

Tesis Doctoral

Análisis enriquecidos, evaluación de su impacto en el pronóstico y su aplicación para describir circulaciones de mesoescala en el centro y norte de Argentina

García Skabar, Yanina

2007

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:

García Skabar, Yanina. (2007). Análisis enriquecidos, evaluación de su impacto en el pronóstico y su aplicación para describir circulaciones de mesoescala en el centro y norte de Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

García Skabar, Yanina. "Análisis enriquecidos, evaluación de su impacto en el pronóstico y su aplicación para describir circulaciones de mesoescala en el centro y norte de Argentina". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2007.

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

Análisis enriquecidos, evaluación de su impacto en el pronóstico y su aplicación para describir circulaciones de mesoescala en el centro y norte de Argentina

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

Yanina García Skabar

Directora de tesis y consejera de estudios: Matilde Nicolini

Lugar de Trabajo: Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (UBA-CONICET)

Buenos Aires, 2007

Análisis enriquecidos, evaluación de su impacto en el pronóstico y su aplicación para describir circulaciones de mesoescala en el centro y norte de Argentina

Resumen

Durante la temporada cálida 2002-2003, se realizó el experimento de medición de la corriente en Chorro en Capas Bajas (SALLJEX), en el sudeste de Sudamérica. Dada la existencia de una base de datos única en la región, en primer lugar se genera un conjunto de análisis enriquecidos para el período que abarca el SALLJEX con todos los datos disponibles asimilados, que cuenta con una mayor resolución espacial y temporal que los disponibles hasta el momento en la región. La evaluación de los análisis enriquecidos generados resulta satisfactoria, mostrando que los análisis están respetando en mayor medida las observaciones, que aquellos que no asimilan datos. Por otro lado, se evalúa el impacto en el pronóstico al utilizar los análisis generados como condición inicial. Si bien se observa un impacto positivo en la mayor parte de las variables a corto plazo al partir de un campo inicial enriquecido, la metodología de asimilación no logra potenciar la capacidad de pronóstico del modelo. Por último, se utilizan los análisis enriquecidos para describir el ciclo diario de la divergencia en la capa límite y los movimientos verticales en el tope de la misma para dos situaciones sinópticas en la región Centro-Norte de Argentina. En ambos casos se logró identificar el ciclo diario, mostrando convergencia y ascensos nocturnos y divergencias y descenso diurnos, pero no se observa una amplificación del ciclo en presencia de un forzante sinóptico intenso.

Palabras claves : mesoescala - análisis enriquecidos - asimilación de datos - modelado numérico - pronóstico - circulaciones de mesoescala - datos SALLJEX

Enriched analyses, evaluation of their impact on the forecast and its application to describe mesoscale circulations in central and northern Argentina

Abstract

During the warm season 2002-2003, South America Low Level Jet Experiment (SALLJEX) was performed in Southeastern South America. The existence of a unique database in the region provides the opportunity of developing a new dataset of reanalyses. Enriched analyses for the period covered by SALLJEX with all available data assimilated was generated, with a higher spatial and temporal resolution than those available for the region. The evaluation of the enriched analyses generated was satisfactory, showing that these analyses are closer to observations than those without data assimilated. Also, the impact on the forecast of using the analyses generated as initial conditions was evaluated. Although there is a positive impact on most of the variables in the short term forecast when enriched analyses are used as initial fields, methodology of assimilation fails to enhance the forecasting capability of the model. Finally, enriched analyses were used to describe the daily cycle of the divergence in the planetary boundary layer (PBL) and the vertical motions at the top of PBL for two synoptic situations in central-northern Argentina. In both cases the daily cycle was identified, showing convergence and upward motions at night, and divergence and downward motions at daytime, but the amplification of the daily cycle in the presence of a synoptic forcing was not observed.

Keywords: mesoscale - enriched analyses - data assimilation- numerical modeling- forecast- mesoscale circulations - SALLJEX data

Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar a mi directora, Matilde Nicolini, por guiarme en este trabajo, por sus revisiones minuciosas y por su apoyo tanto en lo académico como en lo personal durante todos estos años.

Agradezco al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO) y al Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA) por brindarme el lugar de trabajo para realizar este trabajo de tesis. Asimismo, quiero agradecer a todos los miembros del DCAO y del CIMA por todo el apoyo brindado.

Quiero agradecer al grupo de la Universidad de San Pablo y del Centro de Previsao de Tempo e Estudos Climaticos que trabaja con el modelo BRAMS los que me dieron una gran ayuda para resolver los distintos problemas que surgieron con el modelo y con los que he interactuado durante el trabajo de tesis.

Deseo agradecer al experimento de medición de la corriente en chorro en capas bajas (SALLJEX) por los datos brindados para realizar este trabajo. El SALLJEX fue financiado NOAA/OGP, NSF (ATM0106776), en Brasil a través del proyecto 01/13816-1 de FAPESP y en Argentina por los proyectos ANPCYT 07-06671 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica y UBA 055 de la Universidad de Buenos Aires.

Agradezco al Servicio Meteorológico Nacional de Argentina que me facilitó las observaciones horarias de las estaciones de superficie de Argentina.

Quiero agradecer especialmente a las integrantes del grupo de Modelado de Mesoescala al que pertenezco, que siempre están dispuestas a darme una mano y además realizaron diferentes aportes para enriquecer este trabajo de tesis.

Además quiero agradecer en particular a Juan Ruiz, con quién intercambie muchas ideas sobre los modelos de mesoescala que me ayudaron a avanzar en este trabajo.

Finalmente, quiero agradecer muy especialmente a mi familia y amigos por acompañarme siempre.

Indice

	Páginas
Capítulo I: Introducción	
1.1. Consideraciones generales y antecedentes.....	1
1.2. Objetivos y aporte original del trabajo.....	8
Capítulo II: Análisis enriquecidos	
2.1. Metodología de asimilación de datos.....	11
2.2. Evaluación de los análisis enriquecidos.....	16
2.2.1. Metodología.....	16
2.2.2. Evaluación general.....	19
2.2.3. Representación del SALLJ.....	22
2.2.4. Evaluación en localidades específicas.....	26
2.2.5. Asimilación de un subconjunto de datos.....	31
2.3. Conclusiones.....	34
Figuras capítulo II.....	36
Capítulo III: Pronósticos	
3.1. Descripción de los pronósticos.....	48
3.2. Verificación de los pronósticos de temperatura, humedad y viento...	49
3.2.1. Metodología.....	49
3.2.2. Resultados frente a análisis enriquecidos.....	51
3.2.3. Resultados frente a observaciones puntuales.....	54
3.3. Verificación del pronóstico del SALLJ	56
3.4. Verificación de los pronósticos de precipitación.....	59
3.4.1. Metodología.....	59
3.4.2. Resultados.....	62
3.5. Pronósticos inicializados con ANACD2.....	67
3.5.1. Diseño de los pronósticos.....	67
3.5.2. Resultados.....	68
3.6. Conclusiones.....	70

Figuras capítulo III.....	75
Capítulo IV: Ciclo diario en la capa límite atmosférica	
4.1. Introducción.....	99
4.2. Selección de las situaciones sinópticas.....	102
4.2.1. Descripción del caso débil.....	103
4.2.2. Descripción del caso intenso.....	105
4.3. Estudio del ciclo diario en la capa límite en el caso débil e intenso ...	106
4.3.1. Metodología	106
4.3.2. Resultados.....	108
4.4. Conclusiones.....	115
Figuras capítulo IV.....	117
Capítulo V: Conclusiones generales	145
Anexos	
Anexo I: Descripción del modelo Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS).....	150
Figuras anexo I.....	155
Anexo II: Datos utilizados en la asimilación de datos.....	156
Figuras anexo II.....	161
Anexo III: Variables utilizadas en el RAMSIN.....	162
Referencias	170

Capítulo I: Introducción

1.1. Consideraciones generales y antecedentes

En la mesoescala atmosférica se producen importantes fenómenos que impactan las actividades humanas, los que no son detectados por los análisis ni los pronósticos en escala sinóptica. El uso del modelado numérico en mesoescala representa una herramienta muy poderosa dado que nos permite avanzar en la descripción de las circulaciones y fenómenos de mesoescala que no se pueden describir a partir de la red operativa de observación de baja densidad existente en el sur de Sudamérica. La importancia de estudiar las circulaciones de mesoescala radica en los efectos que éstas pueden tener en favorecer o inhibir la iniciación de la convección y además el fuerte impacto que causan al modificar patrones de mayor escala.

Por otro lado, las necesidades diarias vinculadas a las diferentes actividades en zonas rurales, puertos, aeropuertos y ciudades, requieren un pronóstico cada vez más preciso y confiable. En particular, la precisión de los pronósticos numéricos de precipitación es uno de los aspectos fundamentales en la predicción meteorológica. Los modelos de pronóstico numérico presentan errores en cuanto a la intensidad y a la localización tanto espacial como temporal de los sistemas precipitantes. Esta problemática aún no está resuelta por la comunidad científica internacional y por lo tanto requiere continuar con las investigaciones recurriendo a dos herramientas fundamentales: las observaciones y el modelado numérico. El avance en el desempeño de los modelos a ser utilizados en el pronóstico depende tanto de las condiciones iniciales y de borde generadas a partir de los análisis objetivos disponibles como del grado de avance de la física del modelo en cuestión.

Se plantea la necesidad de disponer de un mayor número de observaciones con la finalidad de generar un conjunto de análisis que represente con mayor exactitud el estado de la atmósfera, que sirva de condición inicial para un modelo de pronóstico y a la vez nos permita realizar una mejor verificación del desempeño de los mismos. En este sentido, durante

la temporada cálida 2002-2003, se realizó el SALLJEX (Experimento de medición de la corriente en Chorro en Capas Bajas) dentro del marco del proyecto VAMOS/CLIVAR (Program on the Variability of American Monsoon Systems/Climate Variability and Predictability Programme), con el objetivo de reunir un conjunto de datos que contribuyan a avanzar en la documentación y caracterización de la corriente en chorro en capas bajas al este de los Andes (SALLJ) y la precipitación asociada en la región. La importancia de estudiar el SALLJ radica en que representa un efectivo mecanismo de transferencia de vapor de agua desde las regiones ecuatoriales húmedas hacia latitudes subtropicales y medias, disparando la formación de sistemas precipitantes que contribuyen significativamente a la precipitación anual en el sudeste de Sudamérica (Marengo y otros, 2004; Salio y otros, 2002). Durante el SALLJEX se incrementó la densidad de la red actual de precipitación y la densidad espacial y temporal de radiosondeos y globos piloto en el sudeste de Sudamérica, lo que permitió generar una base de datos enriquecida en la región. Una descripción de los datos generados por el experimento SALLJEX se puede encontrar en Vera y otros, 2006.

Demostrar el potencial de aplicación de este conjunto único de datos en la región y la factibilidad de mejorar los pronósticos en la medida que mejoren los datos con que los modelos numéricos son alimentados es una forma de revertir la falta de una conciencia de la necesidad de realizar un mayor número de observaciones meteorológicas y de adquirir e instalar sistemas de observación más sofisticados.

Dada la importancia del SALLJ en la región se han realizado caracterizaciones del mismo a partir de diferentes conjuntos de reanálisis. Marengo y otros, 2004 utilizaron los reanálisis de NCEP-NCAR ([National Centers for Environmental Prediction](#) - National Center for atmospheric Research), mientras que Salio y otros, 2002, utilizaron los reanálisis del ECMWF (European Center Medium Weather Forecast) ambos con una resolución horizontal inferior a 100 km. En los trabajos mencionados los autores señalan las limitaciones de los reanálisis utilizados y coinciden en la importancia de

aumentar la resolución para obtener una mejor descripción del SALLJ, además de la necesidad de contar con un mayor número de observaciones.

Los modelos de predicción numérica regional y en mesoescala (modelos no-hidrostáticos) han sido extensamente utilizados en los países desarrollados en apoyo a la investigación básica con el fin de estudiar distintos sistemas y procesos tales como ciclones extratropicales, mesosistemas convectivos, circulaciones de brisa y circulaciones inducidas por el terreno aumentando la resolución tanto espacial como temporal (Warner y otros, 1989; Pielke, 2002; entre otros). En la región sur de Sudamérica diversos experimentos sugieren que la utilización de este tipo de modelos incluyendo los convectivos, representa un avance en la simulación y el pronóstico de fenómenos de mesoescala (Nicolini y Torres Brizuela, 1997; Carrió y Nicolini, 2002; García Skabar y Nicolini, 2002; Nicolini y otros, 2002; Paegle y otros, 2004; Nicolini y otros, 2005a, y b; Nicolini y Saulo, 2006; Salio y otros, 2007; entre otros) pero igualmente se observan deficiencias especialmente en el pronóstico de precipitación. Saulo y otros, 2001 y 2003, señalan la existencia de un déficit en el pronóstico de precipitación en el norte de la Cuenca del Plata. Asimismo, la escasa existencia de datos genera una gran dificultad al momento de realizar una evaluación del desempeño de los modelos.

En las últimas décadas, debido al avance sin precedentes en los medios computacionales, modelos de mesoescala tales como el WRF (Weather Research and Forecasting, NCEP/NCAR), el ETA (NCEP) y el RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) se utilizan con el fin de generar pronósticos regionales en tiempo real para la región sur de Sudamérica. Diferentes versiones del modelo ETA se han implementado en forma operativa, con una resolución aproximada de 20 km en el Centro de Previsao de Tempo e Estudos Climaticos, Brasil (CPTEC) y en el Servicio Meteorológico Nacional, Argentina. El modelo WRF, en su versión ARW 2.0, y el modelo RAMS, en su versión BRAMS-3.2, están implementados en tiempo real con fines de pronóstico a corto plazo en el Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA) y el Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO), UBA

(wrf.cima.fcen.uba.ar y www.bramsuba.com.ar). También se utiliza el modelo RAMS en tiempo real en la Universidad de San Pablo, Brasil (USP). El uso de este tipo de modelos más sofisticados en la región ha representado un avance en la precisión de los pronósticos. Se puede ver una comparación entre los diferentes modelos en <http://www.master.iag.usp.br/>.

En este trabajo se propone utilizar el modelo RAMS que ha sido desarrollado en la Universidad de Colorado (Cotton y otros, 2003) y ha sido aplicado en distintos escenarios geográficos y en más de 40 países (Cox y otros, 1998). La elección de este modelo de mesoescala se basa en la inclusión de distintas alternativas en sus parametrizaciones físicas, el nivel de avance en el desarrollo de las mismas, su carácter no-hidrostático y compresible, su capacidad de anidado telescópico en dos direcciones en distintos subdominios simultáneamente, su inclusión de un módulo que representa el intercambio de calor y humedad en la interfaz tierra-atmósfera, y la inclusión de un esquema de dos momentos en la parametrización de la microfísica que permite una mejor representación de los fenómenos severos en mesoescala. El modelo RAMS cuenta con la capacidad de asimilar datos mediante la metodología de relajación Newtoniana o “nudging” (Hoke y Anthes, 1976), que ha dado resultados satisfactorios hasta el momento en diferentes aplicaciones. Si bien existen metodologías más complejas de asimilación de datos como los métodos variacionales en tres y cuatro dimensiones (Sasaki, 1970; Bouttier y Rabier, 1997) y los filtros Kalman (Ghill y otros, 1981; Evensen, 1994; Houtekamer y Mitchell, 1998), el costo computacional de las mismas es mucho mayor. El equipamiento disponible al comenzar la investigación no permitía implementar metodologías más complejas como éstas últimas.

La versión que se utiliza en este trabajo es BRAMS 3.2 (Brazilian RAMS), desarrollada en conjunto por ATMET (Atmospheric, Meteorological and Environmental Technologies), IME-IAG/USP (Instituto de matemática y estadística -Instituto de Astronomía, Geofísica y Ciencias Atmosféricas), y CPTEC. Esta versión incluye la coordenada vertical shaved-eta la cuál resulta más apropiada para regiones con topografías como la Cordillera de los Andes y

también cuenta con nuevas parametrizaciones como la de la convección no profunda (Souza y Silva, 2002) y la parametrización de Grell para la convección profunda (Grell, 1993) con la posibilidad de darle diferentes tipos de cierre (Grell, Kuo, ensamble, etc).

Cabe señalar que el modelo RAMS ha sido utilizado en numerosos experimentos numéricos en la región. Entre ellos se destacan las simulaciones de situaciones SALLJ, donde se reconoció la capacidad del modelo para simularlo satisfactoriamente (Ulke y otros, 2001, Nicolini y otros, 2002; Ulke y Nicolini, 2005; Ulke, 2005; Ulke, 2006). Se diseñó un procedimiento de asimilación de datos y se realizaron experimentos numéricos asimilando distintos grupos de datos en una situación particular (García Skabar y Nicolini, 2002). Se realizaron simulaciones de diferentes fenómenos meteorológicos de mesoescala en la región, en las que el modelo BRAMS reprodujo las características observadas satisfactoriamente. Cabe mencionar las simulaciones de un caso de nevada en el sudeste bonaerense (Salio y otros, 2007), una tormenta granicera en la región de Mendoza (Nicolini y otros, 2005a) y un tornado (Nicolini y otros, 2005b).

Un aspecto importante a investigar en mayor detalle es el impacto de la asimilación de datos en el campo inicial en la mejora de la calidad de los pronósticos producidos por los modelos numéricos (Warner y otros, 1989; Harms y otros, 1992). Numerosos trabajos se han realizado con el fin de avanzar en las metodologías de asimilación de datos y en el impacto de las mismas en el pronóstico en las diferentes escalas atmosféricas. En los últimos años y en la mesoescala se pueden citar estudios de casos en distintas regiones del mundo, que evalúan el impacto en los pronósticos de la asimilación de diversos conjuntos de datos como radiosondeos, datos de satélite, de superficie y observaciones especiales de campañas de medición (Faccani y otros, 2003; Cherubini y otros, 2006; Cucurul y otros, 2004; Barker y otros, 2004; Davolio y Buzzi, 2004). En todos los casos los resultados indican un mejor desempeño de los modelos al partir de un campo inicial enriquecido, aunque no siempre el

impacto tiene la magnitud esperada ni tampoco se observa en todas las variables.

En la región de estudio y utilizando los datos del experimento SALLJEX se puede citar el trabajo de Cavalcanti y Herdies (2004) donde estudian para un caso el impacto de la asimilación de datos en el pronóstico. Utilizando una resolución horizontal de 40 km, asimilan los sondeos especiales del SALLJEX en el período del 15 al 24 de enero de 2003, en el sistema de asimilación de datos implementado en CPTEC, Regional Physical-space Statistical Analysis System (RPSAS). En este procedimiento de asimilación de datos no se incluyen las observaciones con globos piloto. Realizan una evaluación del impacto de la asimilación en los análisis y los pronósticos, encontrando que en un punto cercano a Santa Cruz de la Sierra, Bolivia, la estructura vertical de la componente meridional del viento y la humedad se ajustan mejor a los sondeos observados al asimilar datos tanto en los análisis como en los pronósticos.

Respecto al impacto de la asimilación de datos en el pronóstico del modelo RAMS, Hallak y Silva Dias (1996) encontraron que el ciclo de asimilación de datos adicionales de radiosondeos y datos de superficie, en un caso de estudio, logró mejorar significativamente la performance del modelo al resolver las dimensiones espaciales de sistemas de mesoescala. En su trabajo incorporan las observaciones de superficie y altura cada 6 horas. Por otro lado también se determinó en un caso de estudio en la región que asimilar los datos disponibles de la red operativa y siete globos pilotos de la red de PACS/SONET, a los reanálisis del NCEP, no es suficiente para mejorar en forma satisfactoria los pronósticos de precipitación del modelo RAMS (García Skabar y Nicolini, 2002).

Si bien se han realizado algunos estudios en la región sobre el impacto de la asimilación de datos en el pronóstico éstos se restringen a casos de estudio o a períodos cortos. Surge entonces como pregunta qué impacto es capaz de producir la asimilación de un conjunto de datos como es el obtenido durante el SALLJEX en el pronóstico del SALLJ y de la precipitación utilizando el modelo

BRAMS y evaluando los resultados en el período de tres meses de duración de la campaña de medición.

Por otro lado, asociado a los objetivos del SALLJEX y a los mecanismos que controlan el ciclo diario de la convección y/o precipitación durante el verano en la región continental subtropical al este de los Andes, se plantea el interés de explorar con un conjunto de análisis enriquecidos por la asimilación de los datos recabados durante el SALLJEX, la capacidad de los mismos de reproducir el ciclo diario de las circulaciones de mesoescala en la capa límite atmosférica en la región Norte-Centro de Argentina. Nicolini y otros (1987) simularon con un modelo numérico de capa límite las circulaciones tipo brisa en una escala subsinóptica sobre terreno con tipo, uso y humedad de suelo homogéneos privilegiando el forzante orográfico y los contrastes tierra-mar. Estos autores proponen como hipótesis que uno de los mecanismos que explica la mayor ocurrencia de convección nocturna en la zona central-norte de Argentina es la amplificación (en condiciones de régimen ciclónico en niveles bajos) del ciclo diario de convergencia/divergencia en la capa límite y ascenso/descenso en el tope de la misma en escala subsinóptica en dicha región, resultante (en condiciones de flujo débil o nulo de escala sinóptica) de un flujo de drenaje nocturno/ascenso diurno entre la zona elevada al NW y la llanura central. El ciclo diario que resulta en la convección nocturna, intensificado por un forzante sinóptico fuerte, respondería entonces a un efecto dominante dinámico que se opone al efecto termodinámico asociado al ciclo diario radiativo que impone condiciones más inestables en la estratificación térmica diurna. Avanzar en esta hipótesis resultará de gran utilidad en futuros estudios de casos de convección organizada en la región mencionada, conducentes a fenómenos severos tales como inundaciones, vientos severos, granizadas, tornados, y también para generar guías de pronóstico de las condiciones que favorecen la generación de estos fenómenos.

Esta hipótesis se sustenta parcialmente en las evidencias a partir de observaciones de superficie de la variación de frecuencias horarias de fenómenos convectivos presentadas por Paegle y otros (1977) a partir de datos

horarios de tiempo presente durante el verano, y en estudios más recientes por Salio y Nicolini (2006) en base a información satelital de alta resolución espacial y temporal. Por su parte, los resultados de Nicolini y Saulo (2006) utilizando productos operativos del modelo ETA/CPTEC durante la temporada cálida 1997-1998 y observaciones de la red de superficie del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina, proveen nuevas evidencias en apoyo a la intensificación del ciclo diario de la convección durante eventos intensos de SALLJ. Estos eventos se caracterizan por la ocurrencia de precipitación intensa nocturna sobre la parte central del norte argentino, conjuntamente con convergencia reforzada en presencia de una circulación ciclónica asociada a la profundización de la baja del Noroeste Argentino.

El presente estudio a diferencia de otras investigaciones centradas en la relación SALLJ-convección, avanza en la búsqueda de evidencias en los análisis enriquecidos de un ciclo diario de las circulaciones en capa límite en las escalas que es capaz de resolver y en el posible reconocimiento del efecto de flujo sinóptico en la amplitud de la diferencia noche-día en la intensidad de las divergencias y movimientos verticales asociados.

1.2. Objetivos y aporte original del trabajo

De lo expuesto surge claramente la necesidad de avanzar en la descripción y el pronóstico de las circulaciones y fenómenos de mesoescala en el Sudeste de Sudamérica. El modelo de mesoescala BRAMS resulta una herramienta apropiada para avanzar en este sentido. En particular es de interés mejorar la precisión de los pronósticos numéricos de precipitación, dado que es uno de los aspectos fundamentales en la predicción meteorológica, como así también estudiar en mayor detalle la relación entre el SALLJ y la precipitación y los mecanismos de interacción capa límite - forzante sinóptico - topografía - características de superficie, en las latitudes subtropicales al este de los Andes durante el verano.

Asimismo se destacó la necesidad de investigar en mayor detalle el impacto de la asimilación de datos en el pronóstico. Hasta la fecha este tipo de

estudios se han realizado en la región con una red de estaciones muy limitada. La realización del experimento SALLJEX nos brinda la oportunidad única de contar con una base de datos con mayor resolución espacial y temporal a partir de la cuál se puede generar un conjunto de análisis con un mayor número de datos asimilados. Esta base de datos permite por otro lado realizar una mejor verificación de los pronósticos, especialmente en el caso de la precipitación, ya que la red pluviométrica del SALLJEX tiene una resolución espacial significativamente mayor que la operativa.

Uno de los aportes originales de la tesis consiste en generar un conjunto de análisis enriquecidos con una resolución espacial de 20km en la horizontal en el centro y norte del país, vertical de 30 niveles y temporal de 3 horas para el período del experimento SALLJEX, desde el 15 de noviembre de 2002 al 15 de febrero de 2003. Este conjunto de análisis permite realizar estudios de casos con una mayor resolución que la que se disponía anteriormente. Los análisis enriquecidos generados nos permiten además evaluar el impacto en el pronóstico de mesoescala al partir de un campo inicial con un mayor número de datos asimilados. Esto contribuye a discriminar en el período de estudio el efecto de la componente "física" del modelo de la componente "falta de datos" en las actuales limitaciones en el desempeño de los modelos en uso, en particular el BRAMS. Otro aspecto consiste en avanzar en la hipótesis presentada en Nicolini y otros (1987), utilizando como herramienta los análisis enriquecidos. Este hecho representa un avance en los resultados obtenidos en este último trabajo que se limitaba a utilizar un modelo de capa límite (no incluía los efectos de la tropósfera libre), con características homogéneas de la superficie (sólo incluía la topografía y la diferencia en los parámetros de superficie inherentes al contraste tierra-mar), una menor resolución espacial y campos iniciales sin datos asimilados y limitados a 850 hPa (tope del dominio supuesto en condiciones estacionarias durante toda la integración con excepción de la inclusión del ciclo diario).

Dados los antecedentes citados, los tres objetivos principales de la investigación son los siguientes:

- ❖ Generar un conjunto de análisis enriquecidos para la región asimilando todas las observaciones disponibles durante el experimento SALLJEX. Este análisis contará con una mayor resolución tanto temporal como espacial pudiendo brindar de esta forma un mayor detalle para el estudio de las circulaciones y fenómenos de mesoescala y en particular de los diferentes mecanismos que regulan el SALLJ.
- ❖ Determinar el impacto en el pronóstico en la mesoescala en la región, que produce la asimilación de datos en el campo inicial, poniendo especial énfasis en el pronóstico de la precipitación y la estructura del SALLJ.
- ❖ Explorar mediante los análisis enriquecidos, la existencia de un ciclo diario de la divergencia en la capa límite y de los movimientos verticales en el tope de la misma y evaluar como estos ciclos diarios son regulados por un forzante sinóptico.

En el capítulo II se describe la metodología utilizada para generar los análisis enriquecidos y se ofrece una breve descripción de la base de datos utilizada. Se realiza una evaluación de los análisis enriquecidos con el fin de determinar en qué medida estos análisis se ajustan con mayor precisión al campo real. La metodología utilizada para generar y verificar los pronósticos partiendo de los diferentes conjuntos de análisis se detalla en el capítulo III. En dicho capítulo se realiza una verificación del desempeño de los pronósticos comparando los resultados en los diferentes casos para evaluar el impacto de la asimilación de datos. En el capítulo IV se explora mediante los análisis enriquecidos, la existencia de un ciclo diario de la divergencia en la capa límite y de los movimientos verticales en el tope de la misma y se evalúa como estos ciclos diarios son regulados por un forzante sinóptico. Finalmente en el capítulo V se presentan las conclusiones generales del trabajo de tesis.

Capítulo II: Análisis Enriquecidos

En este capítulo se describe la metodología con la que se generan los análisis enriquecidos y se ofrece una breve descripción de la base de datos utilizada, que se desarrolla en forma más detallada en el Anexo II. Se realiza una evaluación de los análisis enriquecidos con el fin de determinar en qué medida estos análisis se ajustan con mayor precisión al campo real.

2.1. Metodología de asimilación de datos

Durante la temporada cálida 2002-2003, se realizó el SALLJEX, con el objetivo de reunir un conjunto de datos que contribuya a avanzar en la documentación y caracterización de la corriente en chorro en capas bajas al este de los Andes (SALLJ) y la precipitación asociada en la región. Durante el SALLJEX se incrementó la densidad de la red actual de precipitación y la densidad espacial y temporal de radiosondeos y mediciones con globo piloto en el sudeste de Sudamérica, lo que permitió generar una base de datos enriquecida en la región. Una descripción de los datos generados por el experimento SALLJEX se puede encontrar en Vera y otros, 2006.

Dada la existencia de la base de datos del experimento SALLJEX, el primer objetivo que se plantea en este trabajo es generar un conjunto de análisis enriquecidos para la temporada cálida 2002-2003, con dos finalidades principales:

- proveer un conjunto de análisis con todos los datos disponibles asimilados, que cuente con una mayor resolución espacial y temporal para la caracterización de diferentes casos de estudio
- utilizarlos como condición inicial en el modelo BRAMS y evaluar el impacto en el pronóstico a partir de un campo inicial enriquecido

Con el fin de producir los análisis enriquecidos se utiliza el modelo BRAMS, en su versión BRAMS-3.2 (Ver Anexo I). Dicho procedimiento se instrumenta en el modelo en tres etapas que podemos denominar “*superficie*”,

“análisis objetivos” e “integración”. En la etapa “superficie” se generan los datos de la superficie con los que va a trabajar el modelo, donde se incluyen los datos de tipo y uso de suelo, temperaturas de la superficie del mar, topografía y humedad de suelo. En la etapa “análisis objetivos” se generan los campos atmosféricos que se utilizarán como condición inicial y de contorno en la integración del modelo. Los análisis objetivos se generan interpolando análisis provistos por otro modelo a los niveles y la retícula que se va a utilizar, con la posibilidad de asimilar datos en esta etapa. En el caso en que se asimilan datos, se aplica el esquema de análisis objetivo de Barnes (Barnes, 1973) a un campo preliminar que es corregido por los datos asimilados. En la última etapa se realiza la integración en el tiempo del modelo. En este punto los campos producidos por el modelo son modificados por los análisis objetivos generados en la etapa anterior. Se agrega a las ecuaciones de pronóstico del modelo un término que puede ser escrito de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{(\phi_{\text{observado}} - \phi_{\text{modelo}})}{\tau}$$

donde ϕ representa las variables de pronóstico y τ es el tiempo de relajación fijado que varía en las tres dimensiones y controla la intensidad del nudging. Esta metodología es conocida como un esquema de asimilación de datos en cuatro dimensiones del tipo “análisis nudging”. En esta técnica los campos del modelo no son modificados solamente en los puntos donde existen observaciones sino que toda la retícula se ve afectada por el análisis objetivo. En el modelo se definen tres tiempos de relajación diferentes, uno para los bordes laterales, otro para el tope y otro para el centro del dominio. El “nudging” en los bordes y en el tope del dominio siempre es activado. En una situación de pronóstico, normalmente el “nudging” en el interior del dominio no se activa, pero en el caso de la asimilación de datos, donde lo que queremos producir es un análisis enriquecido y no un pronóstico este se activa con bastante intensidad (7200s), de tal forma de forzar lo más posible el campo producido por el modelo a los datos.

Si bien existen metodologías más complejas de asimilación de datos, el costo computacional de las mismas es mucho mayor y por otro lado requieren un trabajo previo de implementación. Al iniciar la realización de este trabajo, no se disponía del equipamiento necesario para aplicar este tipo de metodologías y a la vez resultaría más exigente para una futura implementación de un esquema de asimilación de datos en tiempo real. Por otro lado la metodología que está incorporada en el modelo BRAMS ha dado resultados satisfactorios hasta el momento en diferentes aplicaciones. Se pueden mencionar en la escala global los trabajos de Krishnamurti y otros, 1991, y Lorenc y otros, 1991; y en una gran variedad de aplicaciones en la mesoescala (Hoke y Anthes, 1976; Davis y Turner, 1977; Ramamurthy y Carr, 1987,1988; Wang y Warner, 1988; Stauffer y Seaman, 1990; entre otros).

Para generar los análisis enriquecidos se inició el proceso el día 13 de noviembre de 2002 y se realizaron las tres etapas para todo el período, pero interrumpiéndolas diariamente para actualizar los datos de humedad de suelo y semanalmente los datos de temperatura de la superficie del mar. Al realizar todo el proceso en forma continua lo que se espera es que los análisis guarden memoria de los datos en tiempos anteriores.

Se utilizaron como análisis de partida los análisis operativos Global Data Assimilation System (GDAS) provenientes de la National Oceanic and Atmospheric Administration/ [National Centers for Environmental Prediction](#) (NOAA/NCEP), los cuales tienen 26 niveles verticales, con una resolución horizontal de 1° y temporal de 6 horas. En un primer paso se realizaron las tres etapas para todo el período sin asimilar datos generando análisis cada 3 horas, que llamaremos ANASD. Estos análisis respecto al GDAS tienen una mayor resolución tanto espacial como temporal. En un segundo paso se realizaron nuevamente las tres etapas partiendo de los análisis ANASD y ahora asimilando los datos disponibles mediante el método de Barnes incorporado en el modelo. Al conjunto de análisis con datos asimilados lo denominaremos ANACD.

La metodología de asimilación de datos se muestra esquemáticamente en la figura 2.1. La diferencia al generar ANASD o ANACD se encuentra en los análisis objetivos que se utilizan. Para generar el conjunto ANASD, los análisis son los GDAS, en cambio para generar ANACD los análisis objetivos son los generados mediante el método de Barnes, tomando como campo preliminar el conjunto ANASD y corrigiendo estos campos con todos los datos disponibles.

Mediante este procedimiento se obtuvieron, dos conjuntos de análisis (ANASD y ANACD) ambos cada 3 horas, con una resolución de 80 km para casi todo Sudamérica y con una resolución de 20 km para la región que abarca el centro y norte de Argentina y Chile, Uruguay, Paraguay y sur de Bolivia y Brasil. Los dominios considerados se pueden ver en la figura 2.2. Además de obtener una mayor resolución horizontal también se logró una mayor resolución vertical, especialmente en capas bajas.

La versión utilizada del modelo, BRAMS 3.2, cuenta con nuevas parametrizaciones de la convección y de los cúmulos chatos (Souza y Silva, 2002). Se incluye la parametrización de Grell (Grell, 1993) con la posibilidad de darle diferentes tipos de cierre (Grell, Kuo, ensamble, etc), ver Grell y otros, 2002. Además de la coordenada vertical sigma-Z (Tripoli y Cotton, 1982) se puede utilizar la coordenada vertical shaved-eta (Tremback y Walko, 2004), que resulta más apropiada para regiones con topografía compleja como la cordillera de los Andes. BRAMS 3.2 también incluye la posibilidad de incorporar campos de humedad de suelo. En el anexo I se presentan las características principales del modelo.

La configuración del modelo se ha seleccionado en base a diferentes experimentos numéricos donde se fueron variando las opciones físicas para casos específicos y se eligió la que más favorecía al pronóstico en la región de estudio. Para que los resultados sean comparables era necesario que el modelo se utilice con la misma configuración durante los tres meses. Por ese motivo se fijó una configuración lo suficientemente estable, que permitió que el modelo no se inestabilizara durante todo el período.

En particular, para generar los análisis ANASD y ANACD se configuró el modelo como se mencionó anteriormente con dos retículas anidadas de 80 y 20 km de resolución. Se utilizan 9 niveles de suelo y 29 niveles verticales en la atmósfera, donde dentro de los primeros 12 km se cuenta con 18 niveles y el tope del modelo se ubica aproximadamente en 23 km. En ambas resoluciones se activan las parametrizaciones de la convección tanto chata como profunda. En el caso de la convección profunda se utiliza la parametrización de Grell con el cierre de Grell. Se emplea el esquema “bulk water” para la representación de la microfísica. Se trabaja con la parametrización de la radiación de Chen y Cotton, 1983. La turbulencia subreticular se simula con los esquemas de Mellor y Yamada (1982) en la vertical y de Smagorinsky (1963) en la horizontal.

El modelo incorpora datos de topografía con resolución de aproximadamente 1km provenientes del United States Geological Survey (USGS), de uso de suelo o cobertura vegetal con resolución de 1km del International Geosphere-Biosphere Programme (<http://edcdaac.usgs.gov/glccc>) y de tipos de suelo con resolución de 50 km de FAO/UNESCO (<http://daac.gsfs.nasa.gov>). Se seleccionaron los datos más actualizados y de mayor resolución disponibles para la región. Se incorporan también campos semanales de temperaturas de la superficie del mar provenientes de NCEP, la versión OI.v2 con resolución de 100 km que se describen en Reynolds y otros, 2002. Por otro lado, producto de la interacción con el grupo de investigación del Dr. Pedro Silva Dias se dispone de campos de humedad de suelo diarios para el período de estudio los cuáles pueden ser incorporados al modelo como condición inicial. Dichos campos de humedad del suelo se generan con datos provenientes de un modelo que la evalúa en base a la precipitación observada por sensores remotos (Gevaerd y Freitas, 2004).

Ambos conjuntos de análisis, ANASD y ANACD, se generaron en las dos coordenadas verticales que permite el modelo BRAMS, sigma z y shaved-eta, manteniendo en ambos casos la misma configuración con la finalidad de comparar el desempeño del modelo en ambas coordenadas.

Los datos que se asimilaron en este procedimiento son datos de superficie y altura provenientes de la red operativa y los radiosondeos y globos pilotos especiales realizados durante el SALLJEX. Previamente a realizar la asimilación de estos datos en los análisis fue necesario realizar una consistencia de los mismos. Un mayor detalle de los datos utilizados y las consistencias realizadas se pueden ver en el Anexo II.

Los datos están disponibles en diferentes horarios. Como la asimilación de datos se realizó cada 3 horas, estos se agruparon en ventanas de 3 horas centradas en la hora del análisis, es decir para la hora 12 UTC se incorporaron en primer lugar los datos de 12 UTC, si hay alguna estación que no estaba disponible en ese horario se tomó el dato de 11 UTC y si tampoco esta disponible se tomó el de 13UTC.

En la tabla 2.1 se presentan en resumen los conjuntos de análisis generados.

	<i>SIGMA Z</i>	<i>SHAVED ETA</i>
Sin asimilar datos	ANASD- σ	ANASD- η
Con datos asimilados	ANACD- σ	ANACD- η

Tabla 2.1: Conjuntos de análisis generados.

2.2. Evaluación de los análisis enriquecidos

2.2.1. Metodología

Una vez generados los análisis enriquecidos, se pretende realizar una evaluación de los mismos. En este punto surge la pregunta de cuál es la “verdad” contra la cuál se pueden contrastar los análisis para poder decir que se obtiene una mejor representación del campo real. El conjunto de datos del experimento SALLJEX no es lo suficientemente grande como para dejar de lado en la asimilación un número razonable de observaciones para poder evaluar los análisis frente a datos independientes. Los únicos datos generados por el experimento que no son asimilados son los datos del avión NOAA P-3. Se realizaron 13 vuelos en días seleccionados especialmente con una duración de no más de 8 horas. Los vuelos partían de Santa Cruz de la Sierra y en su

recorrido solamente uno de ellos alcanzó una latitud de 30°S, otros 3 llegaron cerca de 25 °S y 4 alrededor de los 23 °S. Es decir que la mayor parte de los vuelos apenas ingresó dentro de la región que abarca el dominio de mayor resolución. Dada la duración de los vuelos, que los datos corresponden a diferentes ubicaciones y que los análisis enriquecidos tienen una resolución temporal de 3 horas, cada vuelo únicamente nos permitiría hacer una evaluación de un tiempo de análisis. Si bien estos datos son independientes, no nos permiten realizar una evaluación del período completo. Cada conjunto de análisis cuenta con 744 análisis, 8 por cada uno de los 93 días. Los datos tomados por el avión nos permitirían evaluar solamente 8 análisis de todo el conjunto. Un mayor detalle de estos datos se puede encontrar en la página web <http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/salljex/p3/>.

Por lo tanto la única información con la que se cuenta son las observaciones que fueron asimiladas. Partiendo de la base que estos datos representan el campo real, lo que se evalúa es en qué medida se produce un cambio en los análisis al asimilar los datos. Es decir que lo que se está evaluando es si la metodología de asimilación es apropiada, si los análisis con datos asimilados se aproximan en mayor medida a las observaciones que aquellos que no los asimilan. Se pone especial énfasis en la representación del SALLJ, ya que el experimento fue diseñado con el fin de avanzar en la caracterización del mismo y uno de los objetivos buscados al generar este conjunto de análisis enriquecidos es contribuir en la descripción del SALLJ.

Si bien los cuatro conjuntos de análisis se generaron en los dos dominios anidados, es decir que para cada caso se cuenta con un conjunto de análisis con 80 km y otro con 20 km de resolución horizontal, el objetivo del trabajo se centra en los análisis de mayor resolución. Los análisis de 80 km de resolución horizontal sirven simplemente como un paso intermedio en el modelo para aumentar la resolución. Por tal motivo solamente se realizó la evaluación de los análisis de mayor resolución.

Con el fin de verificar que el método de asimilación de datos sea correcto y evaluar las diferencias entre las dos coordenadas verticales utilizadas, se

generaron sondeos estimados por los distintos conjuntos de análisis en los tiempos y lugares de observación. Los sondeos estimados se produjeron en 15 niveles fijos en la vertical (100, 300, 600, 900, 1200, 1700, 2300, 2900, 3700, 4600, 5600, 6700, 8700, 10700 y 12700 m). Los niveles verticales elegidos fueron los más cercanos a los niveles del modelo hasta una altura de 12700m. Además se estimaron los datos de superficie en los lugares y tiempos de observación. En ambos casos para realizar la estimación se consideró el punto de retícula más cercano al lugar de observación.

Por otro lado, se generaron los sondeos estimados a partir de los análisis GDAS con el objetivo de evaluar la ventaja de aumentar la resolución, ya sea asimilando datos o no. En los casos en que se comparan los análisis generados con los GDAS para que los valores de RMSE y BIAS sean comparables se consideraron en el cálculo solamente las horas en que se dispone de los cinco análisis, es decir a las 00, 06, 12 y 18 UTC. También se realizó el cálculo considerando todas las horas disponibles en ANACD y ANASD observándose el mismo comportamiento motivo por el cuál no se muestra.

Para realizar la evaluación se utilizaron como estadísticos la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) y el desvío (BIAS). EL RMSE y el BIAS para una variable X, se definen como:

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Xa^i - Xo^i)^2 \right]^{1/2}$$

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Xa^i - Xo^i)$$

donde N es el número total de observaciones, el subíndice *a* significa analizado y *o* observado. El RMSE para el vector viento se define de la siguiente forma:

$$RMSVE = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[(Ua^i - Uo^i)^2 + (Va^i - Vo^i)^2 \right] \right\}^{1/2}$$

donde U es la componente zonal y V es la componente meridional.

El RMSE nos da la magnitud promedio del error dando más peso a los errores más grandes, pero no indica en qué dirección se produce el desvío. En cambio el BIAS da una medida de cuanto los análisis subestiman o

sobreestiman una determinada variable, presentando valores negativos cuando es subestimada y positivos cuando es sobrestimada. Si los errores se compensan se puede obtener un BIAS igual a cero sin que necesariamente el análisis sea bueno, es decir que no nos da una medida del error medio. El análisis resultaría “perfecto” cuando tanto el BIAS como el RMSE son iguales a cero.

2.2.2. Evaluación general

En primer lugar, con el fin de realizar una evaluación general de los cuatro análisis, se calculó el RMSE y el BIAS para cada variable, considerando todo el período y todas las estaciones meteorológicas. En el caso de los sondeos se realizó el cálculo para la temperatura, relación de mezcla, componentes zonal y meridional del viento. En el caso de los globos piloto la única variable que brinda este tipo de observación es el viento. Dado que la metodología de medición y por ende la calidad de la información es diferente en los radiosondeos y en los globos piloto los estadísticos se calcularon por separado para cada tipo de observación. También se realizó el cálculo del RMSE para los datos de superficie, comparando los valores observados en las estaciones meteorológicas frente a los estimados por el modelo en el punto de retícula más cercano. Por otro lado, se calcularon los mismos estadísticos respecto a los análisis GDAS.

En la figura 2.3 se muestra el número de datos considerados para el cálculo de RMSE por nivel y variable. Se puede apreciar la diferencia en la cantidad de datos disponibles entre 100 y 300 m y los niveles superiores. En 100m el número de datos es de menos de 200, alcanza valores entre 600 y 700 datos en 300m, mientras que en niveles superiores el número de datos supera los 1000. Los valores calculados de RMSE y BIAS se presentan a partir de 600 m ya que en los niveles de 100 y 300m como número de datos disponibles es mucho menor los resultados no son comparables con los de niveles superiores y a su vez tienen menor validez. En esta figura también se muestra como disminuyen los datos en el caso de las observaciones de los globo piloto por encima de los 1700 m de altura, con una cantidad de datos menor a 600 por

encima de los 5000m. Motivo por el cuál tampoco se muestran los valores de RMSE y BIAS en niveles superiores a 6700m para los globos piloto.

En la figura 2.4 se muestran los valores de RMSE en los distintos niveles, para los cuatro conjuntos de análisis. Comparando los valores de RMSE del ANASD frente a ANACD para ambas coordenadas verticales siempre se observa una disminución del mismo para todas las variables y en todos los niveles, lo que indica una buena representación de los datos en el análisis una vez que son asimilados. Solamente en el nivel de 600 m para la temperatura y las variables del viento respecto a las observaciones de radiosondeos, no se observa un mejor valor de RMSE al asimilar los datos, dicho comportamiento puede estar relacionado con el efecto que está causando en niveles bajos la asimilación de datos de superficie, que pueden diferir de los valores de los radiosondeos en niveles bajos. Más adelante, en la sección 2.2.5 se discrimina cuál es el impacto que produce en los análisis enriquecidos el hecho de asimilar los datos de superficie y hasta que nivel se observa el efecto de los mismos.

Al comparar ambas coordenadas verticales utilizadas, si analizamos los ANACD, no se observan prácticamente diferencias en la figura 2.4, en cambio si consideramos los ANASD se puede decir que en líneas generales la coordenada sigma z presenta valores menores de RMSE para todas las variables y niveles. Igualmente la diferencia de magnitud entre los RMSE de ambos ANASD es mucho menor que la disminución de RMSE que se produce para cada coordenada al asimilar los datos.

En la figura 2.4 se presentan también los errores obtenidos para los análisis GDAS. Al comparar los RMSE del GDAS frente a los ANACD se puede ver que se obtienen menores errores para los ANACD para todas las variables y niveles al utilizar cualquiera de las coordenadas verticales. Si bien al asimilar los datos los errores disminuyen respecto del GDAS, cuando solamente se aumenta la resolución (ANASD) los resultados no son siempre en la misma dirección.

