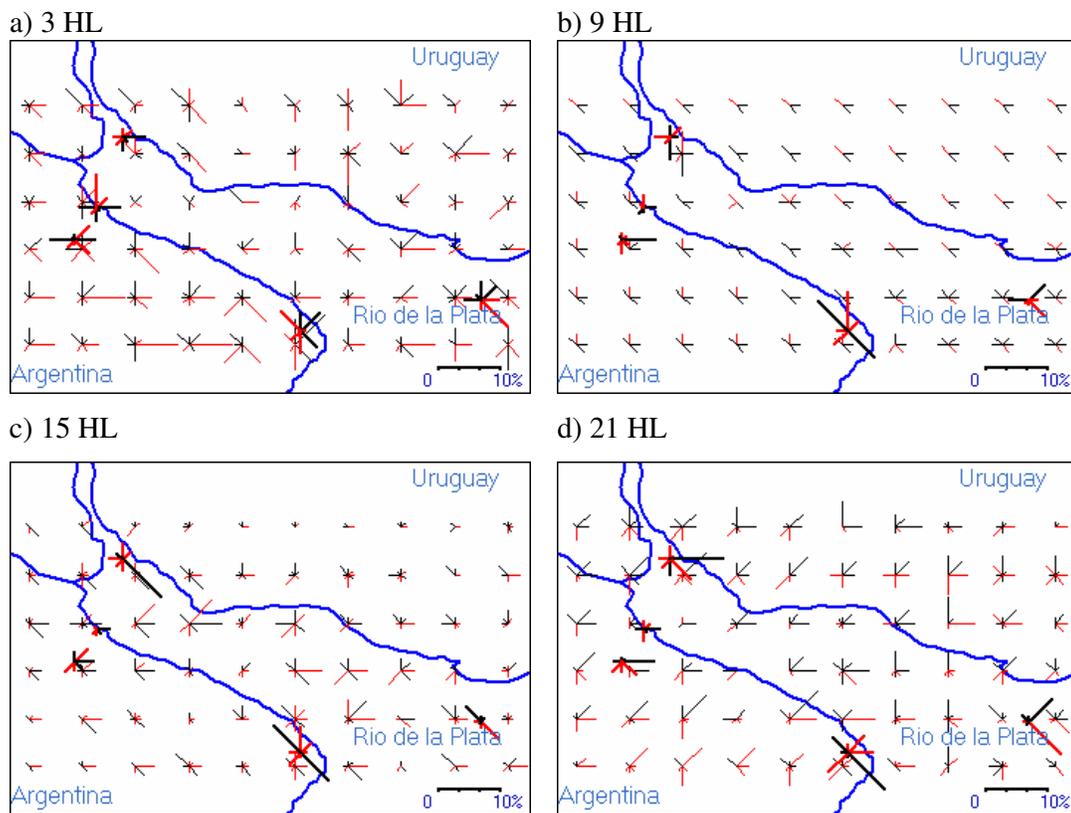


Figura 4.14.: Diferencia entre la frecuencia media de dirección del viento del período 1982-1991 y del período 1967-1976 calculada con el modelo MCL forzado con el modelo PRECIS. Las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la frecuencia con el tiempo.

Por ejemplo, a las 3 HL (panel a) Figura 4.14) en la estación Aeroparque se observa aumento de frecuencias del E, S y O y disminución de N y en menor medida de NE y S.

El modelo MCL representa de forma adecuada los disminuciones de N, NE y SO, como así también el aumento de E y S. En la estación Ezeiza el modelo MCL representa de forma acertada el signo del cambio en todas las direcciones, excepto por el aumento de E. En Pontón Recalada, el signo del cambio están bien representado, apreciándose una disminución de SE y E y un aumento de NE, N y O. Esto último no ocurría en el caso en que el modelo MCL estaba forzado por condiciones de borde de las observaciones. Para las estaciones Martín García y Punta Indio el cambio entre ambos períodos también está bien representado por el modelo MCL.

A las 9 HL (panel b) Figura 4.14) el cambio que se obtiene con el modelo MCL es más uniforme, apreciándose un aumento pequeño de frecuencias del E en todo el dominio, al igual que el cambio observado en las estaciones Ezeiza, Aeroparque y Martín García. En los puntos del modelo MCL sobre la provincia de Buenos Aires se observa una disminución de N al igual que en Ezeiza Aeroparque y Punta Indio. En la estación Punta Indio se observa además un aumento de frecuencias del NO y SE, que se aprecia mejor en los puntos de la parte sur del dominio del modelo MCL. En Pontón Recalada el signo de los cambios calculados por el modelo coincide con las observaciones.

Para las 15 HL (panel c) Figura 4.14) el modelo MCL muestra mayor cambio sobre el río y sus inmediaciones que sobre el continente. En las estaciones Ezeiza y Aeroparque se observa un aumento de la frecuencia del E, lo que es bien representado por el modelo. En Ezeiza además se observa aumento de N y disminución de NE y SO, mientras que el modelo MCL coincide en el aumento de N y la disminución de NE, aunque no muestra cambio para el SO. En Martín García se observa un aumento de SE y disminución de frecuencia en el resto de las direcciones, mientras que el modelo MCL coincide en el signo del cambio pero en la magnitud del mismo. En Punta Indio se observa un aumento de SE y NO y una disminución de frecuencia en el resto de las direcciones. Los puntos del MCL más cercanos a esta estación presentan cambios en igual sentido que los observados. En Pontón Recalada hay un aumento de NO y una disminución de SE que el modelo no muestra.

Para las 21 HL (panel d) Figura 4.14) se observa en Aeroparque un aumento de E y una disminución de N y S, además de cambios menores en otras direcciones, de los cuales el modelo coincide con los cambios de N, S, y E. En Ezeiza se observa un aumento de

frecuencia del E y una disminución de SE, S y SO, mientras el modelo muestra aumento de E y disminución de S y SO. En Pontón Recalada hay aumento de NE y disminución de SE, con lo que el modelo MCL coincide, aunque muestra además aumento de E y de NO. Los cambios observados en la estación Punta Indio están muy bien representados por el modelo MCL.

En cuanto a la velocidad media del viento por dirección, los cambios entre ambos períodos son muy pequeños, tanto en las observaciones como en los resultados obtenidos con el modelo MCL, motivo por el cual no se muestran.

Los cambios calculados con el modelo MCL coinciden con los cambios detectados por otros autores en estaciones meteorológicas de la región y en diferentes períodos. Barrucand y otros (2009) observan cambios en la circulación de superficie, destacando un aumento de vientos del sector N y NE; al igual que Camilloni (1999), Escobar y otros (2003), Simionato et al. (2005) y Di Luca et al. (2006) y. Esta coincidencia con los resultados de diversos autores refuerza la confiabilidad sobre los resultados obtenidos con el modelo MCL en aquellas regiones en que no se pudo realizar una verificación por falta de datos.

4.4. Conclusiones Capítulo 4

En la primera parte de este capítulo se calcula la climatología del viento en superficie del período 1960-1990 y de los subperíodos 1967-1976 y 1982-1991 con el modelo MCL forzado por observaciones y con resolución horizontal de 10 km. En las primeras experiencias, con un umbral de calma fijo en 1 ms^{-1} , los errores del modelo oscilan entre 30% y 34% en dirección y entre 26% y 27% en velocidad. Si bien se puede considerar que es un error aceptable, se realizan modificaciones para mejorar estos resultados. Se realiza una segunda serie de experiencias en las que se modifica el umbral de calma del modelo de forma tal que la frecuencia de calma calculada por el modelo coincida con la frecuencia observada. Por otra parte, las observaciones de viento en Pontón Recalada no se realizan a la altura estándar sino que el instrumento está instalado a 20 metros de altura, lo cual compromete seriamente el resultado de la verificación de la velocidad del viento a la convencional de 10 metros. Al realizar estas

dos modificaciones en la nueva serie de experiencias los resultados mejoran ya que los errores se reducen a valores entre 28% y 30% en dirección y entre 22% y 23% en velocidad. El error promedio en la climatología de los subperíodos 1967-1976 y 1982-1991 resulta similar al del período 1960-1990. Luego se calcula la climatología del modelo MCL forzado por el modelo PRECIS y en este caso los errores promedio resultan ligeramente mayores ya que alcanzan a 37% en dirección y 25% en velocidad del viento.

El modelo MCL logra representar las particularidades de la climatología del viento en superficie observado en la región, tanto cuando está forzado por observaciones como por las salidas del modelo regional PRECIS del período 1960-1990. Si bien la cobertura de observaciones en la región es algo limitada para una verificación exhaustiva, se pudo verificar los resultados del modelo MCL en los puntos en donde se dispone de estaciones meteorológicas.

Se estudia el cambio en el viento en superficie entre los dos subperíodos forzando al modelo MCL, en primer lugar, con las observaciones. Los resultados muestran cambios menores de un período a otro, pero con una regionalidad que marca claras diferencias entre los cambios sobre tierra y aquéllos sobre el río. Al comparar los cambios calculados por el modelo MCL con los observados, no se obtiene un buen acuerdo en todas las regiones. Cuando se comparan los dos subperíodos, pero forzando al modelo MCL con el modelo PRECIS, la regionalidad de los cambios resulta más errática ya que puntos contiguos del modelo muestran diferencias. Sin embargo, al comparar los cambios calculados por el modelo MCL con los cambios observados, aquél muestra una buena similitud en los puntos más próximos a cada estación, lo que destaca la validez de la climatología del modelo PRECIS.

En base a estos resultados se concluye entonces que la climatología regional del modelo MCL, como así también los cambios calculados por el mismo cuando está forzado por el modelo PRECIS resultan razonablemente acertados y en consecuencia el modelo MCL constituye una herramienta válida para el estudio aquí propuesto.

Referencias

Barrucand, M., Camilloni, I and Rusticucci, M. (2009) Characterization of the urban heat island at Buenos Aires city. The 89th American Meteorological Society Annual Meeting. Phoenix, AZ, Estados Unidos

Berri, G.J. (2007) Using mesoscale boundary layer model forced with local observations to define a low-level wind field climatology over the La Plata river region. II Encontro Meteorologia Sul do Brasil, Florianopolis, Brasil, Junio 2007.

Camilloni, I. (1999). Temporal variability of the Buenos Aires' urban heat island intensity. International Conference on Urban Climatology ICUC'99, Sydney Australia.

Di Luca, A., Camilloni, I. and Barros, V. (2006). Sea-level pressure patterns in South America and the adjacent oceans in the IPCC AR4 Models. Preprints of 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology & Oceanography. Foz de Iguazu, Brasil.

Escobar G. , Camilloni, I. and Barros, V. (2003): Desplazamiento del anticiclón subtropical del Atlántico Sur y su relación con el cambio de vientos sobre el estuario del Río de la Plata. Anales del X Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología (CD-ROM). La Habana, Cuba.

Simionato, C., Vera, C. and Siegmund, F. (2005). Surface wind variability on seasonal and interannual scales over Río de la Plata. *J. Coastal Res.*, **21**, 770-783pp.

Capítulo 5

5. Escenarios de PRECIS 2070-2100 y Climatología Futura con el Modelo MCL

Los escenarios desarrolladas por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) son imágenes de lo que podría acontecer en el futuro. Constituyen un instrumento apropiado para analizar de que manera influirán las emisiones de gases de efecto invernadero en el clima futuro, y para evaluar el margen de incertidumbre de dicho análisis. Los escenarios son de utilidad para el análisis del cambio climático, y en particular para la evaluación de los impactos y para las iniciativas de adaptación y mitigación. La posibilidad de que en la realidad las emisiones evolucionen tal como se describe en alguno de estos escenarios es remota.

Un escenario contiene una serie de variables relacionadas entre si para formar un cuadro que muestra cómo podría ser el mundo en un futuro. Un escenario no es un pronóstico que describe un futuro probable, sino que describe un futuro posible e internamente coherente al que no se le asigna una probabilidad de ocurrencia ni tampoco surge como simple extrapolación de tendencias históricas.

Cada escenario considera diferentes supuestos sobre el crecimiento de la población mundial, el crecimiento global de la economía, el desarrollo tecnológico, las limitaciones en el uso de recursos energéticos a partir de combustibles fósiles y el desarrollo de la agricultura, entre otros, lo que da lugar a determinadas proyecciones de de gases de efecto invernadero. El IPCC (IPCC, 2000) ha definido una familia de cuatro tipos de escenarios: los escenarios A, que contemplan un fuerte desarrollo e impacto económico, y los escenarios B, pensados como más conservadores y con un mayor énfasis en el aspecto ambiental. A su vez, esos dos grupos se subdividen en dos tipos: escenarios 1, que suponen soluciones globales a los problemas de sustentabilidad económica, social y ambiental; y los escenarios 2, que suponen un mundo con énfasis en las soluciones locales dando importancia a los valores familiares y las tradiciones locales. Cada uno representa una interpretación cuantitativa específica de cada una de

las cuatro líneas evolutivas (A1, A2, B1, B2). El conjunto de escenarios de una línea evolutiva se denomina “familia de escenarios”.

Se realizan en este capítulo simulaciones con el modelo MCL para la obtención de un escenario futuro local, utilizando escenarios futuros de un modelo regional. Para realizar las simulaciones se usa un modelo regional creado en el Reino Unido, denominado PRECIS (Providing Regional Climate for Impact Studies), e implementado en CPTEC (Jones et al. (2004), Marengo et al. (2009)). PRECIS es un modelo especialmente orientado a la estimación de los impactos regionales que podría tener el cambio climático global.

La Figura 5.1 extraída del IV Informe del IPCC (2007), muestra las proyecciones de emisiones de dióxido de carbono para algunos escenarios del IPCC. El eje horizontal muestra los años del presente siglo y el eje vertical las emisiones del gas expresadas en giga toneladas de carbono por año. Hay siete curvas que describen la evolución de las emisiones de dióxido de carbono a través del siglo bajo distintos escenarios. En particular en este trabajo nos interesan los escenarios A2 y B2, porque bajo estos dos escenarios se estudiará el impacto de la evolución del clima hacia finales del siglo en la circulación de capas bajas en la región del Río de La Plata. Nótese que el escenario B2 es el más benigno ya que el dióxido de carbono crece en forma sostenida pero no muy acentuadamente, mientras que en el escenario A2 tiene un crecimiento que se acelera hacia fines del siglo alcanzando niveles muy superiores.

Hay diversos estudios consistentes en simulaciones numéricas de cambio climático, como ejemplo para la región europea se puede citar a Giorgi et al. (1992), Jones et al. (1997), Christensen and Christensen (2003), Beniston (2004) y Giorgi et al. (2004), entre otros. En América del Sur también se realizaron simulaciones con diversos modelos como Nuñez et al. (2006, 2008), Marengo y Ambrizzi (2006) y Solman et al. (2007), entre otros. Los trabajos mencionados proponen distintos enfoques, pero realizan estudios en regiones más amplias y con menor resolución que la empleada en esta tesis. Por otro lado, no se han encontrado trabajos que estudien los posibles cambios en la circulación de capas bajas en escala local, como consecuencia de los cambios en otras variables a escala regional.

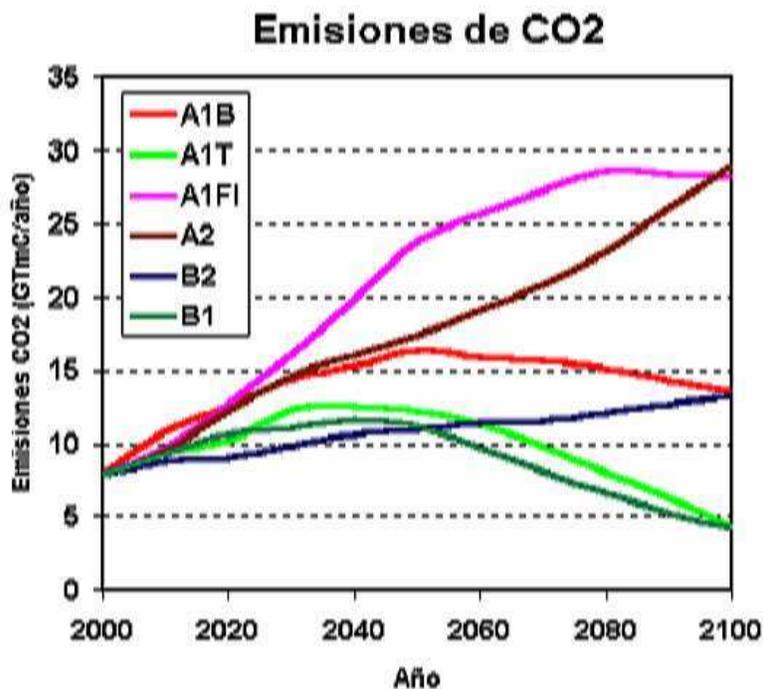


Figura 5.1.: Proyecciones de emisiones de dióxido de carbono para algunos escenarios socio-económicos propuestos por el IPCC (extraída del IV Informe del IPCC, 2007).

En esta tesis se analizan en primer lugar los cambios proyectados por el modelo PRECIS para el período 2070-2100, con respecto a su climatología del período 1960-1990, para la región del Río de La Plata. De esta manera se determinan los cambios proyectados por el modelo PRECIS en aquellas variables que actúan como forzantes del modelo MCL.

Se procede, luego, a integrar el modelo MCL con las condiciones de borde del modelo PRECIS para el período 2070-2100 para los escenarios A2 y B2 y se analizan la circulación local futura en capas bajas y los cambios con respecto al período 1960-1990.

5.1. Escenario B2 de PRECIS

La línea evolutiva y la familia de escenarios B2 describen un mundo en el que predominan las soluciones locales a la sustentabilidad económica, social y ambiental. Es un mundo cuya población aumenta progresivamente a un ritmo menor que en el escenario A2, con niveles de desarrollo económico intermedio, y con un cambio

tecnológico menos rápido y más diverso que en las líneas evolutivas A1 y B1. Aunque este escenario B2 está también orientado a la protección del medio ambiente y a la igualdad social, se centra principalmente en los niveles local y regional.

5.1.1 Temperatura de Superficie

Se analiza la temperatura media proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 en el escenario B2. Este escenario supone un mundo con énfasis en las soluciones locales a los problemas de sustentabilidad económica, social y ambiental. El mundo es heterogéneo con un cambio tecnológico no muy rápido y diverso pero con fuerte énfasis en las iniciativas comunitarias y en las innovaciones sociales para obtener soluciones preferentemente locales más que globales, siendo el escenario más benigno.

En la Figura 5.2 se muestra la temperatura media del modelo PRECIS para el período 2070-2100 considerando el escenario B2 (Figura 5.2 a) y la diferencia con respecto a la temperatura media del modelo PRECIS para el período 1960-1990 (Figura 5.2 b). En la climatología del escenario B2 no se aprecia una marcada diferencia entre tierra y río. Al analizar los cambios con relación a la climatología del período 1960-1990, sí se aprecia una diferencia de calentamiento entre río y tierra. Para la tierra se pronostican aumentos de temperatura de 1.5°C a 2°C, mientras que para el río el aumento es menor que 1.5°C. Esto significa un cambio en la variable que actúa como forzante de superficie del modelo MCL.

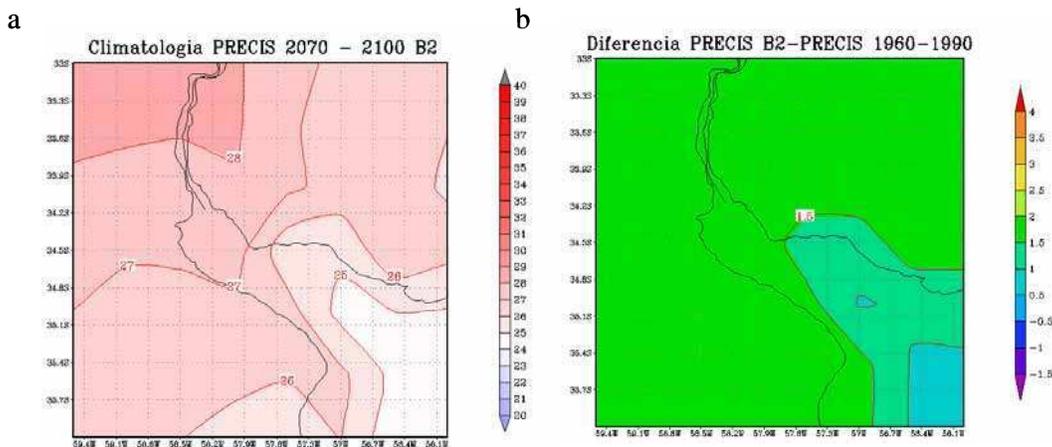


Figura 5.2: a) Temperatura media proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario B2. b) Diferencia de temperaturas medias del modelo PRECIS entre el período 2070-2100 según el escenario B2 y el período 1960-1990.

En el Capítulo 3 se comparó el promedio mensual de los 30 años entre la climatología 1960-1990 del PRECIS y las observaciones de Ezeiza y se halló que en los meses de invierno había un mejor acuerdo. Por este motivo para los escenarios futuros, en este caso B2, también se calcula la climatología para los mismos períodos de invierno (desde mayo a octubre) y verano (desde noviembre a abril) que los empleados en el Capítulo 4.

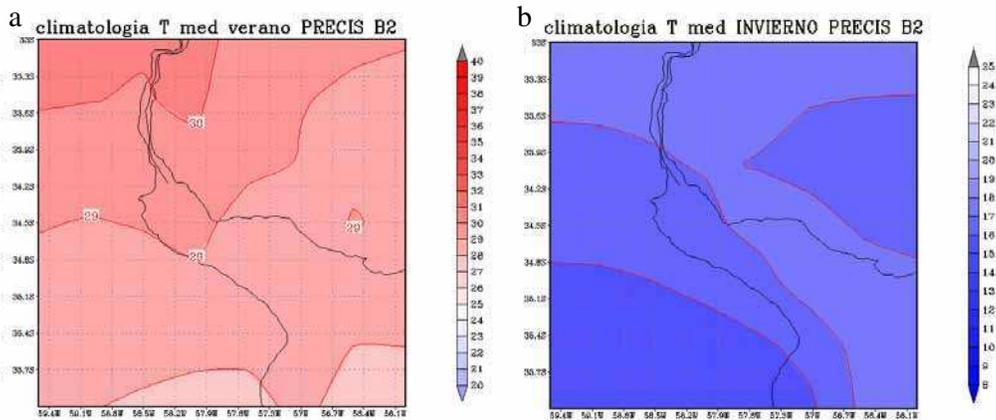


Figura 5.3: a) Temperatura media de verano proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario B2. b) Ídem a) para la temperatura media de invierno.

Las temperaturas medias de verano del escenario B2 (Figura 5.3 a) son más bajas al sudeste del dominio, en la parte exterior del Río de La Plata, mientras que son más elevadas hacia el noroeste de la región. En el verano se puede apreciar la diferencia de temperatura entre tierra y río, aunque la disposición de las isoterms no sigue la forma de la costa. Como ya se indicó, la resolución de estos modelos no es apropiada para representar accidentes geográficos locales como la geometría de la costa del Río de La Plata. La temperatura media de invierno (Figura 5.3 b) muestra que no hay gran diferencia entre la tierra y el río. Las temperaturas son menores en el centro de la provincia de Buenos Aires y en el centro de Uruguay y son un poco más elevadas en la parte central del dominio.

En el caso de las temperaturas de verano (Figura 5.4) se puede apreciar que tanto para las máximas como para las mínimas, las diferencias entre la tierra y el río son importantes. En el caso de las temperaturas mínimas de verano (Figura 5.4 a) se puede apreciar que el Río de La Plata está más caliente que el continente, con diferencias que llegan a los 4°C entre puntos próximos.

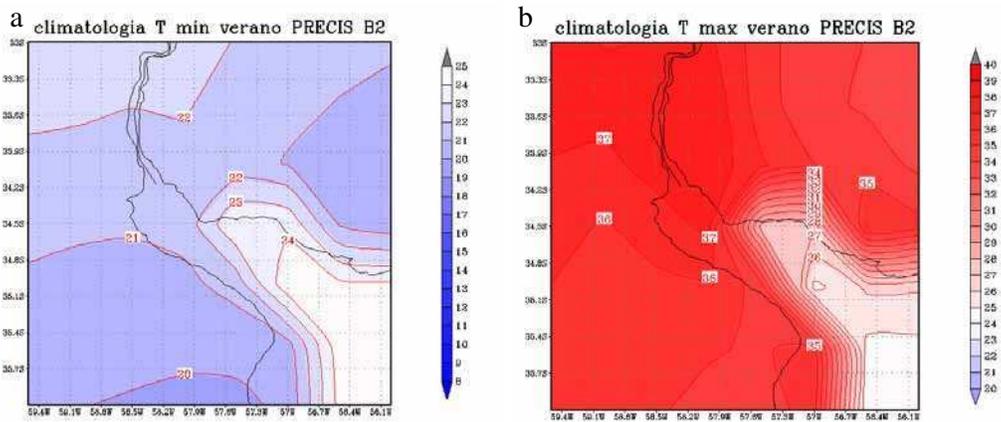


Figura 5.4: a) Temperatura mínima de verano proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario B2. b) Ídem a) para la temperatura máxima de verano.

En el caso de las temperaturas máximas (Figura 5.4.b), el continente está más caliente que el río y las diferencias son aún mayores, alcanzando casi 10°C. En la Figura 5.5 se presenta la diferencia entre las temperaturas tanto máximas como mínimas de verano del escenario B2 y las correspondientes temperaturas máximas y mínimas de verano del período 1960-1990 del modelo PRECIS (Capítulo 3, Sección 3.2.1).

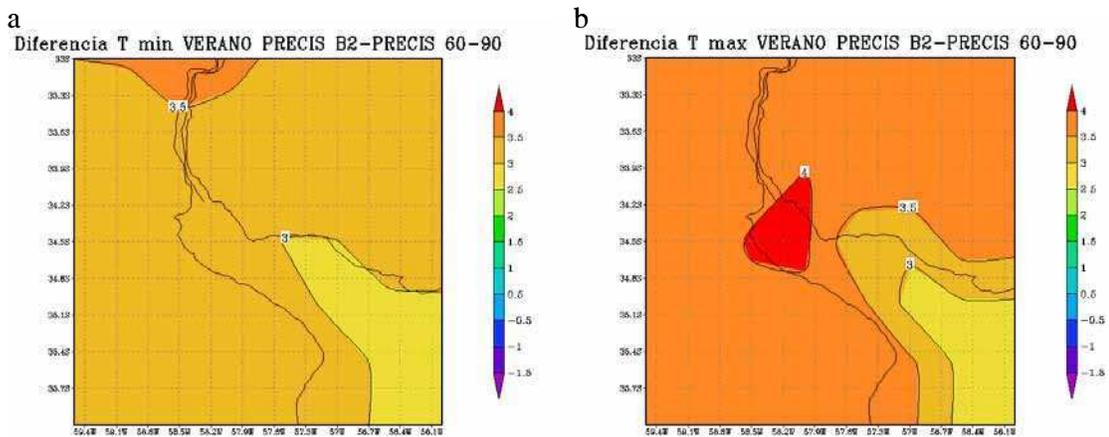


Figura 5.5: a) Diferencia entre la temperatura mínima de verano proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario B2 y la temperatura mínima de verano del modelo PRECIS del período 1960-1990. b) Ídem a) para la temperatura máxima de verano.

En el caso de las temperaturas mínimas de verano (Figura 5.5 a) se observan, en tierra, diferencias máximas de 4°C entre el escenario B2 y el período 1960-1990, mientras que en el río las diferencias son menores. En las temperaturas máximas de verano (Figura 5.5 b) se aprecian diferencias mayores que en las temperaturas mínimas. En este caso la máxima diferencia entre el escenario B2 y el período 1960-1990 supera los 4.8°C. En

las temperaturas máximas de verano se observan diferencias en la región central del río, entre 2.7°C y 3°C, mientras que en tierra las mismas están entre 3.6°C y 4.2°C.

La Figura 5.6 muestra las temperaturas máximas y mínimas del escenario B2 de PRECIS para los meses de invierno. Aquí se observa que, al igual que en los meses de verano, las temperaturas mínimas en tierra son menores que en el río, mientras que con las temperaturas máximas esa relación se invierte. En las temperaturas máximas de invierno los menores valores se dan sobre el agua y aumentan hacia el noroeste sobre el continente. Las temperaturas mínimas del invierno más elevadas se dan sobre el río y sobre el continente no se observan variaciones.