Para analizar si existe en las diferentes variables un sesgo definido en algún sentido, en la figura 2.5 se presentan los BIAS obtenidos para los mismos

conjuntos de datos que se obtuvieron los RMSE de la figura 2.4. Se puede ver que para la temperatura todos los análisis subestiman el valor de temperatura por debajo de 4000 m. En los niveles superiores el BIAS disminuye. Para la relación de mezcla, cualquiera de los análisis sobrestima el valor, se aprecia que la sobrestimación es menor para los ANACD. En cuanto a las componentes del viento se observa una subestimación de la componente zonal y una sobrestimación de la componente meridional. Es decir que el flujo en cualquiera de los análisis tiene una mayor componente este y sur, o bien una menor componente oeste y norte, que lo observado. Al igual que para los RMSE se observa en niveles bajos para la temperatura y las componentes del viento que el BIAS aumenta al asimilar los datos. Dado que la evaluación se realiza frente a mediciones de radiosondeos y globos piloto, este aumento del BIAS puede estar relacionado con el efecto que causa la asimilación de datos de superficie.

Los valores de RMSE para las variables de superficie se muestran en la tabla 2.2. Se puede apreciar una disminución del error al asimilar los datos, obteniéndose para los ANACD los menores errores. Al igual que en los diferentes niveles verticales, la diferencia entre las dos coordenadas verticales es mayor entre los ANASD que entre los ANACD. Se encuentran RMSE menores para la variable temperatura con la coordenada shaved-eta pero para intensidad del viento los resultados son mejores en la coordenada sigma-z. La comparación con el GDAS también coincide con los resultados de los RMSE respecto a los datos de altura. Se observa para todas la variables que la representación de las observaciones es mejor con ANACD que con los GDAS, pero al realizar la comparación entre ANASD y los GDAS el resultado dependiendo de la variable y la coordenada resulta en diferentes sentidos.

RMSE	ANASD		ANACD		GDAS
	σ	η	σ	η	
Temperatura a 2m (°C)	2.97	2.53	2.25	1.92	2.94
Intensidad del viento 10m (m/s)	2.13	3.09	2.03	2.6	2.62

Tabla 2.2: RMSE de las variables de superficie. Se sombrea los RMSE menores para cada variable.

2.2.3. Representación del SALLJ

Como una de las motivaciones para producir los análisis enriquecidos fue obtener una mejor descripción del SALLJ, se realizó una evaluación más detallada para la velocidad y dirección del viento en 1200 y 1700 m donde se produce el máximo del SALLJ. Para dichas variables se calculó el RMSE para cada tiempo de análisis, considerando todas las observaciones de radiosondeos por un lado y de globos piloto por otro. Es decir que se generó una serie de RMSE para cada conjunto de análisis. Al igual que en el punto anterior se consideraron todas las observaciones disponibles en la región que abarca la retícula de mayor resolución. Siguiendo una metodología similar a la utilizada por Cox y otros (1998), los resultados se ordenaron en forma descendente desde el mejor al peor para cada tiempo de análisis, y se computaron cuantas veces cada análisis daba el mejor o peor resultado. Considerando que dos valores de RMSE eran diferentes cuando la diferencia entre ellos era superior a 1 m/s. Estos resultados se muestran en la tabla 2.3.

			ANASD		ANACD		GDAS
			Sigma Z	Shaved eta	Sigma Z	Shaved eta	
RMSE Intensidad del viento (m/s)	1200 m	Mejor	182	153	378	367	250
		Peor	288	336	167	175	321
	1700m	Mejor	145	152	374	377	181
		Peor	290	331	129	133	329
RMSE Vector viento (m/s)	1200 m	Mejor	135	114	409	326	223
		Peor	222	407	96	107	281
	1700m	Mejor	99	84	430	403	169
		Peor	252	401	73	73	309

Tabla 2.3: Número de casos en los que los diferentes análisis obtienen los mejores y peores RMSE respecto de los radiosondeos y observaciones de globo piloto. Se somborean los casos donde se obtienen el mayor número de mejores valores de RMSE

Ambos ANACD presentan un mayor número de casos con el mejor resultado para todas las variables analizadas, es decir que la metodología de asimilación es apropiada ya que al asimilar los datos los análisis se ajustan mejor a las observaciones. En el caso de la intensidad del viento, la diferencia entre ambos ANACD es menor que para el vector viento donde la coordenada

sigma-z concuerda mejor con las observaciones. Esto estaría indicando una mejor representación de la dirección del viento en coordenada sigma-z, aunque esta diferencia no es tan evidente para la velocidad del viento.

Nicolini y otros (2006), utilizan una caracterización diaria realizada a partir de los análisis GDAS y los datos del experimento SALLJEX, donde cada día se clasificó según si tuvo lugar un evento SALLJ o no y en caso afirmativo el tipo de SALLJ observado. La ocurrencia de eventos de corriente en chorro en capas bajas se identificó mediante el criterio de Bonner (1968), basado en la intensidad y en la cortante vertical del campo de viento. Se clasifican dentro de los SALLJ un subgrupo SALLJ Chaco (CJE), definidos según Nicolini y Saulo (2000), que se caracterizan por su penetración hacia latitudes subtropicales, alcanzando los 25° Sur de latitud.

En base a los análisis enriquecidos en ambas coordenadas, se realizó una clasificación similar, donde se identificaron los eventos SALLJ a partir de la detección de intensidades del viento con componente norte superiores a 12 m/s y disminuciones de la velocidad entre el nivel del máximo y 2900 o 3700m mayores a 6 m/s . La ocurrencia y la intensidad del máximo se buscó en los niveles de 900, 1200, 1700 y 2300 m. Definiendo los casos de la misma forma que en la clasificación utilizada por Nicolini y otros (2006), donde se define como un día CJE, si el SALLJ se extiende al sur de 25°S de latitud en alguna de las horas de análisis, y SALLJ no Chaco (NCJE) si cumple con las condiciones de SALLJ en alguna de las horas de análisis y en todas las horas se mantiene al norte de 25°S. Por otro lado se clasificó como LLJ-Argentina la ocurrencia de una corriente en chorro en capas bajas en alguna región del país y como “sin LLJ” cuando no se observó ninguna de las tres categorías definidas. Se realizó la clasificación de los días utilizando los ANACD con el fin de determinar por un lado si las características del viento en niveles bajos concuerdan con la clasificación realizada en base a los análisis GDAS y los datos, y por otro si la clasificación resultaba la misma en ambas coordenadas.

Al comparar la clasificación durante todo el período entre ambos ANACD solamente dos de los 93 días presentan categorías diferentes. Los dos

días que son diferentes quedan clasificados para un análisis como CJE y para otro como NCJE, es decir que incluso en los casos donde la categoría es distinta, la diferencia es pequeña, ya que en ambos casos el SALLJ estaba presente si bien con diferente extensión. Podemos decir que en términos de esta clasificación no existen diferencias importantes entre los análisis enriquecidos al variar la coordenada vertical del modelo.

En la tabla 2.4 se muestra el número de casos en las diferentes categorías para los análisis ANACD en ambas coordenadas, para los análisis GDAS y la clasificación producto de la combinación de análisis GDAS y observaciones. Se observa un mayor número de casos CJE al considerar la categorización hecha en base a datos y GDAS, este número disminuye hasta casi la mitad de los casos cuando se realiza la clasificación solamente a partir de los análisis, ya sea cualquiera de los ANACD o los GDAS. Es importante señalar que la clasificación utilizando las observaciones favorece que se clasifiquen un mayor número de casos como CJE ya que si se cumple el criterio en un punto es suficiente para que quede dentro de la categoría CJE en cambio al considerar los análisis el criterio se tiene que cumplir en un área de mayor extensión.

Clasificación	Análisis			
	GDAS	GDAS + datos	ANACD shaved-eta	ANACD sigma z
CJE	21	44	24	22
SALLJ no CJE	19	18	17	19
LLJ-Argentina	23	14	17	17
Sin-LLJ	30	17	35	35

Tabla 2.4: Número de casos para cada análisis en las diferentes categorías clasificadas.

Cabe destacar que todos los casos clasificados como CJE por los análisis ANACD y GDAS coinciden con los días en que quedan dentro de esta categoría para la clasificación hecha en base a los GDAS y las observaciones. Este comportamiento se evidencia en la tabla 2.5 donde se muestra una tabla de contingencia para las clasificaciones de los casos CJE según los ANACD en coordenada shaved-eta y la combinación de GDAS y observaciones.

GDAS+Datos	ANACD shaved-eta		
		CJE	NO CJE
	CJE	24	21
	NO CJE	0	48

Tabla 2.5: Tabla de contingencia de los casos clasificados como CJE.

Por otro lado, con el fin de evaluar como se comporta el campo medio para todo el período SALLJEX según los diferentes análisis, en la figura 2.6 se muestra el campo medio del viento en 1200m a partir de los análisis ANASD y ANACD y se presenta también el campo diferencia entre los mismos para las dos coordenadas verticales. Si bien analizando los valores de RMSE se observaba un mejor ajuste del análisis a las observaciones al asimilar datos, al representar el campo medio las diferencias en la intensidad y dirección del viento son muy pequeñas. Se puede ver que la diferencia en la intensidad en ningún caso supera los 0.5 m/s. Esto se debe a que los cambios entre el análisis con datos asimilados o no se producen en lugares puntuales y no siempre son en el mismo sentido por lo cuál al realizar el promedio las diferencias no se pueden apreciar.

En la figura 2.7 se muestran los campos medios al igual que en la figura 2.6 pero para la relación de mezcla y el flujo meridional de vapor de agua. Se observa que al asimilar los datos en cualquiera de las dos coordenadas el flujo meridional de vapor hacia el sur disminuye en la región ubicada al noreste de Paraguay, donde se observa una disminución en la relación de mezcla al asimilar los datos. Al evaluar los valores de RMSE y BIAS de la relación de mezcla en las figuras 2.4 y 2.5 se había observado por un lado, que al asimilar los datos el RMSE resultaba menor, y por otro que el BIAS para todos los análisis presentaba una sobrestimación de la relación de mezcla que disminuía al asimilar los datos. Estos resultados estarían indicando que los ANASD sobrestiman el flujo de vapor en dicha región y esta sobreestimación se corrige en ANACD.

Los campos medios presentados nos dan una idea de cómo son los cambios en todo el dominio entre ANASD y ANACD al considerar todo el período. Si bien nos permiten ver si en una región existe un mayor impacto en

los análisis que en otra y si existen diferencias entre los campos generados por ambas coordenadas, no se dispone de un campo medio real frente al que podamos realizar una evaluación estricta de cuál de los análisis lo representa mejor.

2.2.4. Evaluación en localidades específicas.

Dado que no se dispone de un campo observado para evaluar el impacto de la asimilación en todo el dominio, se realizó una evaluación del comportamiento de los análisis en algunas localidades en diferentes puntos del dominio que abarcan los análisis de mayor resolución. Con tal fin se estudió como los análisis representan las observaciones de variables termodinámicas y de viento en Resistencia, donde se dispone de mediciones de radiosondeos y las observaciones de viento obtenidas mediante globos piloto en Pampa de los Guanacos y Joaquín V. González. Se seleccionaron estas tres localidades ya que en Resistencia el número de radiosondeos ha sido intensificado durante el experimento SALLJEX y Pampa de los Guanacos y Joaquín V. González son puntos de medición de viento con globos piloto, estaciones especialmente montadas para el experimento. Además, dichas localidades se encuentran en la región donde se observa el SALLJ y sus coordenadas cubren aproximadamente desde 59 a 65° oeste de longitud, partiendo de Resistencia en el llano con una altura de 53 m y llegando a las cercanías de la cordillera de los Andes en Joaquín V. González con 378 m de altura. Esto nos permite analizar si la representación de los datos en los análisis varía al acercarse a la montaña. La ubicación de las localidades se puede ver en la figura A2.1 del anexo II.

En la figura 2.8 se muestra para las tres localidades la evolución de la componente meridional del viento en 1200 m durante todo el período SALLJEX observada y estimada mediante ANASD y ANACD en coordenada shaved-eta. En ambas coordenadas verticales el resultado es similar, por eso se muestra solamente una coordenada. Se puede ver en líneas generales que los valores estimados por ANACD se aproximan más a las observaciones que los valores estimados por ANASD, en cualquiera de las tres localidades. Para cuantificar

estas diferencias se calcula el RMSE y el BIAS obteniéndose los valores que se presentan en la tabla 2.6 y 2.7. Nuevamente se puede observar una disminución del error al asimilar los datos. Para ambas coordenadas la disminución es aproximadamente de la misma magnitud. Se observa el mismo comportamiento para las tres localidades. En particular, en Joaquín V. González, que es la localidad más cercana a la cordillera de los Andes, se observa que existe un mayor impacto de la asimilación de datos en 1700m, donde la disminución del RMSE resulta mayor que en el resto de las localidades y niveles evaluados. Este resultado está relacionado con la dificultad que tienen los modelos para representar los campos de las variables atmosféricas en zonas con topografía compleja. Si bien en Joaquín V. González se observa la mayor disminución de RMSE, también se puede ver que los errores para los análisis que no tienen datos asimilados son mayores a los correspondientes a las otras localidades analizadas.

RMSE Componente meridional del Viento (m/s)					
Nivel	Estación	shaved-eta		sigma-z	
		ANASD	ANACD	ANASD	ANACD
1200 m	Joaquín V. González	4.6	3.4	4.4	3.1
	Pampa de los Guanacos	4.0	2.8	4.0	2.7
	Resistencia	3.7	2.5	3.6	2.4
1700 m	Joaquín V. González	5.1	2.9	4.8	2.9
	Pampa de los Guanacos	3.9	2.4	3.8	2.4
	Resistencia	3.5	2.2	3.3	2.2

Tabla 2.6: RMSE para la componente meridional del viento en 1200 y 1700m para Joaquín V. González, Pampa de los Guanacos y Resistencia.

BIAS Componente meridional del Viento (m/s)					
Nivel	Estación	shaved-eta		sigma-z	
		ANASD	ANACD	ANASD	ANACD
1200 m	Joaquín V. González	2.0	2.1	1.4	1.6
	Pampa de los Guanacos	0.8	0.6	0.4	0.5
	Resistencia	1.3	1.0	0.9	0.9
1700 m	Joaquín V. González	3.0	1.6	2.4	1.6
	Pampa de los Guanacos	0.7	0.2	0.2	0.2
	Resistencia	1.1	0.7	0.6	0.7

Tabla 2.7: BIAS para la componente meridional del viento en 1200 y 1700m para Joaquín V. González, Pampa de los Guanacos y Resistencia.

En cuanto al BIAS, coincidiendo con las evaluaciones anteriores, se obtienen valores positivos, indicando una sobreestimación de la componente meridional del viento. Se observa que el BIAS disminuye al asimilar los datos en 1700m y el efecto es más notable en la coordenada shaved eta y en Joaquín V. González.

Dado que en Resistencia se cuenta con radiosondeos, también se evalúa como los análisis estiman la relación de mezcla y el flujo meridional de vapor en 1200 m. Se puede ver en la figura 2.9 la evolución temporal de dichas variables observadas y estimadas para la coordenada shaved-eta. Al igual que para la componente meridional del viento, la estimación es mejor al asimilar los datos. En la tabla 2.8 y 2.9 se presentan los RMSE y BIAS para ambas variables en 1200 y 1700m y en las dos coordenadas verticales. En todos los casos los errores son menores para ANACD que para ANASD presentando el mismo comportamiento en ambas coordenadas verticales. Los BIAS obtenidos para la relación de mezcla resultan del orden de 0.1gr/kg en todos los análisis. En el caso del flujo meridional de vapor se observa una sobreestimación de la variable, que se reduce al considerar el análisis con datos asimilados.

RMSE Relación de mezcla (g/kg) y Flujo meridional de vapor (g/kg)*(m/s) Resistencia					
Variable	Nivel	SHAVED-ETA		SIGMA- Z	
		ANASD	ANACD	ANASD	ANACD
Relación de mezcla (gr/kg)	1200 m	2.8	1.7	2.7	1.7
	1700 m	3.0	1.8	3.0	1.7
Flujo meridional de vapor (gr/kg)*(m/s)	1200 m	47.0	32.2	46.3	31.2
	1700 m	42.6	27.5	41.3	27.2

Tabla 2.8: RMSE para la relación de mezcla y el flujo meridional de vapor en 1200 y 1700m para Resistencia.

BIAS Relación de mezcla (g/kg) y Flujo meridional de vapor (g/kg)*(m/s) Resistencia					
Variable	Nivel	SHAVED-ETA		SIGMA- Z	
		ANASD	ANACD	ANASD	ANACD
Relación de mezcla (gr/kg)	1200 m	0.1	0.2	-0.1	0.2
	1700 m	0.0	0.1	0.0	0.1
Flujo meridional de vapor (gr/kg)*(m/s)	1200 m	15.4	12.0	11.3	10.8
	1700 m	11.6	7.7	7.1	7.2

Tabla 2.9: BIAS para la relación de mezcla y el flujo meridional de vapor en 1200 y 1700m para Resistencia.

Por otro lado también se calcula para las tres localidades el ciclo diario medio de la componente meridional del viento para poder determinar si en alguna hora del día el ajuste es mejor que en otras y analizar si se produce algún cambio en el ciclo diario de la componente meridional del viento. En la figura 2.10 se muestra el ciclo diario medio obtenido a partir de las observaciones y las estimaciones mediante los diferentes análisis para las tres localidades. La diferencia entre las observaciones y los valores estimados cambia a lo largo del día, pero es importante destacar que el número de datos considerados no es el mismo dependiendo de la hora del día. El número de datos empleados en el cálculo se muestra en la tabla 2.10 donde se puede ver por ejemplo en Resistencia que se cuenta con 82 datos a las 6 UTC y 9 a las 0 UTC. Esta diferencia en el número de datos existe en todas las localidades y para todas las variables, lo que hace que los resultados dependiendo del lugar y la hora tengan diferente validez. Este hecho hace que no sea posible estudiar si existe un ciclo diario de los errores.

Nº de observaciones utilizadas en la figura 2.10 (ciclo diario medio)			
HORA UTC	Resistencia	Pampa de los Guanacos	Joaquín V. González
0	9	14	9
3		10	6
6	82	11	6
9		33	18
12	9	70	58
15		20	13
18	29	38	16

Tabla 2.10: Número de observaciones utilizadas para calcular el ciclo diario medio

Si bien por el motivo expuesto, en algunas horas los resultados tienen menor validez, se observa que para las tres localidades y en todas las horas los ANACD se ajustan mejor a las observaciones que los ANASD. Es decir que los análisis con datos asimilados representan mejor el ciclo medio diario observado. En particular en Joaquín V. González se puede ver que los ANACD subestiman menos el viento del sector norte que los ANASD que no tienen los datos

asimilados, siendo nuevamente esta localidad, donde se observa el mayor impacto de la asimilación de datos en los análisis.

A partir del análisis de estas localidades en particular podemos concluir que los ANACD están respetando en mayor medida las observaciones que los ANASD. Esto se puede observar claramente tanto en la componente meridional del viento como en las variables de humedad en los niveles donde el SALLJ presenta sus valores máximos. Por otro lado, el impacto en los análisis resulta mayor al acercarse a la montaña, esto se aprecia especialmente en el nivel de 1700 m. Este hecho resulta importante ya que es la región donde generalmente los análisis se apartan en mayor medida de las observaciones. Es decir que los análisis generados estarían brindando una representación más real de las variables en las zonas cercanas a la cordillera de los Andes.

Herdies y otros, 2006, realizan diferentes conjuntos de reanálisis para la temporada cálida 2002-2003, asimilando los datos del experimento SALLJEX. Estudian las diferencias entre los análisis producidos incorporando o no los datos del experimento SALLJEX al sistema de asimilación de datos de los reanálisis del NCEP/NCAR (CDAS-1 y 2) que tienen una resolución horizontal aproximada de 250 km, y a la versión operativa de menor resolución del NCEP (GDAS) cuya resolución horizontal es de alrededor de 100km. Analizan los perfiles de viento en un punto cercano a Santa Cruz de la Sierra, Bolivia y Mariscal Estigarribia, Paraguay, comparando para cada esquema de análisis el perfil obtenido sin asimilar datos, asimilando solamente los radiosondeos especiales del experimento, y asimilando además de los radiosondeos las observaciones de globo piloto. Encuentran que los análisis se ajustan a las observaciones al asimilar los datos, observándose el mayor impacto en el GDAS, debido a su mayor resolución. Se puede ver en sus resultados valores similares de RMSE y BIAS a los obtenidos en esta evaluación, pero es difícil realizar una comparación más estricta debido a que el conjunto de datos asimilados, el dominio y la resolución con la que se generan los análisis es diferente. Por otro lado se puede ver que los resultados son muy dependientes de la localidad elegida, lo que hace más difícil aún la comparación. Los valores

de RMSE que ellos presentan son bastante diferentes según se trate de Santa Cruz de la Sierra o Mariscal Estigarribia, donde se puede ver el mismo efecto que se observó al comparar los resultados para Joaquín V. González y las localidades más alejadas de la cordillera de los Andes. Encuentran errores mayores al no asimilar datos en las localidades cercanas a la montaña y a la vez un mayor impacto de la asimilación de datos en los análisis.

2.2.5. Asimilación de un subconjunto de datos.

Una de las preguntas que surge es cómo resultarían los análisis enriquecidos si solamente se asimilan los datos de radiosondeos y globos piloto, dado que es el conjunto de datos que se ha enriquecido en forma significativa durante el experimento SALLJEX. Por tal motivo se generó un nuevo conjunto de análisis (ANACD2) para el período que va desde el 2 al 10 de febrero de 2003, donde se observó un caso CJE de larga duración. Por esta razón coincide con un período intensivo de observación dentro del experimento SALLJEX, lo que nos permite disponer de un mayor número de observaciones de altura. Este caso solamente se estudió en la coordenada shaved-eta, dado que el interés principal es evaluar el impacto en los análisis de la asimilación de datos, respecto a lo cual se encontró que ambas coordenadas se comportan de manera similar. Se realizó la asimilación de los datos de radiosondeos y globos piloto usando como campo preliminar los análisis ANASD. El proceso se inició el 30 de enero de 2003 para que los análisis logren incorporar la información de los tiempos anteriores. La metodología de asimilación es similar a la utilizada para generar los análisis ANACD, lo que difiere es el conjunto de datos asimilados.

En las figuras 2.11 y 2.12 se muestra la evolución de la componente meridional del viento, de la relación de mezcla y del flujo meridional de vapor de agua en 1200 m para las tres localidades seleccionadas en el punto anterior. En las figuras se ve que en algunos casos la estimación de ANACD2 se acerca en mayor medida a las observaciones que ANACD y en otros tiempos se aprecia lo opuesto. Esto se ve reflejado en las tablas 2.11 y 2.12 que presentan

los valores de RMSE para ambos análisis con datos asimilados en dónde no se observan diferencias en los resultados para ANACD y ANACD2.

RMSE Componente meridional del Viento (m/s) en 1200 m			
Estación	SHAVED-ETA		
	ANASD	ANACD	ANACD2
Joaquín V. González	3.7	2.4	2.4
Pampa de los Guanacos	3.8	2.5	2.7
Resistencia	2.4	1.7	1.6

Tabla 2.11: RMSE para la componente meridional del viento en 1200 m para Joaquín V. González, Pampa de los Guanacos y Resistencia del 2 al 10/2 de 2003.

RMSE Relación de mezcla (g/kg) y Flujo meridional de vapor (g/kg)*(m/s) en 1200 m en Resistencia			
Variable	SHAVED-ETA		
	ANASD	ANACD	ANACD2
Relación de mezcla (gr/kg)	1.2	0.7	0.7
Flujo meridional de vapor (gr/kg)*(m/s)	35.0	23.6	23.8

Tabla 2.12: RMSE para la relación de mezcla y el flujo meridional de vapor en 1200 m para Resistencia del 2 al 10/2 de 2003.

Al analizar los valores de BIAS que se presentan en las tablas 2.13 y 2.14, se pueden apreciar algunas diferencias. En Pampa de los Guanacos los BIAS difieren de lo calculado para todo el período observándose una subestimación de la componente meridional del viento en todos los análisis. Para Joaquín V. González ANACD sobreestima el valor de la componente meridional del viento y ANACD2 lo subestima. En Resistencia el BIAS del flujo meridional de vapor resulta sobreestimado en ANACD y subestimado en ANACD2. Es decir que si bien la magnitud del error resulta similar para ANACD y ANACD2, se aprecian diferencias en los BIAS entre ambos análisis, resultando algunas variables con diferente sesgo.

BIAS Componente meridional del Viento (m/s) en 1200 m			
Estación	SHAVED-ETA		
	ANASD	ANACD	ANACD2
Joaquín V. González	0.2	1.1	-0.2
Pampa de los Guanacos	-1.1	-0.4	-0.9
Resistencia	0.1	0.1	-0.2

Tabla 2.13: BIAS para la componente meridional del viento en 1200 m para Joaquín V. González, Pampa de los Guanacos y Resistencia del 2 al 10/2 de 2003.

BIAS Relación de mezcla (g/kg) y Flujo meridional de vapor (g/kg)*(m/s) en 1200 m en Resistencia			
Variable	SHAVED-ETA		
	ANASD	ANACD	ANACD2
Relación de mezcla (gr/kg)	-0.1	-0.2	0.1
Flujo meridional de vapor (gr/kg)*(m/s)	2.0	3.6	-3.0

Tabla 2.14: RMSE para la relación de mezcla y el flujo meridional de vapor en 1200 m para Resistencia del 2 al 10/2 de 2003.

Si bien, tanto para ANACD como para ANACD2, se encuentran resultados que difieren de lo obtenido hasta ahora, considerando todo el período SALLJEX, se debe tener en cuenta que en esta evaluación se está tomando un período mucho más corto, que estuvo caracterizado por un evento CJE intenso, con lo cuál el resultado puede estar afectado por la representación de dicha situación en particular. El interés principal en este punto es evaluar cómo se modifican las diferencias entre ANACD y ANACD2 en los distintos niveles y poder identificar hasta qué nivel los datos de superficie asimilados están afectando los análisis. En la figura 2.13 se muestran los perfiles verticales medios para la componente meridional del viento en las tres localidades analizadas, donde se comparan las observaciones y los tres análisis en coordenada shaved eta (ANASD, ANACD, ANACD2). Se están tomando como observaciones las mediciones de radiosondeos y globos piloto, es decir que los datos de superficie no están siendo considerados. Se puede ver que en los perfiles el comportamiento varía a partir de 1200 o 1700m, dependiendo la localidad. En los niveles inferiores, más cercanos a superficie, ANASD y ANACD2 presentan los mismos valores, siendo más próximos a los valores

observados que los valores medios calculados con ANACD. Por encima de 1700m, en cambio, se puede ver que ANACD y ANACD2 tienen valores similares y más cercanos a las observaciones que ANASD. Este comportamiento nos indica que los datos de superficie están afectando el campo de viento hasta el nivel de 1700m, por encima de ese nivel el efecto es mínimo.

2.3. Conclusiones

La evaluación general de los análisis enriquecidos resulta satisfactoria. En líneas generales los errores se reducen al asimilar los datos, mostrando una buena representación de los mismos en los análisis. En particular al centrarse en la representación del SALLJ también se obtienen resultados más cercanos a las observaciones con los análisis con datos asimilados (ANACD) que con aquellos que no asimilan datos (ANASD).

Resulta difícil determinar cuál de las coordenadas representa mejor el campo real aunque hay algunos indicios de que la coordenada sigma-z logra una mejor representación del viento en los niveles en que se encuentra los máximos del SALLJ. Igualmente, dadas las diferencias encontradas entre los análisis enriquecidos en ambas coordenadas verticales (sigma-z y shaved eta) no es posible definir cual de las dos se ajusta mejor al campo real, ya que las diferencias según la variable y el nivel son en distintos sentidos.

Al comparar el impacto de la asimilación de datos en los análisis para localidades específicas tanto para la componente meridional del viento como para la relación de mezcla y el flujo meridional de vapor en 1200 y 1700m los resultados son satisfactorios mostrando que ANACD representa mejor las observaciones que ANASD. Cabe destacar que en la localidad más cercana a la cordillera de los Andes, donde los modelos tienen una mayor dificultad en representar las variables atmosféricas, el impacto de la asimilación de datos en los análisis resulta mayor.

A partir de la comparación entre ANACD y ANACD2 se puede identificar hasta qué nivel los datos de superficie afectan el campo de

movimiento, observándose que la influencia de los datos de superficie alcanza los 1700 m aproximadamente.

Una primer evaluación de los análisis enriquecidos generados se mostró en el trabajo García Skabar y Nicolini, 2006. A partir de dichos resultados Borque y otros (2006) realizaron un análisis de un caso utilizando los análisis enriquecidos. En dicho trabajo se estudian las condiciones previas asociadas al desarrollo de un sistema convectivo de mesoescala en un evento CJE. En este caso los análisis enriquecidos permitieron realizar una evaluación de los campos atmosféricos con una mayor resolución que la provista por los análisis GDAS y además ajustándose más a las observaciones.

En síntesis, de la evaluación realizada se puede concluir que los análisis enriquecidos mediante esta metodología de asimilación muestran mejores resultados que al no asimilarle los datos en cualquiera de las dos coordenadas verticales, y a la vez representan un avance respecto de los análisis GDAS. Esto indica que la metodología es apropiada y se está obteniendo lo deseado, ya que al asimilar los datos los análisis se ajustan mejor a las observaciones. Esta evaluación satisfactoria de los conjuntos de análisis enriquecidos generados nos permite utilizarlos para realizar estudios de casos con una mayor resolución que la disponible hasta el momento. Teniendo la certeza de que los análisis están respetando en mayor medida las observaciones, que aquellos que no asimilan datos.

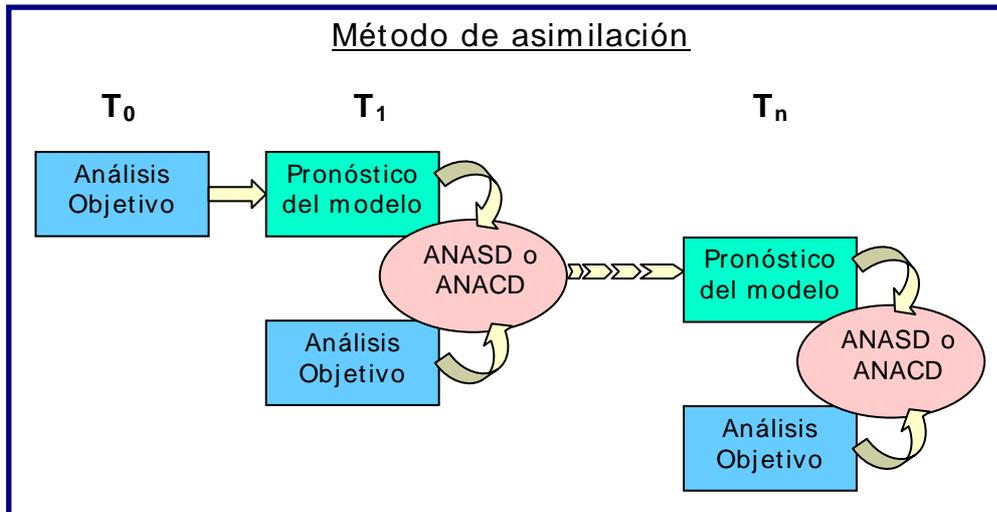


Figura 2.1: Esquema de la etapa de integración en el método de asimilación

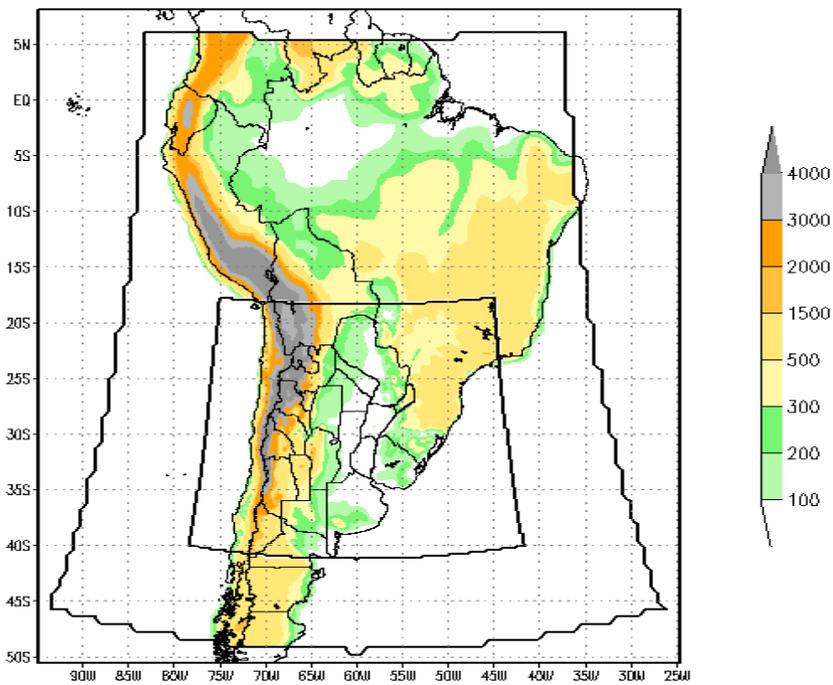


Figura 2.2: Dominios utilizados. Orografía de los dominios en m (sombreado).

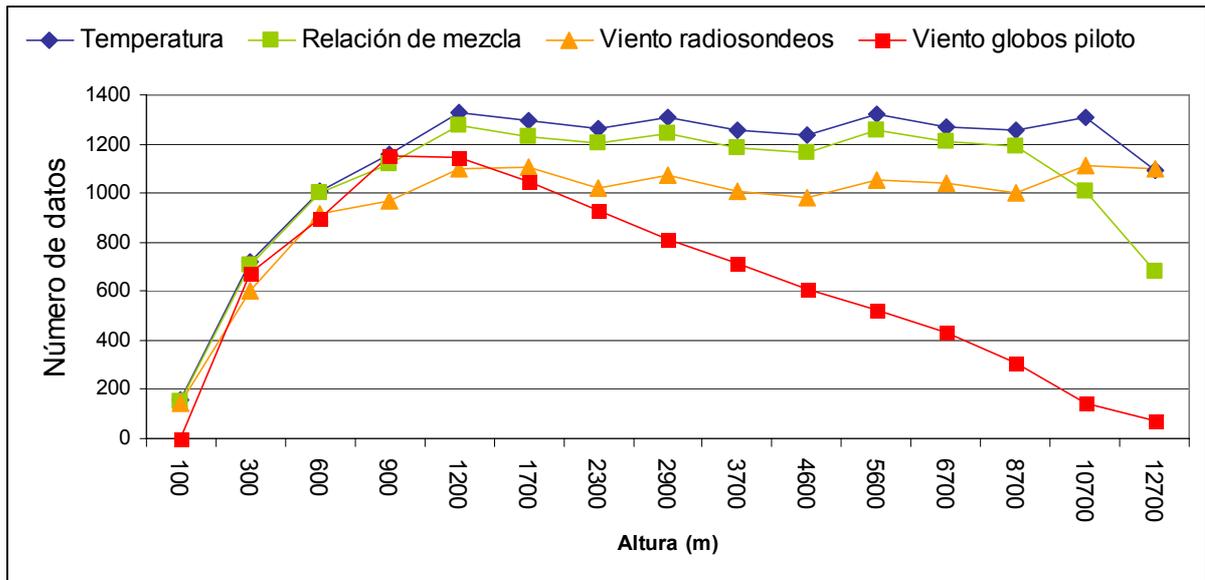


Figura 2.3: Número de datos considerados en el cálculo de RMSE y BIAS por nivel y variable

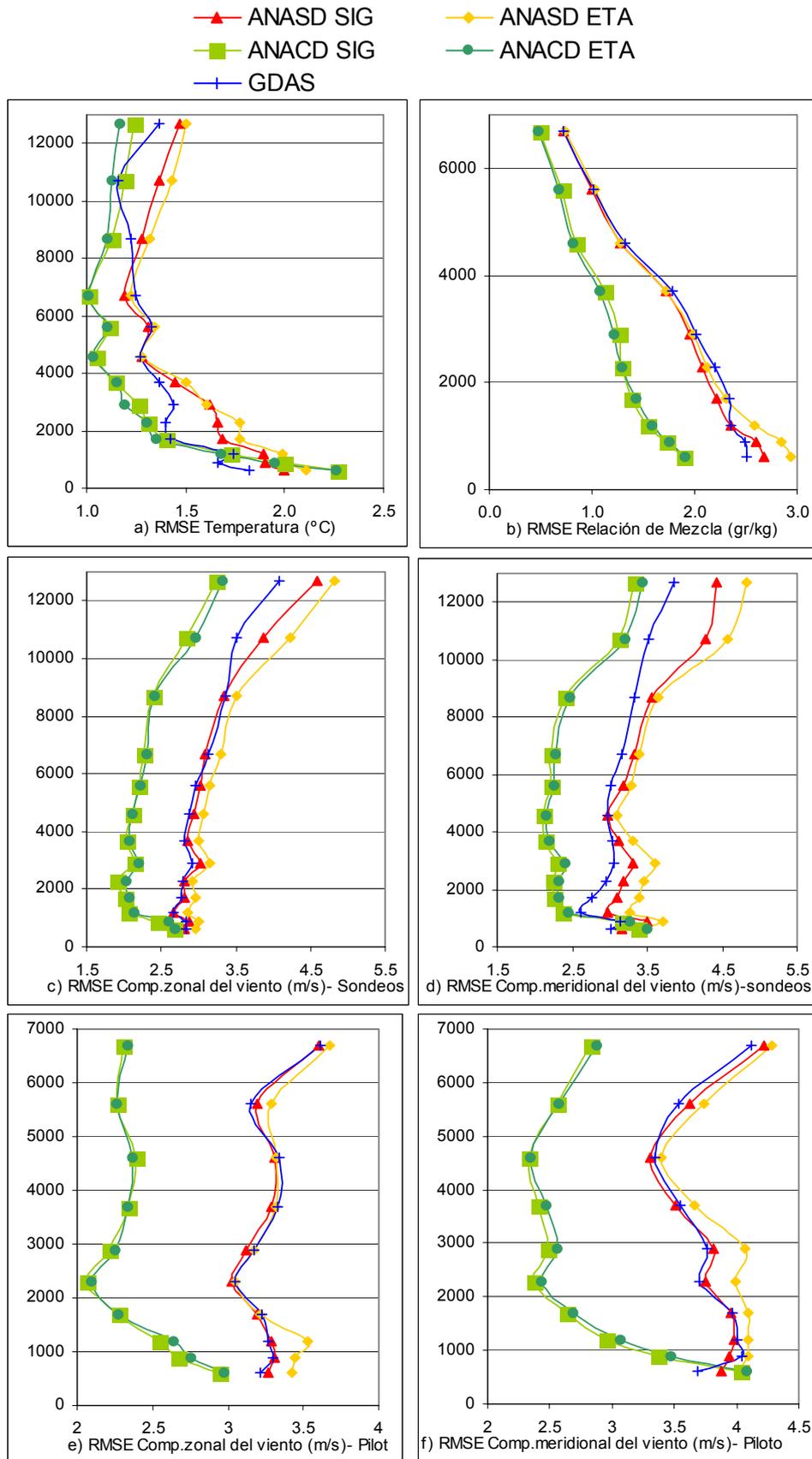


Figura 2.4.: Perfiles verticales de RMSE con la altura (m) para a) Temperatura b) Relación de mezcla c) y d) Componente meridional y zonal del viento para los radiosondeos; e) y f) Componente meridional y zonal del viento para los globos piloto.

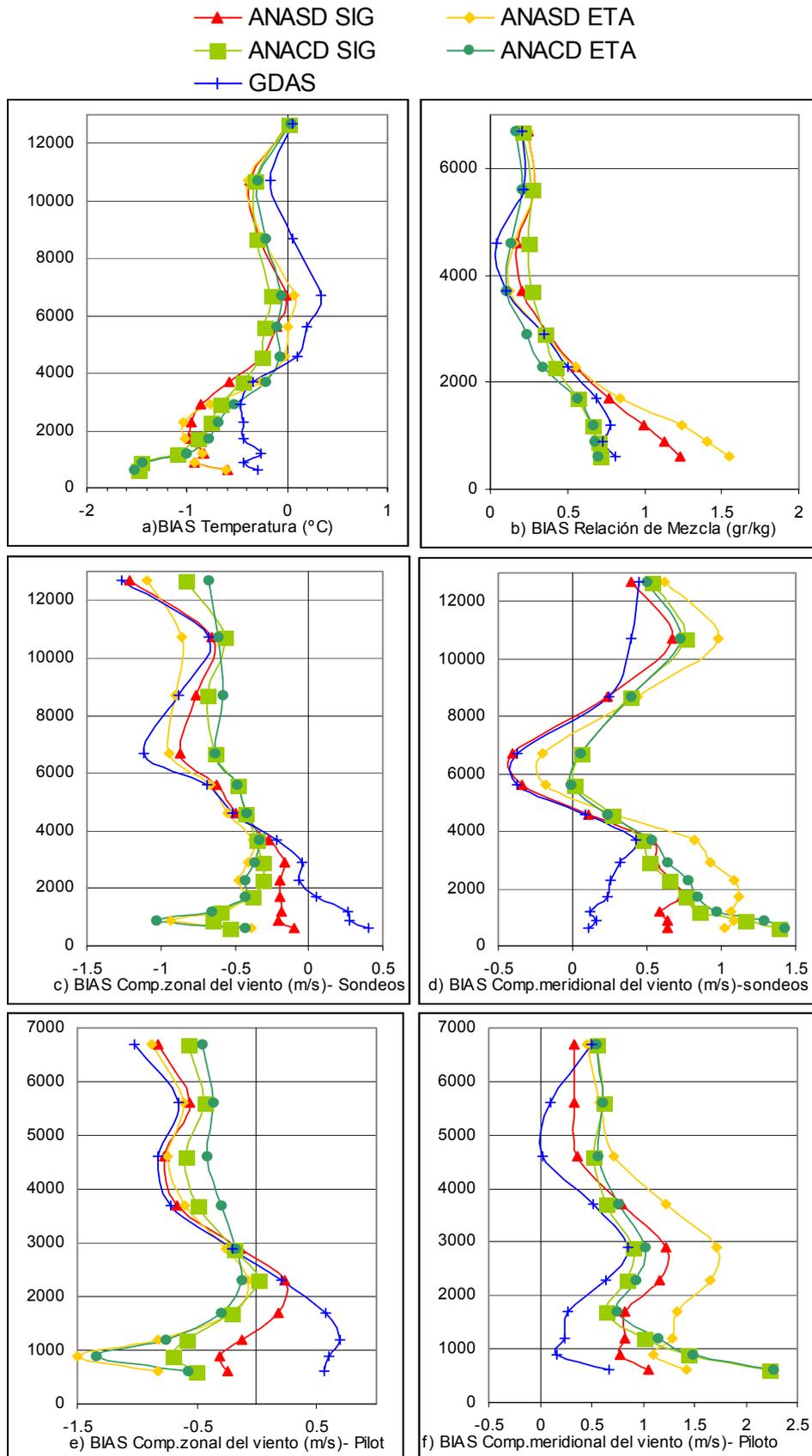


Figura 2.5.: Perfiles verticales de BIAS con la altura (m) para a) Temperatura b) Relación de mezcla c) y d) Componente meridional y zonal del viento para los radiosondeos; e) y f) Componente meridional y zonal del viento para los globos piloto.

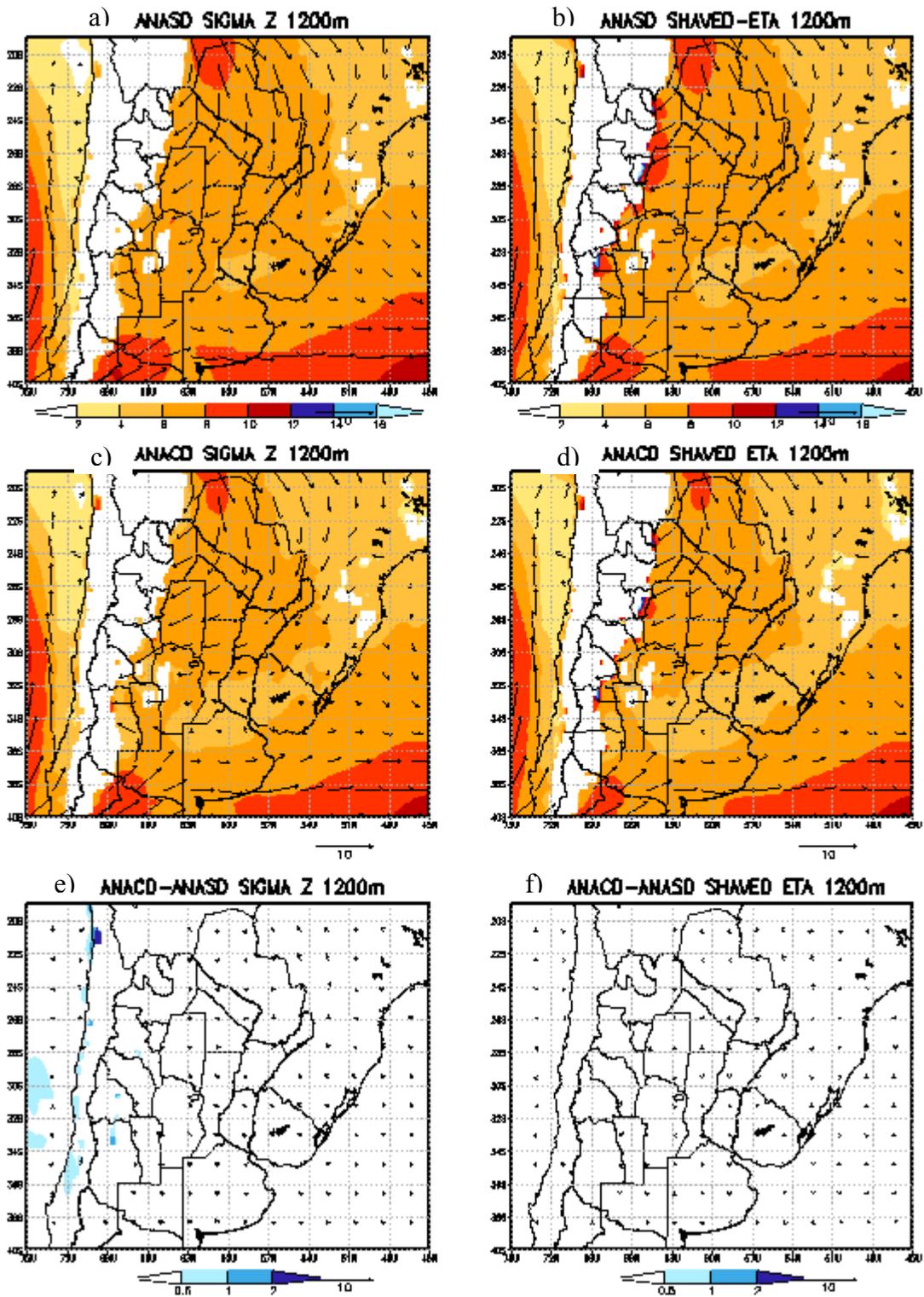


Figura 2.6: Campo medio de viento (vectores) e intensidad (sombreado) en 1200 m en m/s para todo el período SALLJEX obtenido con los análisis a) ANASD sigma z, b) ANASD shaved eta, c) ANACD sigma z, d) ANACD shaved eta. e) y f) diferencias entre ANASD y ANACD para las coordenadas sigma z y shaved eta respectivamente.