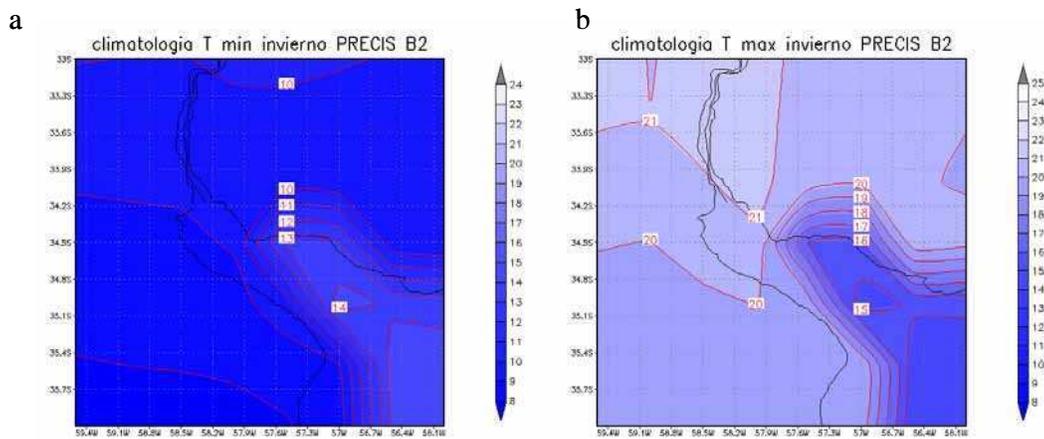


Figura 5.6: a) Temperatura mínima de invierno proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario B2. b) Ídem a) para la temperatura máxima de invierno.

La Figura 5.7 muestra las diferencias en las temperaturas máximas y mínimas de los meses invernales entre el escenario B2 y la climatología 1960-1990 del modelo PRECIS. En ambas se observa que las máximas diferencias rondan los 2°C. En las temperaturas mínimas las mayores diferencias se encuentran al noroeste del dominio, mientras que en el caso de las temperaturas máximas las mayores diferencias se encuentran sobre casi toda la parte continental del dominio. Las menores diferencias son de alrededor de 1°C y en las temperaturas máximas se ubican sobre el Río de La Plata.

Las diferencias proyectadas por el escenario B2 para los meses de verano (Figura 5.5) son menos homogéneas que para los meses de invierno (Figura 5.7). Además, los cambios proyectados para los meses estivales son mayores que para los meses invernales.

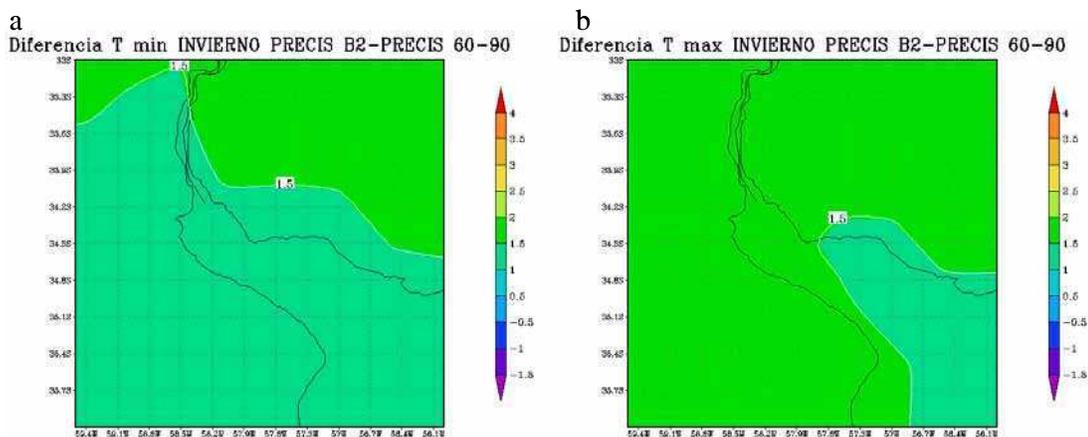


Figura 5.7: a) Diferencia entre la temperatura mínima de invierno proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario B2 y la temperatura mínima de invierno del modelo PRECIS del período 1960-1990. b) Ídem a) para la diferencia de temperatura máxima de invierno.

5.1.2 Viento en 850 hPa

Además de la temperatura de superficie, el modelo MCL utiliza como forzante el viento en el tope de la capa límite. Por lo tanto se analiza a continuación la climatología del viento en 850 hPa para el período 2070-2100 según el escenario B2 y el cambio con relación a la climatología del período 1960-1990. En la Figura 5.8 a) se presenta la frecuencia de dirección de viento en 850 hPa proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100. Se observa que las frecuencias predominantes son NO, O y SO en todo el dominio.

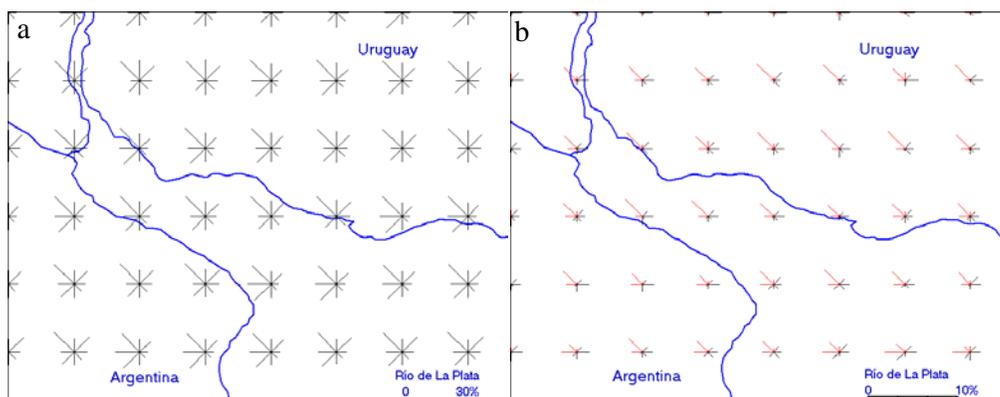


Figura 5.8 a) Frecuencia de dirección de viento en 850 hPa del modelo PRECIS para el período 2070-2100 (Escenario B2). b) Diferencia de frecuencia de dirección de viento en 850 hPa entre la proyectada para el período 2070-2100 (B2) y la del período 1960-1990. Las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la frecuencia con el tiempo.

De norte a sur en el dominio hay una disminución de la frecuencia de N y aumento de NE, que es más notoria sobre el río. En la Figura 5.8 b) se muestra la diferencia de frecuencia de dirección de viento en 850 hPa entre la proyección para el 2070-2100 según el escenario B2 y la climatología del período 1960-1990. Las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la frecuencia con el tiempo. Las diferencias son pequeñas, pero se aprecia una disminución de vientos de NO y O y un aumento menor en el resto de las direcciones. No se aprecian diferencias en los cambios entre el río y la tierra, lo cual es coherente con el nivel de presión analizado y con la resolución del modelo PRECIS.

5.2. Escenario A2 de PRECIS

5.2.1. Temperatura de Superficie

Se analizan en esta sección los cambios proyectados con el modelo PRECIS para el escenario A2 en la región del Río de La Plata. El escenario A2 es el que supone una línea evolutiva sin cambio respecto al mundo actual, describiendo un mundo heterogéneo y sin políticas de mitigación. Sus características más distintivas son la autosuficiencia y la conservación de las identidades locales. El índice de natalidad en el conjunto de las regiones converge muy lentamente, con lo que se obtiene una población en continuo crecimiento.

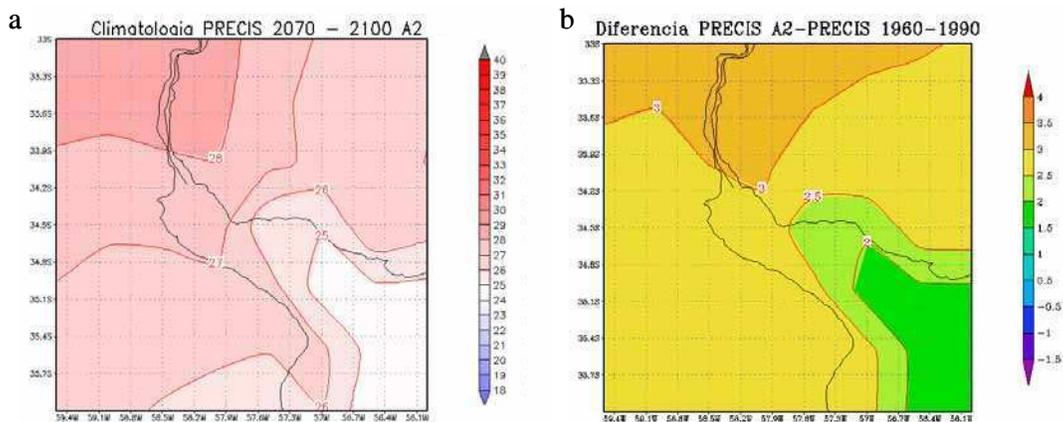


Figura 5.9: a) Temperatura media proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario A2. b) Diferencia de temperaturas medias del modelo PRECIS entre el período 2070-2100 según el escenario A2 y el período 1960-1990.

El desarrollo económico está orientado básicamente a las regiones; y el crecimiento económico por habitante, así como el cambio tecnológico, están más fragmentados y son más lentos que en otras líneas evolutivas.

En la Figura 5.9 a) se presenta la climatología de la temperatura media del modelo PRECIS para el período 2070-2100 en el escenario A2. En esta figura se puede apreciar, al igual que en la climatología de temperatura media del escenario B2, un aumento de la temperatura respecto de la climatología del PRECIS del período 1960-1990. Las temperaturas crecen sudeste hacia el noroeste, con valores que van desde los 28°C hasta los 32°C. Se calcula la diferencia de temperatura media entre el escenario A2 y la climatología 1960-1990 y en la Figura 5.9 b) se pueden apreciar cambios menores sobre el río que sobre el continente. El aumento de la temperatura media proyectado por el modelo PRECIS sobre el río supera 1.5°C mientras que sobre el continente los mismos superan los 3.5°C, superando en magnitud a los cambios proyectados por el escenario B2 (Figura 5.2 b).

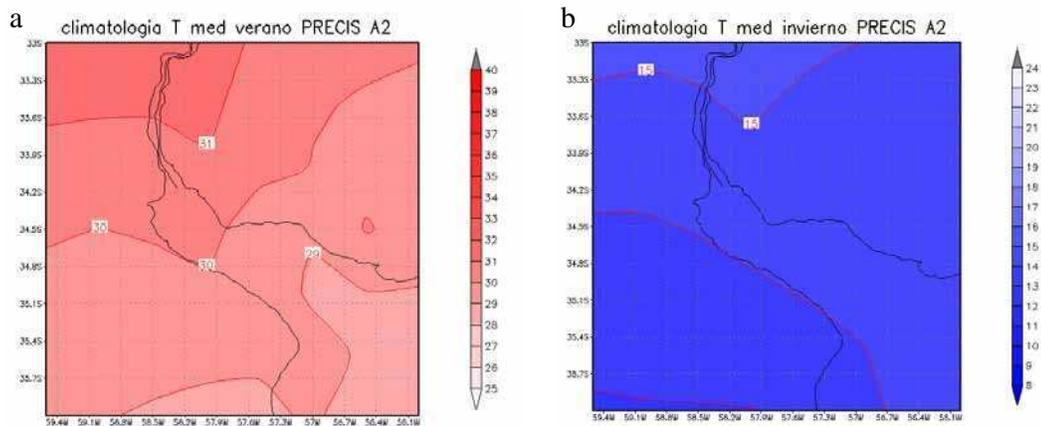


Figura 5.10: a) Temperatura media de verano proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario A2. b) Ídem a) para la temperatura media de invierno.

De igual forma que para el escenario B2, se calculan las temperaturas mínimas, máximas y medias para verano e invierno en el escenario A2. En el caso del verano (Figura 5.10 a) el gradiente de temperatura media se ubica en la dirección sudeste-noroeste y se puede distinguir la presencia del Río de La Plata con temperaturas más frías que en el continente. En la Figura 5.10 b) para el invierno en caso del escenario A2, al igual que en el escenario B2, no se distingue en la disposición de las isothermas la

geometría del Río de La Plata, sino que se aprecia un muy leve gradiente de temperatura en dirección sudoeste-noreste.

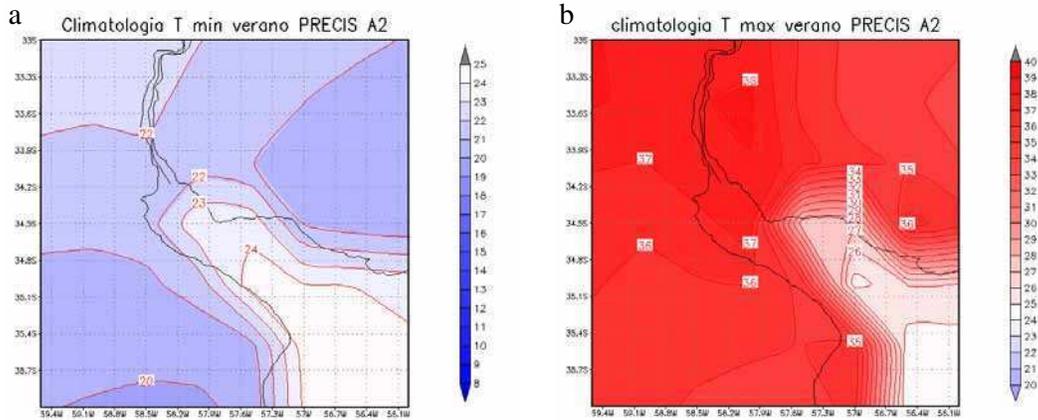


Figura 5.11: a) Temperatura mínima de verano proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario A2. b) Ídem a) para la temperatura máxima de verano.