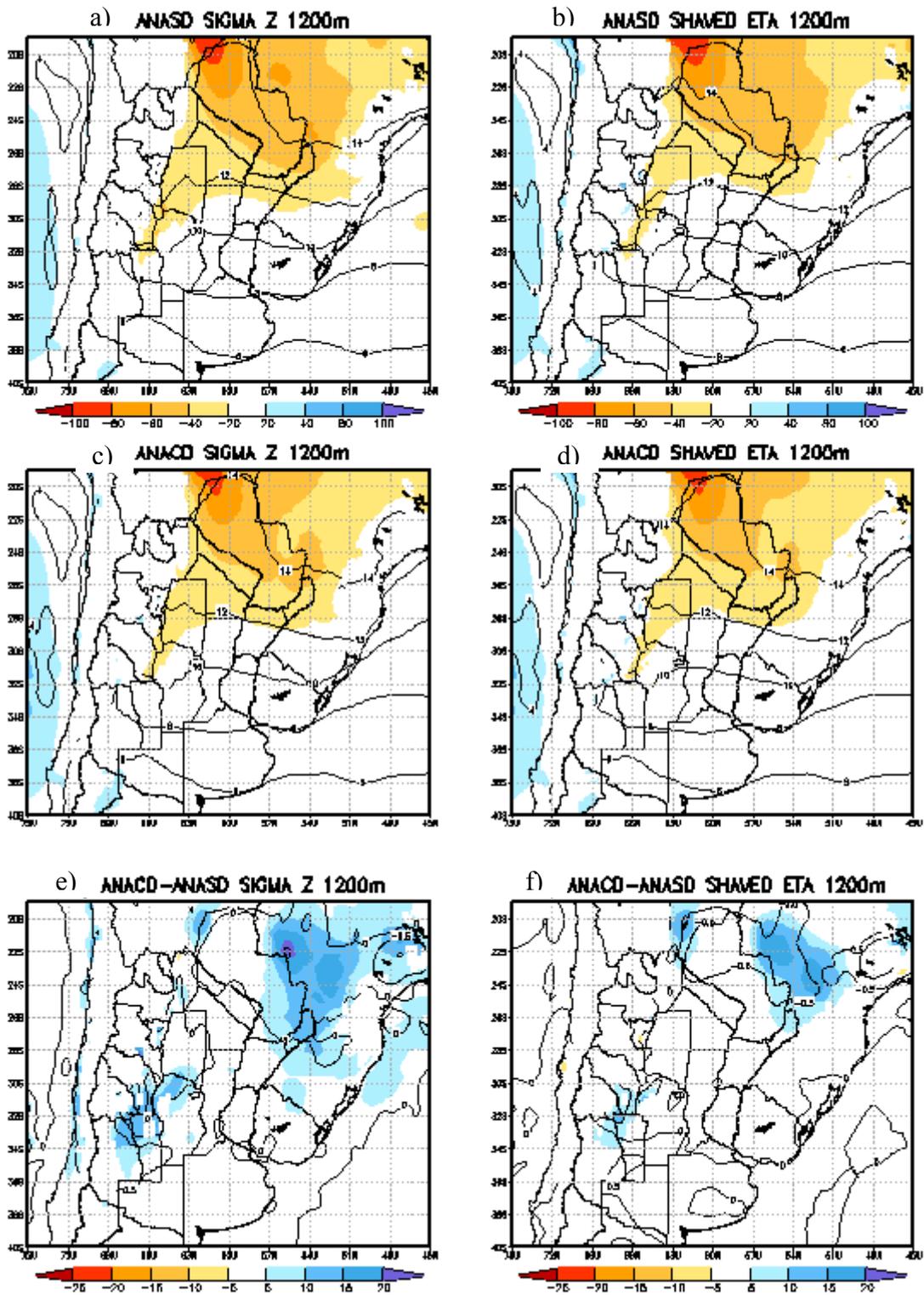


Figura 2.7: Campo medio de relación de mezcla (gr/kg) (contornos) y flujo meridional de vapor de agua ((gr/kg)*(m/s)) (sombreado) en 1200 m para todo el período SALLJEX obtenido con los análisis a) ANASD sigma z, b) ANASD shaved eta, c) ANACD sigma z d) ANACD shaved-eta. e) y f) diferencias entre ANASD y ANACD para las coordenadas sigma z y shaved eta respectivamente.

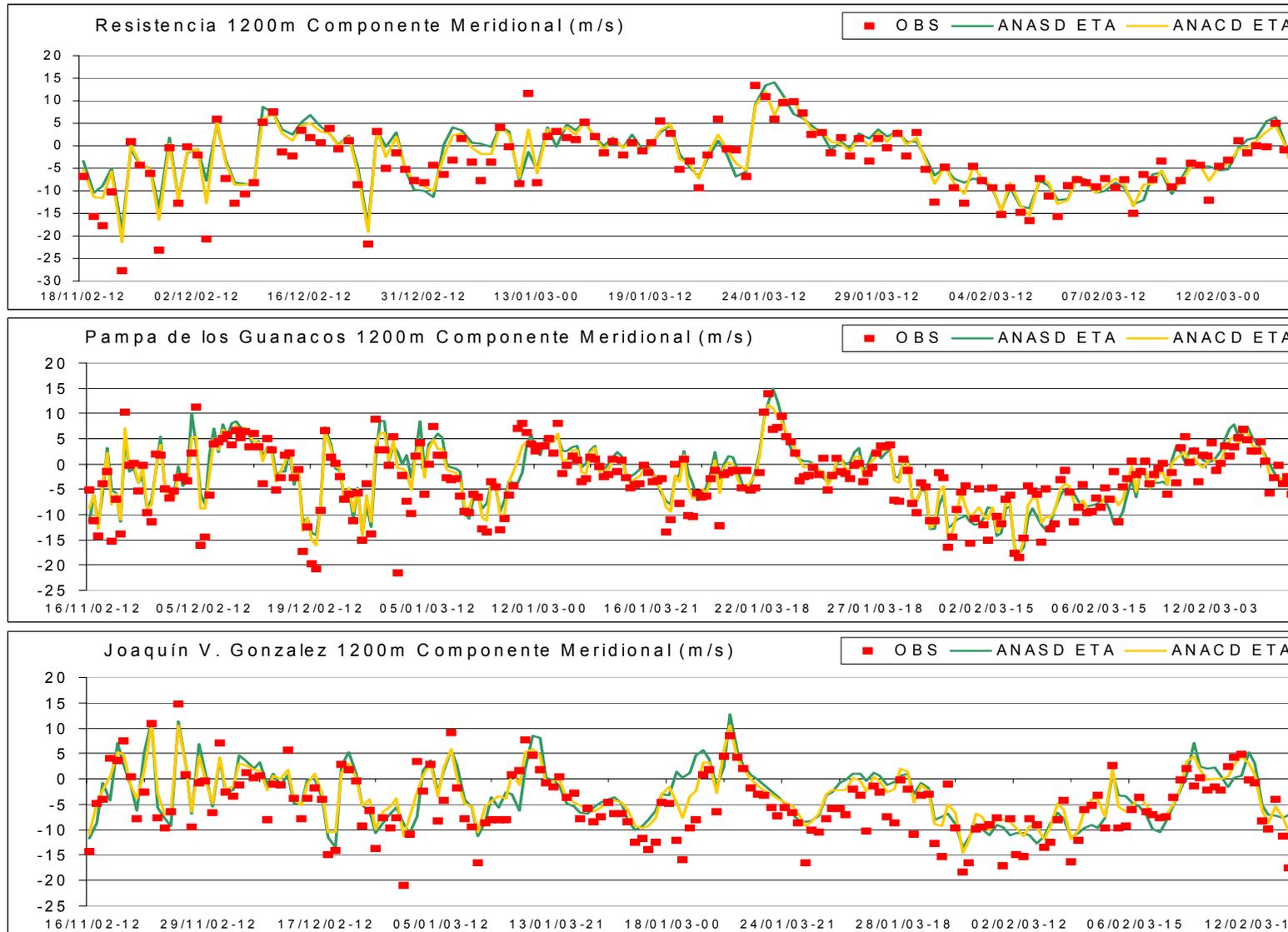


Figura 2.8: Observaciones y estimaciones mediante ANASD y ANACD en coordenada shaved-eta de la componente meridional del viento en Resistencia, Pampa de los Guanacos y Joaquín V. González para todo el período SALLJEX.

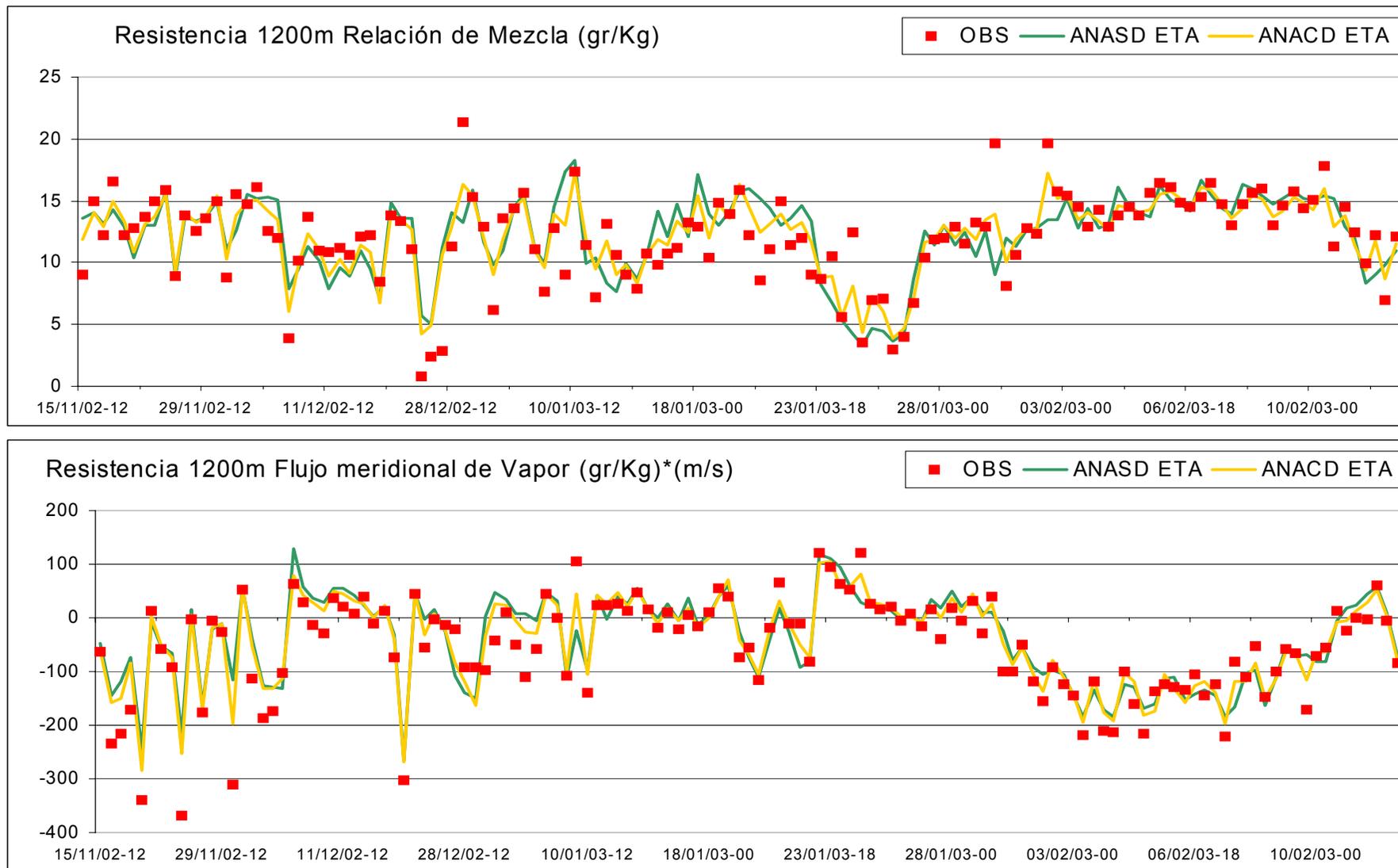


Figura 2.9: Observaciones y estimaciones mediante ANASD y ANACD en coordenada shaved-eta de relación de mezcla y flujo meridional de vapor en Resistencia para todo el período SALLJEX

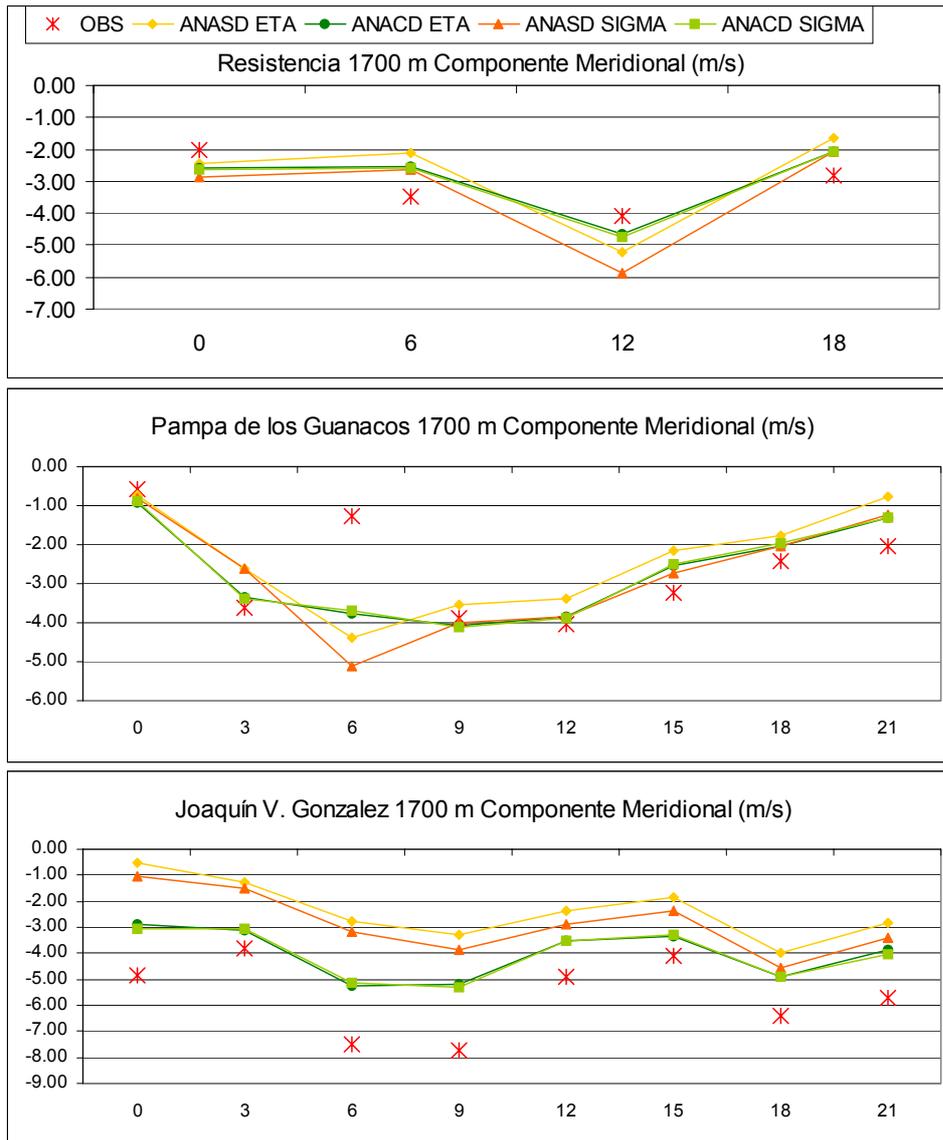


Figura 2.10: Ciclo diario medio de la componente meridional del viento. Observaciones y estimaciones mediante ANASD y ANACD en ambas coordenadas, para Resistencia, Joaquín V. González y Pampa de los Guanacos.

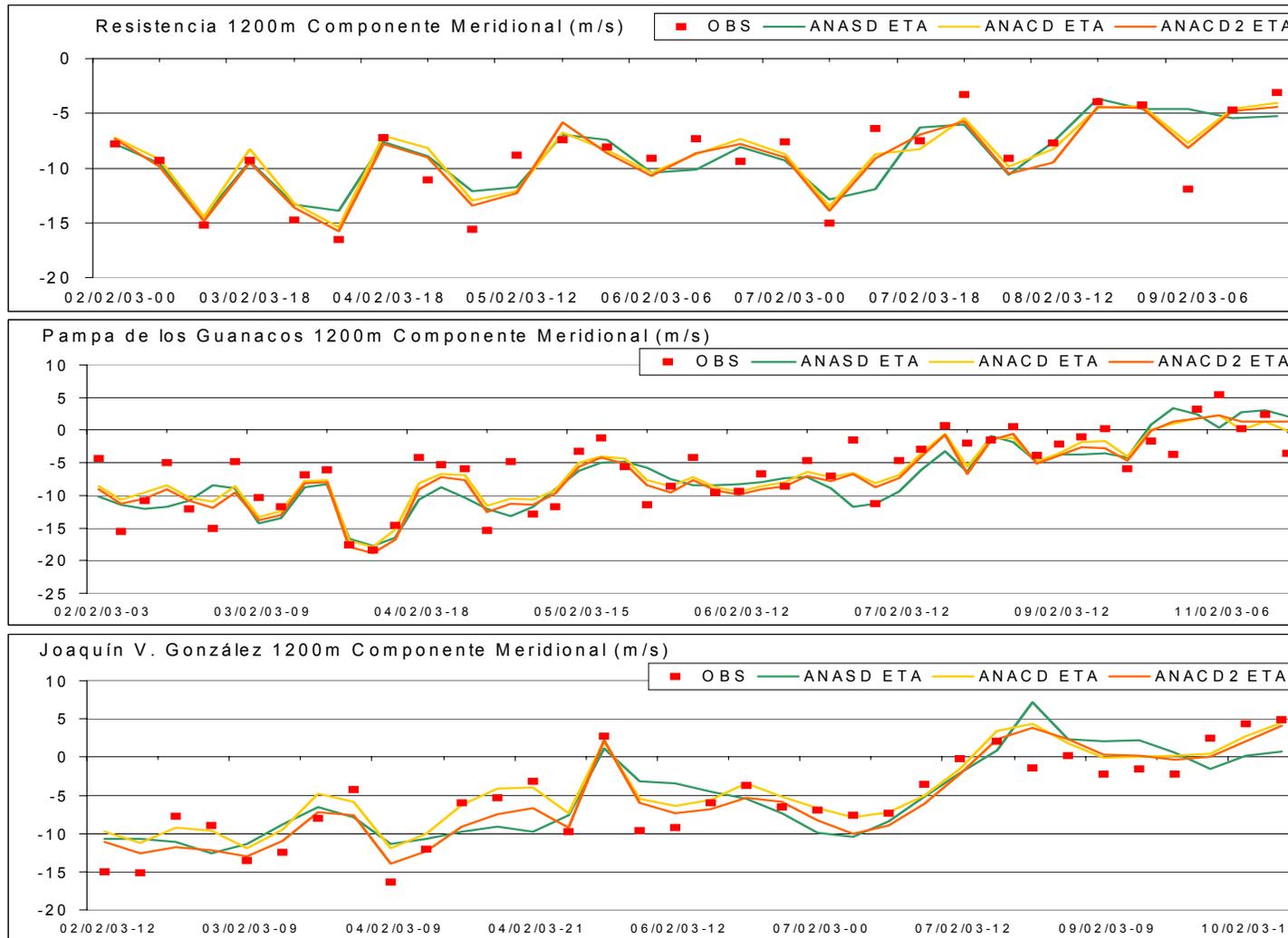


Figura 2.11: Observaciones y estimaciones mediante ANASD, ANACD y ANACD2 en coordenada shaved-eta de la componente meridional del viento en Resistencia, Pampa de los Guanacos y Joaquín V. González desde el 2 al 10/2/2003.

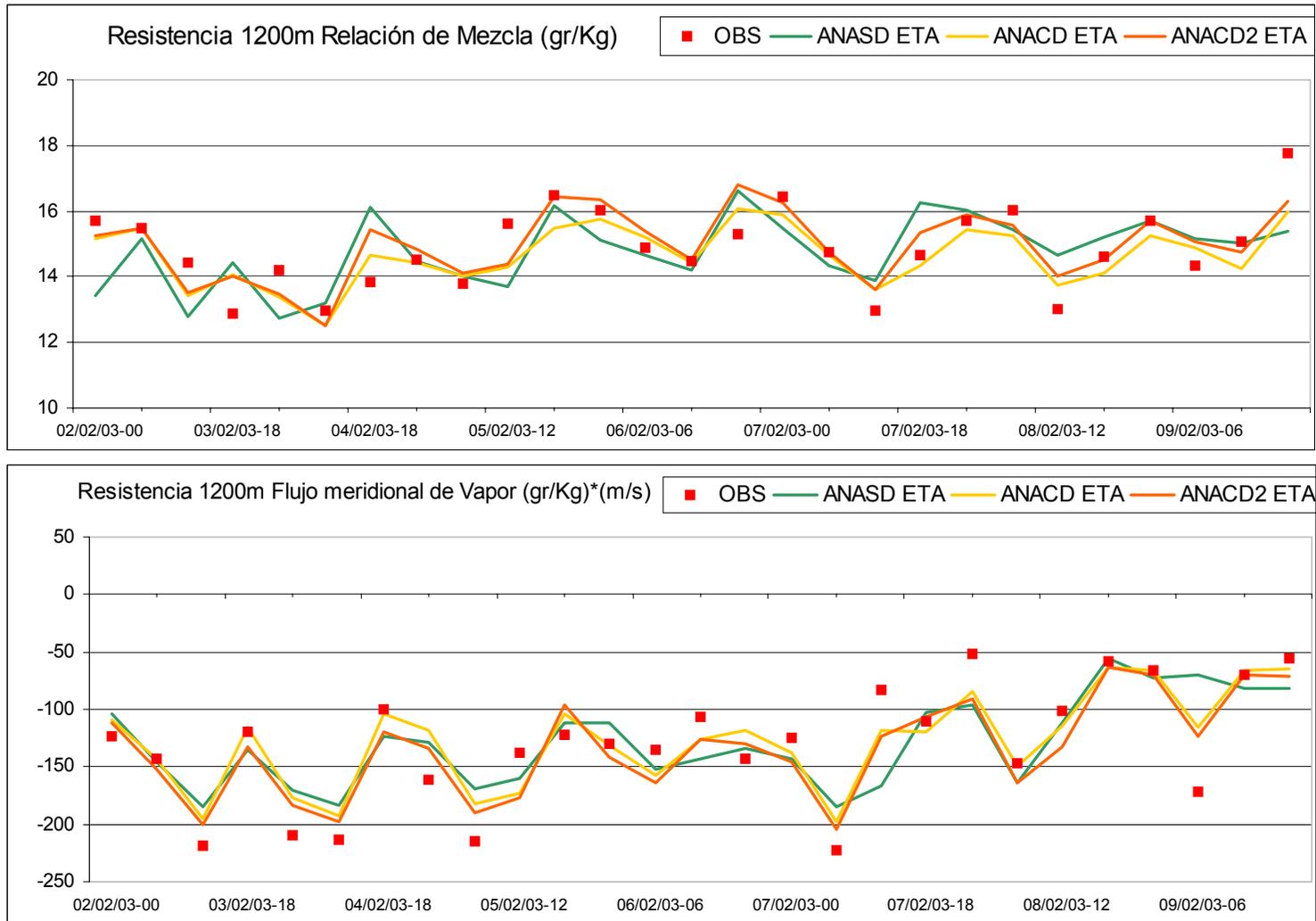


Figura 2.12: Observaciones y estimaciones mediante ANASD, ANACD y ANACD2 en coordenada shaved-eta de relación de mezcla y flujo meridional de vapor en Resistencia desde el 2 al 10/2/2003.

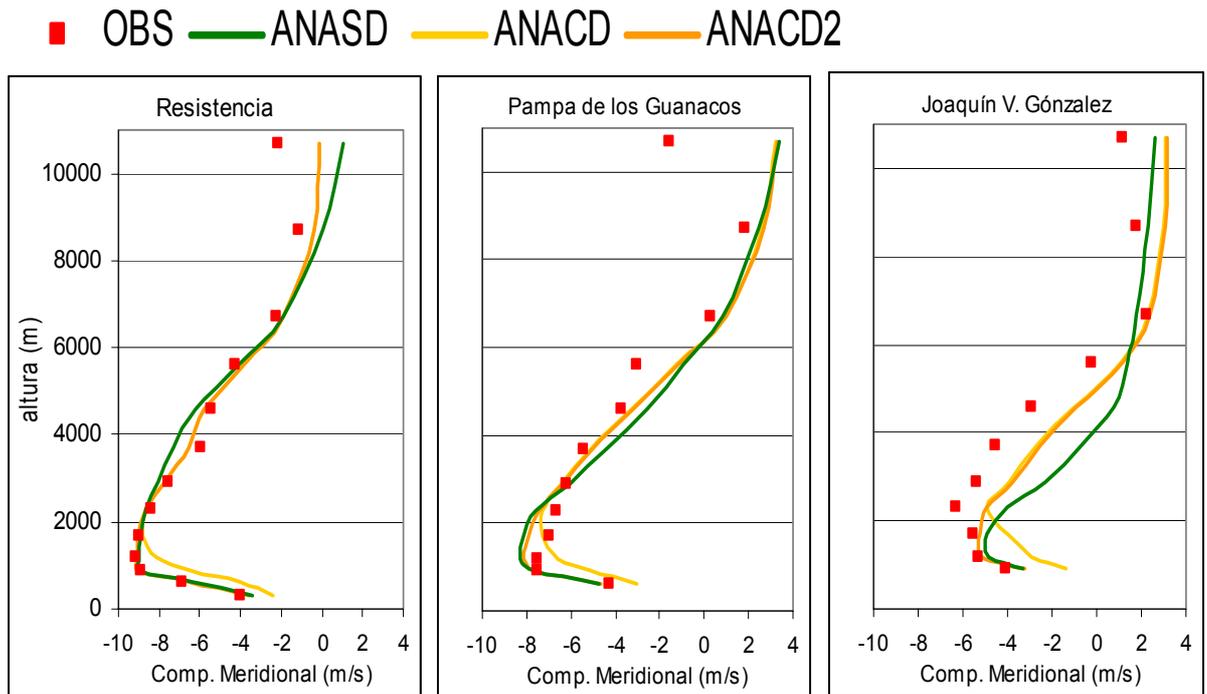


Figura 2.13: Perfiles verticales de las observaciones y estimaciones mediante ANASD, ANACD y ANACD2 en coordenada Shaved-eta de la componente meridional del viento (m/s) en Resistencia, Pampa de los Guanacos y Joaquín V. González promediado desde el 2 al 10/2/2003.

Capítulo III: Pronósticos

En este capítulo se describe la metodología utilizada para generar y verificar los pronósticos partiendo de los diferentes conjuntos de análisis. Se realiza una verificación de los pronósticos comparando los resultados en los diferentes casos, con el fin de evaluar el impacto que produce partir de un campo inicial enriquecido con especial énfasis en el pronóstico del SALLJ y la precipitación.

3.1. Descripción de los pronósticos

Según fue descrito en el capítulo anterior se cuenta con dos conjuntos de análisis, uno sin datos asimilados (ANASD) y otro que asimila todos los datos disponibles de la red operativa y los datos especiales generados por el experimento SALLJEX (ANACD). A partir de la evaluación de los análisis enriquecidos (ANACD) se puede concluir que los mismos se acercan en mayor medida a las observaciones que aquellos análisis que no asimilan datos, mostrando en particular una mejor representación de las características del SALLJ. La pregunta que se intenta responder en este capítulo es qué impacto es capaz de producir en el pronóstico, el hecho de partir de un campo inicial enriquecido mediante la asimilación de un conjunto de datos como es el obtenido durante el SALLJEX.

Los dos conjuntos de análisis (ANASD y ANACD), estudiados en el capítulo anterior, fueron generados en las dos coordenadas verticales disponibles en el modelo, σ_z y shaved eta. Las diferencias encontradas a partir de la evaluación de los análisis enriquecidos no resultan suficientes como para poder definir a priori cual de las dos coordenadas conducirá a un mejor pronóstico.

Se realizaron cuatro pronósticos utilizando como condiciones iniciales los diferentes conjuntos de análisis (ANASD y ANACD en ambas coordenadas verticales). Como condición de contorno se incorporaron los pronósticos operativos del GDAS cada 12 horas. Los pronósticos se realizaron a 72 horas,

inicializándolos a las 12 UTC. La configuración del modelo es la misma que la usada para generar los análisis, excepto que al centrarse el objetivo en el pronóstico del modelo, el “nudging” en el centro del dominio no es activado.

3.2. Verificación de los pronósticos de temperatura, humedad y viento

3.2.1. Metodología

Al igual que al evaluar los análisis generados en el capítulo anterior, en este punto se plantea la duda de cuál es la “verdad” contra la cuál se pueden contrastar los pronósticos. Dado que se obtuvieron resultados satisfactorios, a partir de las evaluaciones realizadas en el capítulo anterior, los análisis enriquecidos se pueden tomar como una buena representación del campo real. Esto nos permite hacer una verificación más amplia de los resultados, pudiendo evaluar de esta forma el pronóstico de los campos de las diferentes variables, distinguiendo zonas dentro del dominio donde el pronóstico resulta mejor o peor. Igualmente se realiza la verificación frente a las observaciones puntuales como se hizo para los análisis, dado que dicha comparación resulta más estricta. Es decir que la verificación se realiza por un lado frente a observaciones puntuales y por otro lado frente a los análisis enriquecidos. Como se mencionó en el capítulo anterior, si bien en ambos casos se están considerando datos o análisis que fueron incorporados en los pronósticos que parten de los análisis enriquecidos, no se disponía de una red lo suficientemente densa como para mantener algunos datos sin asimilar y luego usarlos como datos independientes al realizar la verificación.

Con el fin de analizar la diferencia entre los cuatro pronósticos se calcularon el BIAS y el RMSE como se definieron en el capítulo anterior para las variables temperatura, humedad y las componentes zonal y meridional del viento. Al igual que al evaluar los análisis, los estadísticos se obtuvieron en los mismos 15 niveles verticales fijos y en superficie. Se consideró para la verificación solamente el dominio de mayor resolución.

Si bien el cálculo del BIAS y del RMSE que se realizó tanto para las observaciones puntuales como para los análisis en puntos de retícula es el mismo hay que tener en cuenta algunas diferencias importantes. El cálculo con respecto a las observaciones puntuales se hizo sobre todo el período para todos los datos disponibles, obteniendo un solo valor de RMSE y de BIAS. Se generó un sondeo pronosticado para cada observación considerando el punto de retícula más cercano al lugar de observación. En el caso de las observaciones puntuales el cálculo se realiza respecto de 800 datos como máximo, pero hay que considerar que el número de datos varía dependiendo de la hora de verificación. El número de observaciones de radiosondeos y globos piloto para las diferentes horas se puede ver en la tabla A2.1 del anexo II. Además se debe tener en cuenta que la cantidad de datos varía según el nivel, especialmente en las observaciones con globos piloto. Es importante destacar que la cantidad de datos en el caso de las observaciones puntuales es muy distinta que cuando se consideran los análisis enriquecidos. En este último caso el cálculo se realizó para cada punto de la retícula de mayor resolución (91x86 puntos), obteniendo un valor para cada variable, cada nivel y cada hora de análisis y luego se promedian los valores de todo el período. Cuando se hace el cálculo de los estadísticos en puntos de retícula se consideran los pronósticos inicializados con ANASD y ANACD respecto a los análisis enriquecidos en la misma coordenada vertical con la que fueron generados los pronósticos.

Se calcularon los estadísticos por separado para las observaciones de globo piloto y para los radiosondeos. La verificación con datos puntuales se realizó en las horas en que se dispone de un mayor número de datos. Para los radiosondeos se tomaron las 00 y 12 UTC, es decir que se verificaron los pronósticos a 12, 24, 36, 48, 60 y 72 horas. En cambio para las observaciones de globo piloto en vez de tomar los datos de las 00 UTC se consideraron los de 21 UTC, es decir que se verifican los pronósticos a 9, 33, y 57 horas en lugar de los pronósticos a 12, 36 y 60 horas. En el caso de los análisis enriquecidos la verificación se realiza cada 3 horas, en todas las horas disponibles.

3.2.2. Resultados frente análisis enriquecidos

En las figuras 3.1 y 3.2 se muestran los perfiles verticales de los valores de RMSE y BIAS respectivamente, para los pronósticos a 6, 12, 18 y 24 horas para los pronósticos inicializados con los cuatro conjuntos de análisis respecto de los análisis enriquecidos en la coordenada vertical correspondiente. Los resultados se muestran a partir de 600 m ya que en el nivel de 100 y 300 m el número de puntos es mucho menor debido a la topografía del dominio y los resultados no son comparables con los de los niveles superiores. Por otro lado, tampoco se muestran los resultados para la relación de mezcla en niveles superiores a 6700m, ya que los valores de humedad son muy chicos y los resultados no tienen validez.

Analizando los valores de RMSE se puede ver que para la coordenada shaved eta se observa una disminución del mismo al partir de un campo inicial con datos asimilados. Dicho impacto es más notorio en las componentes del viento, observándose el mayor impacto en niveles bajos a las 12 horas de pronóstico. Se puede apreciar en todos los casos que el impacto en el pronóstico de la asimilación de datos en el campo inicial disminuye a medida que aumenta el tiempo de pronóstico. Para la coordenada sigma z el impacto de utilizar un campo inicial con datos asimilados es imperceptible. Solamente se puede ver a las 6 horas de pronóstico que se obtienen mejores resultados al no incorporar los datos. Este impacto negativo de la asimilación de datos puede deberse al tiempo de ajuste que necesita el modelo en las primeras horas de integración. No se muestran tiempos posteriores de pronóstico ya que dicho impacto luego de las 24 horas no es apreciable en ninguna de las dos coordenadas.

En la figura 3.2 donde se presentan los valores de BIAS los resultados son consistentes con los obtenidos para el RMSE, observándose en la coordenada shaved eta valores más cercanos a cero al partir de los ANACD. Nuevamente el mayor impacto se da en las componentes del viento y especialmente a las 12 horas de pronóstico, obteniéndose en ese caso los mejores resultados para ANACD en coordenada shaved eta. Para la coordenada sigma z el impacto de la asimilación de datos solo se percibe en las componentes del viento y a las 6

horas de pronóstico, donde el BIAS toma valores más cercanos a cero al asimilar los datos.

Los resultados del BIAS para la temperatura en niveles bajos muestran una subestimación de la misma a las 6 y 12 horas de pronóstico que coinciden con las horas de calentamiento diurno (18 y 0 UTC) y una sobreestimación a las 18 y 24 horas de pronóstico (6 y 12 UTC), mostrando una menor amplitud térmica diaria en los pronósticos respecto a los análisis. En niveles altos en líneas generales la temperatura es sobrestimada. Para la relación de mezcla se observa que en coordenada shaved eta por encima de 2000 m es subestimada, en cambio para la coordenada sigma z el BIAS según el nivel y el tiempo de pronóstico resulta en diferentes sentidos. En cuanto a las componentes del viento, se puede ver que en niveles bajos la componente zonal está subestimada, indicando que el pronóstico del modelo presenta vientos con mayor componente este que los análisis. Por otro lado, la componente meridional si bien por debajo de 1200m es sobreestimada para todas las horas, por encima de dicho nivel el comportamiento varía según el nivel y el tiempo de pronóstico.

En la figura 3.3 se muestra la evolución del BIAS en 1700 y 5600 m para la temperatura, la relación de mezcla y ambas componentes del viento. En todas las variables en 1700 m se observa un ciclo diario en el BIAS que se va reduciendo a medida que se consideran niveles más alejados de superficie. Se puede ver en el nivel de 5600 m que el ciclo diario en el BIAS no está presente. Este comportamiento se observa para los cuatro pronósticos independientemente del campo inicial utilizado. Si bien el modelo logra representar el ciclo diario de las diferentes variables, este resultado indica cierta deficiencia en el pronóstico del modelo de la onda diaria en capas bajas.

Esta deficiencia en la representación del ciclo diario en la capa límite se observa en diferentes modelos. Juan Ruiz encuentra errores similares en el ciclo diario utilizando el modelo WRF en la región sur de Sudamérica con una resolución horizontal de 40 km (Comunicación personal). Una comparación más general con un gran número de modelos numéricos de pronóstico, con

diferentes resoluciones y configuraciones, es realizada por el laboratorio MASTER (Meteorología aplicada y sistemas de tiempo regionales) de la Universidad de San Pablo y se encuentra disponible en Internet a través de su página web (www.master.iag.usp.br). Se puede apreciar como la mayor parte de los modelos presentan un ciclo diario en el BIAS respecto a las observaciones de superficie, mostrando la gran dificultad que representa para los modelos numéricos simular con exactitud el ciclo diario de las variables en la capa límite. Los errores que presenta el modelo en uso están dentro de los valores que se obtienen con la mayor parte de los modelos.

Por su parte, Medvigy y otros, 2005, realizan simulaciones con el modelo RAMS y muestran que la masa en el volumen del dominio considerado no se conservaba a lo largo de la simulaciones a 48 horas y además encontraron que existía un ciclo diario en la pérdida de masa. En particular en el RAMS, los autores explican el ciclo diario en la falta de conservación de la masa como resultado de la inexactitud en las aproximaciones de la ecuación de continuidad utilizada (ver anexo I), principalmente por la omisión del término relacionado con el calentamiento diabático. Si bien este resultado no se puede relacionar directamente con la existencia de un ciclo diario en el BIAS de las variables estudiadas, puede ser responsable en parte de los errores encontrados.

En la figura 3.4 se muestran los valores de RMSE y BIAS para las variables de superficie. En primer lugar se presentan las variables disponibles en ambas coordenadas, temperatura y presión al nivel del mar. Para estas variables se obtienen mejores valores de RMSE en coordenada sigma z que en shaved-eta. Se puede ver que durante el día la temperatura es subestimada y durante la noche sobreestimada, indicando al igual que en los perfiles que la amplitud térmica en el pronóstico del modelo es menor a la observada. En ninguna de las coordenadas se observa un impacto de la asimilación de datos. Por otro lado se muestran las variables de viento a 10 m que para el caso de la coordenada sigma-z se dispone de la intensidad del viento y para la coordenada shaved-eta se cuenta con las componentes zonal y meridional. En cuanto a las variables del viento solamente en las primeras 6 horas de

pronóstico se observa que los valores de RMSE presentan valores menores al asimilarse los datos. Se puede ver que la coordenada shaved-eta subestima el viento del sector norte y oeste en los pronósticos y estos errores son corregidos levemente al partir de un campo inicial con datos asimilados. En la coordenada sigma z la intensidad del viento está sobreestimada y también se puede apreciar que este BIAS se corrige levemente al partir de un campo inicial con datos asimilados.

En síntesis, de esta verificación frente a los análisis enriquecidos se puede concluir que partir de un campo inicial con datos asimilados produce un impacto positivo en los valores de RMSE y BIAS que se puede apreciar en el campo de viento y no es tan notable en las variables termodinámicas. El impacto es mayor en la coordenada shaved eta y no se prolonga más allá de las 18 horas, apreciándose los cambios más importantes a las 12 horas de pronóstico.

3.2.3. Resultados frente a observaciones puntuales

En este punto se evalúan las diferencias entre los pronósticos y las observaciones puntuales para las horas de pronóstico en que se dispone de mayor cantidad de información para realizar la verificación. Para los radiosondeos se consideraron las 00 y 12 UTC, pero se debe tener en cuenta que la cantidad de datos disponibles varía significativamente entre las 00 y las 12 UTC, contando con alrededor de 200 radiosondeos a las 00UTC y 600 a las 12UTC. En el caso de los globos piloto se utilizaron las horas 12 y 21 UTC, donde no existe una diferencia tan marcada en el número de datos, contando con alrededor de 700 observaciones a las 12 UTC, y 850 a las 21 UTC. Es importante destacar que el número de observaciones varía según el nivel, esto ocurre en mayor medida en el caso de los globos piloto.

En la figura 3.5 y 3.6 se muestran los perfiles verticales de los valores de RMSE y BIAS respectivamente para la temperatura, la relación de mezcla y las componentes zonal y meridional del viento para los pronósticos a 12, 24, 36 y 48

horas respecto de las observaciones de radiosondeos para todo el período SALLJEX.

Para la temperatura, en todos los niveles por debajo de 5000 m, la coordenada sigma z presenta mejores resultados, con RMSE menores y BIAS más cercanos a cero. Este resultado se invierte por encima de los 6600 m donde la coordenada shaved eta resulta mejor. En el BIAS se puede ver que la temperatura está subestimada por el modelo en niveles bajos y sobreestimada en niveles altos, a partir de los 3700 m de altura, con un consiguiente efecto de estabilización en el perfil de temperatura. Al analizar los resultados para la relación de mezcla, si bien al comparar los RMSE no se aprecian diferencias, en el BIAS se puede ver que la coordenada shaved eta siempre presenta valores menores subestimando la relación de mezcla por encima de 2500m, en cambio la coordenada sigma z generalmente sobrestima la relación de mezcla. En ninguna de las dos variables se logra apreciar un impacto de la asimilación de datos, este impacto es muy pequeño y apenas se observa en las primeras 12 horas y en mayor medida en la coordenada shaved eta.

En la verificación de los pronósticos de las variables del viento respecto de los radiosondeos, tampoco se puede identificar el efecto de la asimilación de datos en ninguna de las coordenadas verticales. Al comparar ambas coordenadas verticales, los resultados según sea el nivel y la hora de pronóstico resultan mejor en una coordenada u otra. Según los valores del BIAS en la componente zonal y meridional del viento se puede ver una subestimación del viento de la dirección oeste en todos los niveles y del sector norte por debajo de 2500m.

En la figura 3.7 se presentan los perfiles verticales de los resultados del RMSE y BIAS respecto de las observaciones realizadas con globos piloto para las 9, 24, 33 y 48 horas de pronóstico, para las variables de viento.

Al realizar la comparación con observaciones puntuales de globos piloto, a las 9 horas de pronóstico para ambas coordenadas se ve una disminución del RMSE al asimilarle los datos, esta diferencia va disminuyendo a medida que aumenta el tiempo de pronóstico. Cabe destacar que en este caso aún a las 48

horas de pronóstico se logra apreciar el efecto positivo de la asimilación de datos en la componente meridional del viento. En ambas componentes se observa en todos los tiempos de pronóstico que el BIAS es más cercano a cero al asimilarle los datos. Esto se puede ver en ambas coordenadas.

Nuevamente encontramos que el impacto en el pronóstico de la asimilación de datos en el campo inicial resulta mayor en el campo de viento que en la temperatura y la humedad. Al comparar los resultados respecto a los datos de globo piloto este impacto es aún mayor mostrando un beneficio al asimilar los datos, incluso hasta las 48 horas de pronóstico. Este hecho está justificado en parte porque los radiosondeos de la red operativa ya habían sido asimilados a los GDAS que son los análisis que se utilizan como campo preliminar al generar los análisis, en cambio, ninguna de las observaciones de globo piloto fue asimilada previamente. Respecto a la comparación entre ambas coordenadas se obtienen mejores resultados en sigma z para la temperatura y la humedad. Para las variables de viento la coordenada que resulta mejor varía dependiendo del nivel y la hora de pronóstico.

Al igual que en los errores del pronóstico respecto a los análisis enriquecidos se puede apreciar una onda diaria en el error, que resulta más notable en niveles bajos. La onda diaria en los errores se puede ver tanto para los radiosondeos como para las observaciones de globos piloto, marcando nuevamente cierta deficiencia en el modelo en representar la onda diaria especialmente en la capa límite atmosférica.

3.3. Verificación del pronóstico del SALLJ

Dado que uno de los objetivos es evaluar si se logra mejorar el pronóstico del SALLJ al partir de un campo inicial enriquecido, se analiza con mayor detalle el campo de movimiento en los niveles donde se presenta su máximo. En el capítulo anterior se concluyó a partir de diferentes evaluaciones que los análisis enriquecidos proveen una buena representación del SALLJ. Por tal motivo, en este punto se realiza la verificación de los pronósticos frente a los análisis enriquecidos generados.

Se realizan diagramas de Hovmoller con los pronósticos y los análisis en latitudes fijas para las diferentes variables con las que se identifica el SALLJ, como otra forma de encontrar el impacto de la asimilación de datos en el pronóstico. En las figura 3.8 a 3.11 se muestran los diagramas de Hovmoller de la componente meridional del viento en 1700 m para 22 °S de latitud, donde se presentan los resultados en la coordenada shaved eta. Se presentan los análisis enriquecidos y los pronósticos partiendo de ANACD y ANASD, y también las diferencias entre ambos pronósticos y entre cada uno de ellos y el análisis enriquecido. Estos gráficos se analizan para los pronósticos a 06, 12, 18 y 24 horas. Se observa que todos los pronósticos se ajustan en forma satisfactoria a los análisis, en cuanto a la secuencia de eventos con vientos del norte y del sur. Los máximos encontrados en los análisis se pueden ver en los pronósticos. La intensidad de la componente meridional del viento también está representada correctamente. Si comparamos los pronósticos con y sin datos asimilados se ve un impacto positivo al asimilar los datos pero solamente en las primeras 06 horas de pronóstico, a medida que el tiempo de pronóstico avanza estas diferencias disminuyen. Una evaluación similar se realiza para los análisis y pronósticos en la coordenada sigma-Z obteniendo los mismos resultados (no se muestra). Como era de esperar también se puede ver como aumentan las diferencias entre los pronósticos y los ANACD a medida que aumenta el tiempo de pronóstico.

Como una forma más estricta de reconocer si se pronóstico SALLJ en los casos en que se observó, se realizan diagramas de Hovmoller para 22° sur de latitud de la intensidad de la componente meridional del sector norte y la cortante del viento indicando los períodos donde se cumple el criterio de Bonner en 1700m de altura (no se muestran). Se consideraron los casos en los cuales en presencia de flujo del sector norte la intensidad del viento resultaba superior a 12 m/s y la cortante entre 1700 y 2900m o entre 1700 y 3700m era mayor a 6 m/s. En estos diagramas se observa que los pronósticos representan los casos donde se cumple el criterio correctamente en tiempo y espacio, pero no se observa un impacto significativo de la asimilación de datos en ninguna de

las dos coordenadas verticales. Un leve impacto positivo solamente se puede apreciar en las primeras 06 horas de pronóstico.

Con el fin de evaluar si existen diferentes comportamientos respecto a la asimilación de datos a lo largo del dominio se obtienen distribuciones espaciales de RMSE y BIAS de los distintos pronósticos respecto de los análisis enriquecidos en la misma coordenada vertical. Estos campos se analizan para la región ubicada entre 55 y 64° de longitud y 32 y 20 ° de latitud para los pronósticos a 06 ,12 ,18 y 24 horas, para la componente meridional en el nivel de 1700m que se muestran en las figuras 3.12 a 3.15. Se puede ver como las diferencias de RMSE y BIAS entre los pronósticos inicializados con ANASD y ANACD en cualquiera de las dos coordenadas verticales disminuyen a medida que aumenta el tiempo de pronóstico. A las 6 horas de pronóstico el impacto positivo de asimilar los datos se ve reflejado en una disminución del RMSE en todo el campo y los valores de BIAS cercanos a 0 m/s. A las 12 y 18 horas de pronóstico todavía se puede apreciar cierto impacto de la asimilación de datos obteniéndose en algunas zonas del dominio valores menores de RMSE. Al alcanzar las 24 horas de pronóstico ya no se observa ningún impacto de la asimilación de datos. Si bien este análisis es válido para las dos coordenadas verticales es más notable en la coordenada vertical shaved eta, donde se observa un mayor impacto en el pronóstico al partir de un campo inicial enriquecido. Este mismo análisis se realizó para la intensidad del viento, encontrándose resultados similares (no se muestra).

A partir de estos resultados se puede decir que el modelo logra pronosticar satisfactoriamente los eventos SALLJ. Si bien el impacto de la asimilación de datos en los campos relacionados con el SALLJ es débil, se logra ver un impacto positivo, aunque éste no se prolonga más allá de las 24 horas y resulta más significativo en las primeras 12 horas de pronóstico. Considerando la hora de ocurrencia del máximo en la intensidad del SALLJ y la corta duración del impacto positivo en el pronóstico al asimilar los datos, sería conveniente con el fin de lograr un mejor pronóstico de la intensidad del SALLJ inicializar los pronósticos a las 00 UTC.

3.4. Verificación de los pronósticos de precipitación

3.4.1. Metodología

La región geográfica seleccionada a efectos de la verificación de la precipitación abarca desde 53 a 63° oeste y desde 22° a 40° sur (ver ubicación en la figura 3.16). Se eligió este dominio por los siguientes motivos:

- Está totalmente cubierto por la retícula de mayor resolución
- La base de datos de precipitación disponible en la región durante el período del SALLJEX cuenta con la mayor densidad espacial.
- La región no está dominada por áreas con terreno complejo.
- Las precipitaciones intensas asociadas a eventos significativos del SALLJ se producen frecuentemente dentro de esta región.

Para realizar la verificación se utilizó la base de datos de precipitación del SALLJEX, donde se cuenta con una red mucho más densa que la operativa. Una descripción de esta red se puede encontrar en Vera y otros, 2006. En la figura 3.17 se muestra la red pluviométrica del experimento SALLJEX. Con el objetivo de realizar la verificación de los pronósticos es necesario convertir los datos obtenidos en una red observacional irregular a puntos regularmente espaciados. Se adopta el criterio de promediar las observaciones dentro del dominio en cajas de 0.5° de latitud por 0.5° de longitud. A las cajas con datos faltantes se les asigna un valor indefinido de precipitación y no se utilizaron en la verificación. El porcentaje de días con valores indefinidos por caja para todo el período SALLJEX se muestra en la figura 3.16. Se decide no aumentar la resolución espacial utilizando cajas más pequeñas, para evitar los efectos adversos relacionados con un aumento del número de cajas con datos faltantes y el mayor peso de posibles errores de medición asociado al menor número de datos que intervienen en el cálculo del promedio. Esta metodología difiere de las técnicas de interpolación ampliamente utilizadas para representar campos observados de precipitación tales como el kriging (Davies, 1973), donde por un lado la precipitación es suavizada y por otro se generan valores de precipitación en regiones donde no hay observaciones. Esto hace que la comparación

realizada sea más estricta en el sentido que en los puntos donde no hay datos no se realizan las verificaciones, y en las cajas con datos no se realizan interpolaciones sino simplemente promedios. Una metodología similar fue utilizada por Liebmann y Allured (2005) para generar una base de datos histórica en puntos de retícula para Sudamérica.

La verificación requiere trabajar con una retícula común entre los datos y los pronósticos, por lo que se promedian los valores de precipitación pronosticados en los puntos de retícula que abarca cada caja. Se realizó la verificación con los datos de las dos retículas, la de mayor y menor resolución.

La precipitación pronosticada se evaluó mediante los estadísticos Equitable Treath Score (ETS) y BIASPP, siguiendo la definición de Mesinger, 1996:

$$ETS = \frac{H - CH}{F + O - H - CH} \quad \text{con} \quad CH = \frac{F \times O}{N}$$

$$BIASPP = \frac{F}{O}$$

donde: F es el número de puntos en los que se pronosticó precipitación, O es el número de puntos en los que se observó precipitación, H es el número de puntos en los que se pronosticó y se observó precipitación y N es el número de puntos con datos en todo el dominio de verificación. Estos mismos estadísticos fueron empleados en la región por Saulo y Ferreira, 2003, para la verificación de pronósticos de precipitación sobre el sur de Sudamérica.

El ETS es proporcional a la cantidad de aciertos, es decir el número de cajas en que se observó y se pronosticó precipitación mayor a un determinado umbral, cuanto mayor es el valor de ETS mejor será el desempeño del modelo. El BIASPP da la relación entre el número de cajas en las que se pronosticó y en las que se observó precipitación superior a un determinado umbral, sin tener en cuenta que sean las mismas cajas o no, es decir que lo que se está comparando es el tamaño de las áreas donde precipitó. Los valores de BIASPP mayores/menores a uno indican que el área donde se pronosticó precipitación es mayor/menor al área donde se observó. En un pronóstico perfecto el ETS y el BIASPP serían iguales a uno.

Tanto el ETS como el BIASPP se calcularon para ocho umbrales de precipitación (0.25, 2.50, 6.30, 12.7, 19.0, 25.4, 38.1 y 50.8 mm). Se considera la precipitación acumulada en el período de 24 horas coincidiendo con el día pluviométrico debido a que es el intervalo de tiempo en el que la mayor parte de la información está disponible. Dado que los valores de ETS dependen fuertemente de la región, de la resolución y del tipo de dato con el que se está evaluando, es difícil definir valores de referencia que puedan ser utilizados para determinar si el valor es satisfactorio o no, por lo tanto los valores obtenidos para cada pronóstico se compararon con la persistencia.

Además del uso de los estadísticos descriptos anteriormente, para realizar una evaluación cualitativa de los pronósticos de precipitación se generaron campos con la precipitación acumulada durante todo el período tanto para las observaciones como para los cuatro pronósticos, considerando la precipitación acumulada cada 24 horas. Se utilizaron los pronósticos de precipitación acumulada en las primeras 24 horas, entre 24 y 48 horas y entre 48 y 72 horas, con el fin de evaluar las diferencias entre los distintos tiempos de pronóstico.

Por otro lado, dado que el impacto en el pronóstico al utilizar un análisis enriquecido, resulta mayor en las primeras horas de pronóstico, se decide evaluar el pronóstico de precipitación acumulada en períodos de 6 horas. Se consideraron las observaciones de pluviómetros de 13 estaciones meteorológicas de Argentina, de la red operativa, obtenidas a través del Servicio Meteorológico Nacional que informan la precipitación acumulada de 6 horas. Se comparó el valor observado en la estación frente al promedio del valor pronosticado por los 4 puntos de retícula más cercanos a la estación meteorológica. Es importante señalar que en esta evaluación existen errores de representatividad debido a que los pluviómetros proveen observaciones puntuales (Tustison y otros, 2001). Las diferencias entre los pronósticos del modelo y las observaciones están relacionadas con los errores del modelo y también en parte con la escala de medición de las observaciones. La ubicación de las estaciones se puede ver en la figura 3.16 y el detalle de las coordenadas

de las mismas en la tabla 3.1. Se calculó el RMSE y el BIAS para la precipitación acumulada de 6 horas, según los pronósticos a 6, 12, 18 y 24 horas solamente en la retícula de mayor resolución.

Nº Estación	Latitud Sur	Longitud Oeste	Altura (m)	Nombre
87148	26° 45'	60° 24'	93	PCIA. ROQUE SAENZ PEÑA AERO
87155	27° 27'	59° 03'	52	RESISTENCIA AERO
87166	27° 27'	58° 46'	62	CORRIENTES AERO
87178	27° 22'	55° 58'	125	POSADAS AERO
87257	29° 53'	61° 57'	88	CERES AERO
87270	29° 11'	59° 42'	53	RECONQUISTA AERO
87289	29° 41'	57° 09'	70	PASO DE LOS LIBRES AERO
87371	31° 42'	60° 49'	18	SAUCE VIEJO AERO
87374	31° 47'	60° 29'	78	PARANA AERO
87395	31° 18'	58° 01'	38	CONCORDIA AERO
87480	32° 55'	60° 47'	25	ROSARIO AERO
87497	33° 0'	58° 37'	21	GUALEGUAYCHU AERO
87576	34° 49'	58° 32'	20	EZEIZA AERO

Tabla 3.1 Datos de las estaciones meteorológicas utilizadas en la verificación de la precipitación acumulada de 6 horas. Marcadas con círculos naranja en la figura 3.16.

3.4.2. Resultados

En la figura 3.18 y 3.19 se muestran los valores de ETS y BIASPP respectivamente para los pronósticos inicializados con los diferentes análisis a 24, 48 y 72 horas de precipitación acumulada de 24 horas para todo el período SALLJEX.

Comparando los valores de ETS obtenidos para los diferentes pronósticos no se observa en general un mejor desempeño del modelo al asimilarle los datos. Existe solamente un leve impacto positivo de la asimilación de datos en la coordenada shaved eta para umbrales bajos de precipitación en

los pronósticos a 48 y 72 horas. Resultan mayores las diferencias entre las dos coordenadas verticales utilizadas que entre los pronósticos que parten de campos iniciales con o sin datos asimilados. En líneas generales los pronósticos que utilizan la coordenada sigma z presentan valores más altos de ETS que en la coordenada shaved eta. Para todos los tiempos de pronóstico, los valores de ETS superan a los de la persistencia, excepto para los umbrales mayores a 25 mm en los pronósticos a 72 horas. Como es de esperar los valores de ETS disminuyen a medida que aumenta el umbral y el tiempo de pronóstico. Al comparar los resultados en ambas retículas no se observan diferencias importantes, esto se debe por un lado al anidado interactivo del modelo que hace que los resultados del dominio de mayor resolución modifiquen los del dominio de menor resolución, y por otro lado a la resolución de las cajas que se utilizan para realizar el cómputo del ETS.

Analizando los valores de BIASPP, se puede ver que los pronósticos sobrestiman el área de la precipitación en umbrales bajos y la subestiman para umbrales altos. En el pronóstico a 24 horas se observa que en ambas coordenadas el BIASPP disminuye para todos los umbrales al asimilarle los datos, es decir que el área de precipitación pronosticada al partir de un campo inicial con datos asimilados resulta menor. Este resultado es positivo para umbrales bajos donde los pronósticos sobrestiman el área con precipitación, pero no lo es para umbrales altos donde al utilizar un campo inicial enriquecido la subestimación es aún mayor. Para umbrales de 2,5 mm en adelante el BIASPP de los pronósticos con datos asimilados resulta menor a uno, mientras que en el caso de los pronósticos sin datos asimilados este empieza a tomar valores menores a uno para umbrales superiores a 12,7mm.

Las diferencias en el BIASPP de los pronósticos que utilizan como condición inicial un análisis enriquecido o no desaparecen tanto para el pronóstico a 48 como a 72 horas, donde se puede ver que los pronósticos en la coordenada sigma z presentan valores más altos de BIASPP para todos los umbrales. Sobreestimando en mayor medida el área de precipitación para umbrales bajos y obteniendo un mejor resultado para umbrales altos.

En la figura 3.20, 3.21 y 3.22 se muestran los campos de precipitación acumulada para todo el período que incluye 92 días, considerando la precipitación acumulada en los pronósticos a 24 horas, entre 24 y 48 horas y entre 48 y 72 horas respectivamente. Por otro lado se muestra la precipitación observada y además se presenta un campo con el número de días con observaciones en cada caja para todo el período, de tal forma de poder evaluar la validez del promedio en las diferentes cajas. Se observa que en las regiones donde existe una mayor cantidad de datos, la precipitación está subestimada por todos los pronósticos y más aún al asimilar los datos, coincidiendo con los resultados de BIASPP encontrados. No se ven diferencias importantes entre las diferentes coordenadas verticales. A medida que aumenta el tiempo de pronóstico las diferencias entre aquellos que parten del análisis enriquecido o no va disminuyendo.

De este análisis surge como conclusión que el impacto de asimilarle datos al modelo solamente se puede observar en las primeras 24 horas y no en períodos posteriores. En términos de precipitación el partir de un campo inicial enriquecido no hace que mejore el desempeño del modelo, al menos al evaluar la precipitación acumulada en un período de 24 horas. Se observa que el área que abarca la precipitación pronosticada y la intensidad de la misma disminuyen al partir de un campo inicial con datos asimilados.

A partir de este resultado se realizó una evaluación para la precipitación acumulada en períodos de 6 horas, con la finalidad de estudiar si el impacto en el pronóstico de precipitación a más corto plazo resulta mayor. Para realizar esta verificación se seleccionaron algunas estaciones meteorológicas en las que se dispone de este tipo de observación. En las tablas 3.2 a 3.5 se presentan los valores de RMSE y BIAS obtenidos para las 13 estaciones meteorológicas consideradas, para la precipitación acumulada en las últimas 6 horas en los pronósticos a 6, 12, 18 y 24 horas, según los cuatro pronósticos generados.

RMSE - Precipitación acumulada de 6 horas - shaved eta								
Estaciones	Pronóstico a 6 hs		Pronóstico a 12hs		Pronóstico a 18hs		Pronóstico a 24hs	
	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD
87148	5,6	3,8	10,4	10,0	8,5	8,1	3,6	2,8
87155	7,6	8,7	6,6	6,1	4,9	4,5	8,7	8,7
87166	4,4	6,2	5,3	5,6	4,5	4,4	10,3	10,5
87178	9,2	9,4	6,3	4,0	8,3	8,5	7,6	7,7
87257	7,0	5,9	3,4	2,6	7,3	7,1	10,1	10,2
87270	6,8	7,1	4,3	2,9	6,8	9,0	9,8	10,2
87289	6,0	6,1	5,9	5,2	6,5	6,0	10,5	9,9
87371	8,0	7,2	5,4	5,1	9,8	9,6	13,7	13,1
87374	12,7	11,0	6,3	5,6	8,5	8,3	8,7	8,4
87395	4,9	3,6	6,7	6,1	7,8	7,4	15,5	15,6
87480	6,4	6,2	4,0	2,9	7,0	6,9	6,5	3,8
87497	8,0	7,6	5,4	4,9	4,0	3,7	5,3	5,4
87576	6,4	6,8	4,0	3,6	6,8	7,0	5,5	5,5

Tabla 3.2 RMSE de la precipitación acumulada en mm en períodos de 6 horas para las 6, 12, 18 y 24 horas de pronóstico para diferentes localidades, según los pronósticos en coordenada shaved eta partiendo de ANASD y ANACD. Se sombrea en gris los mejores valores en cada estación meteorológica y tiempo de pronóstico.

RMSE - Precipitación acumulada de 6 horas - sigma z								
Estaciones	Pronóstico a 6 hs		Pronóstico a 12hs		Pronóstico a 18hs		Pronóstico a 24hs	
	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD
87148	3,3	3,6	9,4	9,5	8,9	8,5	9,8	10,3
87155	7,4	8,8	6,6	5,9	4,7	5,2	8,6	10,0
87166	4,1	6,3	5,6	6,3	4,2	5,1	10,3	11,8
87178	9,4	10,0	5,7	4,6	8,3	8,6	7,7	7,8
87257	5,2	5,6	2,4	2,4	6,9	6,9	10,6	11,2
87270	7,0	7,5	3,3	2,8	6,7	11,4	9,4	10,6
87289	5,9	5,9	5,7	5,4	6,8	6,2	10,5	9,8
87371	7,0	6,8	5,2	5,2	11,8	9,7	15,9	14,8
87374	10,7	10,4	5,7	5,8	8,9	8,4	11,7	9,7
87395	4,0	3,5	6,5	6,0	9,0	7,5	15,6	16,0
87480	8,4	6,2	3,6	3,1	7,1	7,0	9,1	4,9
87497	7,1	7,5	5,8	5,0	3,9	5,2	6,3	5,8
87576	6,1	6,8	4,0	4,2	6,8	6,9	5,4	5,5

Tabla 3.3. Idem tabla 3.2 pero en coordenada sigma z

BIAS - Precipitación acumulada de 6 horas - shaved eta								
Estaciones	Pronóstico a 6 hs		Pronóstico a 12hs		Pronóstico a 18hs		Pronóstico a 24hs	
	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD
87148	1.5	0.5	0.4	-0.7	-0.1	-0.5	0.5	0.2
87155	0.0	-0.5	0.5	-0.1	0.0	-0.1	-1.2	-1.2
87166	0.3	-0.2	0.1	-0.4	-0.3	-0.1	-2.5	-2.3
87178	1.0	-0.4	1.9	0.2	-0.7	-0.5	-1.0	-0.9
87257	0.7	0.0	1.1	0.6	-0.4	-0.9	-1.9	-2.0
87270	-0.3	-1.1	3.8	-0.9	-0.2	0.3	-2.6	-2.0
87289	-0.5	-1.3	0.1	-0.5	-0.3	-0.7	-1.7	-2.0
87371	-0.6	-0.9	-0.1	-0.4	-2.0	-2.1	-3.1	-3.1
87374	-1.4	-2.2	0.1	-0.4	-1.2	-1.5	-1.7	-1.8
87395	0.1	-0.5	0.2	-0.3	-0.6	-0.7	-3.8	-4.0
87480	-0.7	-0.8	0.0	-0.3	-1.1	-1.4	0.1	-0.4
87497	-1.0	-1.3	0.0	-0.5	-0.6	-0.7	-1.0	-1.0
87576	-1.4	-1.4	-0.2	-0.3	-1.4	-1.3	-1.6	-1.5

Tabla 3.4 BIAS de la precipitación acumulada en mm en períodos de 6 horas para las 6, 12, 18 y 24 horas de pronóstico para diferentes localidades, según los pronósticos en coordenada shaved eta partiendo de ANASD y ANACD.

BIAS - Precipitación acumulada de 6 horas - sigma z								
Estaciones	Pronóstico a 6 hs		Pronóstico a 12hs		Pronóstico a 18hs		Pronóstico a 24hs	
	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD	ANASD	ANACD
87148	0.8	0.5	-0.7	-1.3	0.2	0.0	1.6	2.1
87155	-0.6	-0.1	0.3	-0.3	-0.2	0.0	-1.2	-0.6
87166	-0.2	0.3	-0.2	-0.5	-0.3	0.0	-2.4	-1.8
87178	0.8	-0.2	1.5	0.4	-0.7	-0.5	-0.7	-0.5
87257	-0.1	-0.2	0.6	0.4	-0.8	-0.9	-1.2	-1.2
87270	-0.7	-1.0	1.6	-1.6	-0.2	0.6	-2.0	-1.7
87289	-0.7	-1.1	-0.1	-0.5	-0.2	-0.7	-1.3	-1.8
87371	-0.6	-0.7	-0.2	-0.3	-1.1	-2.0	-1.9	-2.4
87374	-1.5	-2.2	-0.2	-0.3	-0.9	-1.3	-0.7	-1.1
87395	-0.3	-0.5	0.1	-0.3	-0.2	-0.5	-3.9	-3.7
87480	-0.3	-0.7	-0.1	-0.3	-1.0	-1.2	0.2	-0.3
87497	-0.9	-1.3	0.2	-0.5	-0.7	-0.3	-0.6	-0.6
87576	-1.4	-1.2	-0.3	-0.2	-1.4	-1.3	-1.6	-1.5

Tabla 3.5 Idem tabla 3.4 pero en coordenada sigma Z

Se puede ver en el caso de la coordenada shaved eta que el RMSE disminuye en todas las estaciones, excepto en Corrientes, al partir de un campo inicial con datos asimilados para el pronóstico de precipitación acumulada

entre las 6 y las 12 horas de pronóstico. En el resto de los tiempos de pronóstico el resultado varía según la estación meteorológica considerada. Para la coordenada sigma z el impacto de la asimilación de datos resulta menor y varía el resultado según sea el período de pronóstico y la estación meteorológica que se considere. Como se mencionó anteriormente se debe tener en cuenta que los pluviómetros proveen una observación puntual y los resultados del modelo tienen una representatividad espacial mayor. Como ejemplo, se puede ver que los valores de RMSE difieren entre Resistencia y Corrientes que son dos localidades vecinas, la precipitación pronosticada por el modelo dada la resolución espacial utilizada coincide para ambas localidades, pero las diferencias se atribuyen al valor observado mediante el pluviómetro en cada una de ellas.

Los valores de BIAS en líneas generales son negativos, mostrando una subestimación de la precipitación, aunque los valores calculados en su mayoría resultan menores a 1 mm. No se observa en el cálculo del BIAS un mejor desempeño del modelo al partir de un análisis enriquecido.

3.5. Pronósticos inicializados con ANACD2

3.5.1. Diseño de los pronósticos

Una de las hipótesis que se plantea a partir de los resultados encontrados, donde el impacto de la asimilación de datos en el pronóstico es menor al esperado e incluso en el pronóstico de precipitación acumulada de 24 horas resulta negativo, es que la inclusión de los datos no balanceados genera perturbaciones espurias que hace que el modelo tienda a estabilizar los campos más aún que cuando no se asimilan los datos. Por ese motivo surge la pregunta de cual sería el impacto en el pronóstico al partir de un campo inicial donde se asimila un subconjunto de datos en el que se incluyen solamente los radiosondeos y las mediciones con globos piloto. Se eligió este subconjunto debido a que la cantidad de datos en el conjunto de las observaciones de superficie es mucho mayor y las variables de superficie son más sensibles a efectos locales resultantes de las inhomogeneidades de la superficie, con lo cual

pueden perturbar en mayor medida los campos de las variables atmosféricas y con mayor intensidad en la capa límite. Además el conjunto de datos que se ha enriquecido en forma significativa durante el experimento SALLJEX es el proveniente de los radiosondeos y de las mediciones con globos piloto. Dichos análisis (ANACD2) fueron generados para el período que va desde el 2 al 10 de febrero de 2003 donde se observó un caso CJE prolongado según se describe en el capítulo II.

Este caso solamente se estudió en la coordenada shaved eta. Partiendo de los análisis enriquecidos con este subconjunto de datos (ANACD2), se realiza un pronóstico diario a 72 horas inicializándolos a las 12 UTC, desde el 2 y hasta el 10 de febrero de 2003 con la misma configuración que para el resto de los pronósticos generados, solamente difieren en la condición inicial utilizada.

3.5.2. Resultados

En la figura 3.23 se muestra el campo de precipitación acumulada durante el período desde el 2 al 11 de febrero de 2003, observada y pronosticada partiendo de los diferentes campos iniciales, ANASD, ANACD y ANACD2. En esta figura se muestran los pronósticos de precipitación acumulada a 24 horas. Se observa que partiendo de ANACD2 el campo de precipitación pronosticada se ajusta mejor a las observaciones que el pronóstico que parte de ANACD. En el centro y sur de Santa Fé, que es la región donde se observó mayor cantidad de precipitación, si bien los dos pronósticos subestiman la precipitación, el que parte de ANACD2 lo hace en menor medida. Por otro lado el pronóstico que parte de ANASD presenta valores aún más altos en dicha región pero a la vez sobrestima la precipitación en otras regiones, como en el sur del Chaco y el este de Santiago del Estero. Considerando todo el dominio que estamos evaluando, el pronóstico que parte de ANACD2 es el que mejor se ajusta a las observaciones.

En las figuras 3.24 y 3.25 se muestra el diagrama de Hovmoller de la componente meridional del viento en el nivel de 1700m en 22°S de latitud, producido con ANACD y con los pronósticos a 06, 12, 18 y 24 horas que parten

de ANACD, ANASD Y ANACD2. Se observa que cualquiera de los pronósticos sobrestima levemente la intensidad de la corriente en chorro y además la prolonga más en el tiempo que lo que muestran los análisis enriquecidos. Las diferencias entre los pronósticos solamente se pueden apreciar en las primeras 12 horas de pronóstico y se observa que el pronóstico que se aproxima en mayor medida a los análisis es el inicializado con ANACD. A partir del análisis de esta figura, no se encuentra un mejor resultado al inicializar el pronóstico con ANACD2 como se pudo observar en los campos de precipitación. Por otro lado, se realizaron mapas de RMSE y BIAS de los pronósticos inicializados con ANASD, ANACD y ANACD2, para la componente meridional del viento, que se muestran en las figuras 3.26 a 3.29. Se realizaron los mismos mapas para la intensidad del viento, obteniéndose resultados similares (no se muestra). Se puede ver que en el pronóstico a 6 horas los mejores valores, tanto de RMSE como de BIAS, se obtienen al inicializar el pronóstico con ANACD. También se observa que los pronósticos inicializados con ANACD2 resultan mejores que aquellos que se inicializan con ANASD. Estas diferencias disminuyen en el pronóstico a 12 horas y son prácticamente imperceptibles a 18 y 24 horas. En estos campos no se observa que exista un mejor desempeño del modelo al asimilar solamente un subconjunto de datos, si bien hay que considerar que el cálculo se realiza sólo sobre 9 días, lo que le da menor validez a los resultados que cuando se analiza todo el período del experimento SALLJEX donde se cuenta con 92 días.

A partir de estos resultados se puede concluir que asimilar datos de superficie resulta beneficioso para el pronóstico de la componente meridional del viento en 1700 m para períodos de integración de hasta 12 horas. Se mostró previamente que la asimilación de todo el conjunto de datos también resultaba beneficiosa para el pronóstico de precipitación de hasta 12 horas. El hecho de obtener un mejor pronóstico de precipitación a 24 horas al partir de ANACD2 estaría señalando que en ese período el efecto del modelo de estabilizar los campos suprime información en escalas importantes para la precipitación acumulada de 24 horas.

En síntesis podemos decir que en este caso en particular al asimilar un subconjunto de datos, si bien se obtienen mejores resultados en cuanto a la precipitación acumulada de 24 horas en algunas regiones del dominio, esto no se observa en el resto de las variables analizadas. Tampoco se puede apreciar que el impacto de la asimilación de datos se prolongue más en el tiempo.

3.6. Conclusiones

Se aprecia un impacto positivo al partir de un campo inicial enriquecido a corto plazo en la mayoría de las variables. Este impacto no se extiende más allá de las 24 horas de pronóstico y resulta más notable en las variables de viento y al utilizar la coordenada vertical shaved eta. Se encontró además un mayor beneficio al asimilar observaciones de viento con globo piloto, resultado muy útil a la hora de realizar una planificación en la mejora de la red de observación de altura, considerando que este tipo de observación es mucho menos costosa que los radiosondeos.

Se puede observar en todos los pronósticos una buena representación del SALLJ, respetándose la ubicación temporal y espacial de los máximos y mínimos de la componente meridional del viento que se observan en los análisis. Al analizar los campos de RMSE y BIAS de las variables asociadas al SALLJ se puede ver que el partir de un campo inicial enriquecido produce un mejor pronóstico a 6 y 12 horas. Este impacto resulta mucho menor en los pronósticos a 18 y 24 horas.

Respecto a las diferencias encontradas entre ambas coordenadas, donde se puede apreciar en líneas generales un mejor desempeño del pronóstico en coordenada sigma z, es importante señalar dos características de la coordenada shaved eta. Si bien esta coordenada vertical tiene la desventaja que pierde resolución vertical en zonas con topografía, presenta a la vez un tiempo de procesamiento de los pronósticos menor. La reducción del tiempo de procesamiento de los pronósticos en coordenada shaved eta para una misma configuración puede ser de hasta un 30%. Es decir, que con un mismo costo computacional se podría aumentar la resolución vertical en la coordenada

shaved eta y así obtener la misma resolución en zonas con topografía que con la coordenada sigma Z , mejorando el desempeño del pronóstico en coordenada shaved eta.

Existe un mayor impacto en el pronóstico de las variables de viento que en las variables termodinámicas. Esta diferencia se debe a que los cambios en las variables termodinámicas, generan ondas de gravedad que se propagan rápidamente, en cambio en las variables del viento generan un desajuste en el balance geostrófico que hace que los cambios sean más notables y perduren más en el tiempo. Por ese motivo, es muy importante tener especial cuidado en la consistencia de los datos de viento que son asimilados.

Por otro lado, al evaluar los pronósticos de precipitación este impacto positivo no se logra apreciar al verificar las precipitaciones acumuladas de 24 horas. Se observa una subestimación de la precipitación en todos los pronósticos, que aumenta al utilizar como campo inicial los análisis enriquecidos. Si se considera la precipitación acumulada en un período más corto, evaluando el pronóstico de la precipitación acumulada de 6 horas frente a observaciones puntuales, se puede ver que en la coordenada shaved eta a 12 horas de pronóstico se obtiene una mejor representación de la precipitación al partir de un campo inicial enriquecido. Este resultado estaría mostrando que incluso en la precipitación se observa un impacto positivo al partir de un campo inicial enriquecido pero solamente en las primeras 12 horas de pronóstico.

Existen distintos resultados de investigaciones realizadas en la última década relativas a la verificación del pronóstico cuantitativo de precipitación que encuentran un comportamiento contrastante entre un buen desempeño de los modelos en términos de precipitación acumulada espacialmente en el dominio y un mal desempeño en términos de estadísticos objetivos como el ETS, BIASPP y RMSE. Una posible explicación de este contraste reside en la pobre representación de la variabilidad de la precipitación en longitudes de onda cercanas a la resolución espacial del modelo. Es sabido que la precipitación es un proceso extremadamente heterogéneo con una gran variabilidad en un amplio rango de escalas entre la escala sinóptica y la de los

procesos convectivos. Puesto que estos procesos en escala convectiva son mayoritariamente responsables de la precipitación durante el verano, los errores encontrados pueden explicarse por la incapacidad del modelo de resolverlos con una resolución horizontal de 20 km. Bousquet y otros (2006) examinan para un caso de estudio la precipitación acumulada de 6 horas derivada de observaciones de radar ya que éstas proveen estimaciones consistentes de intensidad y distribución de precipitación en múltiples escalas y pueden ser utilizadas para evaluar el desempeño de los pronósticos en escala sinóptica a escala convectiva. Muestran que el modelo utilizado logra resolver efectivamente solamente escalas espaciales 6 veces mayores a la resolución del modelo. Este factor es dependiente de las parametrizaciones y de los esquemas de suavizado y discretización asociados al proceso numérico de integración. Es decir que con la resolución horizontal utilizada de 20 km el modelo no podría representar escalas inferiores a 100 km lo cual filtra totalmente la componente asociada a procesos convectivos. Existe para cada resolución del modelo una escala espacial límite para la predecibilidad del mismo.

Nicolini y otros (1993) muestran que los modelos de mesoescala son capaces de producir distribuciones realistas de precipitación en la escala que resuelven pero no son capaces de representar con exactitud la intensidad local de celdas convectivas individuales, que en cambio puede reproducir un modelo convectivo anidado en el modelo de mayor escala forzado por el ciclo diario de la capa límite en condiciones sinópticas favorables para el movimiento de ascenso en el tope de la misma.

Relacionado al pronóstico de precipitación se debe considerar que en la configuración elegida se activa la parametrización de la convección en ambas retículas. La resolución de 20 km es una resolución crítica donde está en discusión si es más apropiado activar o no las parametrizaciones, aunque existen diferentes trabajos donde ésta es activada con resoluciones aún mayores a 20 km. Si se considera que el modelo con la resolución utilizada no resuelve escalas inferiores a 100km, resulta coherente activar las parametrizaciones de la convección en este caso.

Dado que existe un debate actual en el tema de la representación de la convección y de la precipitación en escalas de 5 a 20 km que conduce a pobres representaciones de las áreas y cantidad de precipitación, especialmente cuando se da la mayor intensidad, en horas nocturnas en la región de estudio (Nicolini y Saulo, 2006) y para períodos de pronóstico superiores a 12 horas, un resultado podría ser la conveniencia de inicializar los pronósticos en las últimas horas de la tarde. Esto permitiría avanzar en el pronóstico desde 6 a 18 horas cubriendo con mayor exactitud el período nocturno que es cuando se produce la mayor intensidad de precipitación y a la vez la mayor actividad convectiva en la región de estudio (Salio y Nicolini, 2006). Además, en las primeras 12 horas es cuando se observa el mayor impacto en todas las variables pudiendo así definir con mayor precisión el SALLJ en las horas en que se produce su máxima intensidad.

Se analiza por otro lado, en un período de solo diez días, el efecto de asimilar un subconjunto de datos, que incluye solamente los radiosondeos y las observaciones de globos piloto, con el fin de distinguir si la inclusión de los datos de superficie está generando un análisis enriquecido muy perturbado y por ese motivo el impacto de la asimilación de datos es débil y no se prolonga a más de 24 horas. Por un lado se obtienen mejores resultados para la precipitación acumulada de 24 horas, señalando que el efecto del modelo de estabilizar los campos suprime información en escalas importantes para el pronóstico de dicha variable, pero por otro lado no se observa en el resto de las variables analizadas un mejor resultado y tampoco se puede apreciar que el impacto de la asimilación de datos se prolongue más en el tiempo.

En síntesis, si bien se observa un impacto positivo al partir de un campo inicial enriquecido en el pronóstico de las variables de viento, temperatura y humedad, éste no se prolonga más allá de las 24 horas y no se ve reflejado en un mejor pronóstico de precipitación acumulada de 24 horas. Un leve impacto positivo en el pronóstico de precipitación se puede apreciar en la precipitación acumulada entre 6 y 12 horas de pronóstico. A partir de los resultados encontrados se puede concluir que si bien se observa un impacto al partir de un

campo inicial enriquecido, la metodología de asimilación no logra potenciar la capacidad de pronóstico del modelo. Uno de los objetivos planteados en el trabajo era contribuir en discriminar en el período de estudio el efecto de la componente "física" del modelo de la componente "falta de datos" en las actuales limitaciones en el desempeño del modelo en uso. Se encontró que el partir de un conjunto de análisis que se aproximan en mayor medida al campo real no produjo una mejora significativa en los pronósticos. Comparando la sensibilidad de los pronósticos a las diferentes coordenadas verticales, se puede ver que éste cambio tiene mayor impacto que el hecho de partir de un campo inicial enriquecido o no. Lo que nos estaría indicando que los cambios en la componente "física" tienen un mayor impacto en los pronósticos que la componente "falta de datos", aunque sería importante estudiar cual sería el efecto en el pronóstico si la metodología de asimilación de datos utilizada fuese más compleja, ya que esta puede ser la principal responsable de no lograr un mayor impacto en los pronósticos. Resulta difícil generalizar los resultados encontrados para este conjunto de pronósticos en particular, dado que estos son fuertemente dependientes de la metodología de asimilación, del modelo utilizado y también de la configuración elegida.

RMSE - Análisis enriquecidos

▲ ANASD SIG ■ ANACD SIG
◆ ANASD ETA ● ANACD ETA

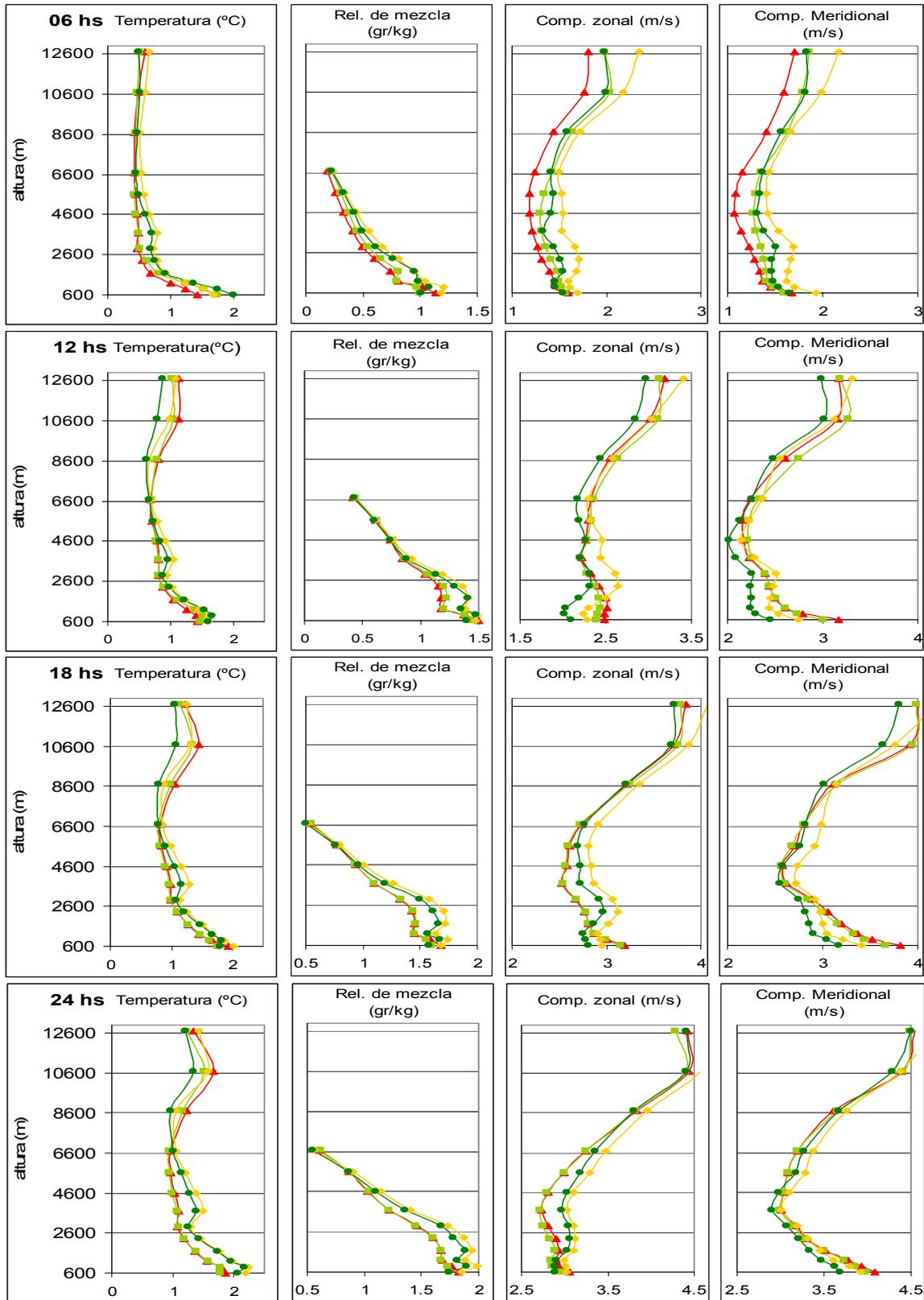


Figura 3.1. Perfiles verticales de RMSE en puntos de retícula para todo el período SALLJEX de los pronósticos que utilizan los diferentes campos iniciales respecto de los análisis enriquecidos en la coordenada vertical correspondiente. Pronósticos a 6, 12, 18 y 24 horas verificando a las 18, 00, 06, y 12 UTC respectivamente.

BIAS - Análisis enriquecidos

▲ ANASD SIG ■ ANACD SIG
◆ ANASD ETA ● ANACD ETA

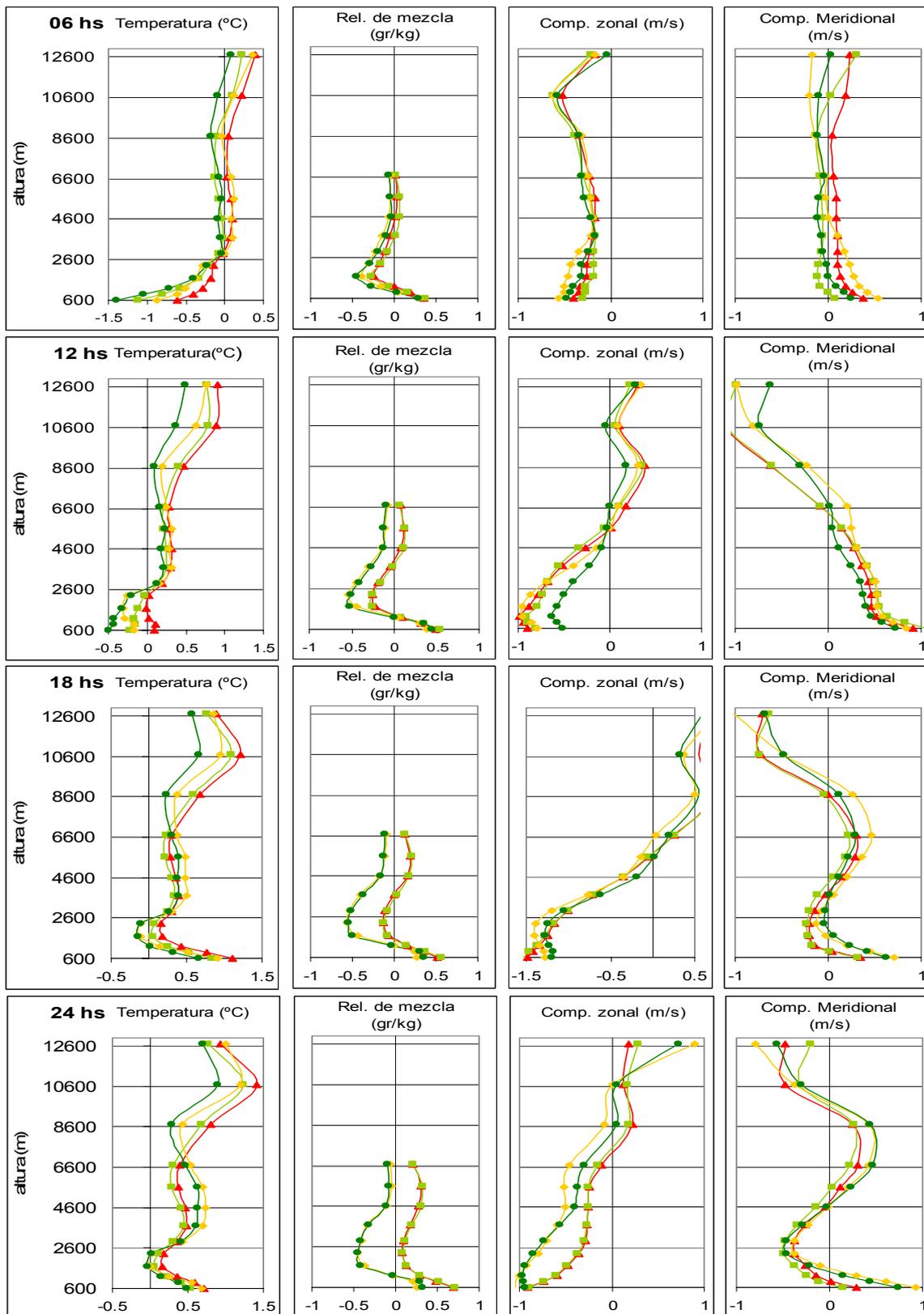


Figura 3.2. Perfiles verticales de BIAS en puntos de retícula para todo el período SALLJEX de los pronósticos que utilizan los diferentes campos iniciales respecto de los análisis enriquecidos en la coordenada vertical correspondiente. Pronósticos a 6, 12, 18 y 24 horas verificando a las 18, 00, 06, y 12 UTC respectivamente.

Evolución del BIAS

▲ ANASD SIG ■ ANACD SIG
◆ ANASD ETA ● ANACD ETA

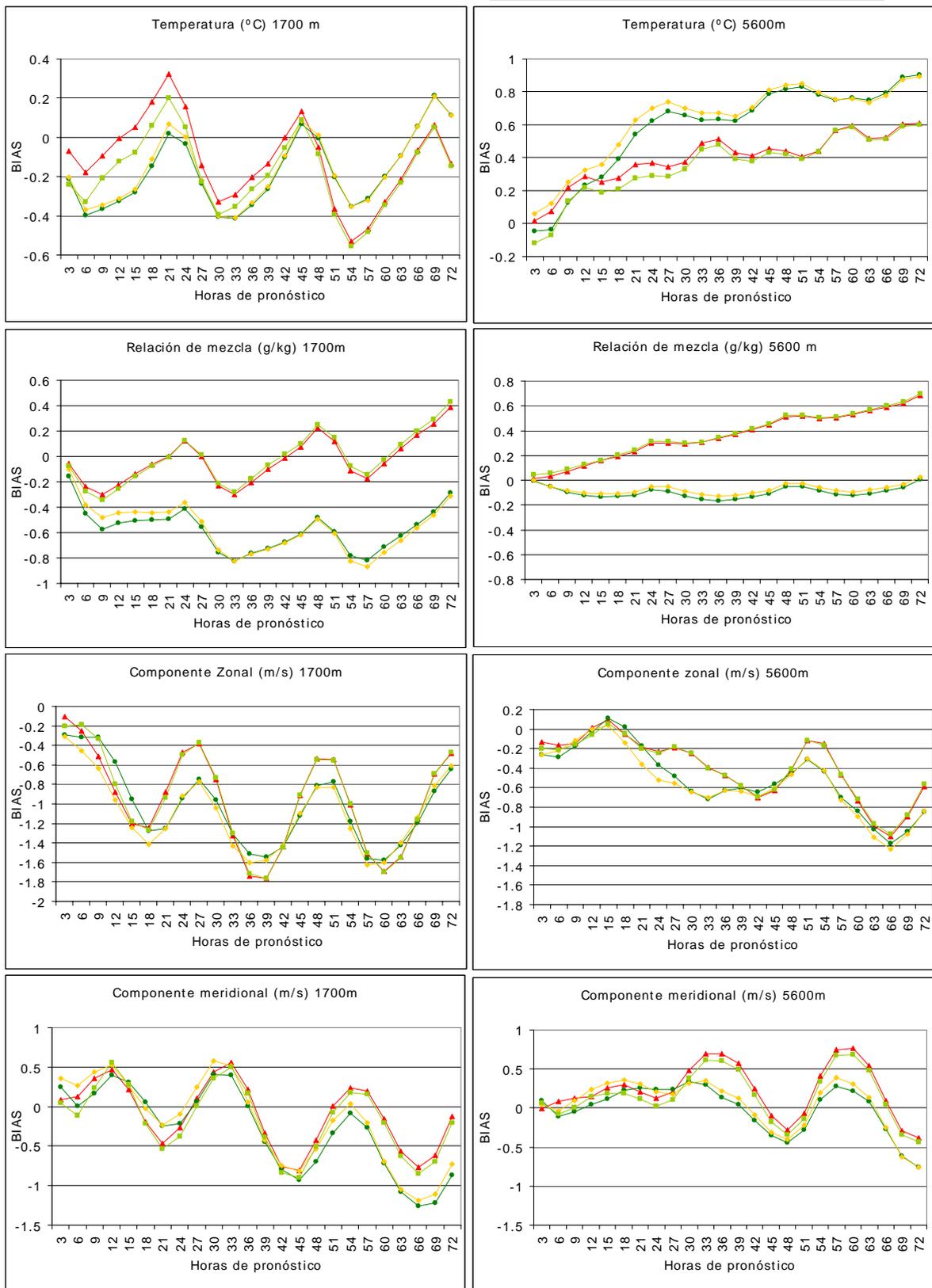


Figura 3.3. Evolución en las horas del pronóstico del BIAS en puntos de retícula para todo el período SALLJEX de los pronósticos que utilizan los diferentes campos iniciales respecto de los análisis enriquecidos en la coordenada vertical correspondiente. A la izquierda en el nivel de 1700 m y a la derecha de 5600 m.