En la Figura 5.11 a) se presenta la climatología de la temperatura mínima de verano proyectada según el escenario A2 de PRECIS 2070-2100, donde se puede apreciar que el río está más caliente que el continente que lo rodea. La diferencia de temperatura entre el punto más cercano a Ezeiza y el punto más cercano a Pontón Recalada es de aproximadamente 3°C. En el caso de la temperatura máxima de verano (Figura 5.11 b) se observan las temperaturas más frías sobre el río, con diferencias entre río y tierra de alrededor de 10°C. Las temperaturas más elevadas se dan en la parte noroeste del dominio, en donde llegan a 39°C.

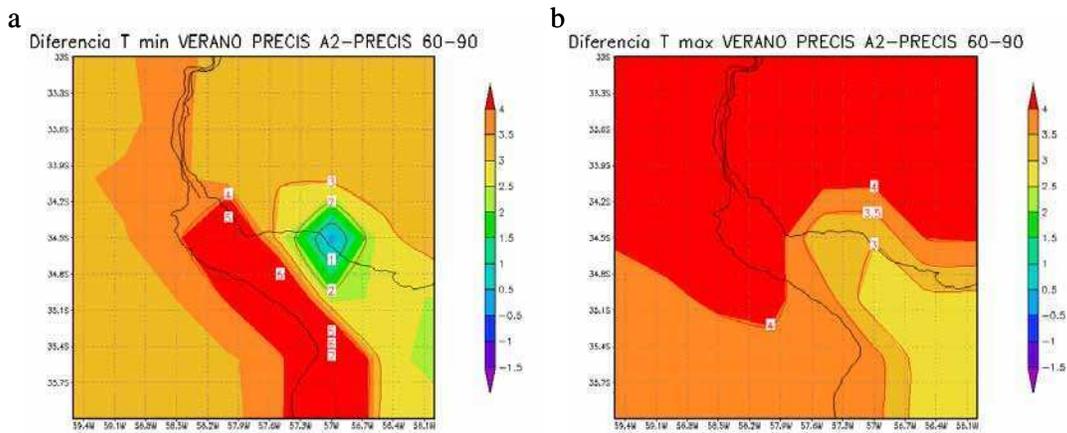


Figura 5.12: a) Diferencia entre la temperatura mínima de verano proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario A2 y la temperatura mínima de verano del modelo PRECIS del período 1960-1990. b) Ídem a) para la diferencia de temperatura máxima de verano.

Se calcula la diferencia entre la temperatura mínima de verano proyectada para el escenario A2 de PRECIS para el período 2070-2100 con la correspondiente temperatura mínima del período 1960-1990 (Figura 5.12 a). El aumento de la temperatura mínima es mayor sobre la costa de la provincia de Buenos Aires y parte del Río de la Plata, en donde supera los 4°C, mientras que sobre la costa uruguaya hay una zona de mínimo cambio. En el resto del dominio el cambio en la temperatura mínima de verano está comprendido entre 3 °C y 4 °C. En la Figura 5.12 b) se presenta la correspondiente diferencia para la temperatura máxima de verano, en la que se observan cambios entre 2.5 °C y 3 °C en la región central del Río de la Plata y aún mayores en la parte continental.

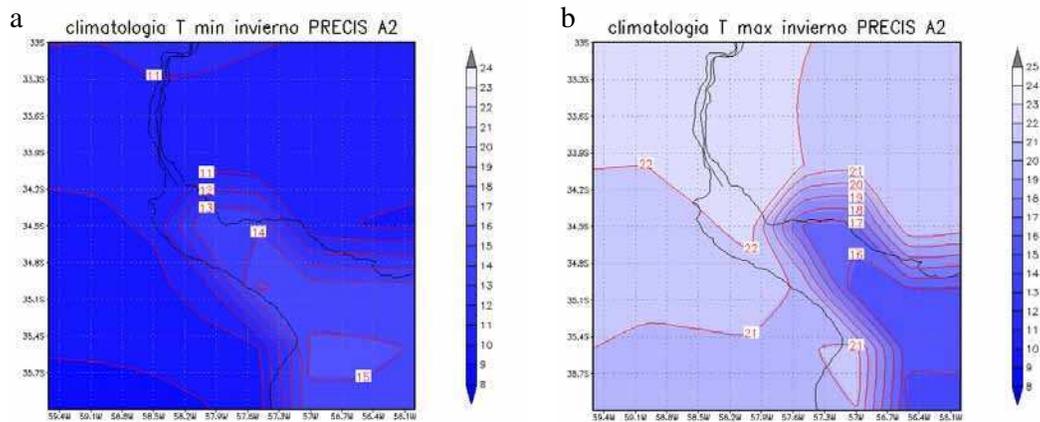


Figura 5.13: a) Temperatura mínima de invierno proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario A2. b) Ídem a) para la temperatura máxima de invierno.

En el caso de las temperaturas mínimas de invierno (Figura 5.13 a) se aprecia que el río está más caliente que el continente, con un gradiente térmico débil en todo el dominio. En el caso de la temperaturas máximas (Figura 5.13 b) el Río de la Plata está más frío que las regiones vecinas con un fuerte gradiente térmico en la región cercana a la costa. En la Figura 5.14 a) se presenta la diferencia entre la temperatura mínima de invierno proyectada según el escenario A2 de PRECIS 2070-2100 con la correspondiente al período 1960-1990. Se observa una situación similar a la ya hallada en el caso de las temperaturas mínimas de verano, es decir un máximo calentamiento sobre la costa argentina y parte del Río de La Plata. En el resto de la región los cambios son menores que en el caso de la temperatura mínima de verano. En la temperatura máxima de

invierno (Figura 5.14 b) se pueden ver cambios de más de 1.5°C sobre el río, mientras que sobre el continente los cambios son superiores a 3°C.

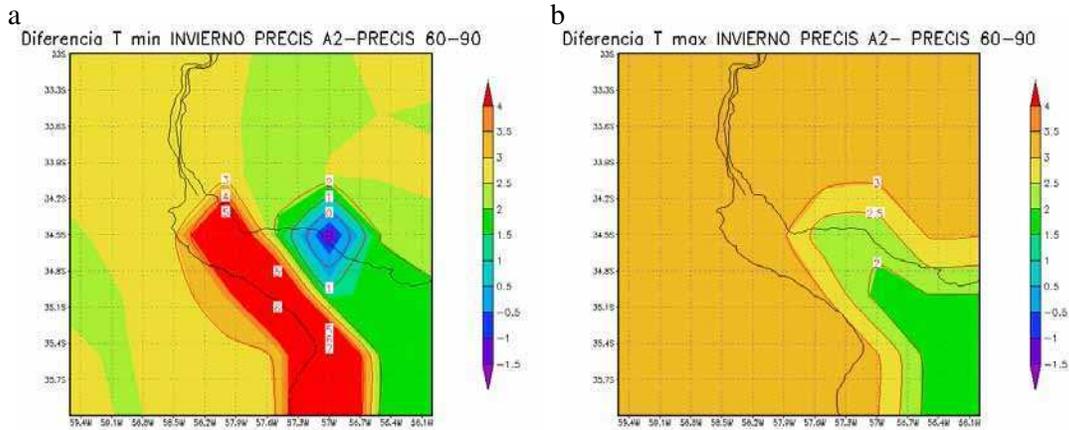


Figura 5.14: a) Diferencia entre la temperatura mínima de invierno proyectada por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 según el escenario A2 y la temperatura mínima de invierno del modelo PRECIS del período 1960-1990. b) Ídem a) para la diferencia de temperatura máxima de invierno.

5.2.2 Viento en 850 hPa

Se analiza la distribución de frecuencias de dirección de viento en 850 hPa del modelo PRECIS para el escenario A2 durante el período 2070-2100 (Figura 5.15 a).

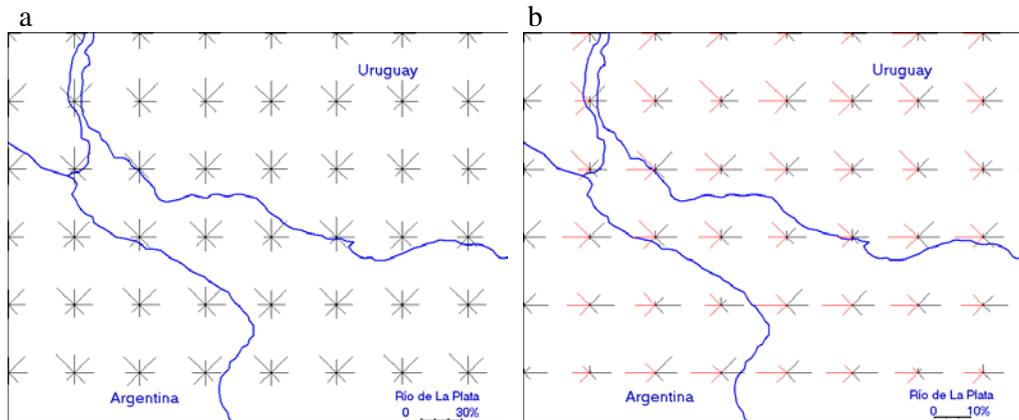


Figura 5.15 a) Distribución de frecuencias de dirección de viento en 850 hPa del modelo PRECIS para el escenario A2 período 2070-2100. b) diferencia de a) con relación al período 1960-1990. Las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la frecuencia con el tiempo.

Las frecuencias dominantes son N, NE, NO y en menor medida E, aunque sobre el río y la parte sur de la región predomina el NO. En la Figura 5.15 b) se presenta la diferencia entre las frecuencias de dirección de viento en 850 hPa del modelo PRECIS para el

período 2070-2100 del escenario A2 y las correspondientes frecuencias del período 1960-1990. Se pueden apreciar diferencias importantes, ya que hay un aumento de la frecuencia de todas las direcciones con componente E y disminución de aquéllas con componente O, mientras que prácticamente no hay cambio en las direcciones N y S. Sobre la desembocadura del Río de La Plata los cambios se concentran en las direcciones E y O, mientras que en el continente y la parte interior del río se aprecian algunos cambios en otras direcciones.

En cuanto a la velocidad del viento en 850 hPa, los cambios son muy pequeños y por lo tanto no se muestran

5.3. Diferencia entre Escenarios A2 y B2 de PRECIS

5.3.1. Temperatura en Superficie

Los escenarios A2 y B2 muestran diferencias importantes entre ellos, ya que el escenario A2 presenta en todos los casos (Secciones 5.1.1 y 5.2.1) temperaturas más elevadas que el B2. En la Figura 5.16 se presenta la diferencia entre las temperaturas medias de los escenarios A2 y B2 proyectadas por el modelo PRECIS para el período 2070-2100. Se puede apreciar una pequeña región sobre la costa uruguaya en donde ambos escenarios difieren muy poco, mientras que en el resto del dominio el escenario A2 proyecta temperaturas mayores que el B2.

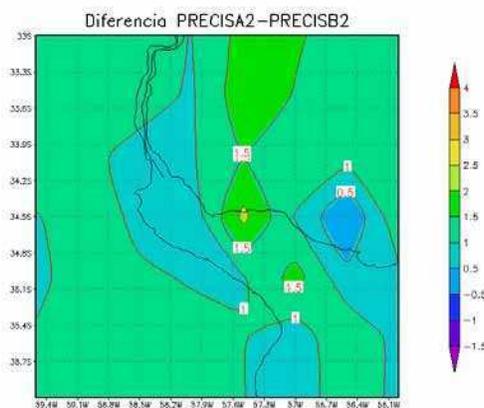


Figura 5.16: Diferencia entre la temperatura media de los escenarios A2 y B2 del modelo PRECIS para el período 2070-2100.

5.3.2 Viento en 850 hPa

En las Secciones 5.1.2 y 5.2.2 se indicó que el escenario A2 mostraba mayor cambio que el escenario B2 en la distribución de frecuencias de dirección de viento en 850 hPa entre los períodos 2070-2100 y 1960-1990. En la Figura 5.17 se presenta la diferencia entre los cambios proyectados por los escenarios A2 y B2 (cambio escenario A2 menos cambio escenario B2). Esta figura es muy similar a la Figura 5.15 b) (escenario A2) ya que los cambios que proyecta el escenario B2 son muy pequeños.

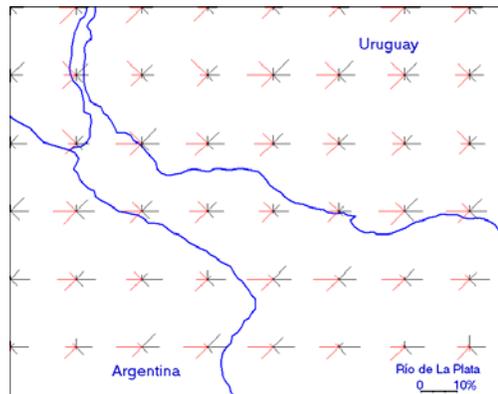


Figura 5.17: Diferencia entre los cambios proyectados en la distribución de frecuencias de dirección de viento en 850 hPa de los escenarios A2 y B2 del modelo PRECIS para el período 2070-2100 con relación al período 1960-1990 (cambio escenario A2 menos cambio escenario B2). Las líneas rojas (negras) indican diferencias negativas (positivas).

5.4. Escenarios con el Modelo MCL Forzado por PRECIS

En las secciones precedentes de este capítulo se analizaron las temperaturas en superficie y la frecuencia de dirección de viento en 850 hPa proyectadas por el modelo PRECIS para el período 2070-2100 y se calcularon los cambios con respecto al período 1960-1990, ya que ellos son los forzantes del modelo MCL. Se utilizan a continuación los escenarios A2 y B2 para definir los forzantes del modelo MCL a fin de calcular los escenarios regionales de viento en superficie en la región del Río de La Plata.

5.4.1. Viento en Superficie con el Modelo MCL en el Escenario B2

Se calcula la climatología del viento en superficie con el modelo MCL utilizando la metodología descrita en la Sección 4.1.1. En la misma la climatología se calcula como un ensamble de 192 miembros definidos con la diferencia de temperatura en superficie entre un punto sobre tierra y otro sobre un punto del río, para cada elemento de la distribución de frecuencias de dirección y velocidad del viento en 850 hPa. El ensamble se construye empleando la temperatura de superficie y el viento en 850 hPa proyectado por el escenario B2 del modelo PRECIS. El modelo MCL se inicializa a las 9 de la mañana hora local (HL) y integra por 18 horas para obtener los resultados a las 15 HL, 21 HL y 3 HL. En la Figura 5.18 se presentan las frecuencias de dirección de viento a 10 metros para las cuatro horas principales de observación obtenidas con el modelo MCL forzado con el escenario B2 del modelo PRECIS.

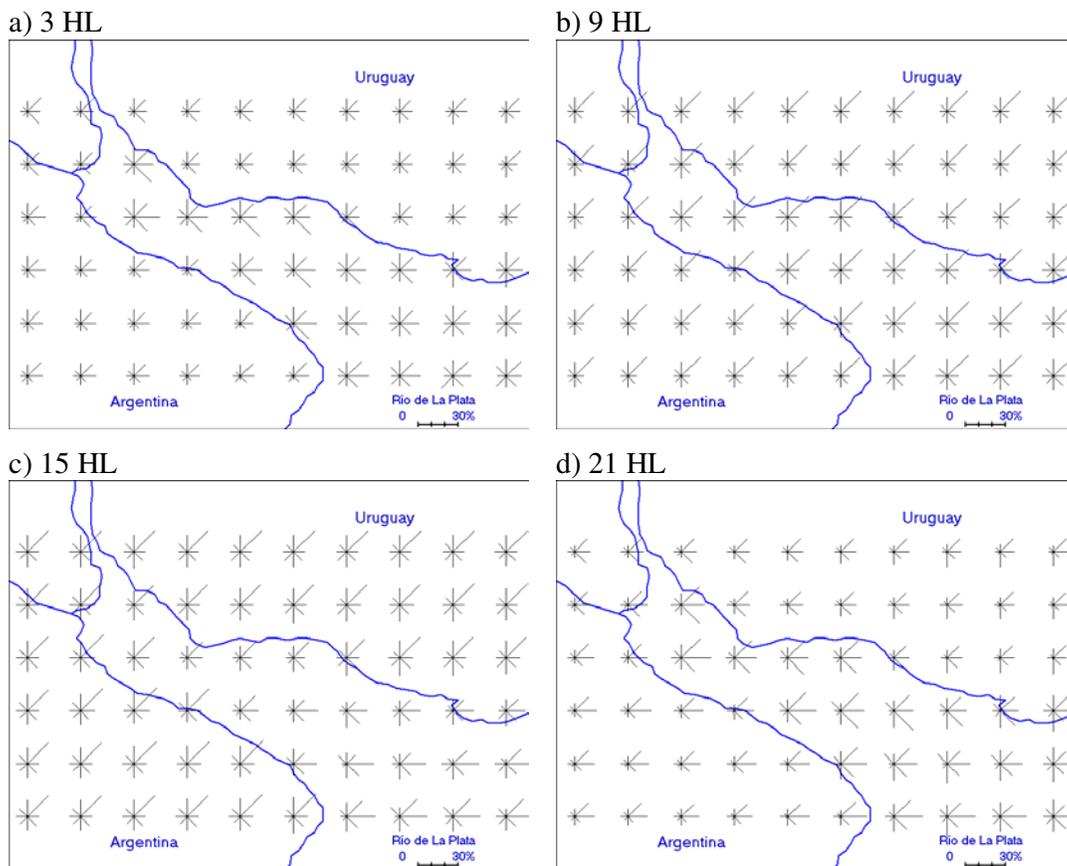


Figura 5.18: Distribución de frecuencias de dirección de viento en superficie obtenida con el modelo MCL forzado con el escenario B2 de PRECIS para el período 2070-2100.

A las 3 HL se observan diferencias entre la distribución de frecuencias sobre el río y sobre el continente. Sobre el continente las direcciones predominantes son el N, NE y E, mientras que sobre la región interior del Río de La Plata hay una clara predominancia del sector SE. A las 9 HL hay una leve diferencia en la distribución de frecuencias de dirección del viento entre los puntos ubicados sobre el río y los ubicados sobre tierra, aunque en todos ellos predomina el NE. A las 15 HL se puede apreciar que sobre el continente hay poca diferencia con respecto a la distribución de frecuencias de las 9 HL, mientras que sobre el río hay mayor presencia del sector E. Para las 21 HL se observa una distribución de frecuencias de dirección distinta sobre el Uruguay que sobre la provincia de Buenos Aires. En ambos casos los sectores E y NE son importantes, pero en el Uruguay hay un marcado aumento del sector S. En la región interior del río se puede apreciar que las direcciones predominantes son el NE, E y SE, mientras que en su desembocadura los sectores E y S cobran más importancia.

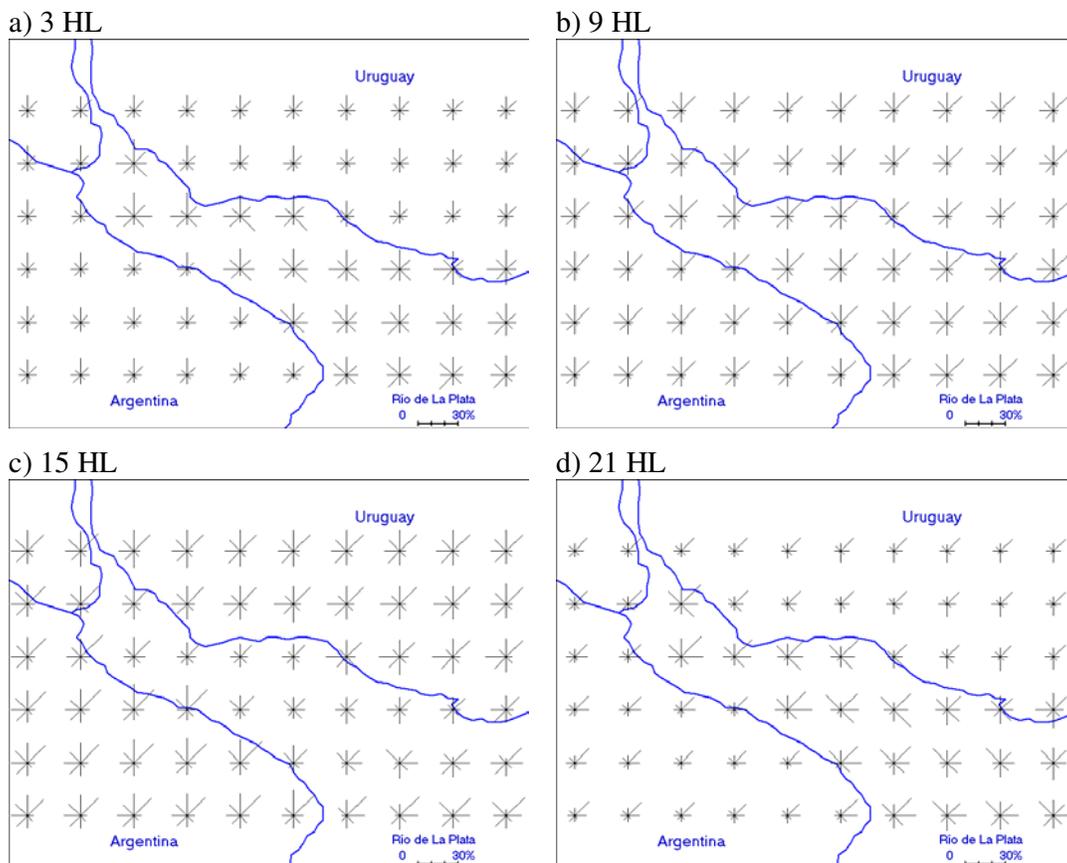


Figura 5.19: Distribución de frecuencias de dirección de viento en superficie obtenida con el modelo MCL forzado con el escenario A2 de PRECIS para el período 2070-2100.

5.4.2. Viento en superficie con el modelo MCL en el escenario A2

Se integra el modelo MCL de la misma forma que en la sección anterior pero utilizando el escenario A2, y los resultados se presentan en la Figura 5.19. Se observa que a las 3 HL sobre el continente la menor frecuencia corresponde al SE, mientras que en la parte interior y central del río es ésta la dirección predominante. Para las 9 HL, la distribución de frecuencias es muy homogénea y las direcciones E y SE están prácticamente ausentes sobre el continente y son muy poco frecuentes sobre el río. Para las 15 HL sobre el río reaparecen las frecuencias del E, especialmente en la desembocadura y se aprecia una notable disminución de viento N. Sobre el continente la ocurrencia de vientos del E y SE sigue siendo prácticamente nula. Para las 21 HL, sobre el continente, se observa una predominancia de viento NE, mientras que sobre Uruguay, en particular, se destaca el sector S. Sobre el río se destacan los sectores del NO, a través del N hasta el SE.

5.5. Cambios con el modelo MCL con relación al período 1960-1990

5.5.1. Cambios para el Escenario B2

Se calcula la diferencia entre la distribución de frecuencias de dirección de viento en superficie obtenida con el modelo MCL forzado por el escenario B2 del modelo PRECIS para el período 2070-2100 y la correspondiente al período 1960-1990. Para las 3 HL (Figura 5.20 a) se observa que para el período 2070-2100 se proyecta una disminución de frecuencias del E y N en todo el dominio. Sobre el río y en su parte central se aprecia además una disminución del SE. Sobre la provincia de Buenos Aires se observa un aumento de las frecuencias del NE y más cerca de la costa aumenta la ocurrencia de viento S. Sobre Uruguay, en la región noreste del dominio, también se aprecia un aumento de NE, mientras que en el Río de La Plata se observa una mayor ocurrencia de O y S. Para las 9 HL (Figura 5.20 b) también se observa una disminución de N y E y sobre el continente se observa un pequeño aumento de NO. Sobre el río se observa una disminución de ocurrencia de N y un aumento de O. Para las 15 HL (Figura 5.20 c) se observa sobre el continente, al igual que en las otras horas, una disminución de N y E y un aumento del O. Sobre el río los cambios son mayores que sobre el

continente, mostrando una importante disminución de E y en su desembocadura se aprecia, además, un aumento de N, NE y O. Para las 21 HL (Figura 5.20 d) se aprecia en la desembocadura del río una disminución de SE y E, al igual que sobre Uruguay. En la parte del río cercana a la costa argentina y sobre la provincia de Buenos Aires se aprecia una disminución de E, mientras que no hay cambios en la frecuencia del SE. En el resto de las direcciones se observa un pequeño aumento de las frecuencias.

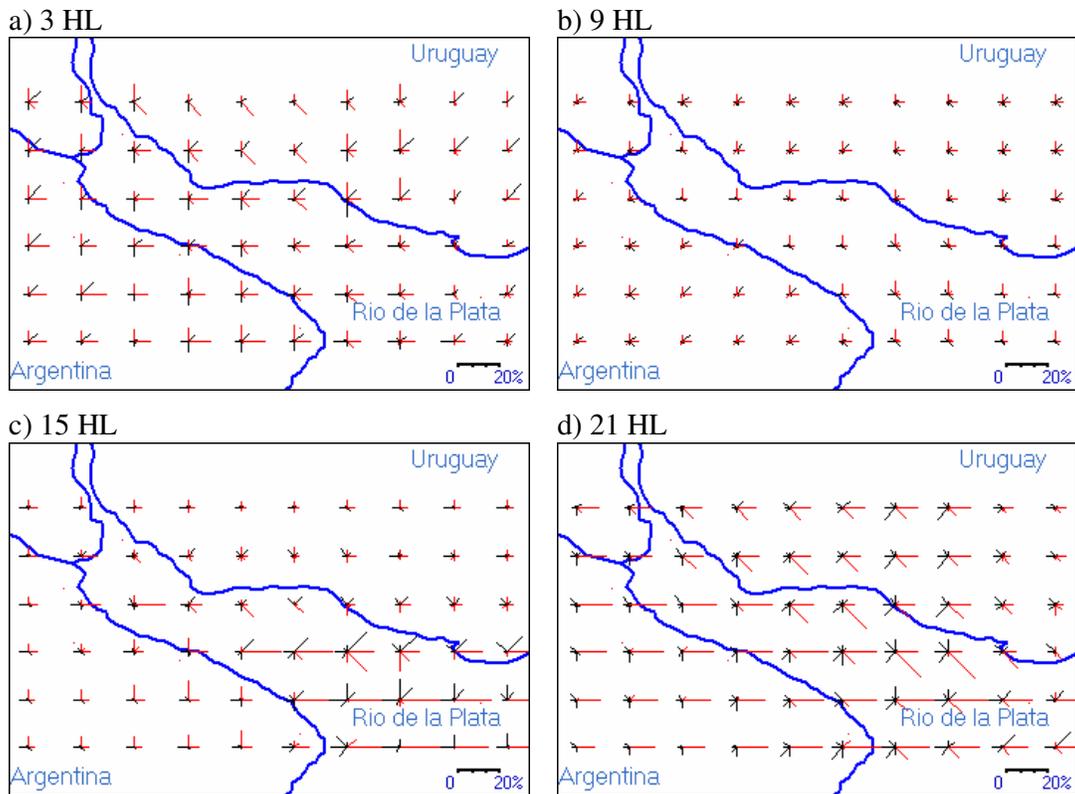


Figura 5.20: Diferencia entre la distribución de frecuencias de dirección de viento en superficie del modelo MCL forzado con el escenario B2 de PRECIS 2070-2100 y la correspondiente al período 1960-1990. Las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la frecuencia con el tiempo.

En la Figura 5.21 se presenta la diferencia entre la velocidad media del viento en superficie, por dirección, obtenida con el modelo MCL para el período 2070-2100 del escenario B2 con relación a la correspondiente al período 1960-1990. En todos los paneles el color rojo (negro) significa disminución (aumento) de la velocidad media para el escenario B2. A las 3 HL (Figura 5.21 a) se aprecia en la parte interior de Río de La Plata una disminución de la velocidad media en todas las direcciones. En la desembocadura del río y en algunos puntos interiores del mismo se aprecia un aumento de la velocidad media del sector SE, donde los cambios más importantes de la velocidad

media llegan a 1.5 m s^{-1} . Para las 9 HL (Figura 5.21 b) se observa una disminución de la velocidad media en todos los puntos, pudiéndose notar que la mayor disminución tiene lugar en los sectores E, N y SO. Además, se aprecian cambios muy similares en todos los puntos del dominio.