RMSE y BIAS –Superficie

▲ ANASD SIG ■ ANACD SIG
◆ ANASD ETA ● ANACD ETA

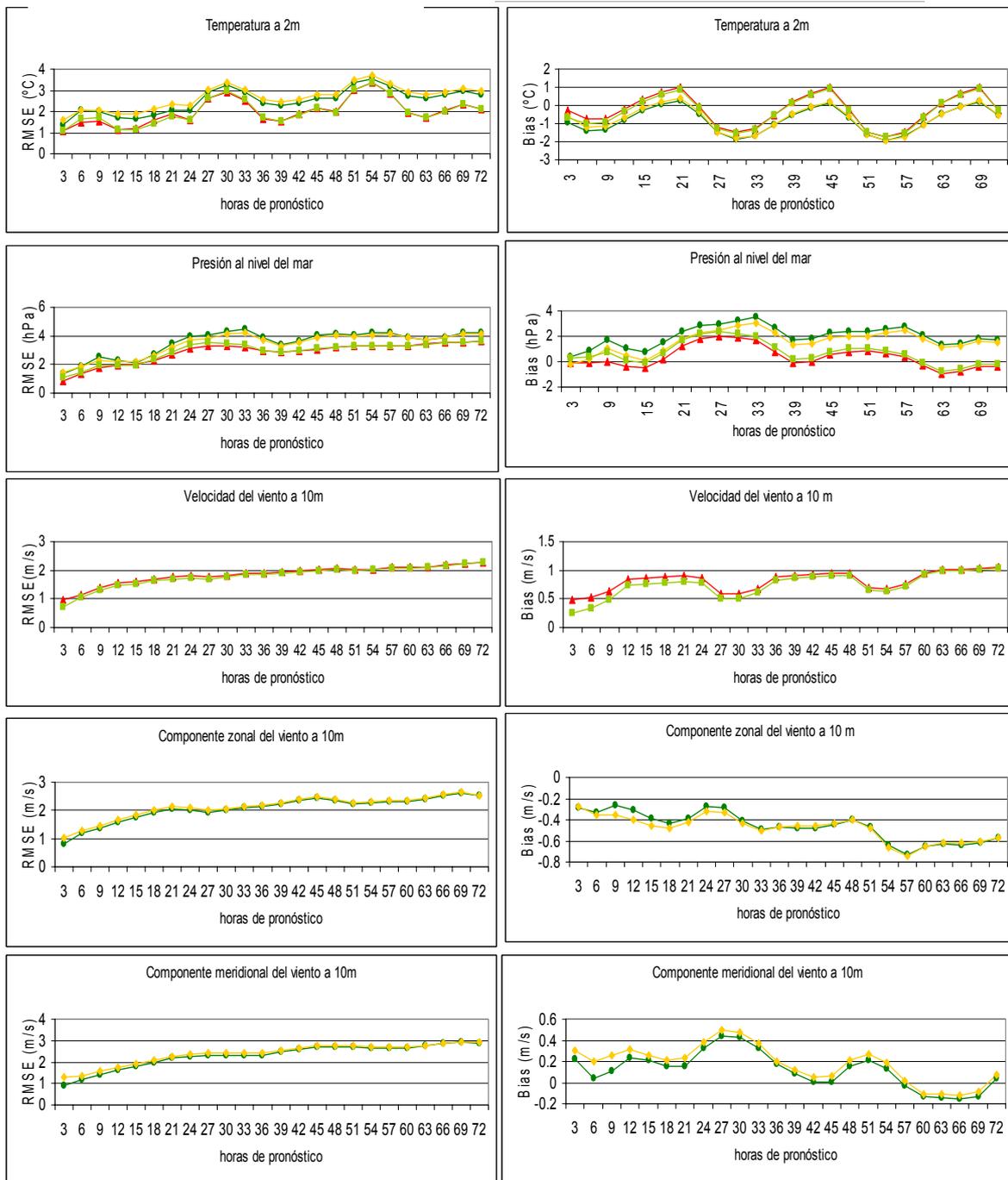


Figura 3.4. Evolución en las horas del pronóstico del RMSE y BIAS en puntos de retícula para todo el período SALLJEX de los pronósticos que utilizan los diferentes campos iniciales respecto de los análisis enriquecidos en la coordenada vertical correspondiente para superficie. Para las variables de viento se toma por separado las diferentes coordenadas ya que las variables provistas por el modelo son diferentes.

RMSE -Radiosondeos

▲ ANASD SIG ■ ANACD SIG
◆ ANASD ETA ● ANACD ETA

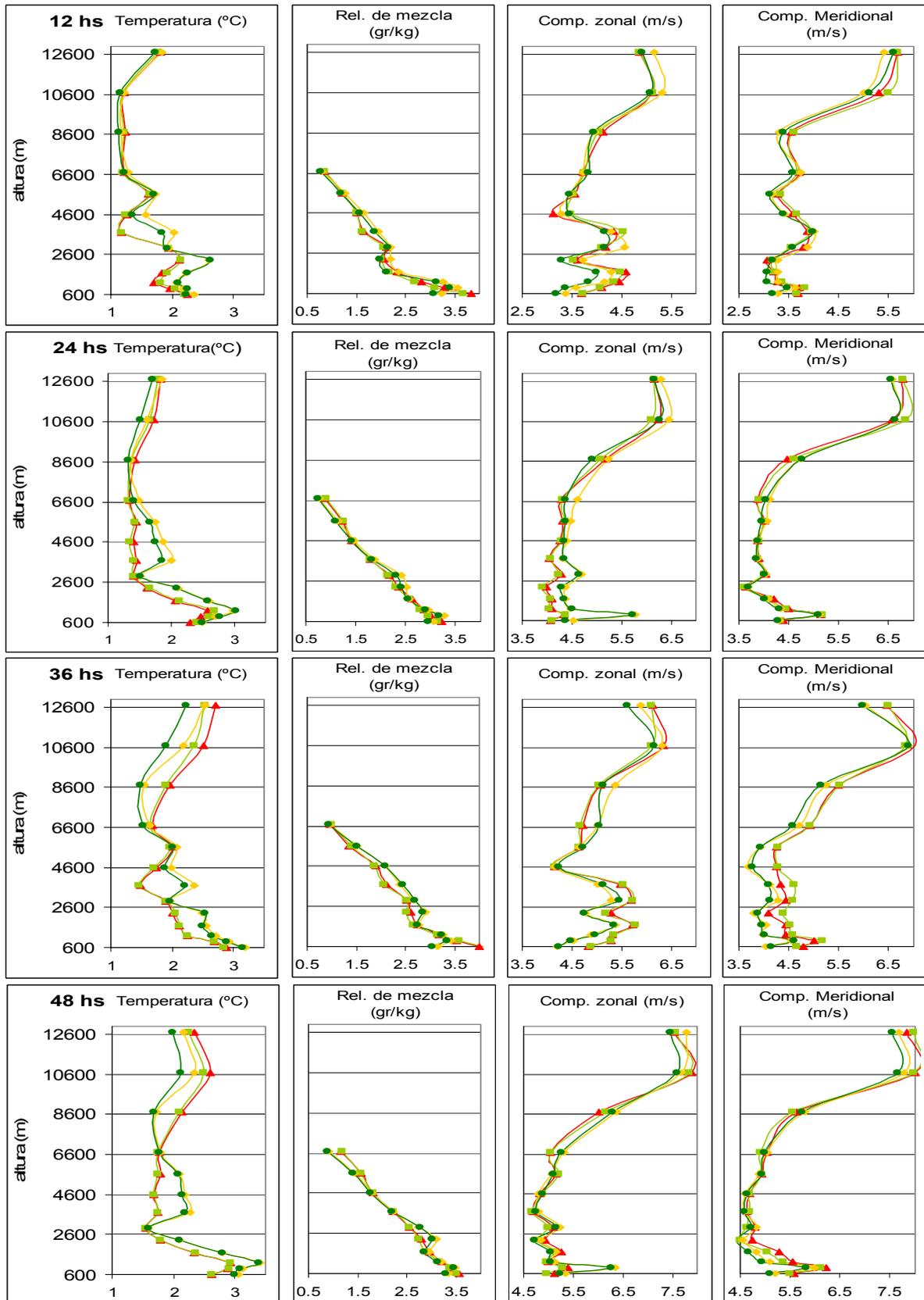


Figura 3.5. Perfiles verticales de RMSE para todo el período SALLJEX de los pronósticos que utilizan los diferentes campos iniciales respecto a los datos de radiosondeos. Pronósticos a 12, 24, 36 y 48 hs verificando a las 00 y 12 UTC.

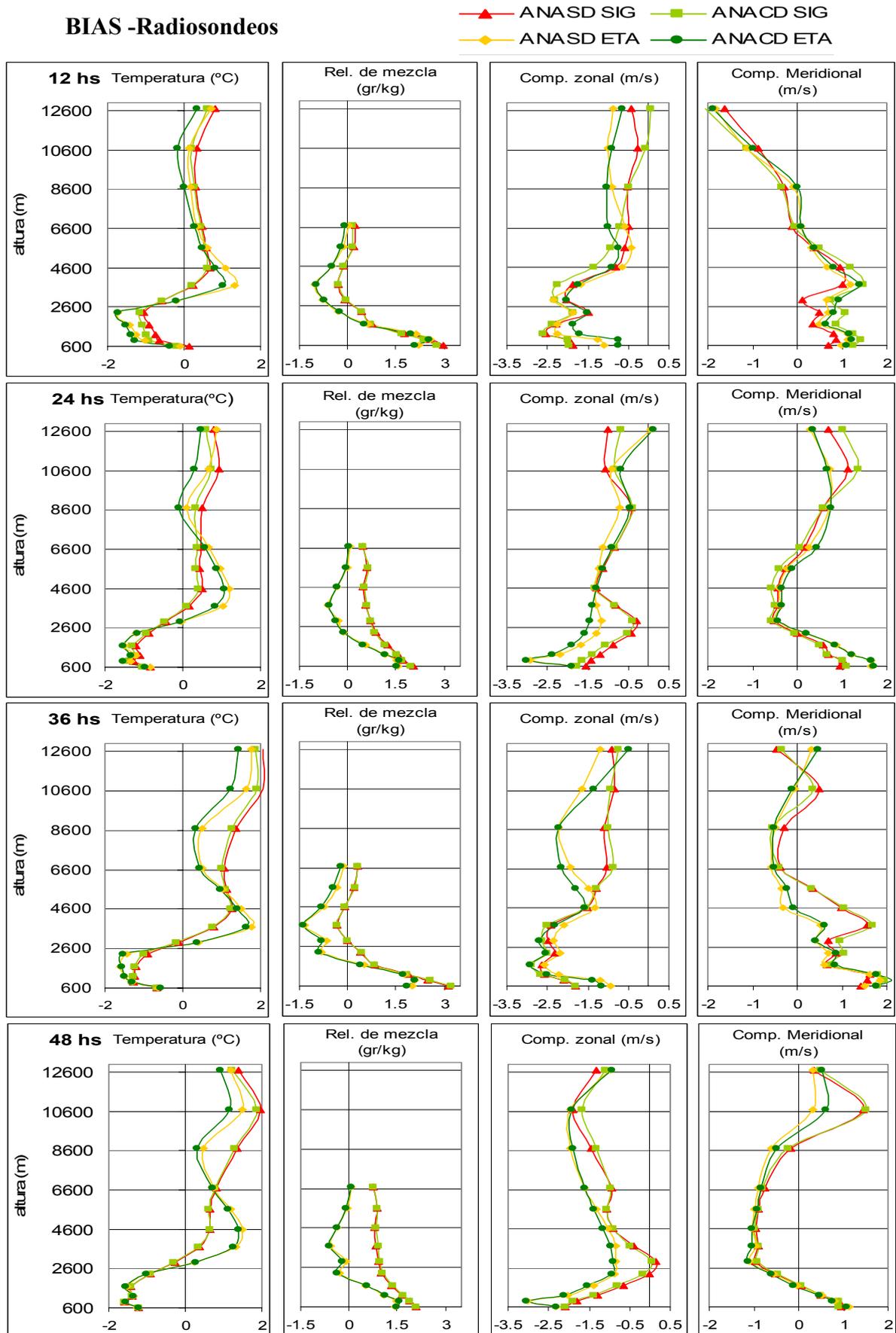


Figura 3.6. Perfiles verticales de BIAS para todo el período SALLJEX de los pronósticos que utilizan los diferentes campos iniciales respecto a los datos de radiosondeos. Pronósticos a 12, 24, 36 y 48 hs verificando a las 00 y 12 UTC.

RMSE y BIAS – Globos Piloto

▲ ANASD SIG ■ ANACD SIG
◆ ANASD ETA ● ANACD ETA

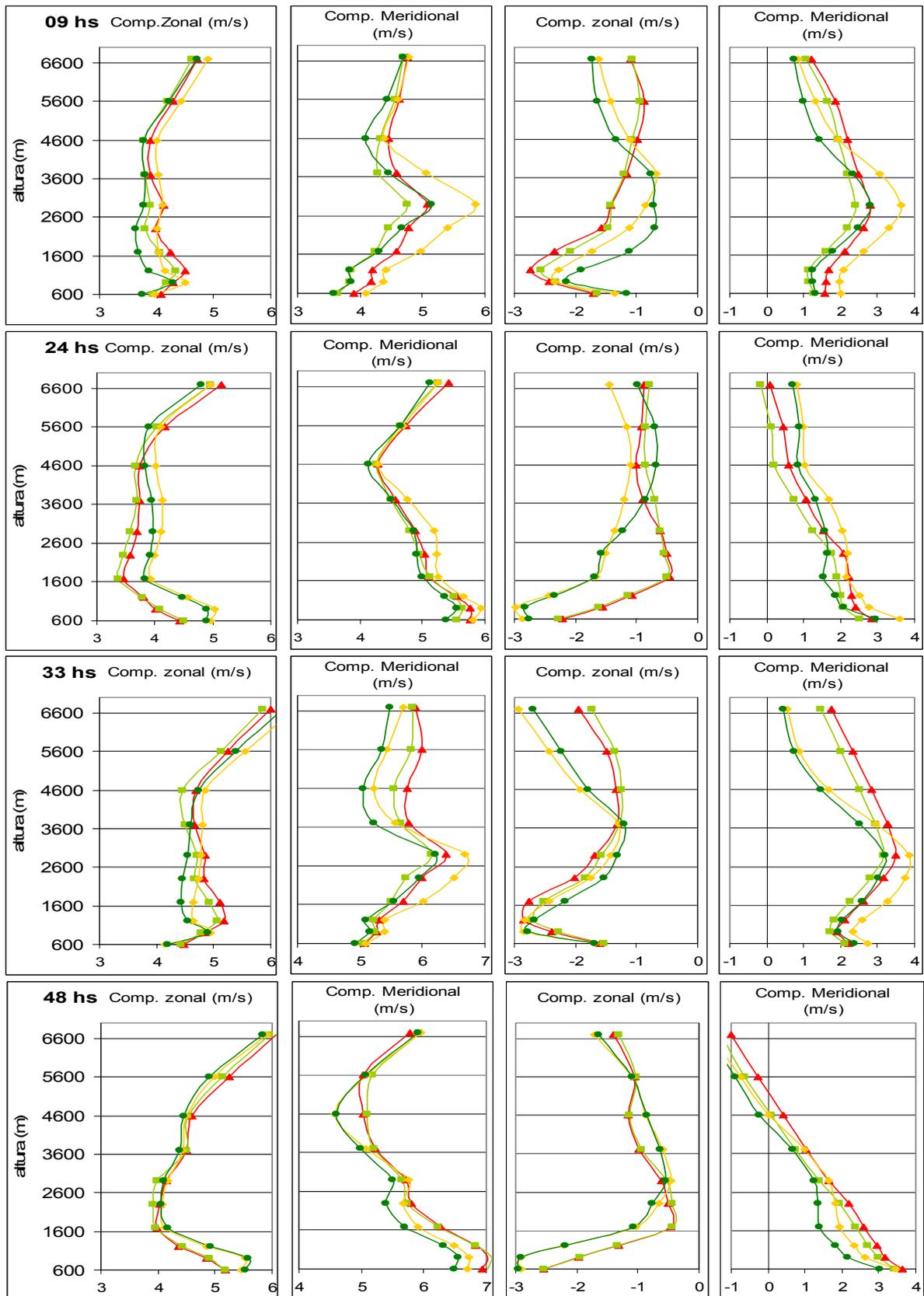


Figura 3.7. Perfiles verticales de RMSE y BIAS para todo el período SALLJEX de los pronósticos que utilizan los diferentes campos iniciales respecto a las observaciones con globo piloto. Pronósticos a 09, 24, 33 y 48 hs verificando a las 21 y 12 UTC.

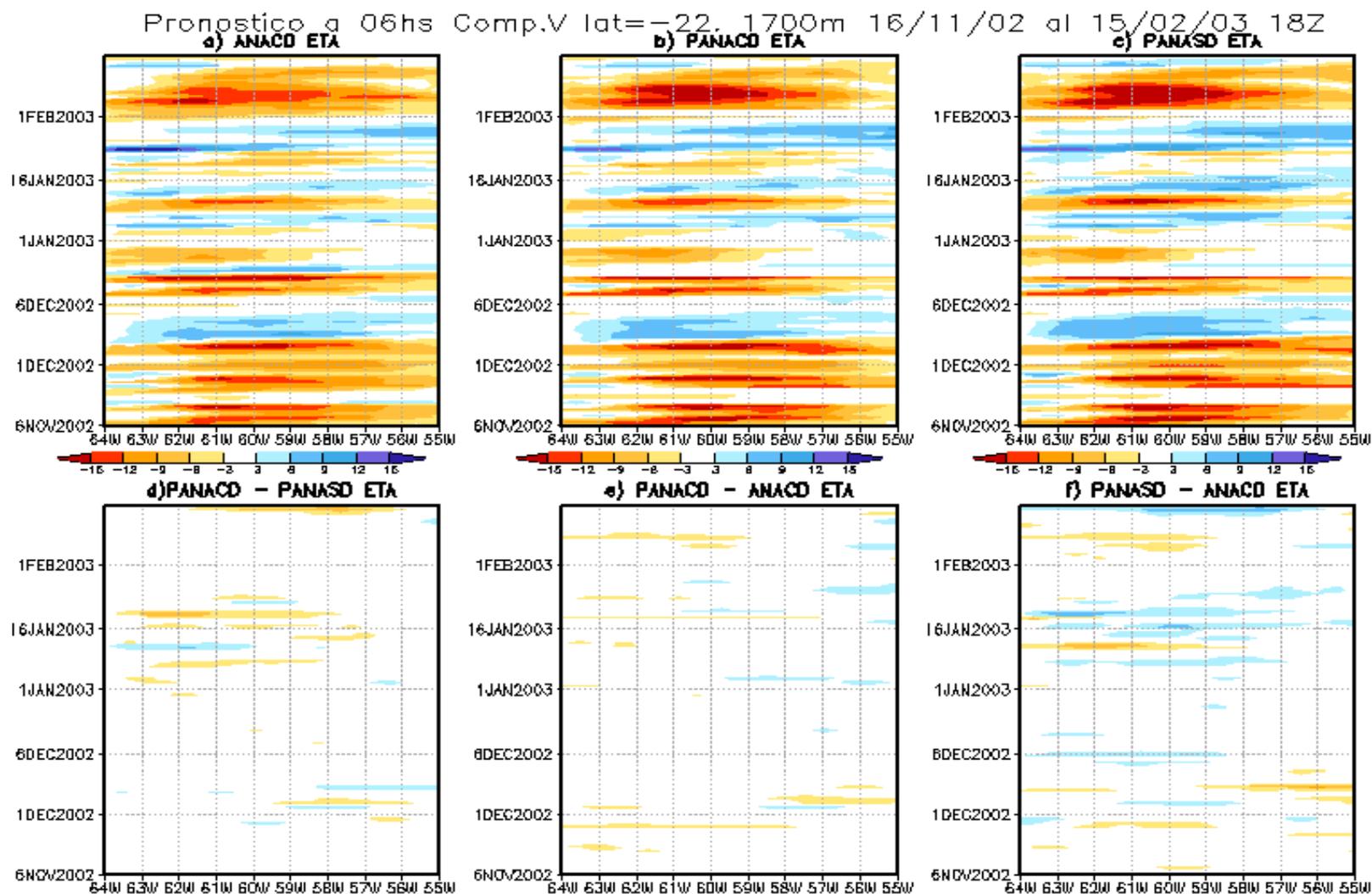


Figura 3.8. Diagrama de Hovmoller de la componente meridional del viento en 22°S en 1700m para la coordenada vertical shaved eta para a), b) c) ANACD a las 18 UTC, pronósticos a 6 horas que verifican a las 18 UTC inicializados con ANACD y ANASD respectivamente y d), e), f) las diferencias entre ambos pronósticos, y cada uno de ellos respecto de ANACD.

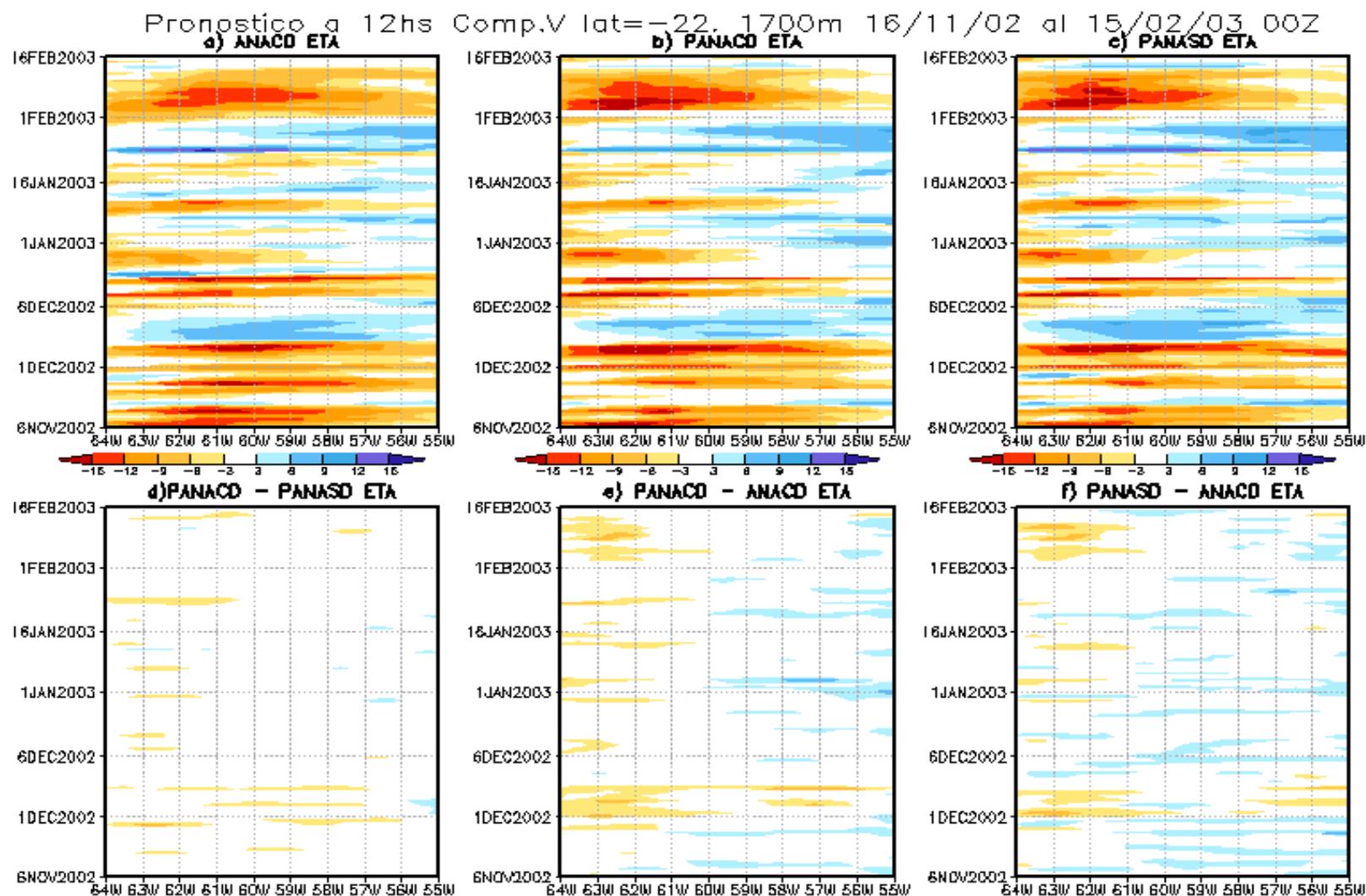


Figura 3.9. Idem 3.8 análisis a las 00 UTC y pronósticos a 12 horas que verifican a las 00UTC.

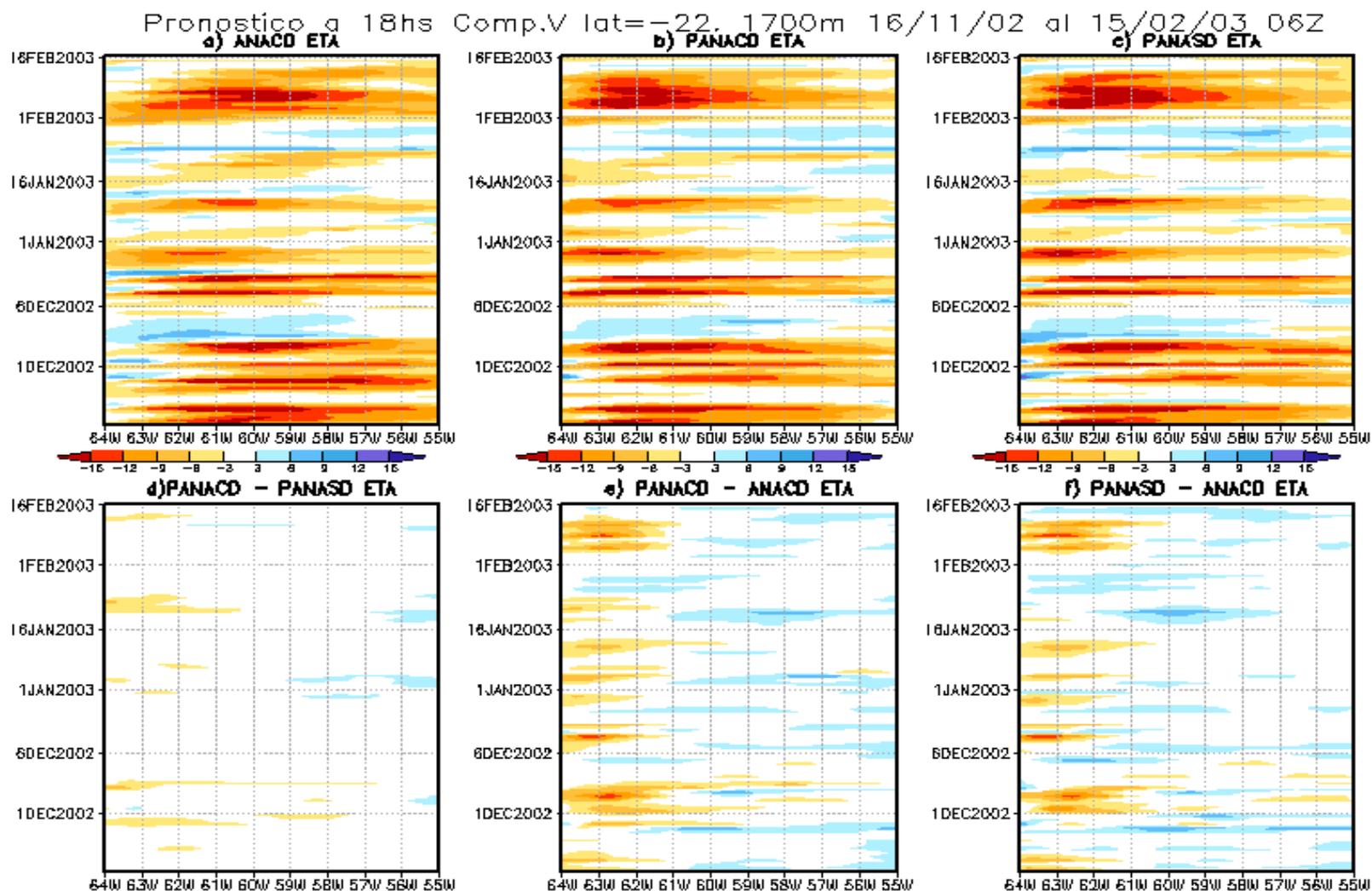


Figura 3.10. Idem 3.8 análisis a las 06 UTC y pronósticos a 18 horas que verifican a las 06UTC.

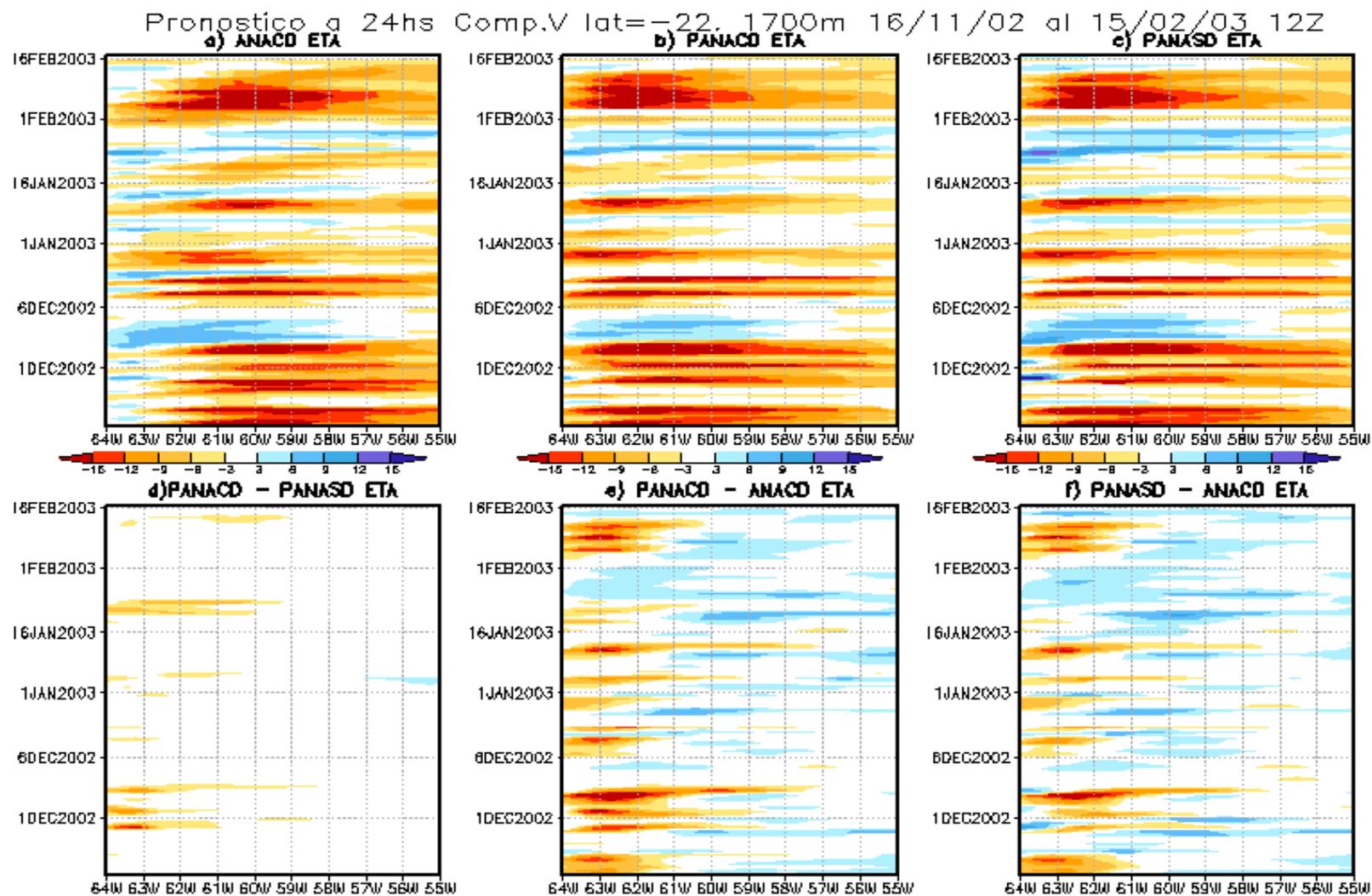


Figura 3.11. Idem 3.8 análisis a las 12 UTC y pronósticos a 24 horas que verifican a las 12UTC.

Pronostico a 06hs Comp. Meridional del viento 1700m

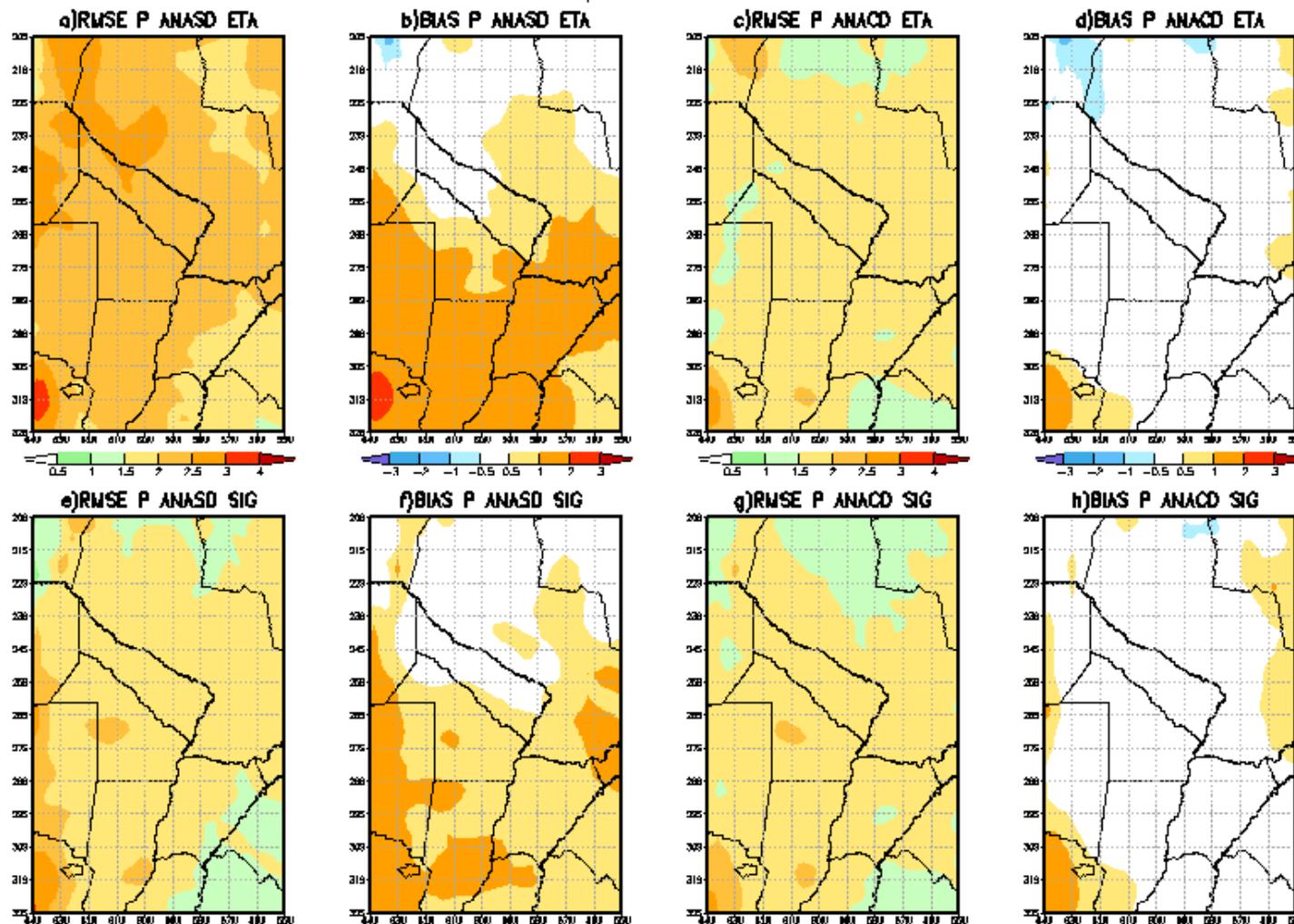


Figura 3.12. RMSE y BIAS respecto a los análisis enriquecidos para la componente meridional del viento en 1700m de los pronósticos a 6 horas que verifican a las 18 UTC inicializados con a) , b) ANASD,c) y d) ANACD en coordenada shaved-eta ,e), f) ANASD, g) y h) ANACD en coordenada sigma z.

Pronostico a 12hs Comp. Meridional del viento 1700m

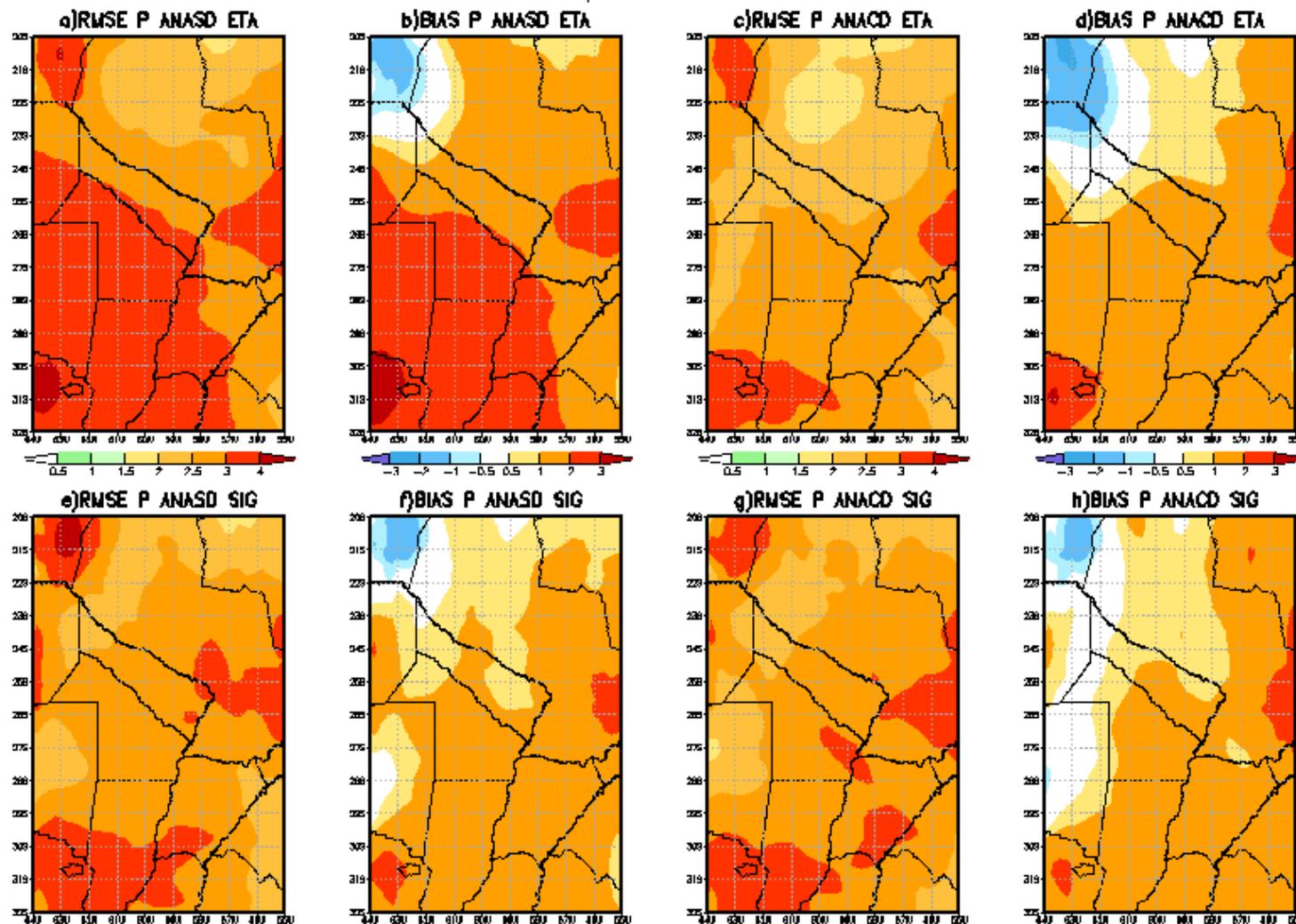


Figura 3.13. Idem figura 3.12 para los pronósticos a 12 horas que verifican a las 00 UTC.

Pronostico a 18hs Comp. Meridional del viento 1700m

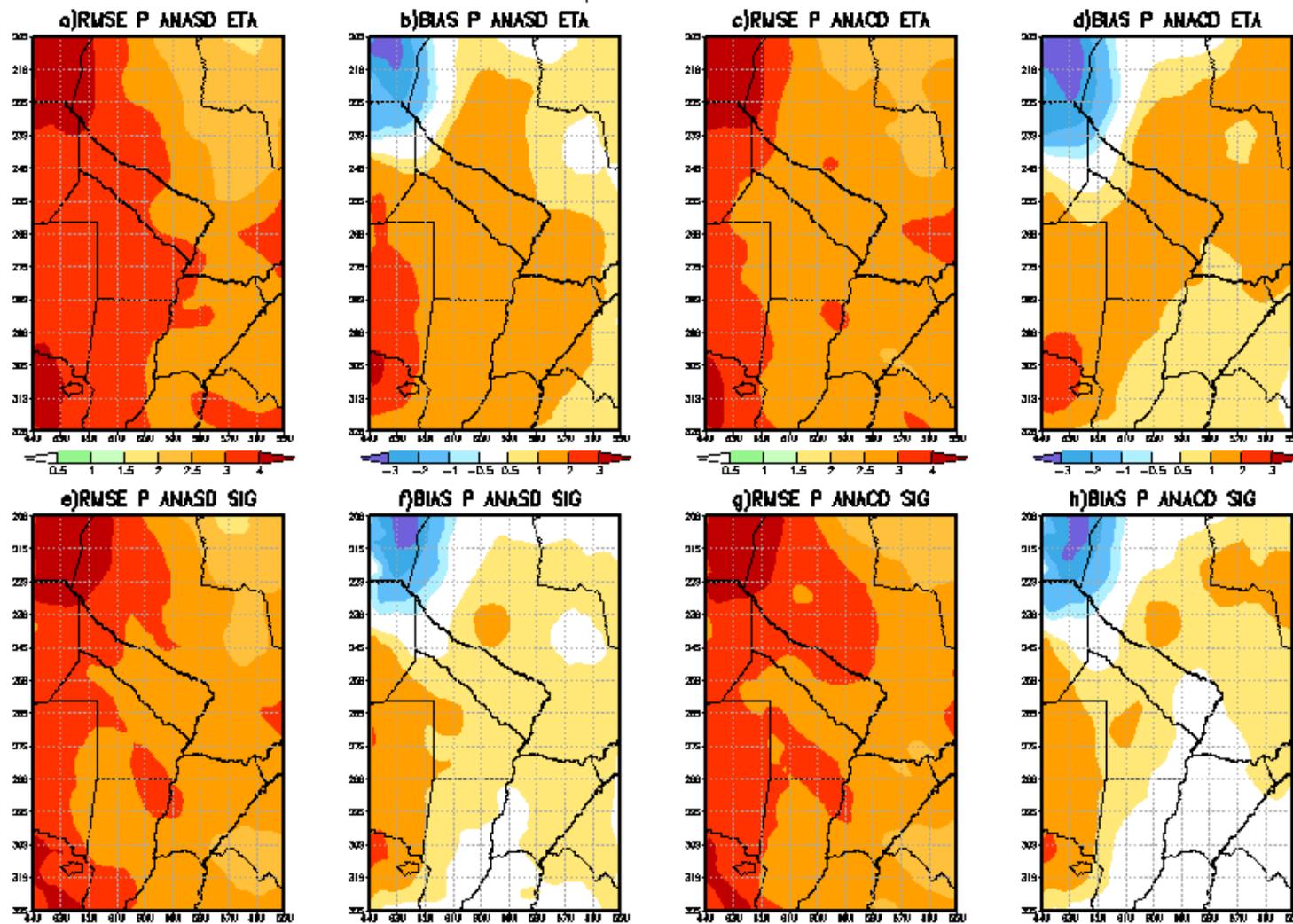


Figura 3.14. Idem figura 3.12 para los pronósticos a 18 horas que verifican a las 6 UTC.

Pronóstico a 24hs Comp. Meridional del viento 1700m

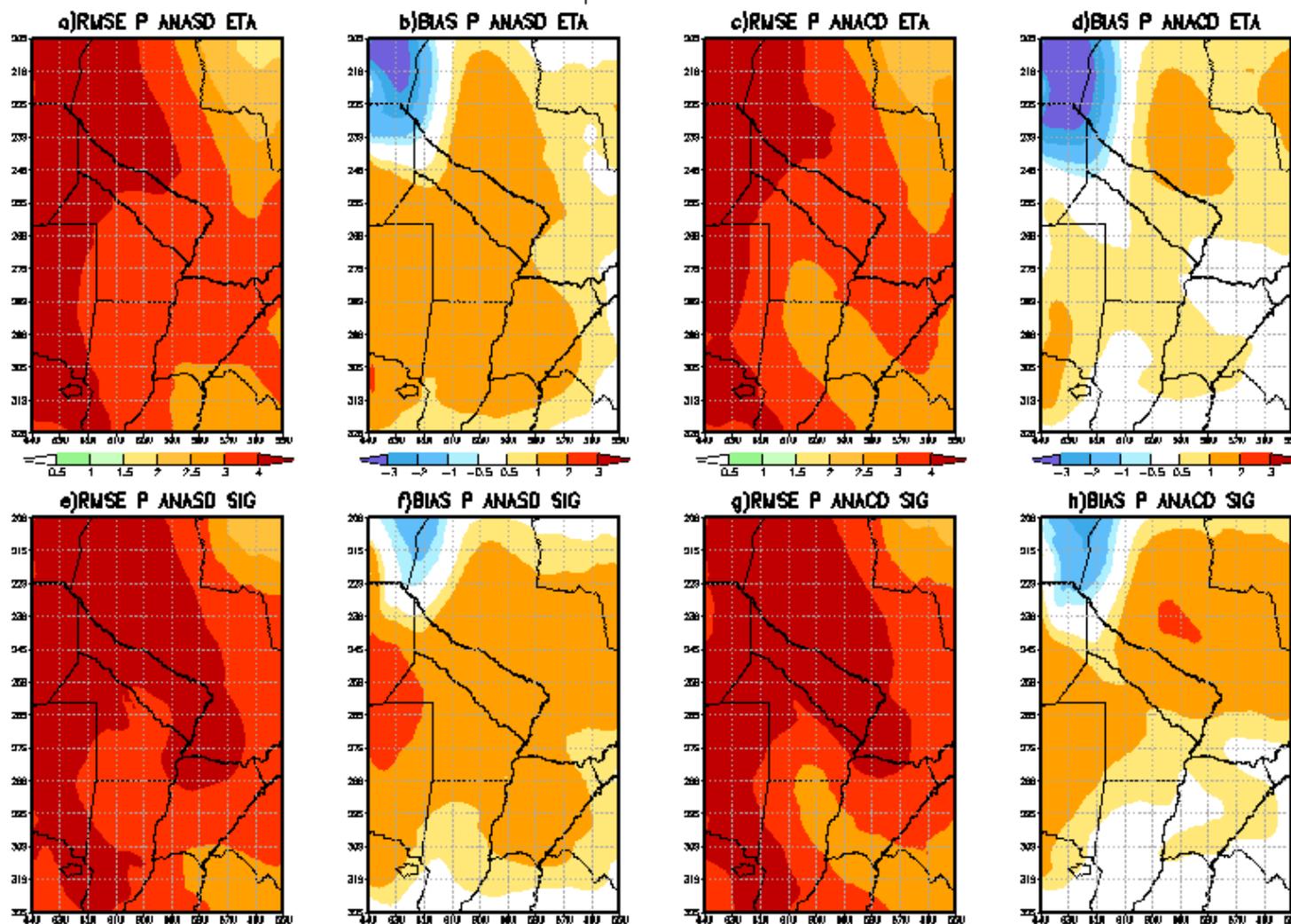


Figura 3.15. Idem figura 3.12 para los pronósticos a 24 horas que verifican a las 12 UTC.

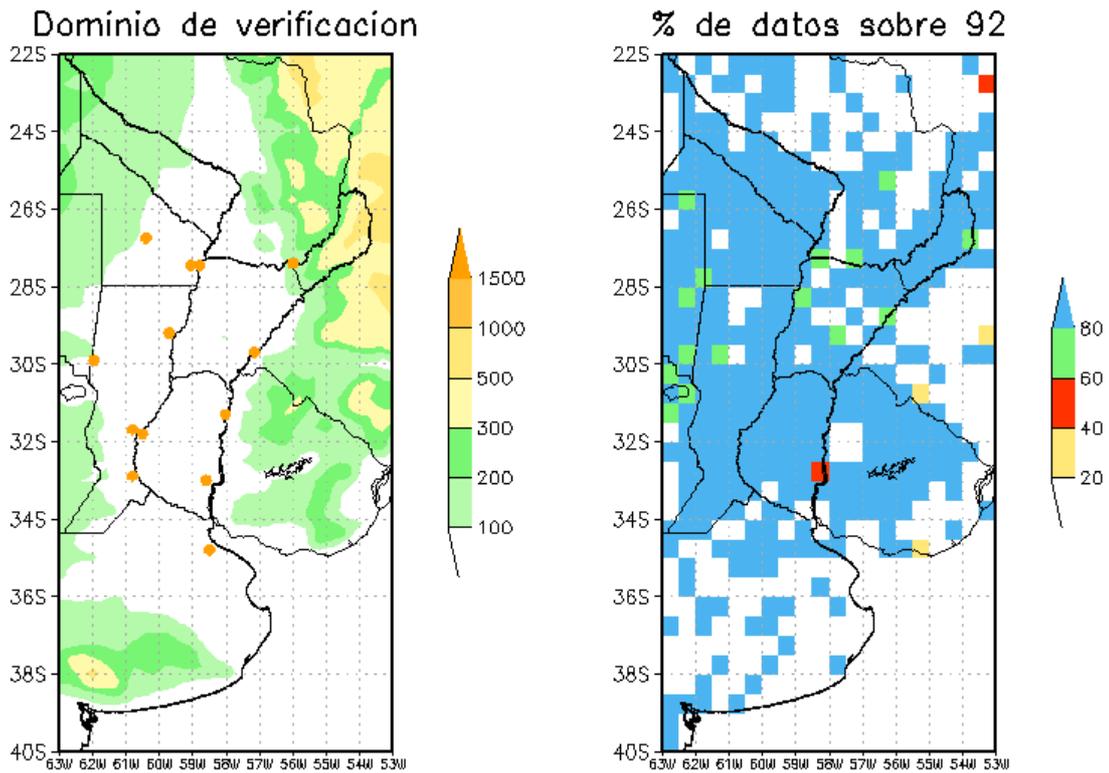


Figura 3.16. En el panel de la izquierda se muestra el dominio de verificación (sombreado la topografía en metros), los círculos naranja indican la ubicación de las estaciones que se utilizaron para la verificación de la precipitación acumulada de 6 horas. En el panel de la derecha el porcentaje de días en que las cajas de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ tienen datos sobre el período SALLJEX.

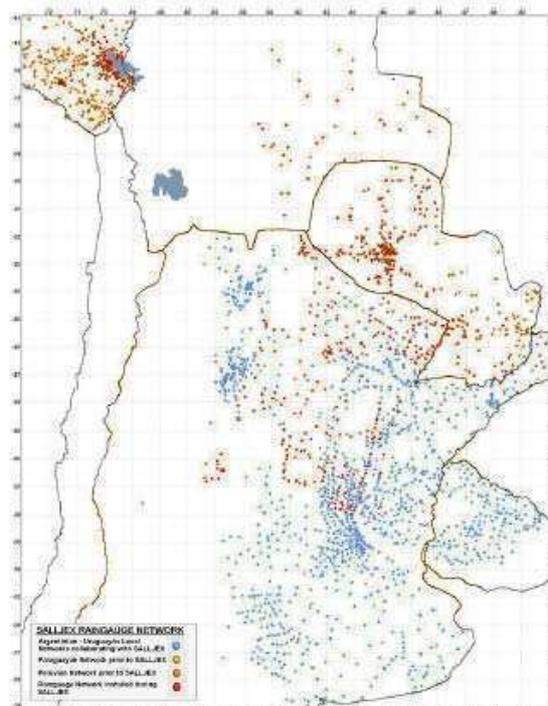


Figura 3.17. Red pluviométrica del SALLJEX. Azul: Redes locales de Argentina y Uruguay que colaboraron con el SALLJEX, Rojo: Red instalada por el SALLJEX, Naranja: Red de Perú previa al SALLJEX, Amarillo: Red de Paraguay previa al SALLJEX

ETS

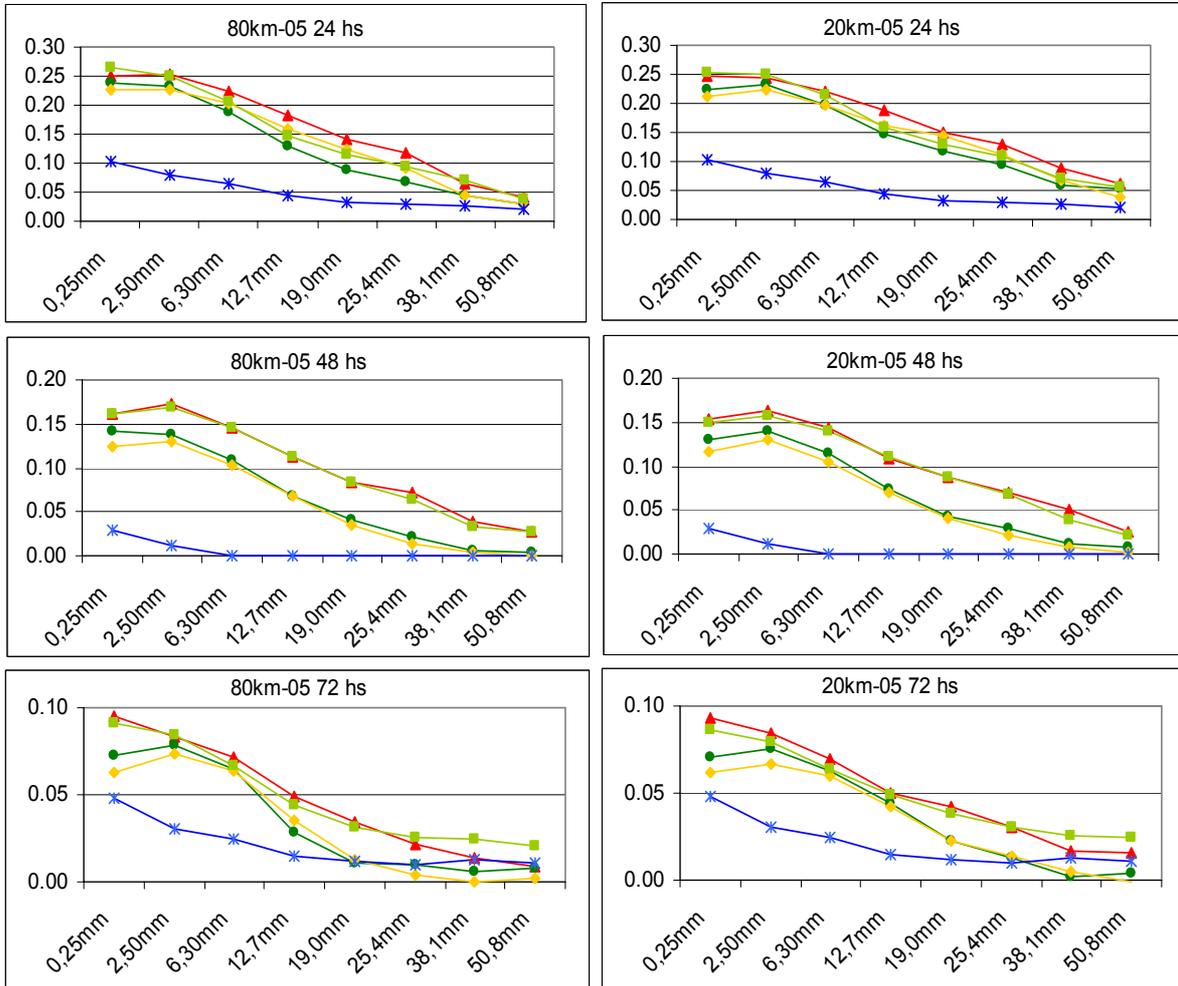


Figura 3.18. ETS de los pronósticos a 24, 48 y 72 hs de precipitación acumulada de 24 horas partiendo de los diferentes análisis y de la persistencia. Valores obtenidos con la retícula de menor resolución a la izquierda y mayor resolución a la derecha.

BIASPP

▲ ANASD SIG ■ ANACD SIG
◆ ANASD ETA ● ANACD ETA

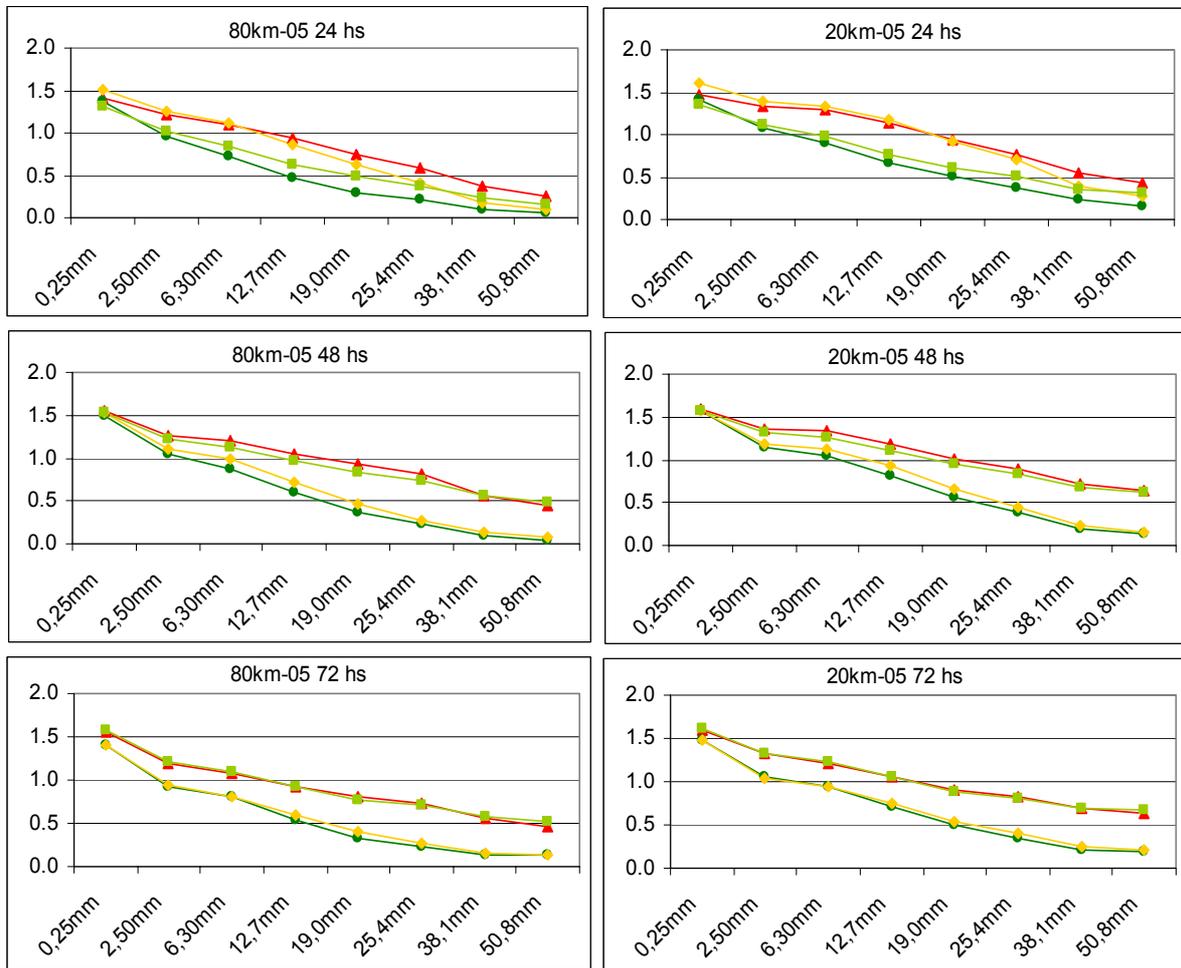


Figura 3.19. BIASPP de los pronósticos a 24, 48 y 72 hs de precipitación acumulada de 24 horas partiendo de los diferentes análisis y de la persistencia. Valores obtenidos con la retícula de menor resolución a la izquierda y mayor resolución a la derecha

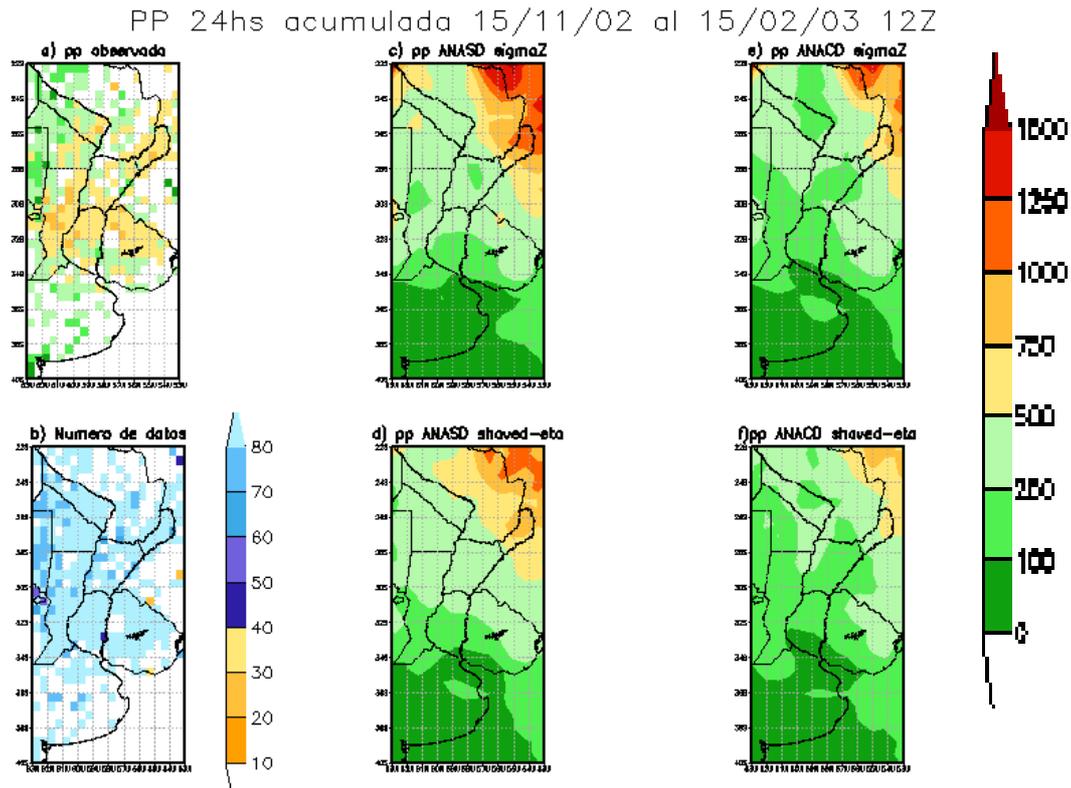


Figura 3.20. Precipitación acumulada en mm durante todo el período SALLJEX considerando a) observaciones y pronósticos a 24 horas partiendo de c)ANASD Sigma z, d) ANASD shaved eta, e)ANACD sigma z y f) ANACD shaved eta. En b) se muestra el número de días en que cada caja cuenta con observaciones.

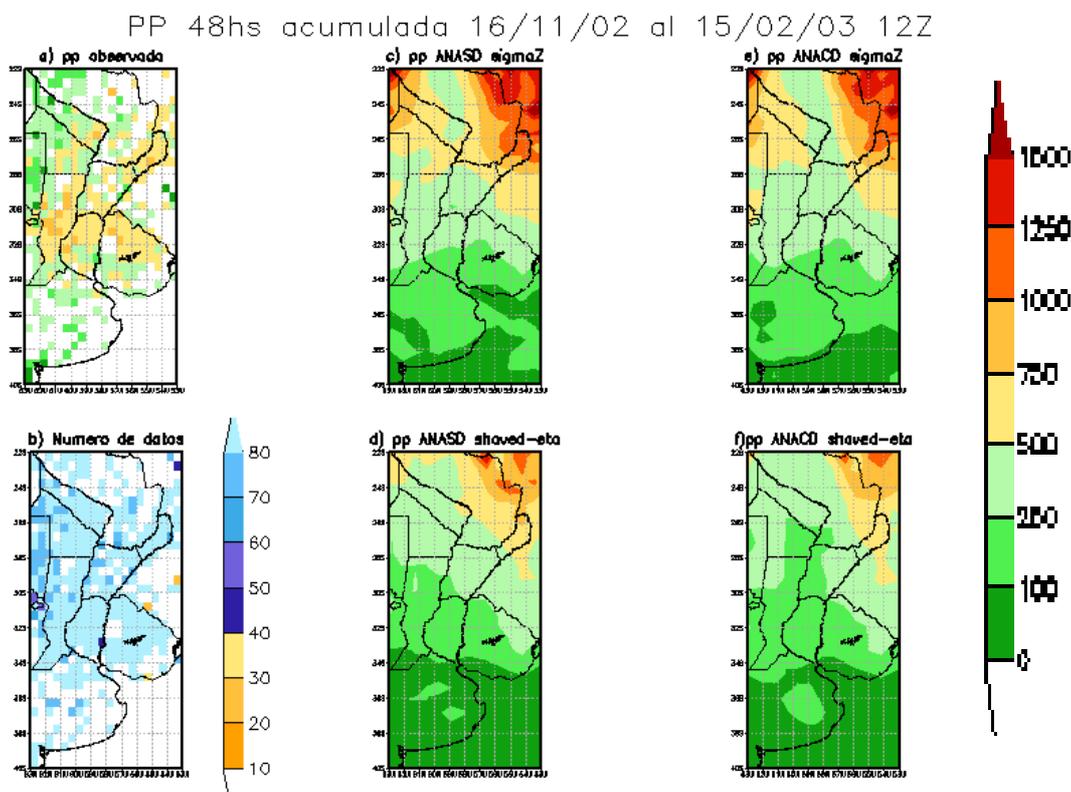


Figura 3.21. Idem figura 3.20 pero para la precipitación acumulada entre los pronósticos a 24 y 48 horas.

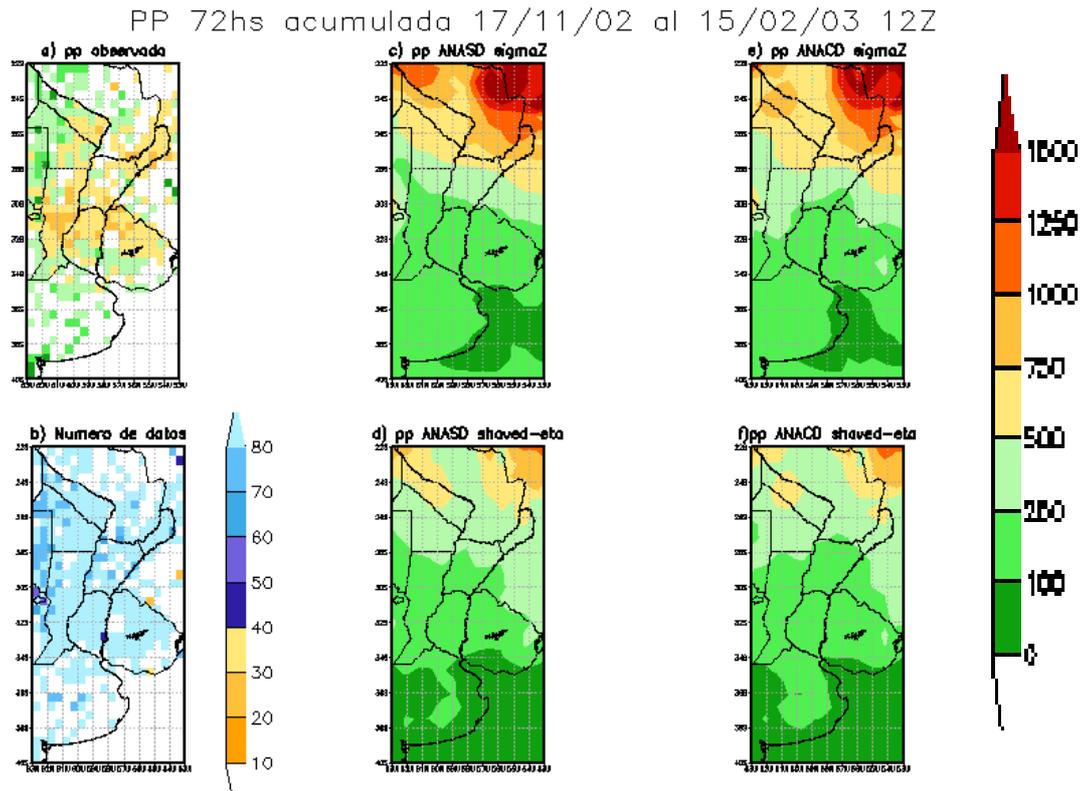


Figura 3.22. Idem figura 3.20 pero para la precipitación acumulada entre los pronósticos a 48 y 72 horas.

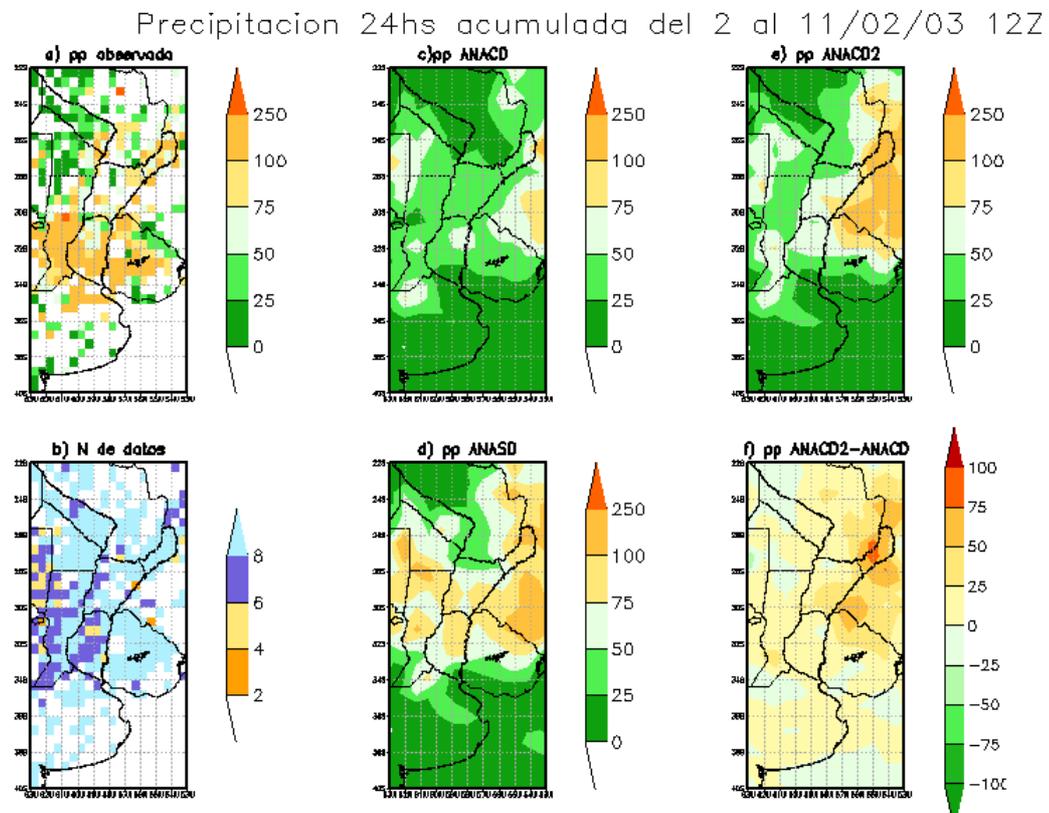


Figura 3.23. Precipitación acumulada en mm desde el 2 al 11 de febrero a las 12 UTC a) observada, b) número de datos por caja, c), d) y e) precipitación pronosticada inicializando con ANACD, ANASD y ANACD2 respectivamente, y f) diferencia entre la precipitación pronosticada al inicializar con ANACD2 y ANACD.

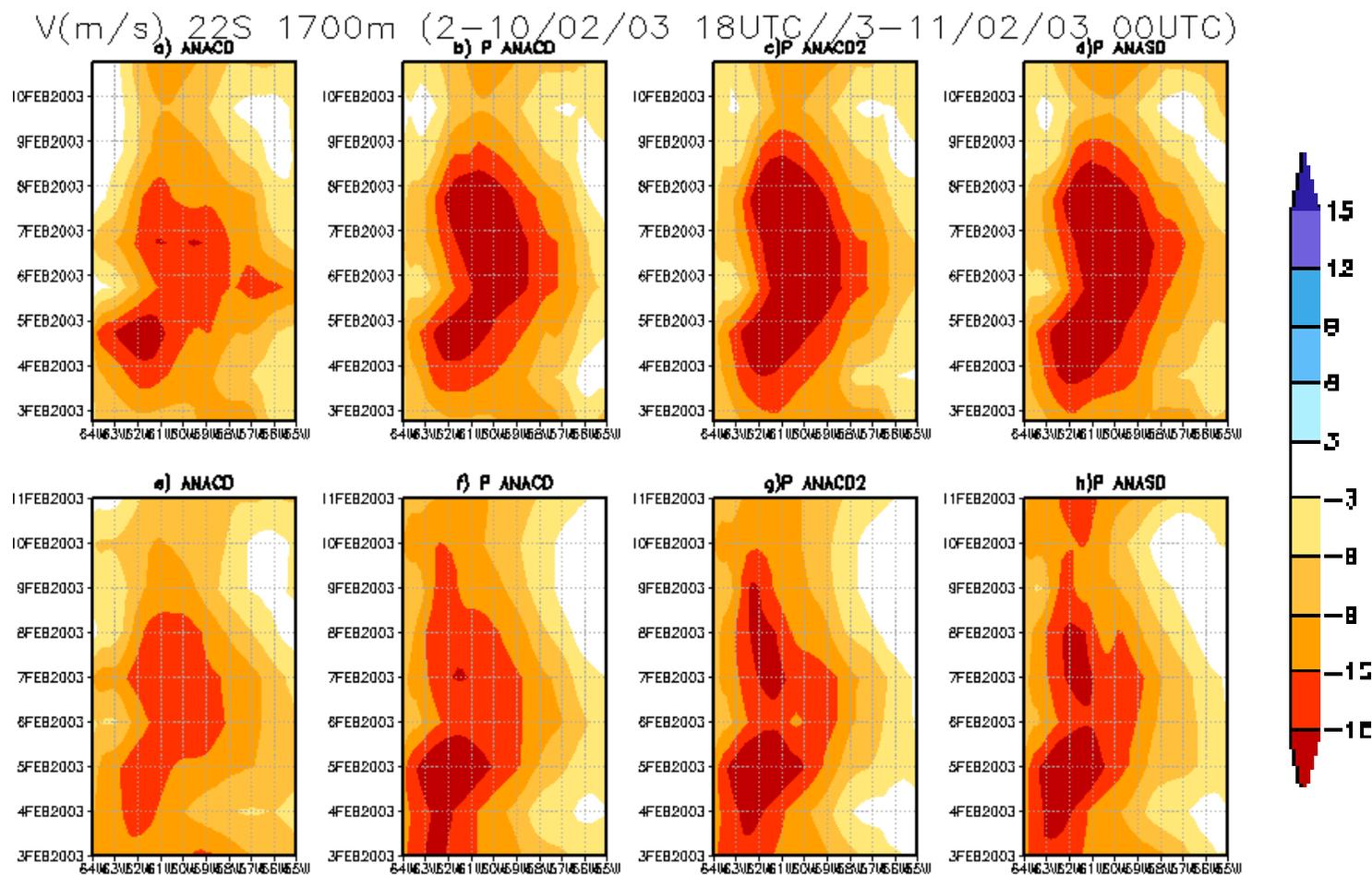


Figura 3.24. Diagrama de Hovmoller del nivel de 1700m en 22°S de latitud de la componente meridional del viento (m/s): a) ANACD a las 18 UTC, b), c) y d) pronósticos a 6 horas verificando a las 18 UTC inicializados con ANACD, ANACD2 y ANASD respectivamente; e) ANACD a las 00UTC, f), g) y h) pronósticos a 12 horas verificando a las 00 UTC inicializados con ANACD, ANACD2 y ANASD respectivamente.

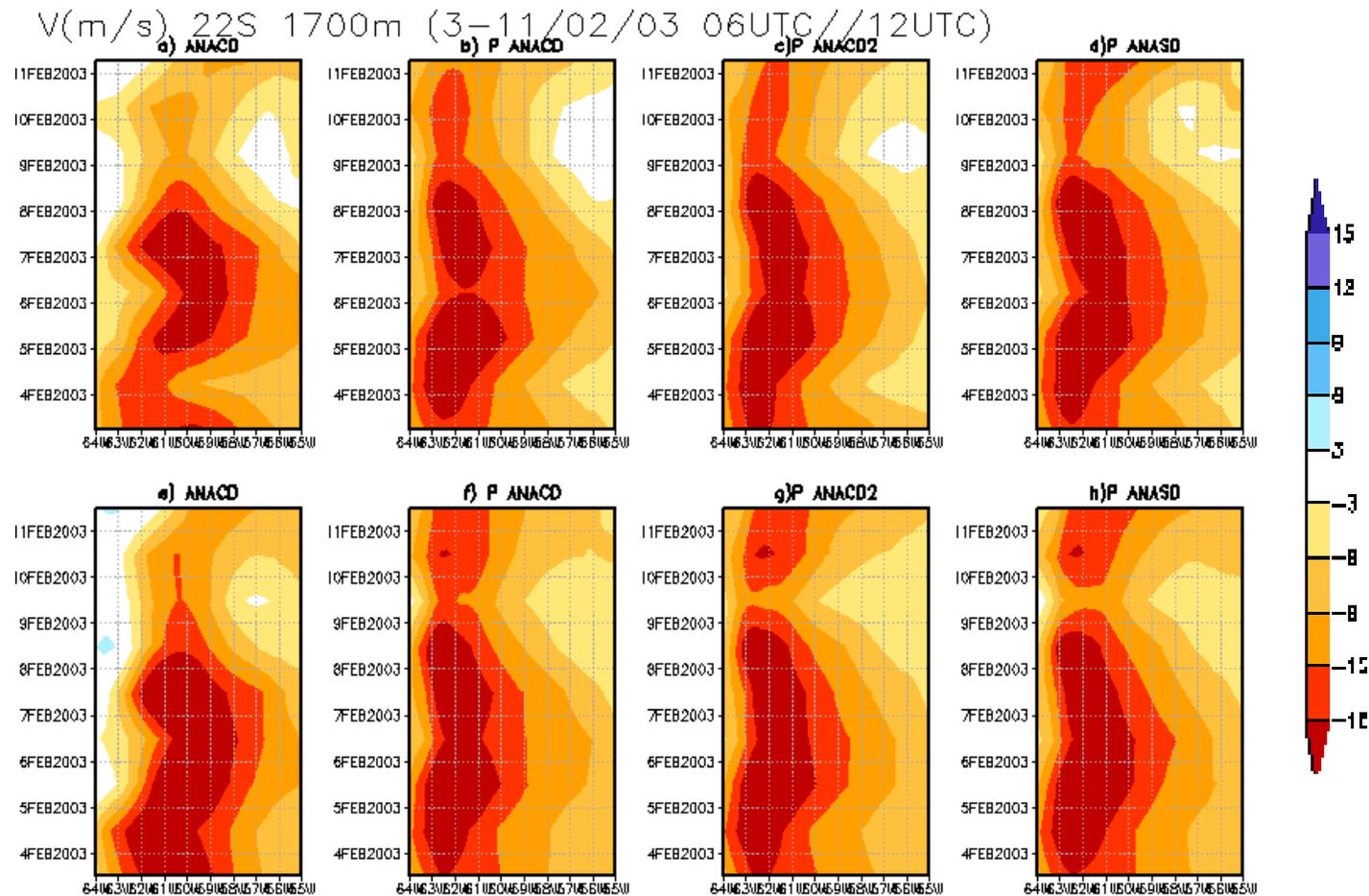


Figura 3.25. Diagrama de Hovmoller del nivel de 1700m en 22°S de latitud de la componente meridional del viento (m/s): a) ANACD a las 06 UTC, b), c) y d) pronósticos a 18 horas verificando a las 06 UTC inicializados con ANACD, ANACD2 y ANASD respectivamente; e) ANACD a las 12UTC, f), g) y h) pronósticos a 24 horas verificando a las 12 UTC inicializados con ANACD, ANACD2 y ANASD respectivamente.

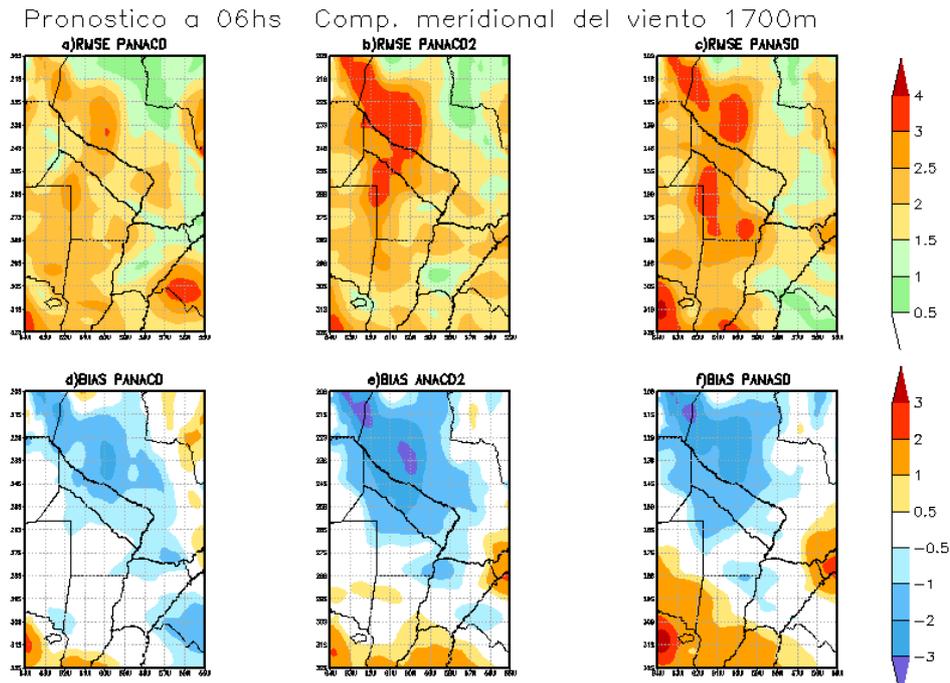


Figura 3.26. a), b) y c) RMSE para los pronósticos a 6 hs. verificando a las 18 UTC inicializados con ANACD, ANACD2 y ANASD respectivamente; d), e) y f) BIAS para los pronósticos a 6 hs. verificando a las 18 UTC inicializados con ANACD, ANACD2 y ANASD respectivamente de la componente meridional del viento (m/s).

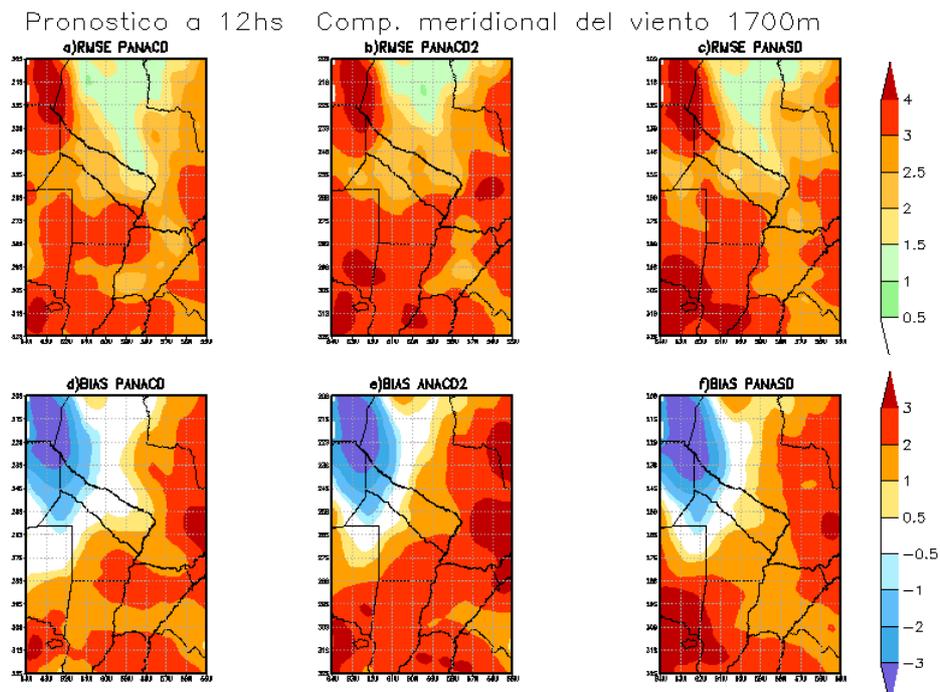


Figura 3.27. Idem 3.26 para los pronósticos a 12 horas verificando a las 00 UTC.

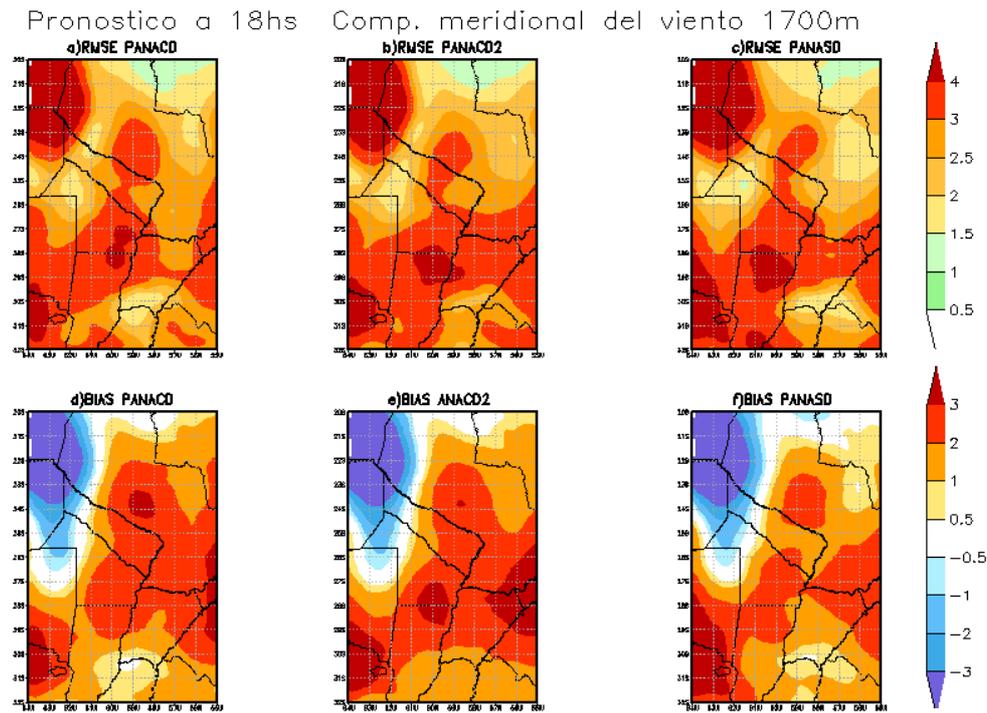


Figura 3.28. Idem 3.26 para los pronósticos a 18 horas verificando a las 6 UTC.

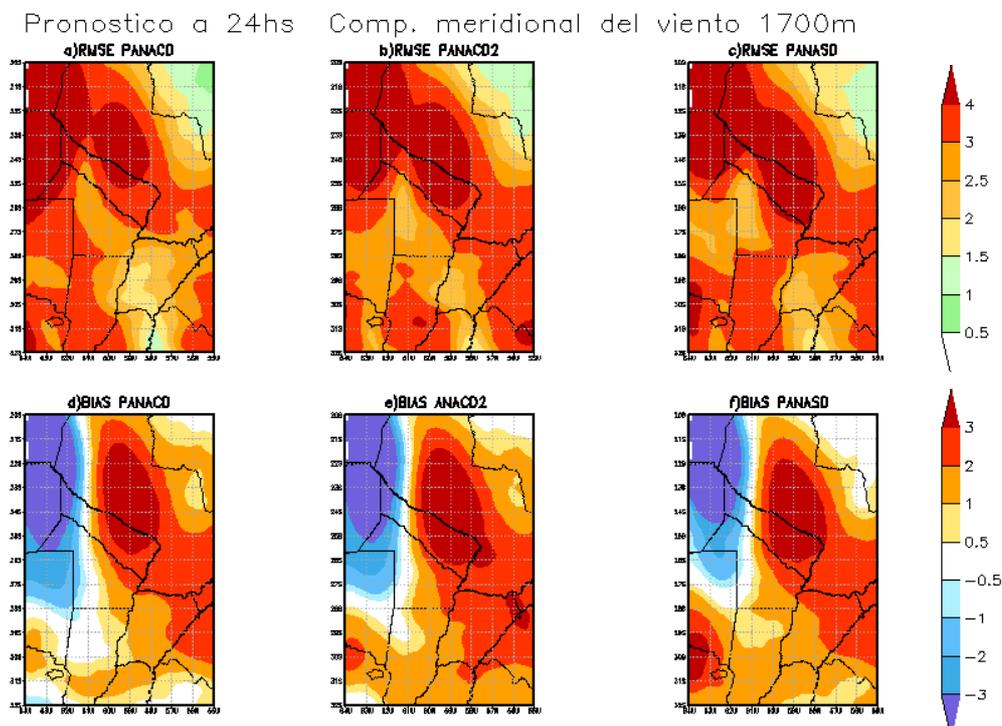


Figura 3.29. Idem 3.26 para los pronósticos a 24 horas verificando a las 12 UTC.

Capítulo IV: Ciclo diario en la capa límite atmosférica

En este capítulo se explora mediante los análisis enriquecidos, la existencia de un ciclo diario de la divergencia en la capa límite y de los movimientos verticales en el tope de la misma. Se evalúa como estos ciclos diarios son regulados por un forzante sinóptico.

4.1. Introducción

Las inhomogeneidades en las propiedades del terreno (topografía, tipo, uso y humedad de suelo) controlan las componentes del balance de energía en superficie. La variabilidad espacial de los flujos de calor latente y sensible, regula la intensidad de las circulaciones de mesoescala (CM) dentro de la capa límite atmosférica tales como las brisas de mar y tierra y las de valle y montaña.