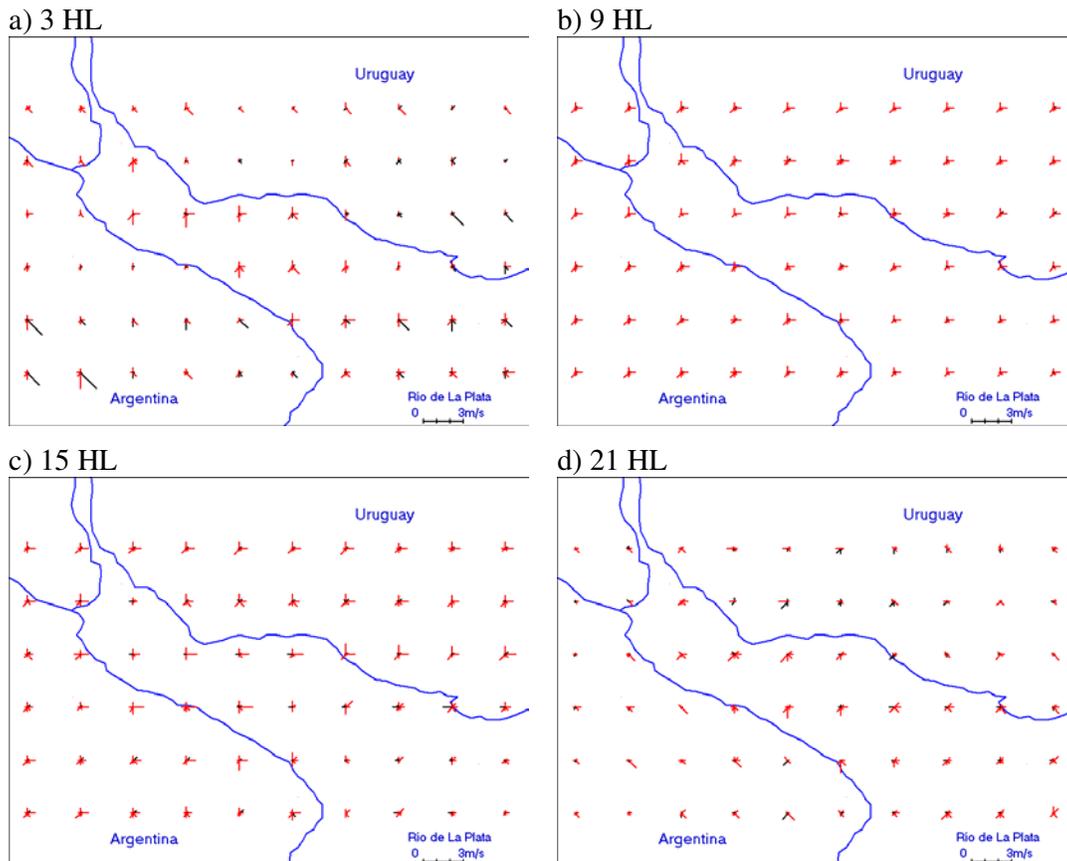


Figura 5.21: Diferencia entre la velocidad media del viento en superficie, por dirección, del modelo MCL para el período 2070-2100 del escenario B2 con relación al período 1960-1990. Las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la velocidad con el tiempo.

En la Figura 5.21 c) se muestran los cambios en la velocidad media por dirección a las 15 HL en donde se observa muy poco cambio en la desembocadura de río y una disminución de la velocidad media de los sectores E y N en la región interior del mismo y sobre Uruguay. Sobre la costa argentina, donde se aprecia una disminución de las velocidades medias de los sectores E y S, los cambios son más importantes que en el interior de la provincia de Buenos Aires. Para las 21 HL (Figura 5.21 d) se observan cambios mayores sobre el río que sobre el continente. En el río se aprecian pequeños aumentos de la velocidad media de los sectores O y NO y disminución en el resto de los

sectores. Sobre el continente se aprecian algunas regiones con un leve aumento de velocidad media en los sectores S y SO.

5.5.2. Cambios para el Escenario A2

Se calcula la diferencia entre la distribución de frecuencias de dirección de viento en superficie obtenida con el modelo MCL forzado por el escenario A2 del modelo PRECIS para el período 2070-2100 y la correspondiente al período 1960-1990. Para las 3 HL (Figura 5.22 a) se observa una disminución importante del E sobre la provincia de Buenos Aires y sobre el Río de La Plata, donde además se observa un aumento de O. Sobre el continente se aprecia un aumento de las frecuencias del NE, mientras que en Uruguay y sobre el río se observa una disminución del sector SE.

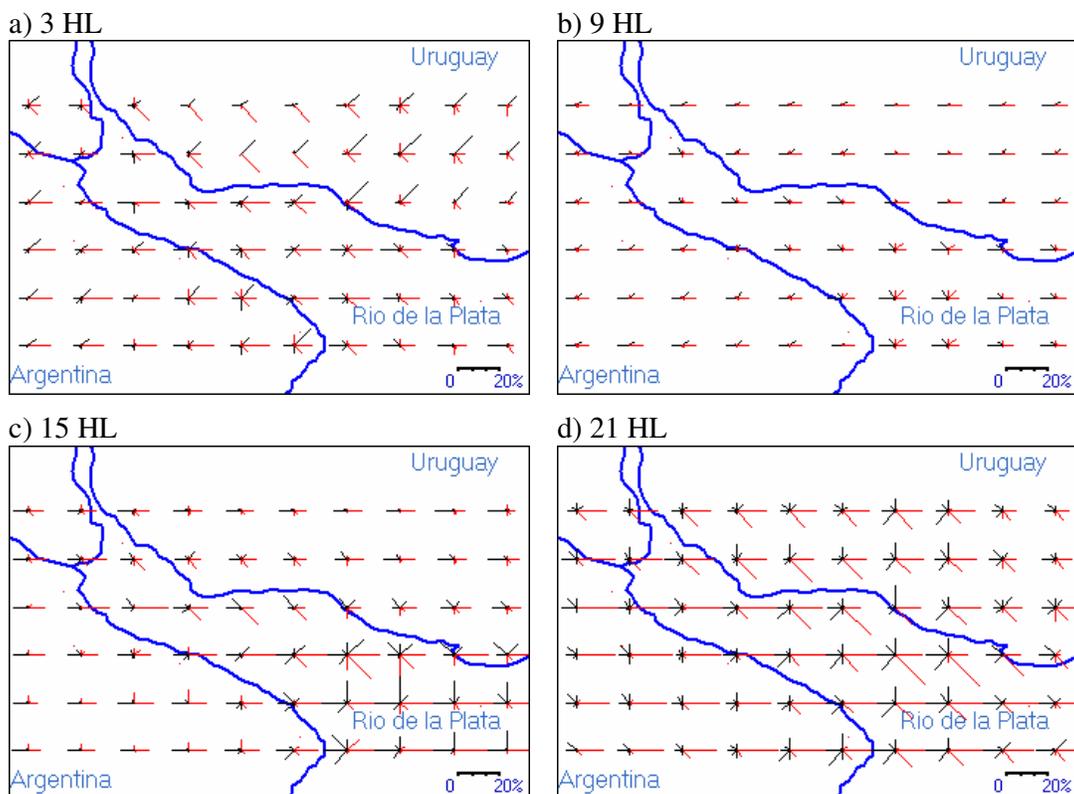


Figura 5.22: Diferencia entre la distribución de frecuencias de dirección de viento en superficie del modelo MCL para el período 2070-2100 del escenario A2 con relación al período 1960-1990. El color negro (rojo) indica aumento (disminución) de la frecuencia con el tiempo.

Para las 9 HL (Figura 5.22 b) se observa sobre el continente una disminución E y un aumento de O y NE. Sobre el río hay, además de la disminución del sector E y el

aumento del sector O, una leve disminución del N y NE y un leve aumento del NO. Para las 15 HL (Figura 5.22 c) hay una importante disminución de E en la parte exterior del río y en su parte interior también disminuye la frecuencia del SE. En todo el dominio hay un aumento de la frecuencia del O y en la desembocadura del río se aprecia además un aumento de N. Para las 21 HL (Figura 5.22 d) hay una disminución de la frecuencia de viento del sector E en todo el dominio y sobre el Río de La Plata y Uruguay disminuye también la frecuencia del SE. Sobre el continente se puede apreciar un leve aumento de la frecuencia de las restantes direcciones, destacándose el aumento de O y N y sobre el río el aumento de SO y N.

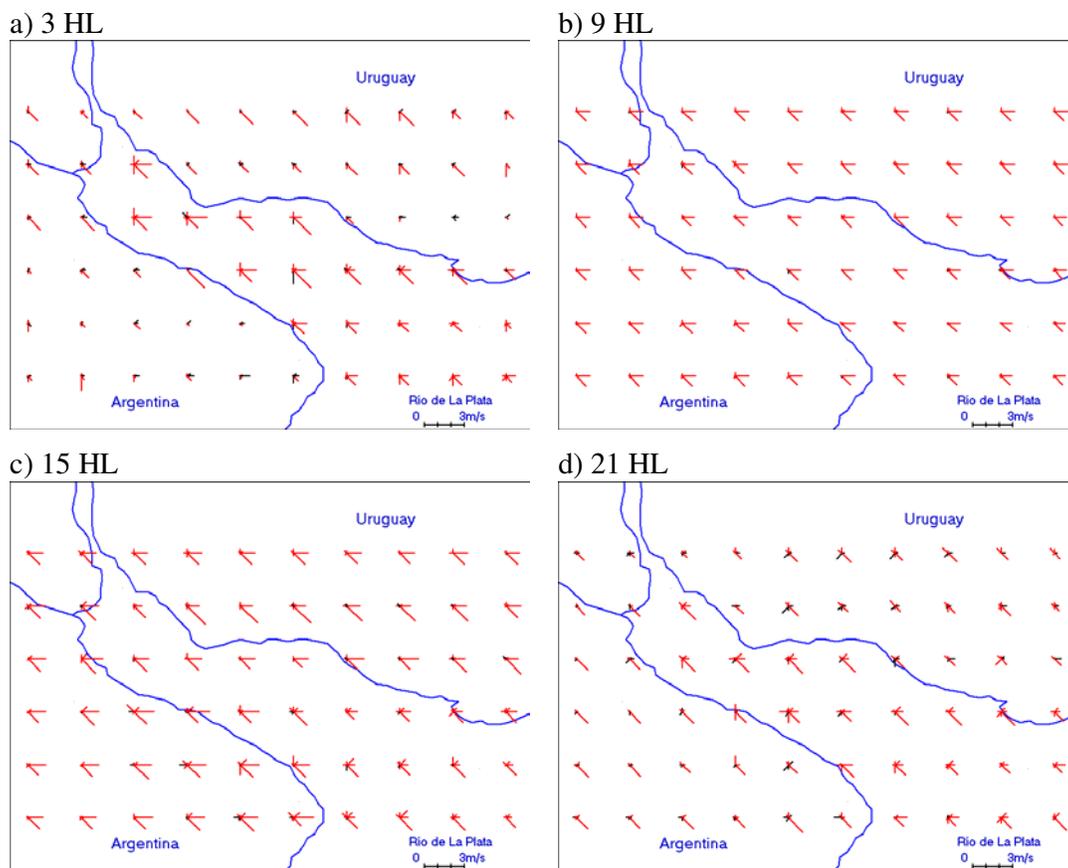


Figura 5.23: Diferencia entre la velocidad media del viento en superficie, por dirección, del modelo MCL para el período 2070-2100 del escenario A2 con relación al período 1960-1990. Las líneas rojas (negras) indican disminución (aumento) de la velocidad con el tiempo.

Se presenta en la Figura 5.23 la diferencia de la velocidad media del viento en superficie, por dirección, calculada con el modelo MCL para el período 2070-2100 del escenario A2 con relación a la correspondiente al período 1960-1990. En el panel a) para las 3 HL se aprecia una disminución de la velocidad media de los sectores E y SE sobre el Río de

La Plata. En Uruguay se aprecia una disminución de la velocidad media del sector SE y en algunas regiones también la del sector S, mientras que en la provincia de Buenos Aires los cambios son menores. A las 9 HL (Figura 5.23 b) se observa una disminución de la velocidad media en los sectores E y SE en todo el dominio, sin que se aprecie diferencia entre el río y el continente. A las 15 HL (Figura 5.23 c) se aprecia, al igual que a las 9 HL, una disminución de la velocidad media de los sectores E y SE, aunque el cambio de la velocidad media del sector E es menor en la desembocadura del río. A las 21 HL se observa una disminución de la velocidad media del sector SE, que es importante sobre el río y la provincia de Buenos Aires y menor sobre Uruguay, en donde se pueden distinguir puntos con aumentos de la velocidad media del sector SO. Sobre el río se aprecia, además de la disminución de la velocidad media del sector SE, leves disminuciones en los sectores O, S y E.