Segal y otros (1989) y otros artículos publicados anteriormente y citados por estos autores denominan circulaciones no clásicas en mesoescala (CNCM) a las asociadas a gradientes horizontales en el tipo, uso y humedad de suelo, con el fin de diferenciarlas de las brisas clásicas, aunque estas son igualmente inducidas térmicamente. Los fuertes contrastes en la humedad de suelo pueden asociarse a patrones sinópticos persistentes, a la variabilidad espacial en la precipitación, a influencias topográficas y/o a la irrigación en zonas agrícolas y las CNCM asociadas han sido estudiadas en distintos artículos tales como Segal y otros (1989), Segal y Arritt (1992), Fast y McCorcle (1991), Wu y Raman (1997) y Pan y otros (2004) con enfoque tanto satelital, observacional como mediante el modelado numérico.

La disponibilidad de los análisis enriquecidos con los datos del experimento SALLJEX permite estudiar las circulaciones en la capa límite con una mayor resolución tanto espacial como temporal. Este hecho nos permite avanzar en la descripción de las circulaciones de mesoescala que no se pueden describir a partir de la red observacional de baja densidad existente en la región. La importancia de estudiar las circulaciones de mesoescala radica en los efectos que éstas pueden tener en favorecer o inhibir la iniciación de la

convección y en el fuerte impacto capaz de modificar patrones de mesoescala o de mayores escalas tales como frentes o SALLJ forzados por inestabilidades o efectos topográficos.

Tal como se mencionó en la introducción, la hipótesis planteada por Nicolini y otros, 1987, propone como uno de los mecanismos que explican la mayor ocurrencia de convección nocturna en la zona central-norte de Argentina la amplificación (en condiciones de régimen ciclónico en niveles bajos) del ciclo diario de convergencia/divergencia en la capa límite y ascenso/descenso en el tope de la misma en escala subsinóptica. El ciclo diario que resulta en la convección nocturna, intensificado por un forzante sinóptico fuerte, respondería entonces a un efecto dominante dinámico que se opone al efecto termodinámico asociado al ciclo diario radiativo que impone condiciones más inestables en la estratificación térmica diurna. Nicolini y otros (1987) encontraron resultados que coinciden con la hipótesis mencionada, utilizando un modelo de capa límite. Realizaron dos experimentos numéricos manteniendo condiciones estacionarias en el tope del dominio (850 hPa) durante toda la integración, pero permitiendo en niveles bajos que el flujo responda al ciclo diario. En un caso consideraron como condición de borde en el tope el campo de geopotencial de 850 hPa correspondiente a un caso que produjo precipitaciones nocturnas intensas en la región. Este campo presenta una vaguada de gran amplitud ubicada al este de los Andes con un intenso flujo del norte asociado. En el otro caso consideraron un campo con flujo zonal con cortante anticiclónica. Los autores encontraron a partir de los experimentos numéricos una amplificación del ciclo diario en la capa en presencia del forzante sinóptico intenso, mostrando cambios en los movimientos verticales de hasta un orden de magnitud.

Las divergencias y movimientos verticales se relacionan con una circulación inducida orográfica y térmicamente (más fácilmente reconocible en condiciones de flujo débil o nulo en escala sinóptica) que se manifiesta fundamentalmente como un flujo de drenaje nocturno/ascenso diario entre la zona elevada al Noroeste y la llanura central. La intensidad y la escala espacial

dominante de esta circulación de mesoescala dependen de las pendientes del terreno al este de las cumbres y de las elevaciones al este de la barrera montañosa pudiendo generar convergencia nocturna en el llano y diurna en la zona montañosa. Estas circulaciones pueden a su vez ser modificadas por los contrastes en el tipo de suelo (efecto constante en el gradiente horizontal del flujo de calor sensible) y en el uso y humedad de suelo (efectos transientes). Estos últimos efectos pueden resultar en muchos casos enmascarados por los efectos dominantes orográficos y por el flujo sinóptico (Segal y otros, 1989) debido a la gran inhomogeneidad espacial sobre áreas típicamente reducidas (en contraste con la uniformidad de las superficies cubiertas por agua en las brisas clásicas).

Asimismo interesa analizar, en el dominio de mayor resolución de los análisis enriquecidos, la posible interacción entre este tipo de circulaciones y la presencia de otros sistemas regionales como la depresión del Noroeste Argentino y el SALLJ así como el pasaje de sistemas migratorios con particular interés en el flanco oeste de anticiclones migratorios donde predomina el flujo del norte, los frentes en superficie y las ondas de altura que representan posibles forzantes de convergencias y divergencias en niveles bajos. Estas convergencias y los ascensos se potenciarán en el caso de ponerse en fase con los patrones asociados a las circulaciones en estudio reforzando la inestabilización de la atmósfera en áreas favorecidas.

EL SALLJ, en particular, es un sistema cuya generación o intensificación se ha vinculado no sólo a procesos diabáticos y otros asociados a la dinámica de la troposfera media y alta sino también a la dinámica de la capa límite. Los mecanismos básicos que condicionan la fase nocturna del SALLJ son el desacople nocturno de la capa mezclada respecto a superficie asociado al debilitamiento de la turbulencia (Blackadar, 1957) y la baroclinicidad resultante del calentamiento diferencial en un terreno en pendiente (Holton, 1967; Stensrud, 1996; Paegle, 1998; entre otros). Esta baroclinicidad y los gradientes este-oeste en la relación de Bowen sobre el continente generan gradientes de temperatura en la misma dirección cuyo ciclo diario influye en el ciclo diario

del SALLJ y de la circulación de mesoescala en estudio. Interesa investigar en situaciones de SALLJ, el posible efecto de los patrones de convergencia corriente abajo del máximo en modificar el correspondiente ciclo del patrón de la circulación de mesoescala respecto de su comportamiento en ausencia de SALLJ.

Nicolini y otros (1987), al no incluir las inhomogeneidades en el tipo, uso y humedad de suelo (excepto el contraste tierra-mar) filtraron la componente CNCM de la circulación en mesoescala. Los análisis enriquecidos, al incluir una representación de dichas inhomogeneidades, son potencialmente capaces de integrar los distintos forzantes en la generación de circulaciones inducidas térmicamente. El objetivo planteado en este capítulo es explorar mediante los análisis enriquecidos con los datos del experimento SALLJEX, la existencia de un ciclo diario en la divergencia y evaluar si dicho ciclo se intensifica dependiendo del signo de la vorticidad relativa en capas bajas, es decir si está regulado por un forzante sinóptico. No se estudia en este trabajo la componente convectiva de la hipótesis mencionada.

4.2. Selección de las situaciones sinópticas

Con el fin de estudiar cómo resultan los ciclos diarios de divergencia en la capa límite atmosférica se seleccionaron dos días correspondientes a diferentes situaciones sinópticas. Por un lado, un caso que denominaremos **débil**, con condiciones de flujo débil en capas bajas, donde no exista vorticidad ciclónica marcada en el llano y por otro lado una situación sinóptica que denominaremos **intensa**, en la que domine la circulación ciclónica en niveles bajos. Para poder independizarse de otros efectos que pueden estar afectando la convergencia/divergencia en la capa límite, para ambos casos se buscan situaciones en las que no se registren precipitaciones intensas, y de existir sistemas frontales en la región no atraviesen el dominio durante el ciclo estudiado. Estas condiciones hacen que la selección del caso intenso sea bastante difícil ya que todos los casos con vorticidad ciclónica intensa en capas bajas en el llano dentro del período SALLJEX presentan precipitaciones en

algún momento del día, por lo tanto si bien se intentó minimizar el efecto de las precipitaciones no se logró totalmente.

Se estudia el ciclo diario desde las 03 UTC de un día, hasta las 00UTC del día siguiente, donde se considera en principio un régimen nocturno a las 3, 6, 9 y 12 UTC y diurno a las 15, 18, 21 y 0 UTC (tal como resulta más adelante del análisis de los cortes verticales de temperatura potencial virtual y los mapas de temperatura a 2 m). Se analizan los resultados en la región que abarca desde 67 a 56° oeste de longitud y desde 32 a 25° sur de latitud, que incluye gran parte de la llanura central al este de los Andes y una pequeña parte de la montaña en su sector oeste. La región y su topografía se muestran en la figura 4.1. La mayor parte del dominio se puede decir que es llana, especialmente si se considera la región al este de 65° oeste de longitud, que denominaremos “llano”. Se utilizan los análisis en coordenada sigma z ya que éstos nos permiten analizar los campos de movimiento sobre la topografía. Por otro lado, cuando se evaluaron los análisis enriquecidos en el capítulo 2 se encontraron algunos indicios de una mejor representación del viento en capas bajas al utilizar la coordenada vertical sigma z.

4.2.1. Descripción del caso débil

El caso débil seleccionado corresponde al día 27 de enero de 2003. En las figuras 4.2 y 4.3 se muestran los campos que caracterizan la situación sinóptica a las 3, 9, 15 y 21 UTC del 27 de enero. El campo de presión a nivel del mar, viento en 1000 hPa y los espesores de 1000/500 hPa muestran que durante todo el día se mantuvo el flujo débil del sector este en el centro y norte de Argentina, una lengua norte-sur de espesores elevados que se extiende hasta el río Paraná al finalizar el día y bajas presiones sobre el noroeste argentino. Además se puede ver un frente débil donde se observa la rotación del viento al sur y un eje de baja presión que se encontraba en el norte de la Patagonia el 27 de enero a las 3 UTC y alcanzaba el norte de la provincia de Buenos Aires hacia el final del día, lo que produjo un leve aumento en la intensidad del viento en la región de estudio a dicha hora.

En 850 hPa dominaba una circulación anticiclónica en el llano que se fue debilitando hacia el final del día con el ingreso de la vaguada asociada al frente en superficie. Al noreste de la región de estudio se observa un máximo de vorticidad ciclónica que generaba vientos del sudeste en el noreste del dominio de interés. En este nivel durante todo el ciclo diario no se observa vorticidad ciclónica en el llano.

En 500 hPa se puede ver que la circulación estaba dominada por la presencia de una cuña en la región de estudio. Al noreste de la misma, al igual que en el nivel de 850 hPa se aprecia un centro de vorticidad ciclónica que estuvo presente durante todo el día. La corriente en chorro en 200 hPa (no se muestra) se encuentra ubicada en 42 °S, alejada del área de estudio que se posiciona desfavorablemente (a la salida en el flanco anticiclónico) para forzar movimientos de ascenso en el dominio.

En la figura 4.4 se presenta la precipitación observada acumulada para los dos períodos de 24 horas que coinciden con el ciclo diario que se va a estudiar. Los campos de precipitación observada son los mismos que se utilizaron para la verificación de los pronósticos de precipitación. Se obtuvieron a partir de los datos SALLJEX mediante la metodología descrita en el capítulo 3. No se registró precipitación acumulada en el llano, solamente se acumuló precipitación en una caja con un valor inferior a 10 mm el día 27 y a 20 mm el 28 de enero. Se utilizan además para la selección de las situaciones sinópticas imágenes de temperatura de tope nuboso (Janowiak y otros, 2001). Analizando las imágenes satelitales cada 30 minutos (no se muestra) se puede ver que la precipitación observada no ocurrió en el período que abarca el ciclo diario que se describe. Algunos sistemas de tope no elevados y pequeños se observan en horas de la tarde sobre la orografía. En la figura 4.5 se muestra el campo de precipitación y nubosidad estimada según los análisis enriquecidos (ANACD). Se puede ver que durante todo el día en la mayor parte del dominio no se observa nubosidad ni precipitación. Solamente en la segunda mitad del día seleccionado los análisis presentan algo de nubosidad acompañada por precipitación en el noroeste de la región de estudio sobre la orografía.

4.2.2. Descripción del caso intenso

El caso intenso corresponde al día 8 de febrero de 2003 y ha sido clasificado como un caso CJE. En las figuras 4.6 y 4.7 se muestran los campos que caracterizan la situación sinóptica a las 3, 9, 15 y 21 UTC del 8 de febrero. En el campo de presión al nivel del mar a las 3 y a las 9 UTC se puede observar un anticiclón centrado al sudeste de la provincia de Buenos Aires, que generaba vientos del este-sudeste en la región de estudio. A las 15 y 21 UTC el anticiclón se desplazó hacia el este y el viento rotó al noreste aumentando levemente su intensidad.

En 850 hPa se observan máximos de vorticidad ciclónica en la región de estudio que se mantuvieron durante todo el día al igual que el viento del sector norte. Estos máximos están relacionados con la cortante lateral ciclónica hacia el oeste del máximo de la corriente del norte y con zonas de precipitación obtenidas por los análisis. En 500 hPa la circulación en la región era bastante débil y resulta difícil determinar una dirección predominante del viento. Al igual que en 850hPa también estaban presentes varios centros de vorticidad ciclónica pero de menor intensidad.

En la figura 4.8 se muestra la precipitación observada acumulada de 24 horas entre el 7 y el 9 de febrero a las 12 UTC. Entre el 7 y el 8 se registraron precipitaciones en diferentes sectores de la región pero las más intensas se produjeron antes de las 3 UTC del 8 de febrero. En la figura 4.9 se muestra la imagen satelital de la hora 6 UTC donde la nubosidad presenta toques de alrededor de -60°C en el noroeste de Corrientes. Esta nubosidad estaba en disipación presentando una hora más tarde (no se muestra) toques de alrededor de -50°C y de menor extensión. Entre los días 8 y 9 a las 12 UTC la precipitación acumulada estaba concentrada en el este de Chaco y Formosa y el norte de Corrientes, en esta región la nubosidad convectiva se empezó a desarrollar entre las 20 y las 21 UTC como se observa en la imagen de satélite de la figura 4.9. Si bien el ciclo diario no estuvo libre de precipitaciones en la región de

estudio, las mismas no fueron intensas y se produjeron en el inicio y hacia el final del ciclo diario.

En la figura 4.10 se muestra el campo de precipitación y nubosidad estimada por los análisis enriquecidos. En las primeras horas del día, hasta las 12 UTC la mayor parte de la región de estudio se encuentra cubierta de nubosidad, acumulando valores superiores a 10 mm de precipitación en el oeste de Chaco, norte de Santa Fe y oeste de Corrientes. Luego de las 12 UTC tanto la nubosidad como la precipitación van en disminución, aunque se mantiene una zona con bastante nubosidad que también produce precipitación en el sur de Corrientes. Los análisis están representando correctamente las áreas de precipitación y nubosidad que se observaban al principio del día, aunque presentan valores acumulados de precipitación superiores a los observados y se prolongan más en el tiempo. Por otro lado, los análisis no logran detectar la precipitación observada hacia el final del día.

4.3. Estudio del ciclo diario en la capa límite en el caso débil e intenso

4.3.1. Metodología

Dado que el objetivo es estudiar las convergencias y divergencias en la capa límite y los movimientos verticales en el tope de la misma, en primer lugar definimos la altura de la capa límite. La altura se obtiene mediante la metodología de cálculo implementada en el modelo BRAMS, donde se considera que en la capa límite no existen gradientes de temperatura potencial mayores a $1,7^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Se toma como altura de la capa límite la altura media entre el último nivel que cumple con dicha condición y el nivel superior. Los campos de alturas calculados con esta metodología se encuentran dentro de los valores que se presentan en trabajos que realizan un estudio climatológico de la altura de la capa límite en diferentes localidades de Argentina (Ulke y Mazzeo, 1998; Gassman, 1998).

Una vez calculada la altura de la capa límite para cada punto de retícula en los diferentes tiempos, se obtiene la divergencia del viento en la capa mediante la siguiente ecuación:

$$DIV = \frac{DIV_1 * \left[\frac{(Z_2 - Z_1)}{2} + Z_1 \right] + \sum_{i=2}^n DIV_i * \left[\frac{(Z_{i+1} - Z_i)}{2} + \frac{(Z_i - Z_{i-1})}{2} \right]}{H}$$

donde el subíndice representa el nivel en el que se está computando la divergencia, n es el nivel más alto dentro de la capa límite, Z es la altura correspondiente al nivel y H es el espesor total de la capa hasta el nivel n. La divergencia del viento en cada nivel se calcula con diferencias centradas. Mediante este cálculo obtenemos un campo de divergencia del viento media en la capa límite pesando las divergencias de cada nivel por el espesor de la capa que representa.

El campo de movimientos verticales en el tope de la capa límite se obtiene como el valor de velocidad vertical en el primer nivel por encima de la capa límite, es decir que el campo de movimiento vertical que analizamos no corresponde a un nivel de altura constante, sino que se encuentra en el tope de la capa límite considerando que ésta es variable a lo largo del dominio.

Para los campos de las componentes del viento en la capa límite se calcula el campo medio diario, considerando el ciclo diario desde las 3 UTC a las 00 UTC del día siguiente para el caso débil e intenso para los diferentes niveles dentro de la capa límite. Se obtienen también un campo de anomalías para cada hora de análisis respecto del valor medio diario como la diferencia entre el valor de la hora de análisis y el valor medio diario del caso.

Es importante destacar que los resultados están limitados por la resolución vertical de los análisis. Los niveles sigma z, es decir alturas sobre la superficie, considerados en el modelo en capas bajas son los siguientes: 95, 314, 577, 893, 1271, 1726, 2271, 2925 y 3712 m. En general, en los trabajos donde se estudian circulaciones de mesoescala se utiliza una mayor resolución vertical para poder describir correctamente la capa límite atmosférica. Dado que la resolución vertical de los análisis enriquecidos no es la ideal para representar circulaciones de mesoescala se busca una señal en el promedio vertical dentro

de la capa límite. Dicho promedio en las horas donde la altura de la capa límite es máxima considera alrededor de siete niveles, pero durante las horas nocturnas en muchos casos la capa límite está representada por un solo nivel de los análisis.

4.3.2. Resultados

En la figura 4.11 se presenta la evolución diaria de los campos de vorticidad en 850 hPa para los casos débil e intenso. Comparando ambos días se puede ver claramente que en el caso intenso en el sector de estudio el campo está dominado por una circulación con vorticidad ciclónica en todas las horas, lo que no se observa en el caso débil. Siguiendo la hipótesis propuesta por Nicolini y otros, 1987, deberíamos encontrar en los análisis enriquecidos un ciclo diario de convergencia/divergencia en la capa límite y ascenso/descenso en el tope de la misma que debería amplificarse en el caso intenso en presencia de un forzante sinóptico más intenso. Aunque se debe considerar que Nicolini y otros (1987) no contemplaban posibles desplazamientos, intensificaciones o debilitamientos del patrón sinóptico ya que estudiaron situaciones ideales. En este caso, si bien no existen cambios muy notables en el patrón sinóptico, los análisis incluyen posibles variaciones en el flujo a lo largo del día que pueden incidir en la ubicación e intensidad de los máximos de vorticidad, lo que puede estar afectando a la señal en el ciclo diario.

En la figura 4.12 se muestra el campo medio diario de divergencia en la capa límite y de movimientos verticales en el tope de la misma para el caso débil y el intenso. En el campo medio diario de divergencia se puede ver en el caso débil que dominan las divergencias, mientras que en el del caso intenso dominan las convergencias. En los campos medios de movimientos verticales dominan los ascensos en el caso intenso y los descensos en el caso débil (se presentan en la figura 4.12 con un factor de orden 10 mayor al utilizado en las figuras correspondientes a los campos de esta variable que se muestran más adelante). Esta diferencia nos indica la existencia de un mecanismo de bombeo de Ekman ("Ekman pumping") actuando en la capa límite, asociado a la

vorticidad relativa en capas bajas presente en cada caso. Es decir que en el caso débil existe una componente sinóptica que favorece los descensos y las divergencias, mientras que en el caso intenso la componente sinóptica favorece las convergencias y los ascensos.

Las figuras 4.13 y 4.14 muestran el ciclo diario de los campos de altura de la capa límite para ambos casos. Tanto en el caso débil como en el intenso se puede ver que la altura de la capa límite varía a lo largo del día, manteniéndose por debajo de 300 m durante las horas nocturnas en la mayor parte del dominio y alcanzando los valores más altos a las 18 y 21 UTC. En el caso débil, donde no se observa nubosidad en todo el día, la altura de la capa límite tanto a las 18 como a las 21 UTC resulta mayor que en el caso intenso. Las alturas resultan inferiores a 1250 m en el caso intenso y alcanzan los 2000 m en algunas regiones en el caso débil. Este resultado es coherente con una atmósfera más fría en el caso intenso en todo el dominio en estudio, tal como muestra el análisis de los espesores efectuado anteriormente. A las 18 y a las 21 UTC en el caso intenso aparece un mínimo de altura en el sur y centro de la provincia de Corrientes que está relacionado con la nubosidad y la precipitación que los análisis muestran en dicha región.

En las figuras 4.15 se muestra un corte vertical de temperatura potencial virtual y relación de mezcla del vapor para el caso débil e intenso a las 9 y 21 UTC en 28° sur. En estos cortes se puede apreciar a partir de la variación de la temperatura potencial virtual con la altura como varía el espesor de la capa límite, donde se puede ver que coincide con los valores de altura mostrados en las figuras 4.13 y 4.14 para esta latitud. Restringiéndose al primer nivel del modelo a las 9 UTC y mostrando un mayor espesor a las 21 UTC. También se puede observar que el espesor de la capa límite a las 21 UTC resulta menor en el caso intenso que en el débil. Respecto al contenido de vapor de agua se observa que éste es mayor en el caso intenso, debido a la eficiente advección de vapor producida por el SALLJ en éste caso. Se muestra el corte en 28° Sur a modo de ejemplo, dado que es la latitud del centro del dominio, pero los mismos resultados se encuentran en otras latitudes.

En las figuras 4.16 y 4.17 se presentan los campos de divergencias para las diferentes horas del día en la capa límite para el caso débil y el caso intenso respectivamente. Dentro del ciclo diario de convergencia/divergencia se puede observar una señal más definida a las horas 6 y 9 UTC, representativas del régimen nocturno, y a las 18 y 21 UTC del régimen diurno. Las horas 3, 12, 15 y 0 UTC, si bien se puede apreciar la diferencia entre la divergencia diurna y la convergencia nocturna, presentan algunas características más acordes con un régimen de transición. En todas las horas la zona con orografía presenta un campo muy perturbado, por ese motivo no se muestran los campos donde la altura es mayor a 1000 m. Igualmente en las regiones con menor altura pero ubicadas donde la pendiente es importante se observan centros intensos de convergencia y divergencia. Esto se puede apreciar en el norte de Córdoba al este y al oeste de las sierras.

Tanto en el caso débil como en el intenso se puede apreciar la convergencia nocturna desde las 3 UTC a las 12 UTC. En el caso intenso la magnitud de la convergencia resulta mayor, coherente con el mecanismo de “Ekman pumping” en régimen ciclónico y un posible efecto asociado a la cercanía de un frente al Sur del dominio que se debilita en esa posición más tarde. Durante el día, en el caso débil se observa claramente un dominio de la divergencia en la región nuevamente coherente con el mecanismo señalado. En cambio en el caso intenso, la divergencia diurna se puede ver bien en la zona cercana a la zona elevada pero no es tan evidente más al este. Esto puede deberse en parte a las convergencias asociadas a la nubosidad y la precipitación que presentan los análisis en dicha región en horas del día. Por otro lado, la presencia del SALLJ ubica la zona de convergencia en su parte delantera en el dominio de estudio durante gran parte del ciclo diario aunque con mayor intensidad en las horas nocturnas. Dado el mayor espesor de la capa límite el flujo resulta más afectado durante el período diurno por el SALLJ y su patrón de convergencia, enmascarando parcialmente el efecto debido a una componente de la circulación de mesoescala más asociada al gradiente horizontal de temperatura en la dirección este-oeste.

Con el fin de evaluar si varía el valor de divergencia en los diferentes niveles dentro la capa límite, se muestran en la figura 4.18 los cortes verticales de divergencia desde superficie hasta 2500m en 27 y 30°S para el caso débil e intenso. Se consideran los cortes verticales a las 21 UTC dado que es la hora para la cuál ambos casos presentan el mayor espesor de capa límite, es decir que es mayor el número de niveles involucrados en el cálculo de la divergencia media. Se puede ver en líneas generales para todos los cortes que en las regiones que presentan divergencia o convergencia ésta se mantiene en todo el espesor de la capa límite (No hay cambios en el signo de la divergencia). Esto nos está indicando que la divergencia media calculada está representando correctamente la divergencia en la capa límite.

En la figura 4.19 se muestra un corte vertical de la divergencia y el flujo a las 9UTC para el caso intenso en 28°S de latitud. Se puede ver en esta figura la convergencia y los movimientos de ascenso intensos en la zona de nubosidad por encima de la capa límite en la región donde se observa el máximo de precipitación. Esto produce en la capa límite divergencias asociadas a las descendentes precipitantes. Como se puede apreciar los efectos asociados a la precipitación no son despreciables y están modificando de forma significativa los campos de divergencia media en la capa límite explicando en el caso intenso el núcleo de divergencia ubicado a los 28° sur entre 57 y 60° oeste evidente también en la figura 4.17 a las 9 UTC.

En las figuras 4.20 y 4.21 se muestra el ciclo diario de los movimientos verticales en el tope de la capa límite para ambos casos. Tanto en el caso débil como en el intenso los campos de movimientos verticales están dominados por movimientos de ascenso durante la noche y descenso durante el día. Para esta variable también se puede observar un régimen nocturno más definido a las 6 y 9 UTC y diurno a las 18 y 21 UTC. En forma consistente con lo analizado en el campo de divergencias, en el caso intenso se nota una mayor intensidad de los movimientos de ascenso nocturnos que en el caso débil, y por otro lado durante el día aparecen, dentro del campo generalizado de descenso, algunos centros de ascenso relacionados con la nubosidad y precipitación presentes en los análisis

en el caso intenso. Nuevamente, se observa en el caso intenso un núcleo de descenso a las 9 UTC en 59° oeste y 28° sur asociado a la precipitación. Interesa señalar que los máximos movimientos de ascenso en la capa límite nocturna (del orden de 1 cm/s) en el caso débil no han sido suficientes para iniciar la convección profunda presumiblemente por no ser suficientes para permitir alcanzar el nivel de convección libre. En el caso intenso los mayores valores de humedad específica eficientemente advectada por el SALLJ en la zona de convergencia en su parte delantera favorecen la ocurrencia de precipitación en el área.

En las figuras 4.22 y 4.23 se presentan los campos medios diarios de flujo en los distintos niveles sigma z dentro de la capa límite para ambos casos. Como se puede ver en las figuras el flujo medio varía en los diferentes niveles, por ese motivo para este análisis no se pudo considerar un viento medio diario representativo de toda la capa límite, como se hizo en el análisis de la divergencia media. Para el caso débil se puede apreciar que en todos los niveles domina el viento del sector este, observándose una componente sur o norte, dependiendo de la región del dominio y del nivel considerado. En el caso intenso el flujo medio diario es del sudeste en 100 m aproximadamente y a medida que aumenta la altura el flujo es del norte, mostrando la presencia del SALLJ, en niveles más altos, donde se aprecia su máxima intensidad.

En las figuras 4.24 y 4.25 se muestran las anomalías del viento en la capa límite en las diferentes horas del día respecto del campo medio de cada caso, para el caso débil e intenso respectivamente. Para cada hora del día se considera el nivel que resulta más representativo de la capa límite. En líneas generales se puede observar que en ambos casos domina una anomalía de viento del oeste en horas nocturnas y del este en horas diurnas. La magnitud de dichas anomalías oscila entre 2 y 4 m/s. Este comportamiento se atribuye a la existencia durante la noche de un drenaje en la capa límite entre la zona elevada al oeste y la llanura central, asociado a la convergencia observada. Esta circulación se invierte durante el día mostrando una anomalía del viento del sector este indicando un flujo en la capa límite desde la llanura central hacia la

zona elevada al oeste, consistente con las divergencias que se aprecian en la capa límite durante el día. En estas figuras se puede apreciar, especialmente en el caso débil, un retardo en la hora en que se establece con mayor definición el régimen diurno y el nocturno, respecto a lo observado en los campos de divergencia y movimientos verticales.

En el caso débil, las anomalías del flujo en las horas nocturnas resultan coherentes con las temperaturas en superficie que se muestran en la figura 4.26, mostrando un flujo desde las zonas más frías hacia las más cálidas. En dichas horas se observa un gradiente de temperatura este-oeste, con temperaturas más frías al oeste, que está más definido a las 9 y 12 UTC. En horas del día como la capa de mezcla presenta una mayor altura, no se observa una relación tan directa entre las temperaturas de superficie y las anomalías del flujo. Se puede apreciar en este caso entre las horas nocturnas y diurnas existe una rotación de la anomalía de la componente meridional del viento por efecto de Coriolis que resulta del norte durante la noche y del sur durante el día. En el caso débil se puede observar una circulación local fundamentalmente relacionada con la presencia de la orografía.

En el caso intenso, al igual que en el caso débil, en las horas nocturnas las anomalías del flujo resultan coherentes con las temperaturas en superficie que se muestran para este caso en la figura 4.27. Si bien se observa en superficie un gradiente de temperatura en la dirección este-oeste, también es muy notable un gradiente de temperatura norte-sur presente en este caso durante todo el día, con temperaturas más bajas en el sur de la región, lo que está produciendo durante la noche una anomalía del viento del sector sur. Durante el día se puede apreciar en el sur de Corrientes como las anomalías del flujo resultan perturbadas por la presencia de la nubosidad y la precipitación en dicha región. Si bien en el caso intenso también se observa una circulación local relacionada con la presencia de la orografía, está fuertemente modificada por las convergencias asociadas al SALLJ y las precipitaciones presentes en este caso.

En síntesis, para ambos casos a partir de los campos analizados se puede observar un ciclo diario, tanto en la divergencia en la capa límite como en los

movimientos verticales en el tope de la misma. Presentando divergencias y movimientos de descenso durante el día y convergencias y ascensos durante la noche, favoreciendo la formación de convección nocturna. Si bien en ambos casos se observa el ciclo diario, los mecanismos que dominan el ciclo no son los mismos. En el caso débil, el ciclo está generado por los gradientes de temperatura entre la zona elevada al oeste y el llano, observándose claramente el efecto de la circulación de mesoescala que se quiere estudiar. En cambio en el caso intenso, si bien existe la misma circulación que se observa en el caso débil, las convergencias y los ascensos están fuertemente modificados por las convergencias y ascensos asociados a la presencia del SALLJ y la precipitación que se produce en la región.

Por otro lado, se pretende evaluar si en el caso intenso, donde se observa vorticidad ciclónica en capas bajas, el ciclo diario descrito anteriormente resulta amplificado respecto al correspondiente al caso débil. Con el fin de comparar de una forma cuantitativa la magnitud del ciclo diario en el caso intenso respecto del débil se muestra en la figura 4.28 los campos de divergencia a las 9 y a las 21 UTC y el campo producto de la diferencia entre la divergencia en ambas horas para los dos casos. Al comparar el campo a las 9 UTC se observa que en el caso intenso la convergencia resulta un poco mayor pero solamente al sur de la región donde se está produciendo la precipitación y que a la vez coincide con la zona de convergencia de la zona frontal a dicha hora. A las 21 UTC la divergencia en ambos casos es aproximadamente de la misma intensidad, excepto nuevamente en la región que se encuentra modificada por la precipitación, donde en el caso intenso se observan convergencias. En el campo diferencia, aunque está muy perturbado dado que los centros de convergencia y divergencia se encuentran desplazados entre las dos horas, se puede ver que no existe una amplificación del ciclo diario en la divergencia en el caso intenso.

En la figura 4.29 se muestran las mismas horas que en la figura 4.28 pero para el campo de movimientos verticales en el tope de la capa límite. Los resultados encontrados son consistentes con lo analizado para la divergencia.

No se encuentra una amplificación del ciclo diario de movimientos verticales en el caso intenso respecto del caso débil. Si bien los ascensos en el caso intenso son más intensos durante la noche, a la vez, los descensos durante el día resultan más débiles.

4.4. Conclusiones

A partir de los análisis enriquecidos con los datos del experimento SALLJEX, que proveen una mayor resolución para estudiar circulaciones de mesoescala, se logró describir el ciclo diario de la divergencia en la capa límite y los movimientos verticales en el tope de la misma para dos situaciones sinópticas seleccionadas, una débil y otra intensa. Se encontró para ambas situaciones la existencia de un ciclo diario donde domina en horas de la noche la convergencia en la capa límite y en horas del día la divergencia. Este ciclo en la divergencia está acompañado por ascensos nocturnos y descensos diurnos en el tope de la capa límite. Las anomalías de la componente zonal del viento muestran durante la noche el drenaje desde la zona elevada hacia el llano y durante el día la circulación en sentido inverso. Este ciclo diario estaría favoreciendo la formación de convección nocturna en la región, respondiendo a la presencia de la topografía y oponiéndose al efecto termodinámico asociado al ciclo diario radiativo que impone condiciones más inestables en horas del día. Estos resultados son consistentes con lo encontrado por Nicolini y Saulo (2006) y Salio y Nicolini (2006), que muestran la existencia de un máximo nocturno de precipitación y de frecuencia de ocurrencia de actividad convectiva en la región.

Si bien en el caso intenso y en el débil se logró identificar el ciclo diario, tanto para la divergencia en la capa límite como para los movimientos de ascenso en el tope de la misma, los mecanismos que están dominando el ciclo diario en cada caso no son los mismos. Mientras que en el caso débil se observa una circulación local asociada fundamentalmente a la presencia de la orografía, en el caso intenso la presencia del SALLJ y la existencia de nubosidad y precipitaciones en la región modifican notablemente la circulación.

Por otro lado, en los casos estudiados no se observa la amplificación del ciclo diario en presencia de un forzante intenso como es el comportamiento

encontrado por Nicolini y otros (1987) que condujo a la hipótesis investigada en los dos casos utilizados. Esta diferencia se puede atribuir a que en este caso se estudiaron situaciones reales, donde existen diferentes efectos interactuando que generan una circulación más compleja, en cambio Nicolini y otros (1987) analizan simulaciones ideales, donde el patrón sinóptico se mantiene fijo en toda la simulación y no se consideran las inhomogeneidades en la superficie. Además, la presencia de nubosidad y precipitación en el caso intenso estudiado genera posibles divergencias nocturnas cerca de superficie y posibles convergencias diurnas en el espesor máximo de la capa límite. Estas perturbaciones generalmente se oponen a la señal dinámica estudiada especialmente en presencia de precipitación. Es posible que en eventos como el analizado por Nicolini y otros (1987) y los CJE estudiados por Nicolini y Saulo (2006) quienes encuentran que en estos casos extremos se amplifica el ciclo diario de la precipitación fundamentalmente asociada a la zona de convergencia del CJE, el ciclo diario de la circulación en capas bajas está dominada por el CJE lo cuál podría estar acompañado por una amplificación del ciclo diario de convergencias en la capa límite. Las situaciones sinópticas disponibles en el período SALLJEX en las cuáles existía un CJE aún más extremo no fueron seleccionadas ya que todas presentaban más precipitación y en consecuencia las convergencias y divergencias asociadas a la misma resultaban más intensas perturbando y enmascarando la presencia del forzante dinámico estudiado.

Considerando que los análisis logran representar el ciclo diario de la divergencia en la capa límite y de los movimientos verticales en el tope de la misma, sería interesante en trabajos futuros estudiar un mayor número de casos y realizar diferentes simulaciones tendientes a explicar cuales son los mecanismos que contribuyen en mayor o menor medida a la formación de esta circulación de mesoescala y su rol en la génesis de convección en la región. También es importante estudiar más casos para poder determinar si se produce en presencia de un forzante sinóptico fuerte una amplificación de los ciclos diarios que se describieron. Con el fin de independizarse de los efectos producidos por la precipitación sería útil realizar simulaciones donde no se

permita que se produzcan condensaciones ya que se mostró que la presencia de precipitación modifica notablemente la circulación en la capa límite.

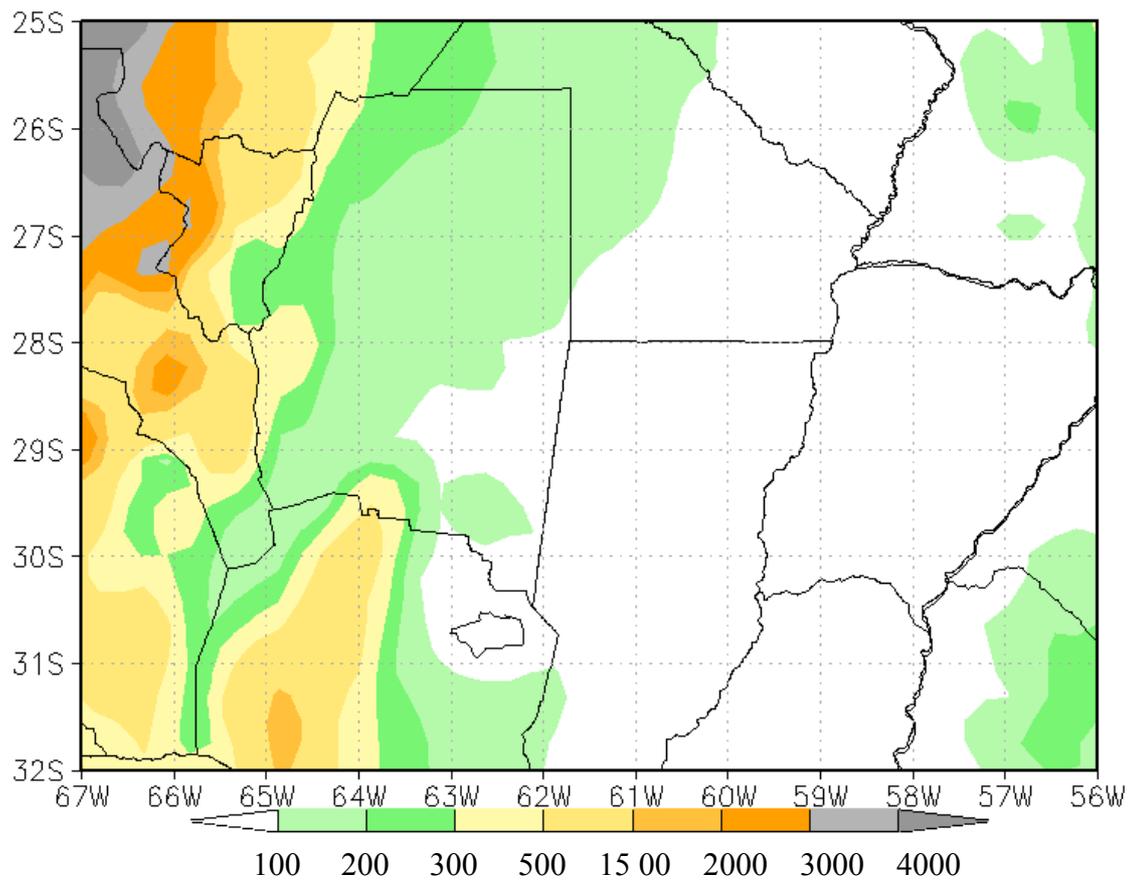


Figura 4.1. Sector de estudio. Se sombrea la orografía.

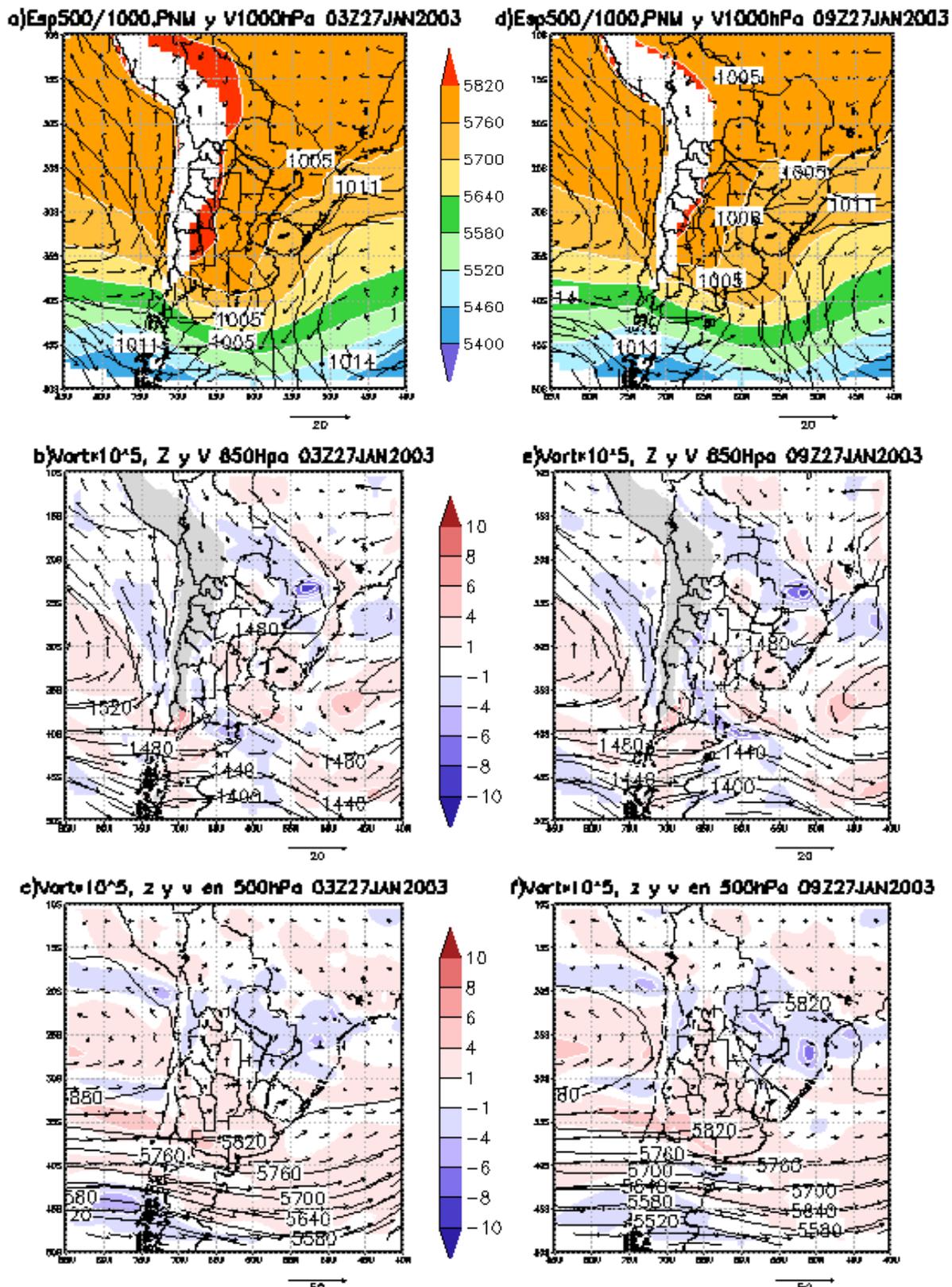


Figura 4.2. Situación sinóptica del caso débil a), b) y c) para las 3 UTC y d), e) y f) para las 09 UTC. a) y d) Espesores 1000/500 hPa (m_gp) (sombreado), Presión al nivel del mar (hPa) (contornos), viento (m/s) (vectores) en 1000hPa; b) y e) Geopotencial (m_gp) (contornos), vorticidad(1/s)*10⁵ (sombreado) y viento(m/s) (vectores) en 850 hPa; c) y f) Geopotencial(m_gp) (contornos), vorticidad(1/s)*10⁵ (sombreado) y viento(m/s) (vectores) en 500 hPa.

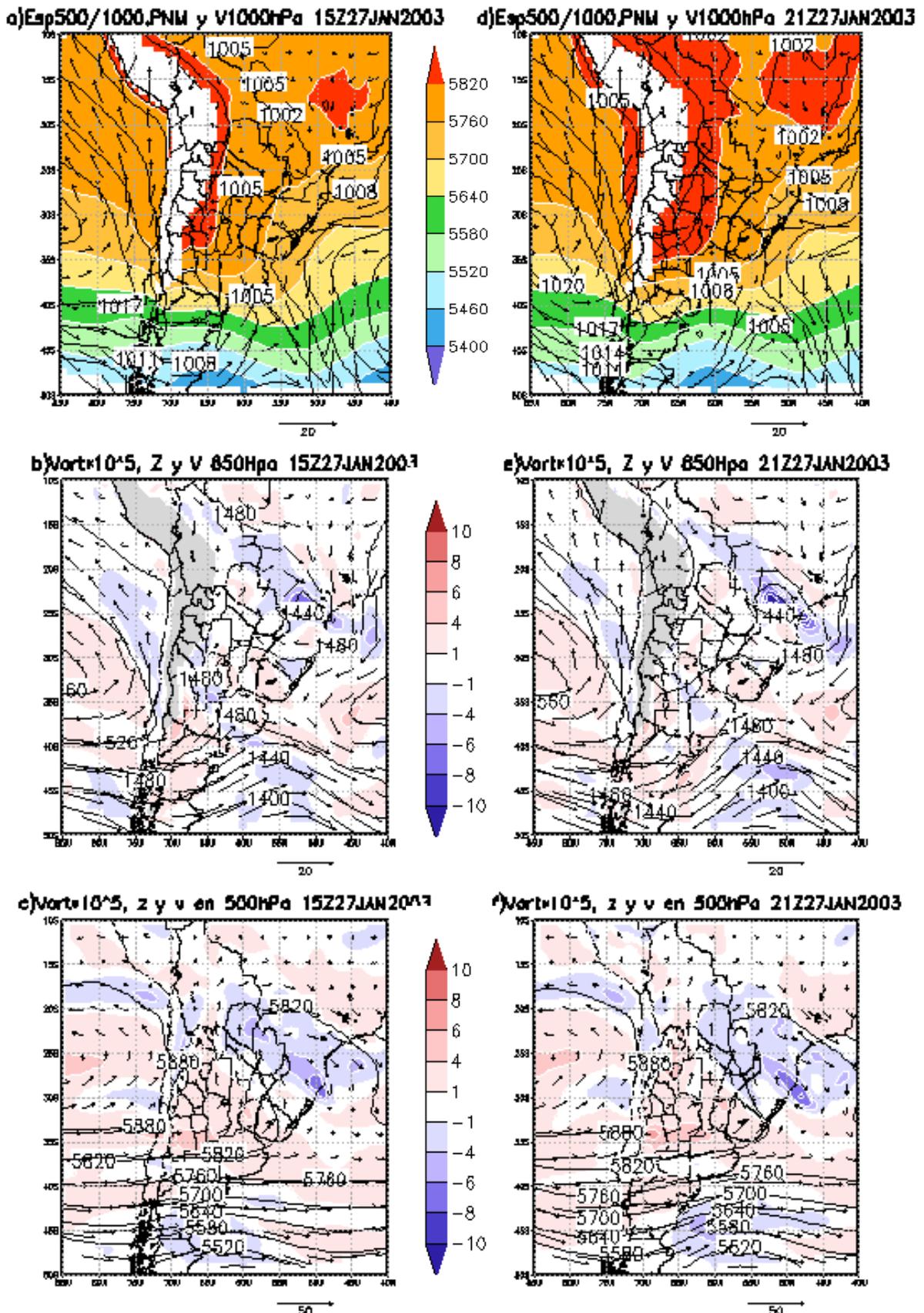


Figura 4.3. Idem figura anterior a), b) y c) para las 18 y e), f) y g) para las 00UTC

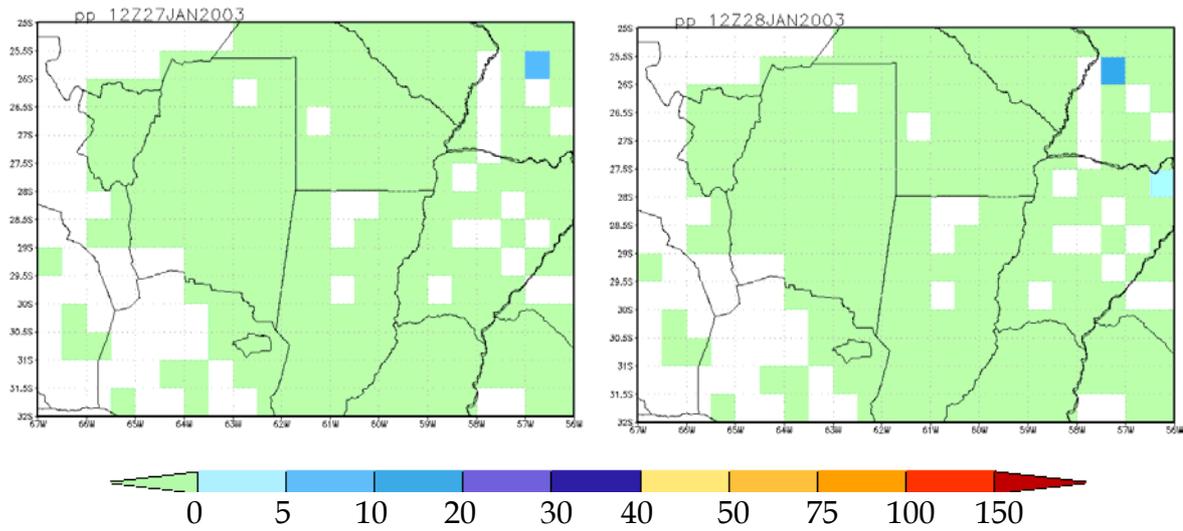


Figura 4.4. Precipitación acumulada de 24 horas en mm entre el 26 y el 27 a las 12 UTC (izquierda) y entre el 27 y 28 a las 12 UTC (derecha). Las cajas en blanco son cajas sin datos y las verdes son cajas en las que no se registro precipitación.