5.5.3 Diferencias en el Viento en Superficie del Modelo MCL entre los Escenarios A2 y B2

El modelo MCL forzado por los escenarios del modelo PRECIS pronostica cambios en la circulación en superficie sobre la región del Río de La Plata. Los cambios proyectados por el modelo PRECIS son diferentes según se considere el escenario A2 o B2. La Figura 5.24 presenta la diferencia entre la distribución de frecuencias de dirección de viento en superficie obtenidas con el modelo MCL en los escenarios A2 y B2, definida como la frecuencia del escenario A2 menos la frecuencia del escenario B2. El color rojo (negro) indica que la frecuencia obtenida en el escenario B2 es mayor (menor) que la correspondiente frecuencia del escenario A2. Para las 3 HL (Figura 5.24 a) el modelo MCL prevé mayor ocurrencia de E sobre todos los puntos del dominio en el escenario B2 que en el A2, mientras que este último prevé mayor ocurrencia de O y N que el B2. Los resultados hallados dependen de la posición del punto ya que son diferentes sobre tierra que sobre río. Sobre el Río de la Plata y sobre el Uruguay el escenario B2 prevé más ocurrencia de SE y NE, además de la ya mencionada del sector E. Para las 9 HL (Figura 5.24 b) el escenario A2 prevé menor ocurrencia de E, SE y NE y mayor ocurrencia de NO, SO, O y N que el escenario B2, en toda la región. Además, no se aprecian diferencias importantes entre los distintos puntos del dominio. Para las

15 HL (Figura 5.24 c) el escenario B2 proyecta una mayor frecuencia de los sectores E y SE que el escenario A2.

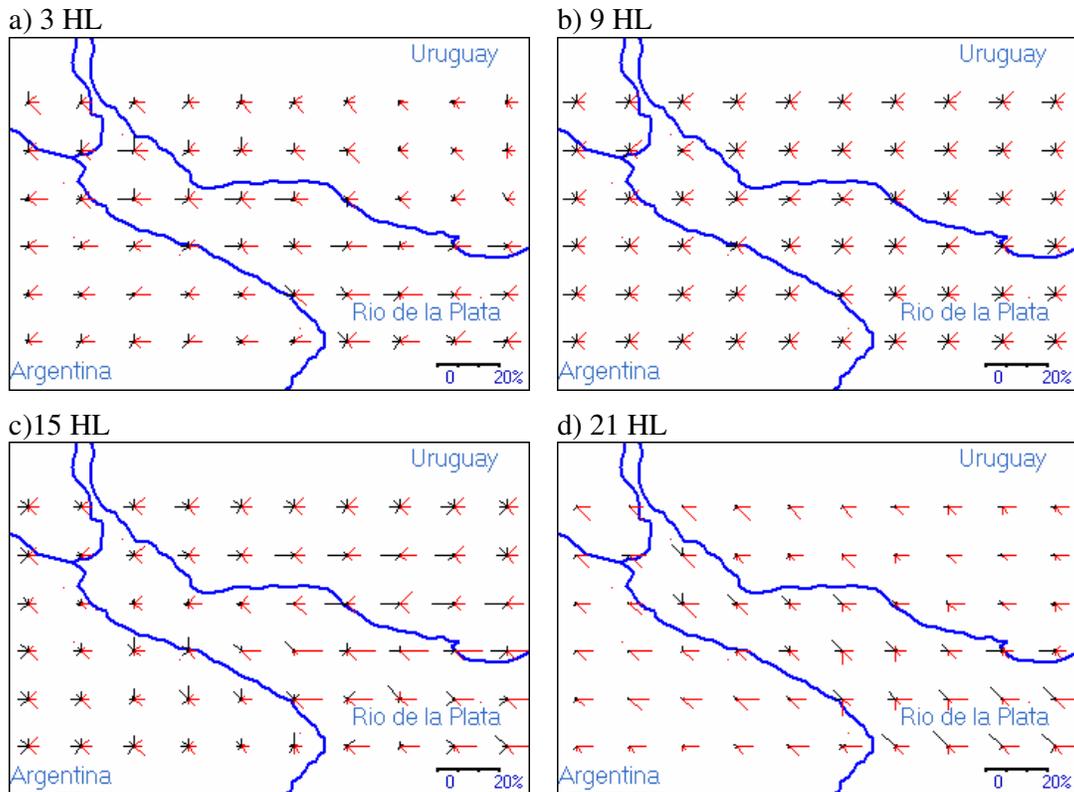


Figura 5.24: Diferencia entre la distribución de frecuencias de dirección de viento en superficie calculadas con el modelo MCL en los escenarios A2 y B2 2070-2100 (escenario A2 menos escenario B2). El color rojo (negro) indica que la frecuencia en el escenario B2 es mayor (menor) que la correspondiente frecuencia en el escenario A2.

El escenario A2 proyecta mayor frecuencia de O que el escenario B2 en los puntos ubicados sobre el continente. Sobre el río se puede apreciar que el escenario A2 muestra mayor frecuencia de NO que el escenario B2, como así también que las diferencias de la frecuencia del sector E son más evidentes. En la provincia de Buenos Aires, en la región cercana a la costa, se puede ver que el escenario A2 proyecta una mayor ocurrencia de los sectores N y NO. A las 21 HL (Figura 5.24 d) sobre el continente el escenario B2 muestra mayor ocurrencia de E y SE que el escenario A2 y no se aprecian diferencias en las restantes direcciones. Sobre el Río de La Plata las diferencias entre ambos escenarios son más marcadas particularmente en los sectores E y SE, con mayor presencia en el escenario B2 que en el A2, y en el caso del O y NO con mayor presencia en el escenario A2 que en el B2.

En la Figura 5.25 se presenta la diferencia entre la velocidad media por dirección calculada con el modelo MCL en los escenarios A2 y B2. El color rojo (negro) indica que la velocidad media en el escenario B2 es mayor (menor) que en el escenario A2. A las 3 HL (Figura 5.25 a) el escenario B2 proyecta velocidades medias del sector SE mayores que el escenario A2, en casi todos los puntos del dominio. Para las 9 HL (Figura 5.25 b) el escenario B2 proyecta velocidades mayores que el A2 en los sectores E y SE.

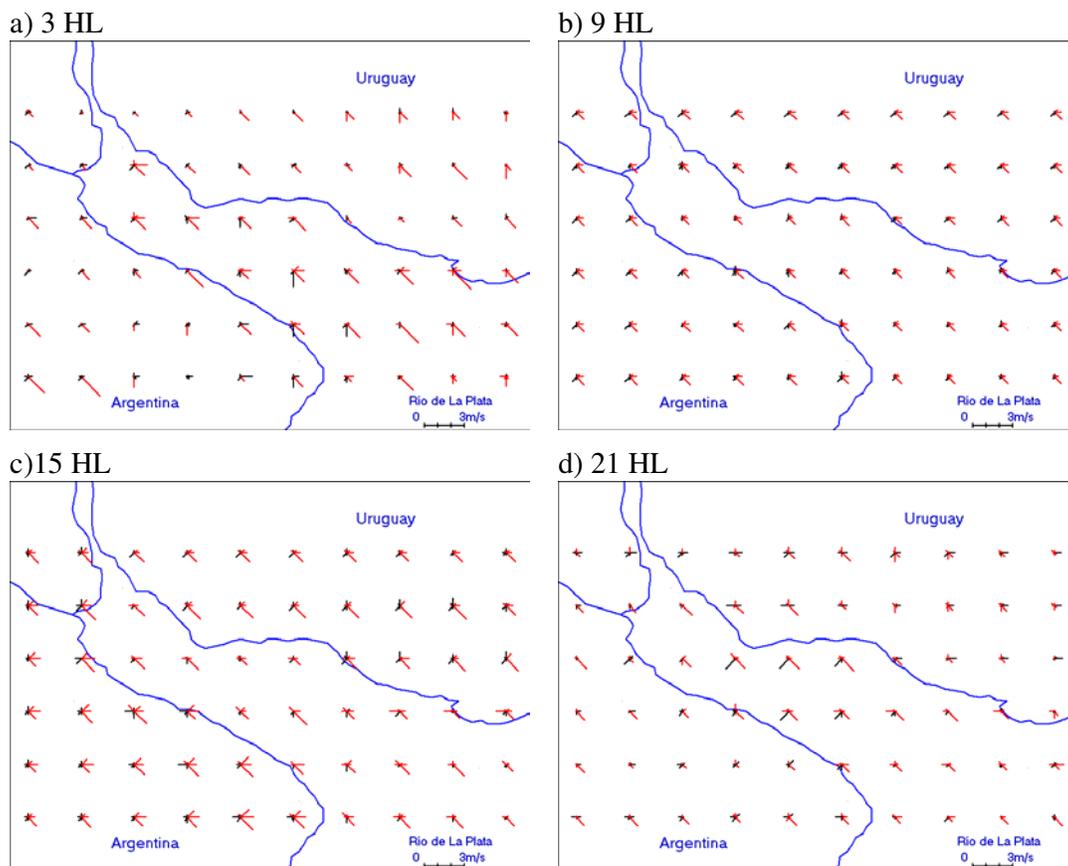


Figura 5.25: Diferencia entre la velocidad media del viento en superficie, por dirección, calculada con el modelo MCL en los escenarios A2 y B2 2070-2100 (escenario A2 menos escenario B2). El color rojo (negro) indica que la velocidad media en el escenario B2 es mayor (menor) que en el escenario A2.

Sobre el continente se puede apreciar que el escenario A2 prevé velocidades medias mayores que el B2 en el sector SO, lo cual no se observa sobre el río. A las 15 HL (Figura 5.25 c) se observa en todo el dominio que el escenario B2 proyecta mayores velocidades medias en el sector SE que el escenario A2. Sobre la provincia de Buenos Aires se aprecia además que el escenario B2 prevé mayor velocidad media que el A2 en

el sector E, y en menor medida en los sectores O y SO. En Uruguay el escenario A2 indica velocidades medias mayores que el escenario B2 en los sectores SO y N. Para las 21 HL (Figura 5.25 d) las diferencias más importantes entre las velocidades medias que proyectan ambos escenarios tienen lugar en la parte interior del río, en donde se puede apreciar que el escenario A2 prevé mayor velocidad media en el sector SO y menor en el sector SE que el escenario B2.

5.6. Conclusiones Capítulo 5

En este capítulo se analizan las proyecciones del modelo PRECIS para las variables que actúan como forzantes del modelo MCL, es decir la temperatura de la superficie y el viento en el tope de la capa límite, para el período 2070-2100 de los escenarios A2 y B2. En ambos escenarios se prevé un aumento de la temperatura para toda la región, con respecto a la climatología 1960-1990, aunque la magnitud del calentamiento es diferente en el río y en tierra. Se detectan, además, cambios en la distribución de frecuencias de dirección del viento en 850 hPa que proyecta el modelo PRECIS en ambos escenarios. Por lo tanto hay una proyección de cambio a futuro de aquellas variables que se emplean en el cálculo de los forzantes del modelo MCL.

Los cambios en la temperatura proyectados por PRECIS para el escenario A2 son mayores que para el B2. El escenario A2 proyecta temperaturas más altas que el B2 para todo el dominio, aunque una menor diferencia de temperatura entre tierra y río. Ambos escenarios prevén una disminución de la amplitud diaria del forzante térmico, que pasa de un valor promedio de 4.3°C durante el período 1960-1990 a 3.8°C y 3.2°C en los escenarios B2 y A2, respectivamente. En cuanto a la distribución de frecuencias de dirección del viento en 850 hPa, el escenario B2 muestra cambios pequeños ya que sólo se aprecia una disminución menor de la frecuencia del O y NO. Para el escenario A2 los cambios son más importantes, ya que el modelo PRECIS prevé una importante disminución de las frecuencias del SO, O y NO y un aumento de las frecuencias del NE, E y SE. En cuanto a la velocidad del viento en 850 hPa, los cambios en ambos escenarios son muy pequeños.

Se obtiene la distribución de frecuencias de dirección del viento en superficie y velocidad media por sector con el modelo MCL a 10 km de resolución forzado por los escenarios A2 y B2 del modelo PRECIS para el período 2070-2100 y se calculan las diferencias con las correspondientes distribuciones del período 1960-1990. En general, se puede apreciar en ambos escenarios una disminución, tanto de las frecuencias como de las velocidades medias de los sectores con componente E, que resulta más marcada en el escenario A2.

Los cambios proyectados por el modelo MCL en el escenario B2 son más apreciables durante la tarde y la noche. A las 15 HL se observa sobre la provincia de Buenos Aires en la región cercana a la costa, una disminución de las frecuencias del E y del N, que son las componentes más perpendiculares a la costa argentina. Sobre el río se aprecia una menor frecuencia del E y un aumento del N y NO, lo que indica menor brisa de río a la tarde. A las 21 HL las frecuencias dominantes sobre el río y la costa de la provincia Buenos Aires son E y SE, y es en esos sectores en donde también se proyectan menores frecuencias. La disminución en las velocidades medias por sector, si bien pequeña, acompaña a los cambios en la dirección del viento. Una situación similar, pero más evidente aún, se obtiene en el escenario A2. Se puede concluir entonces que esta disminución de frecuencias y de velocidad media de aquellas direcciones que son las dominantes en la región indica, en conjunto, que el ciclo diario de la brisa en la región tendría menor intensidad en el período 2070-2100.

El aumento que proyecta el modelo PRECIS en la frecuencia de los vientos del E en 850 hPa en la región deberían provocar un aumento de tales frecuencias en el viento en superficie. Por otra parte, el modelo PRECIS prevé una disminución de la amplitud diaria del forzante térmico en superficie, lo cual debería provocar una disminución de las frecuencias del E en superficie, junto con una reducción de la velocidad media de esos sectores. Por lo tanto, los cambios que proyecta el modelo PRECIS para el período 2070-2100 en ambos forzantes del modelo MCL tienen, individualmente, efectos contrapuestos. Sin embargo, el modelo MCL presenta en superficie una disminución importante de las frecuencias de viento con componente E y disminución de su velocidad media. Se puede concluir, en consecuencia, que el cambio que se proyecta en la amplitud térmica diaria del calentamiento diferencial en superficie prevalece por sobre el cambio en las frecuencias de dirección del viento en 850 hPa, cuyo resultado es

una disminución de la intensidad del ciclo diario de la brisa en la región del Río de La Plata.

Referencias

IPCC (2007) IPCC Special Report on Emissions Scenarios. N. Nakicenovic and R. Swart (eds.). Intergovernmental Panel on Climate Change.

Beniston, M. (2004) The 2003 heat wave in Europe: a shape of things to come? An analysis based in Swiss climatological data and model simulations. *Geophys. Res. Lett.* 31(2):L02202. DOI 10.1029/2003GL018857.

Giorgi, F., Marinucci, M.R. and Visconti, G. (1992) A 2XCO₂ climate change scenario over Europe generated using a limited area model nested in general circulation model II: climate change scenario. *J. Geophys. Res.* 97:10011-10028.

Giorgi, F., Xunqiang, B, Pal, J.S. (2004) Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. I: present day climate (1961-1990). *Clim. Dyn.* 22:7333-756.

Jones, R.G., Noguer, M., Hassell, D.C., Hudson, D., Wilson, S.S., Jenkins, G.J and Mitchell, J.F.B. (2004) Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Exeter, UK: Met Office Hadley Centre.

Jones, R. G., Murphy, J. M., Noguer M. and King, A. B. (1997) Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide concentration. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 123:265-292.

Marengo, J. and Ambrizzi, T. (2006) Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales: The CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) initiative in South America. Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006,291-296pp.

Marengo, J, Jones, R., Alves, L. and Valverde, M., (2009) Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *Int. J. Climatology*. DOI: 10.1002/joc.1863.

Nuñez, M.N., Solman, S.A. and Cabre, M.F.(2008)Regional climate change experiments over southern South America. II: Climate change scenarios in the late twenty-first century. *Clim. Dyn.* DOI 10.1007/s00382-008-0449-8

Nuñez, M., Solman, S. and Cabré, M. F. (2006) mean climate and annual cycle in a regional climate change experiment over Southern South America. II: Climate change scenarios (2081-2090), Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006, p. 325-331

Solman, S.A., Nuñez, M. N. and Cabre, M. F. (2007) Regional climate change experiments over southern South America. I: present climate, *Clim Dyn*, DOI 10.1007/s00382-007-0304-3

Discusión y Conclusiones

El objetivo general de esta tesis es realizar un estudio de variabilidad climática de la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata durante el período observacional reciente, junto con una proyección de los escenarios de cambio climático para la región, empleando modelos numéricos y observaciones. Para ello se utiliza el modelo de capa límite en mesoescala MCL el cual dispone de una formulación especial que lo hace particularmente apto para la región. El modelo MCL tiene dos forzantes que se definen en sus condiciones de borde. El borde inferior está en la superficie terrestre y el borde superior se ubica en el tope material del modelo a 2000 metros de altura.

El primer objetivo específico de esta tesis es la modificación de la versión disponible del modelo MCL para que pueda funcionar forzado por las salidas de otros modelos regionales y para ello se lo anida al modelo Eta de CPTEC. Además, se adapta el modelo MCL para que funcione, en modo diagnóstico, forzado por las observaciones locales con las que se definen las condiciones de borde.

La calidad de los pronósticos de viento en superficie del modelo MCL se determina comparándolos con las observaciones de viento en cinco estaciones meteorológicas de la región. Las medidas de error que se utilizan son el porcentaje de casos en que la dirección observada coincide con la dirección pronosticada (HR), rosa de viento de 8 sectores, y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) de las componentes del viento. El resultado de la validación de los pronósticos diarios de viento en superficie en la región durante el período noviembre 2003 a abril 2004 es muy satisfactorio, ya que se obtiene un HR tres veces superior y un RMSE igual a la mitad de los correspondientes al modelo Eta. Se determina además que la mejora obtenida sobre el pronóstico del Eta en la región del Río de La Plata no es simple consecuencia de la mayor resolución horizontal del modelo MCL, sino de su formulación más apropiada del forzante térmico en superficie.

A pesar del considerable error del modelo Eta en el pronóstico del viento en superficie, sus pronósticos de viento para el nivel de 850 hPa y de temperatura en superficie tienen la capacidad de forzar al modelo MCL para obtener un pronóstico del viento en superficie con menor error que el modelo Eta. La conclusión más importante de esta

etapa es que se puede mejorar el pronóstico de la circulación atmosférica en capas bajas en la región del Río de La Plata utilizando el modelo MCL forzado por los pronósticos operacionales de un modelo regional.

El segundo objetivo específico de esta tesis es determinar la capacidad del modelo MCL para reproducir los cambios observados en la circulación de capas bajas en la región del Río de La Plata en las últimas décadas, en función de los cambios observados en las condiciones atmosféricas a escala regional. Para ello se realiza en primer lugar un análisis de las observaciones de viento y temperatura en superficie en la región durante el período 1960-1990. Este análisis confirma la existencia de algunos cambios significativos en la distribución de frecuencias de dirección y velocidad del viento en superficie, como así también en diferentes niveles dentro de la capa límite en el sondeo de Ezeiza. Además, se hallan cambios en la amplitud térmica diaria y el contraste térmico tierra-río en superficie. Esto se detecta tanto en la tendencia lineal de esas variables durante el período 1960-1990, como así también en la diferencia entre las condiciones medias de dos subperíodos, 1967-1976 y 1982-1991. Las variables en las que se detectan cambios en la región son las que emplea el modelo MCL para definir sus forzantes, tanto en la condición de borde inferior como en la condición de borde superior.

El forzante térmico del modelo MCL es una función de la diferencia de temperatura entre Ezeiza y Pontón Recalada y la amplitud diaria del mismo se define de la siguiente forma $(T_{EZ15} - T_{PR15}) - (T_{EZ09} - T_{PR09})$. En las estaciones de la provincia de Buenos Aires se aprecia un aumento significativo de la temperatura, mientras que en las ubicadas sobre el Río de La Plata hay disminución de la misma, más marcada a las 9 HL, cuya consecuencia es una disminución significativa de la amplitud del forzante térmico. En cuanto al viento, las estaciones de la provincia de Buenos Aires muestran aumento de la frecuencia del E y en particular Ezeiza muestra además un aumento significativo de la frecuencia del NE. En todas las estaciones ubicadas sobre tierra hay un aumento importante de los casos de viento calma, mientras que en aquellas sobre el río hay una disminución de la frecuencia de los mismos. En el sondeo de Ezeiza se observa también un aumento de las frecuencias del E y NE en los niveles de 1000 hPa y 850 hPa, acompañado por una disminución de la velocidad promedio.

Se estudia luego en qué medida el modelo MCL es capaz de reflejar los cambios detectados durante el período 1960-1990. En primer lugar se calcula la climatología del viento en superficie con el modelo MCL forzado con observaciones para el período 1960-1990. La medida del error se establece como la raíz cuadrática media del error porcentual en la distribución de frecuencias de dirección del viento y de velocidad media por sector. Los errores del modelo se consideran muy aceptables ya que son de 28% para la dirección del viento y de 22% para la velocidad, para el promedio de todas las estaciones y todas las horas. La climatología de los subperíodos 1967-1976 y el 1982-1991 arroja errores de 30% en dirección y 22% en velocidad. Si bien la cobertura de observaciones en la región es algo limitada para una verificación exhaustiva, se pudo verificar los resultados del modelo MCL en los puntos en donde se dispone de estaciones meteorológicas. Se considera entonces que el modelo MCL tiene la capacidad de representar acertadamente las particularidades de la climatología del viento en superficie observado en la región.

Se estudian los cambios en el viento en superficie entre los dos subperíodos 1967-1976 y el 1982-1991, forzando al modelo MCL con las observaciones. Al comparar los cambios calculados por el modelo MCL con los observados, no se obtiene un buen acuerdo en todas las regiones. En general, los resultados muestran cambios menores de un período a otro, pero con una regionalidad que marca claras diferencias entre los cambios sobre tierra y aquéllos sobre el río.

El tercer objetivo específico de la tesis consiste en un análisis del posible impacto del cambio climático proyectado para el período 2070-2100, en el campo de viento en capas bajas en la región del Río de La Plata. Dado que se estudian aspectos de escala regional, se emplean los resultados del proyecto CREAS (Cenários REgionalizados de Clima para America do Sul), liderado por CPTEC. Este proyecto utiliza el modelo HadRM3P del Hadley Centre en su versión regional PRECIS (Providing REgional Climates for Impacts Studies) para crear la climatología de referencia del período 1960-1990 y los escenarios futuros del período 2070-2100.

Se analiza entonces la climatología 1960-1990 del modelo PRECIS en comparación con las observaciones en la región. El objetivo de este análisis es establecer la viabilidad de utilizar sus salidas para definir las condiciones de borde del modelo MCL. Los

resultados muestran que el viento en superficie calculado con el modelo PRECIS no reproduce acertadamente las características locales que revelan las estaciones meteorológicas estudiadas en la región del Río de La Plata. Esto es posiblemente la consecuencia de la baja resolución e inapropiada definición de la geometría del contraste térmico tierra-río en superficie que dispone este modelo. Sin embargo, las variables que utiliza el modelo MCL para definir sus condiciones de borde superior e inferior están razonablemente bien representadas en la climatología 1960-1990 del modelo PRECIS. Por ejemplo, su distribución de frecuencias de dirección de viento en 850 hPa es similar a la observada en ese nivel del sondeo de Ezeiza. Además, el campo de temperaturas medias y extremas en superficie del modelo PRECIS muestra el contraste térmico entre tierra y río con magnitud similar al observado, aunque su geometría no se ajusta a la de la costa. A pesar de este último inconveniente, que se subsana mediante una interpolación espacial de la temperatura, se concluye que es viable la utilización de las salidas del modelo PRECIS para forzar al modelo MCL.

Cuando se comparan las climatologías los dos subperíodos 1967-1976 y 1982-1991 forzando el modelo MCL con el modelo PRECIS, la regionalidad de los cambios resulta más errática, ya que puntos contiguos del modelo muestran diferencias. Sin embargo, al comparar los cambios calculados por el modelo MCL con los cambios observados, aquél muestra una buena similitud en los puntos más próximos a cada estación, lo que destaca la validez de la climatología del modelo PRECIS. En base a estos resultados se concluye entonces que tanto la climatología regional del modelo MCL, como los cambios calculados por el mismo cuando está forzado por el modelo PRECIS, resultan razonablemente acertados y en consecuencia el modelo MCL forzado por el modelo PRECIS constituye una herramienta válida para el estudio aquí propuesto.

Se analizan luego las proyecciones del modelo PRECIS para las variables que actúan como forzantes del modelo MCL, es decir la temperatura de la superficie y el viento en el tope de la capa límite, para el período 2070-2100 de los escenarios A2 y B2. En ambos escenarios se prevé un aumento de la temperatura para toda la región, con respecto a la climatología 1960-1990, aunque la magnitud del calentamiento es diferente en el río y en tierra. Se detectan, además, cambios en la distribución de frecuencias de dirección del viento en 850 hPa que proyecta el modelo PRECIS en ambos escenarios.

Por lo tanto hay una proyección de cambio a futuro de aquellas variables que se emplean en el cálculo de los forzantes del modelo MCL.

Los cambios en la temperatura proyectados por PRECIS para el escenario A2 son mayores que para el B2. El escenario A2 proyecta temperaturas más altas que el B2 para todo el dominio, aunque una menor diferencia de temperatura entre tierra y río. Ambos escenarios prevén una disminución de la amplitud diaria del forzante térmico, que pasa de un valor promedio de 4.3°C durante el período 1960-1990 a 3.8°C y 3.2°C en los escenarios B2 y A2, respectivamente. En cuanto a la distribución de frecuencias de dirección del viento en 850 hPa, el escenario B2 muestra cambios pequeños ya que sólo se aprecia una disminución menor de la frecuencia del O y NO. Para el escenario A2 los cambios son más importantes, ya que el modelo PRECIS prevé una importante disminución de las frecuencias del SO, O y NO y un aumento de las frecuencias del NE, E y SE. En cuanto a la velocidad del viento en 850 hPa, los cambios en ambos escenarios son muy pequeños.

Se obtiene la distribución de frecuencias de dirección del viento en superficie y velocidad media por sector con el modelo MCL a 10 km de resolución forzado por los escenarios A2 y B2 del modelo PRECIS para el período 2070-2100 y se calculan las diferencias con las correspondientes distribuciones del período 1960-1990. En general, se puede apreciar en ambos escenarios una disminución, tanto de las frecuencias como de las velocidades medias de los sectores con componente E, que resulta más marcada en el escenario A2.

Los cambios proyectados por el modelo MCL en el escenario B2 son más apreciables durante la tarde y la noche. A las 15 HL se observa sobre la provincia de Buenos Aires en la región cercana a la costa, una disminución de las frecuencias del E y del N, que son las componentes más perpendiculares a la costa argentina. Sobre el río se aprecia una menor frecuencia del E y un aumento del N y NO, lo que indica menor brisa de río a la tarde. A las 21 HL las frecuencias dominantes sobre el río y la costa de la provincia Buenos Aires son E y SE, y es en esos sectores en donde también se proyectan menores frecuencias. La disminución en las velocidades medias por sector, si bien pequeña, acompaña a los cambios en la dirección del viento. Una situación similar, pero más evidente aún, se obtiene en el escenario A2. Se puede concluir entonces que esta

disminución de frecuencias y de velocidad media de aquellas direcciones que son las dominantes en la región indica, en conjunto, que el ciclo diario de la brisa en la región tendría menor intensidad en el período 2070-2100.

El aumento que proyecta el modelo PRECIS en la frecuencia de los vientos del E en 850 hPa en la región deberían provocar un aumento de tales frecuencias en el viento en superficie. Por otra parte, el modelo PRECIS prevé una disminución de la amplitud diaria del forzante térmico en superficie, lo cual debería provocar una disminución de las frecuencias del E en superficie, junto con una reducción de la velocidad media de esos sectores. Por lo tanto, los cambios que proyecta el modelo PRECIS para el período 2070-2100 en ambos forzantes del modelo MCL tienen, individualmente, efectos contrapuestos. Sin embargo, el modelo MCL presenta en superficie una disminución importante de las frecuencias de viento con componente E y disminución de su velocidad media. Se puede concluir, en consecuencia, que el cambio que se proyecta en la amplitud térmica diaria del calentamiento diferencial en superficie prevalece por sobre el cambio en las frecuencias de dirección del viento en 850 hPa, cuyo resultado es una disminución de la intensidad del ciclo diario de la brisa en la región del Río de La Plata.

Resulta interesante comparar este resultado con el obtenido al analizar los cambios que tuvieron lugar en el viento en superficie durante el período observacional 1960-1990. En ese caso los cambios calculados en las condiciones de borde del modelo MCL fueron una disminución de la amplitud diaria del forzante térmico en superficie junto con un aumento de la frecuencia de vientos del E en 850 hPa en el sondeo de Ezeiza. Estos cambios estuvieron asociados con el aumento observado de la componente E del viento en superficie, indicando la prevalencia de las condiciones en el tope de la capa límite frente a las de superficie. Es decir que los cambios ocurridos en los forzantes durante el período 1960-1990, similares a los que se proyectan para el período 2070-2100, tuvieron un efecto en el viento en superficie que resulta opuesto al que aquí se proyecta. Cabe destacar, sin embargo, que hay dos aspectos a considerar y que distinguen a ambos periodos. Uno de ellos es que a lo largo de 1960-1990 la velocidad media del sondeo de Ezeiza en 1000 hPa y 850 hPa muestra una disminución significativa, mientras que la proyección para 2070-2100 no muestra cambio. De modo que la menor intensidad del viento en el tope de la capa límite tuvo un efecto

compensador de la menor intensidad del forzante de superficie. El otro aspecto es que durante el período 1960-1990 la variación promedio de la amplitud del forzante térmico en superficie fue de -0.8°C , frente a los -1.1°C proyectados en el escenario A2 para 2070-2100. Por lo tanto, es ésta mayor reducción de la amplitud del forzante térmico la que prevalece en el escenario A2 con la consecuencia de una menor frecuencia e intensidad media de la componente E del viento en superficie en la región del Río de La Plata.