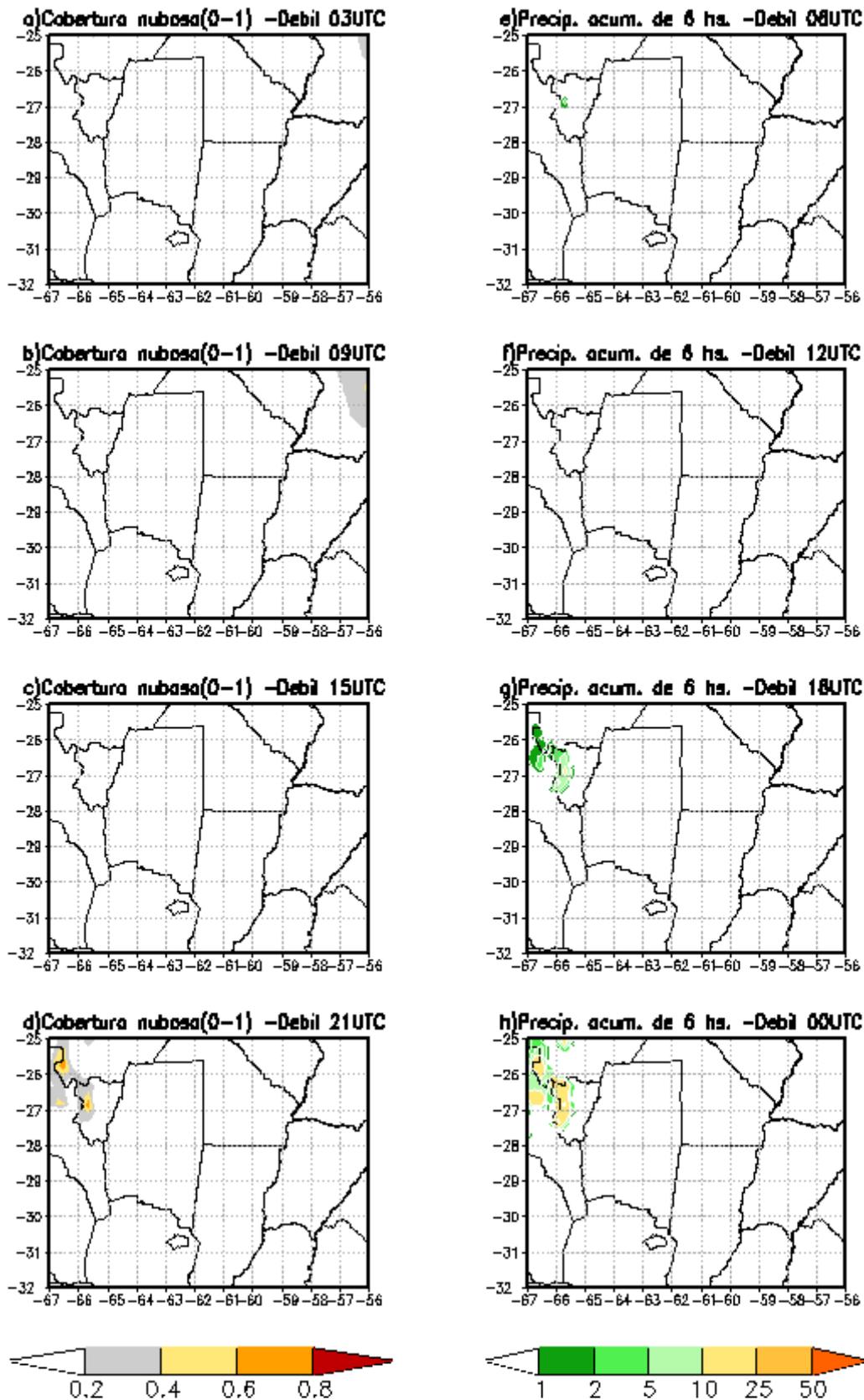


Figura 4.5. Estimación a partir de ANACD para el caso débil de la fracción de cobertura nubosa (0 a 1) a la izquierda para las: a) 3UTC, b) 9UTC, c) 15UTC y d) 21UTC y precipitación acumulada en las últimas 6 horas (mm) a la derecha a las: e) 6UTC, f) 12 UTC, g) 18 UTC y h) 0 UTC.

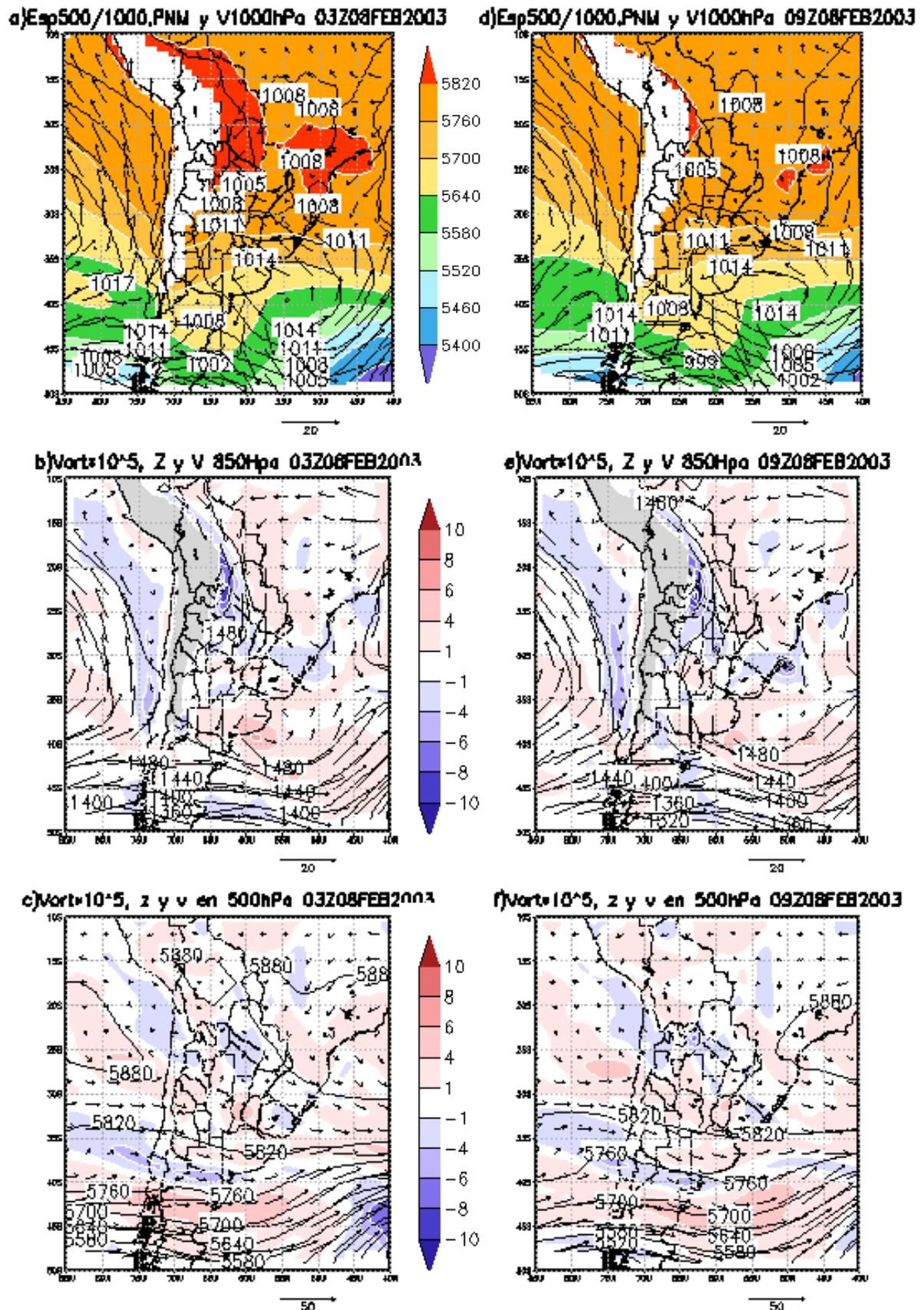


Figura 4.6. Idem figura 4.2 para el caso intenso a), b) y c) a las 3 UTC y d), e) y f) a las 9 UTC

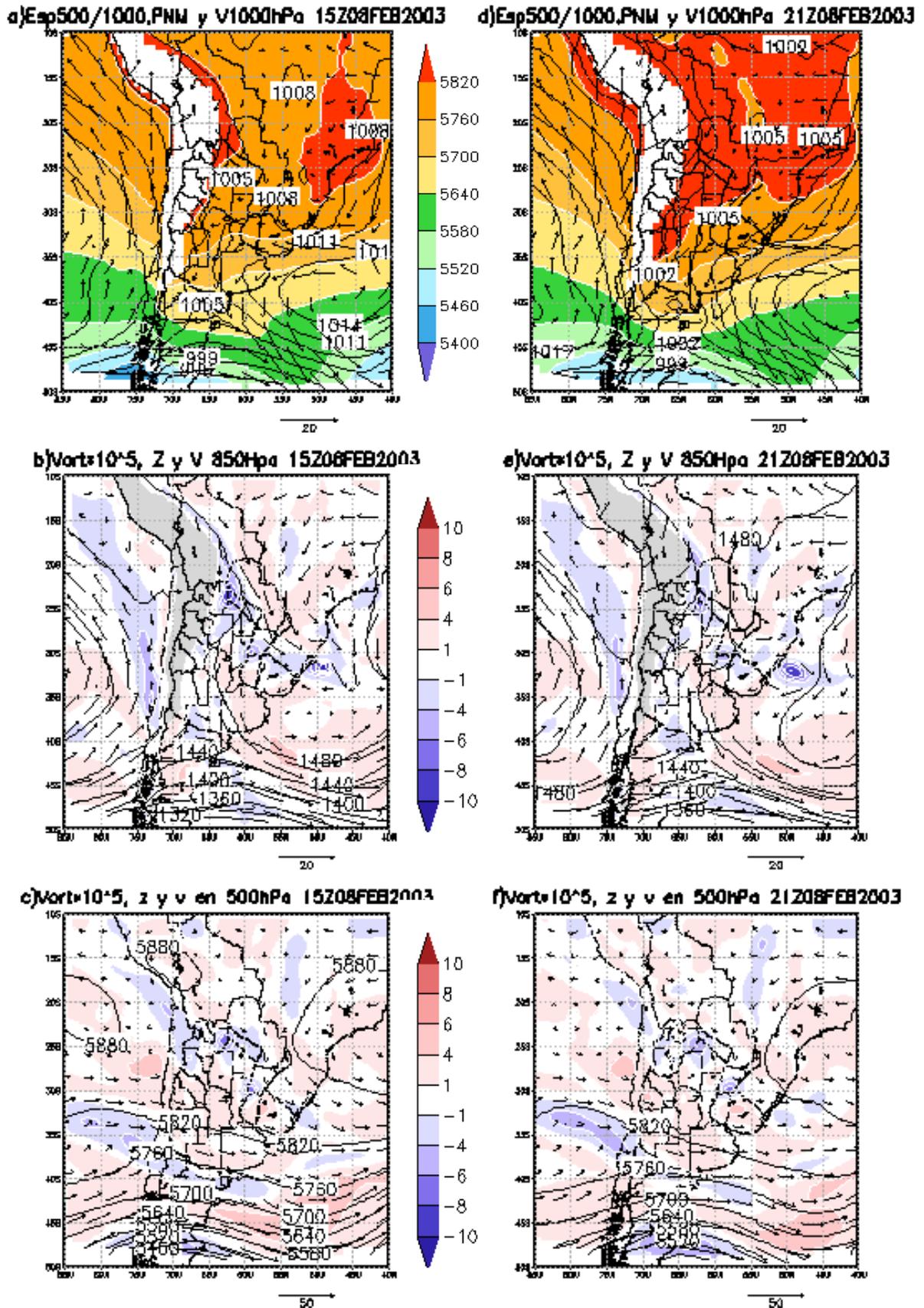


Figura 4.7. Idem figura 4.2 para el caso intenso a), b) y c) a las 15 UTC y d), e) y f) a las 21 UTC.

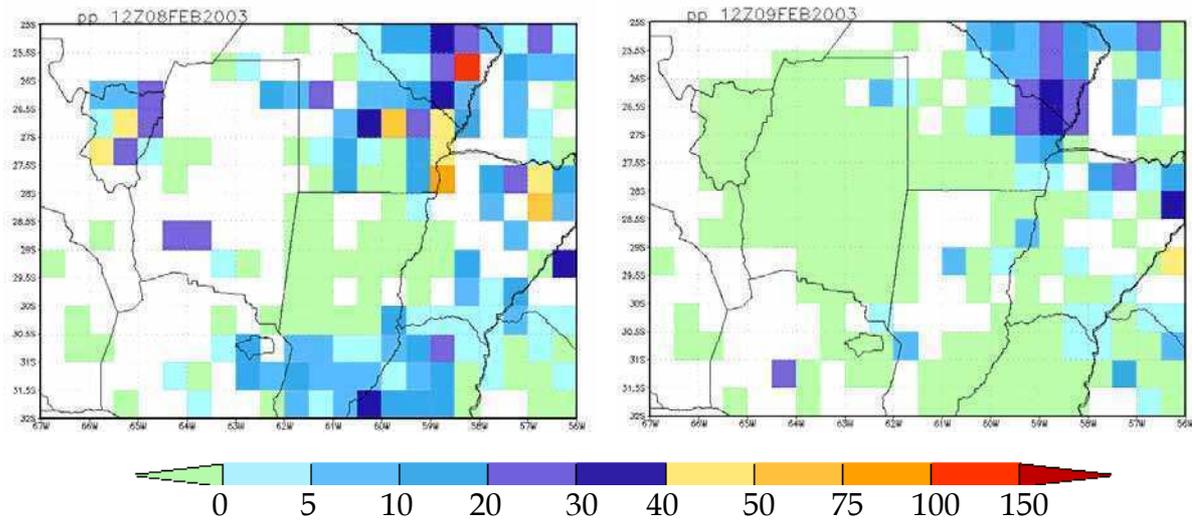


Figura 4.8 Precipitación acumulada de 24 horas en mm entre el 7 y el 8 a las 12 UTC (izquierda) y entre el 8 y 9 a las 12 UTC (derecha). Las cajas en blanco son cajas sin datos y las verdes son cajas en las que no se registro precipitación.

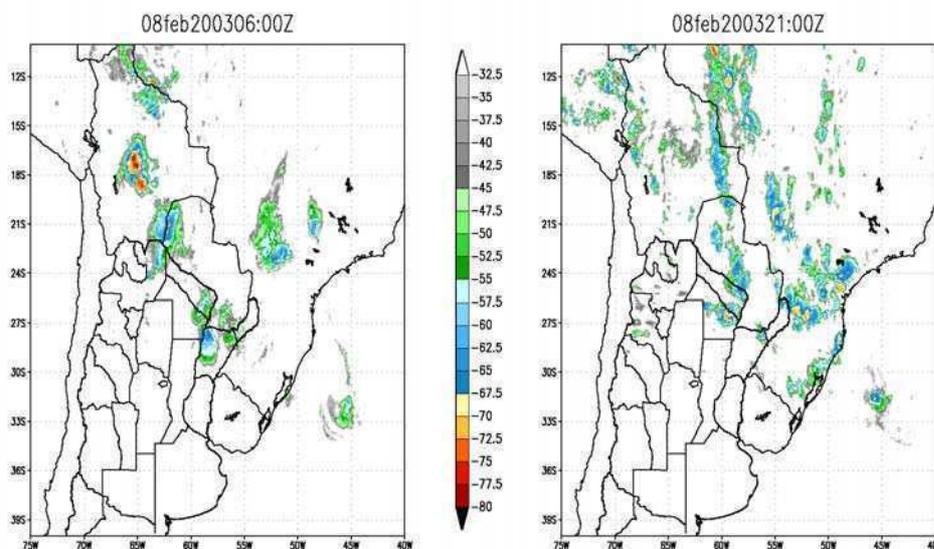


Figura 4.9. Imágenes satelitales de temperatura de tope nuboso del 8 de febrero a las 6 UTC (izquierda) y a las 21 UTC (derecha).

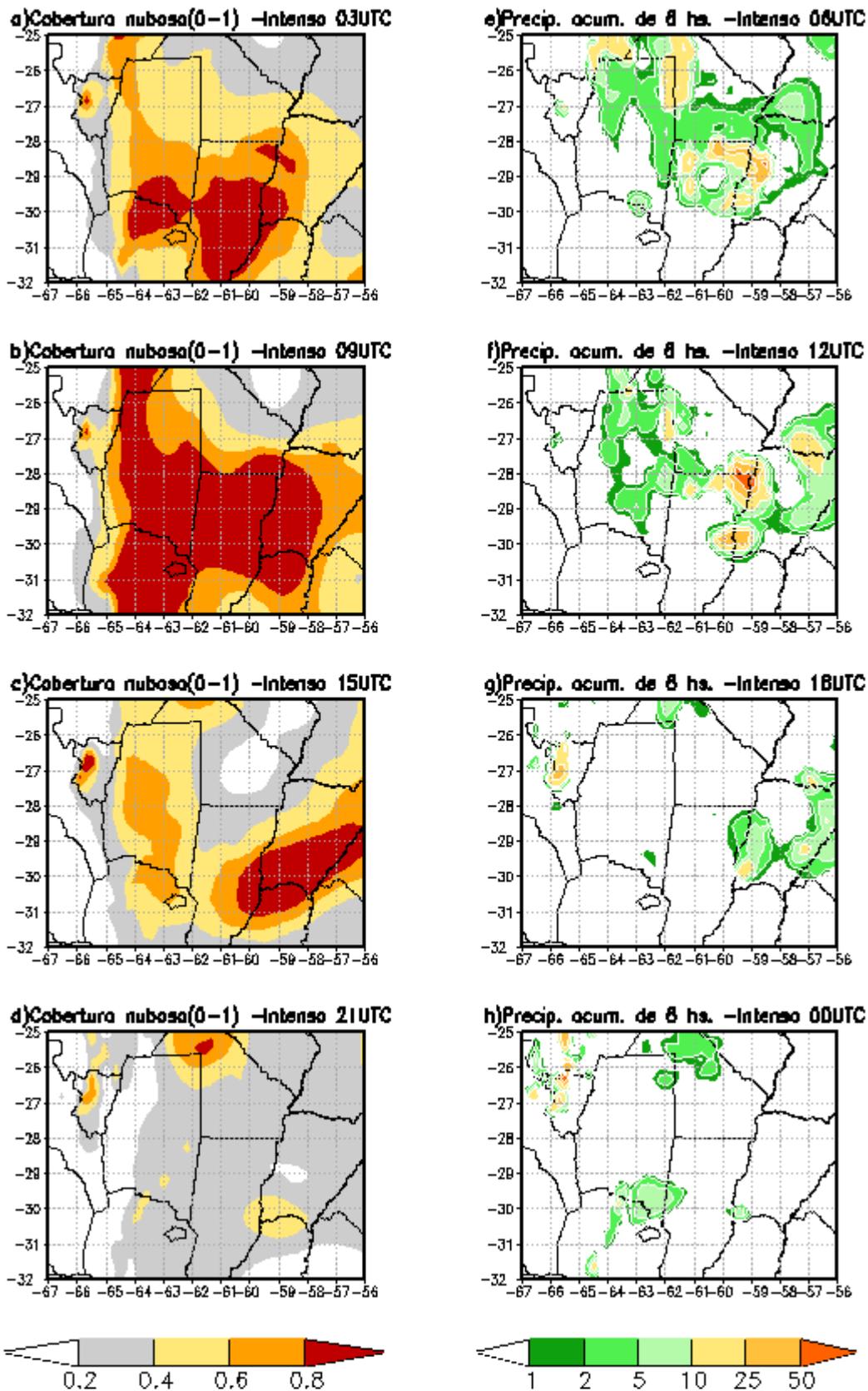


Figura 4.10. Estimación a partir de ANACD para el caso intenso de la fracción de cobertura nubosa (0 a 1) a la izquierda para las: a) 3UTC, b) 9UTC, c) 15UTC y d) 21UTC y precipitación acumulada en las últimas 6 horas (mm) a la derecha a las : e) 6UTC, f) 12 UTC, g) 18 UTC y h) 0 UTC.

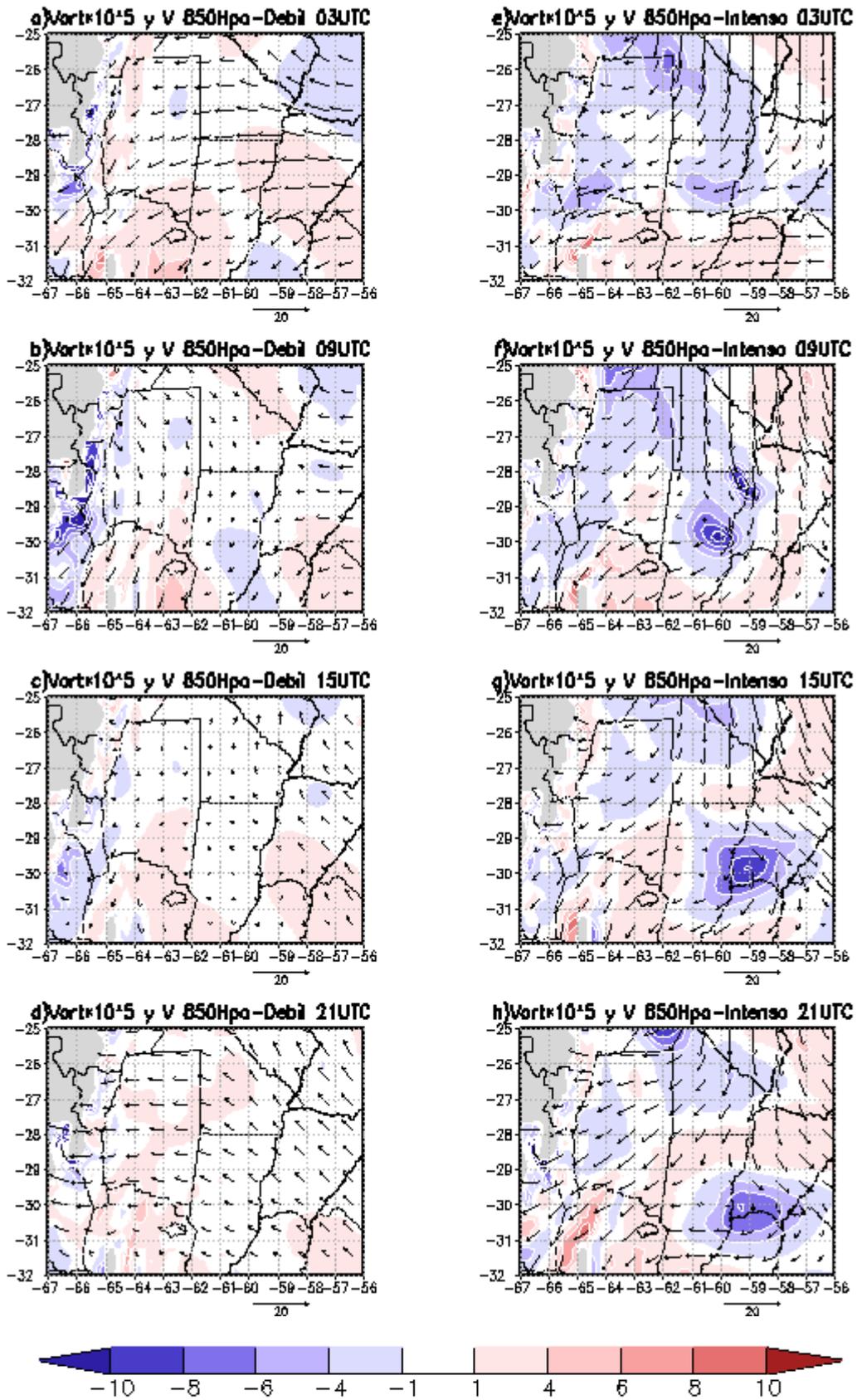


Figura 4.11. Campos de vorticidad $(1/s) \times 10^5$ y viento (m/s) en 850 hPa a las 3, 9, 15 y 21 UTC. a) a d) corresponden al caso débil y e) a f) del caso intenso.

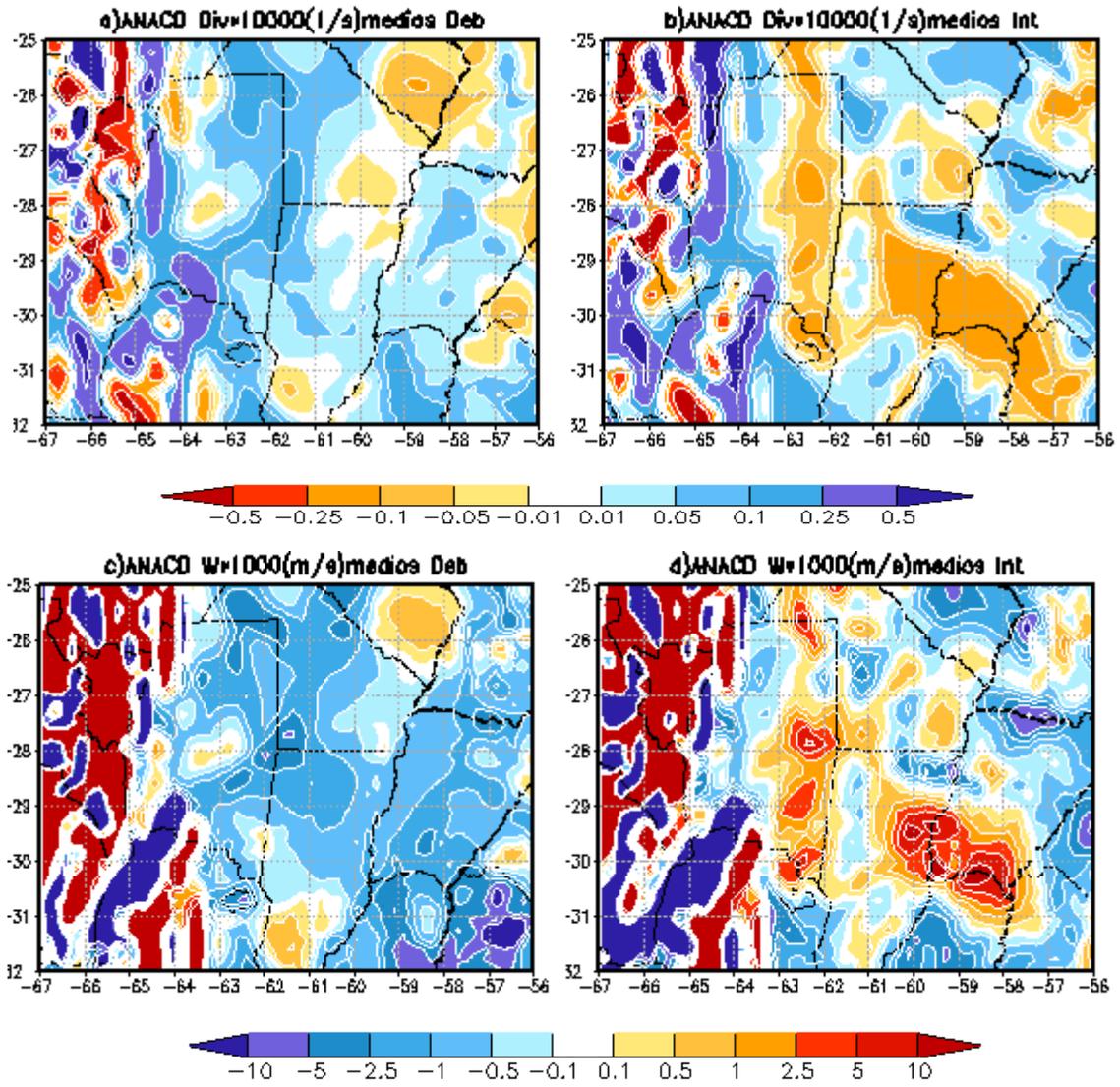


Figura 4.12: a) y b) Divergencia media diaria en la capa límite $(1/s) \cdot 10^4$ y c) y d) movimientos verticales medios en el tope de la capa límite $(m/s) \cdot 10^3$. Paneles de la izquierda para el caso débil y paneles de la derecha para el caso intenso.

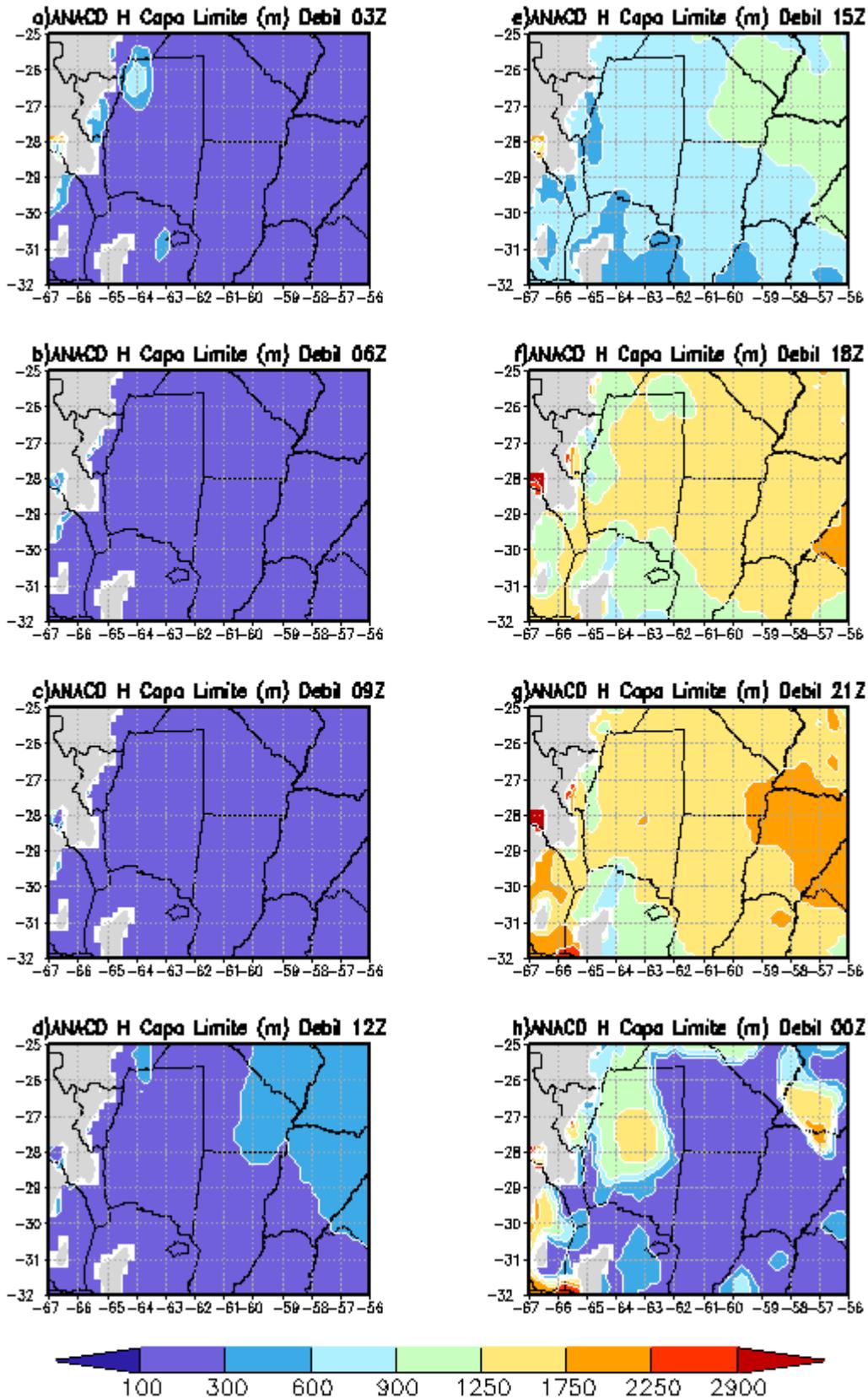


Figura 4.13. Ciclo diario de la altura de la capa límite (m) para el caso débil: a) 3UTC, b) 6UTC, c) 9UTC, d) 12UTC, e) 15UTC, f) 18 UTC, g) 21UTC y h) 0UTC.

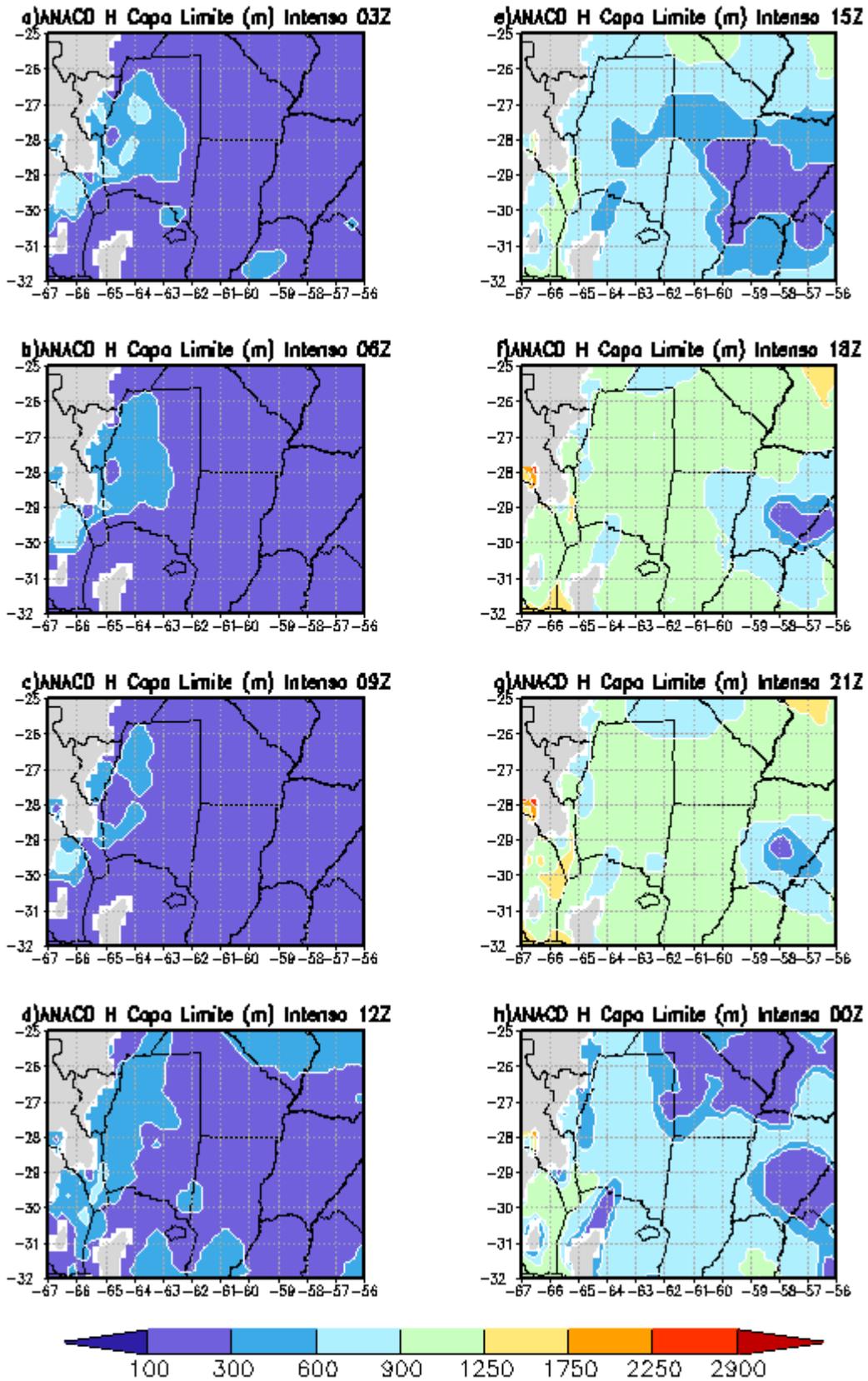


Figura 4.14. Idem figura anterior para el caso intenso.

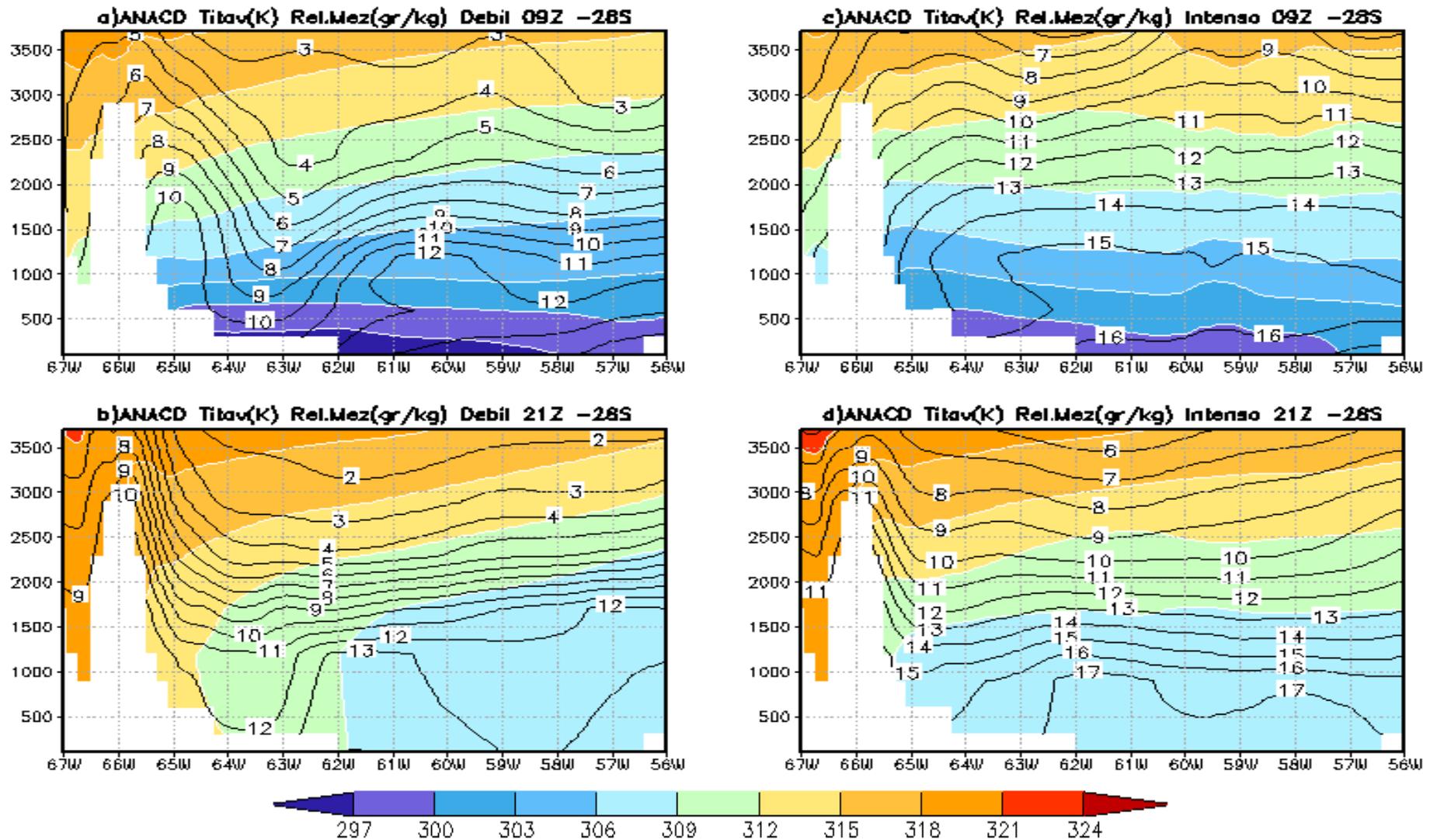


Figura 4.15. Corte longitudinal en 28° S de temperatura potencial virtual(°K) (sombreado) y relación de mezcla (gr/kg) (contornos) a las: a) 9 y b) 21 UTC para el caso débil, c) 9 y d) 21 UTC para el caso intenso.

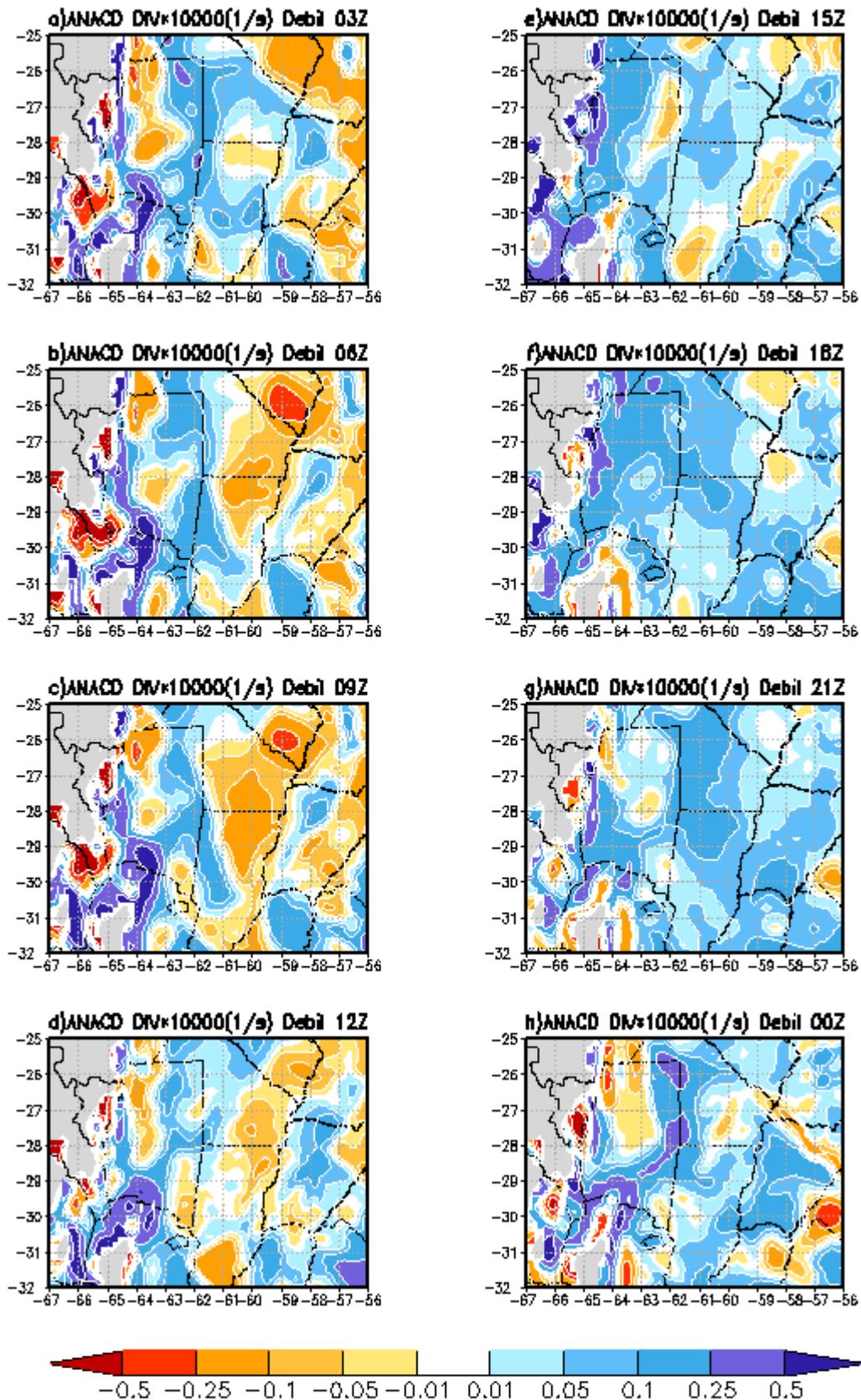


Figura 4.16. Ciclo diario de divergencias para el caso débil ($1/s \cdot 10^4$): a) 3UTC, b) 6UTC, c) 9UTC, d) 12UTC, e) 15UTC, f) 18 UTC, g) 21UTC y h) 0UTC. Las regiones con alturas superiores a 1000 m están sombreadas en gris.

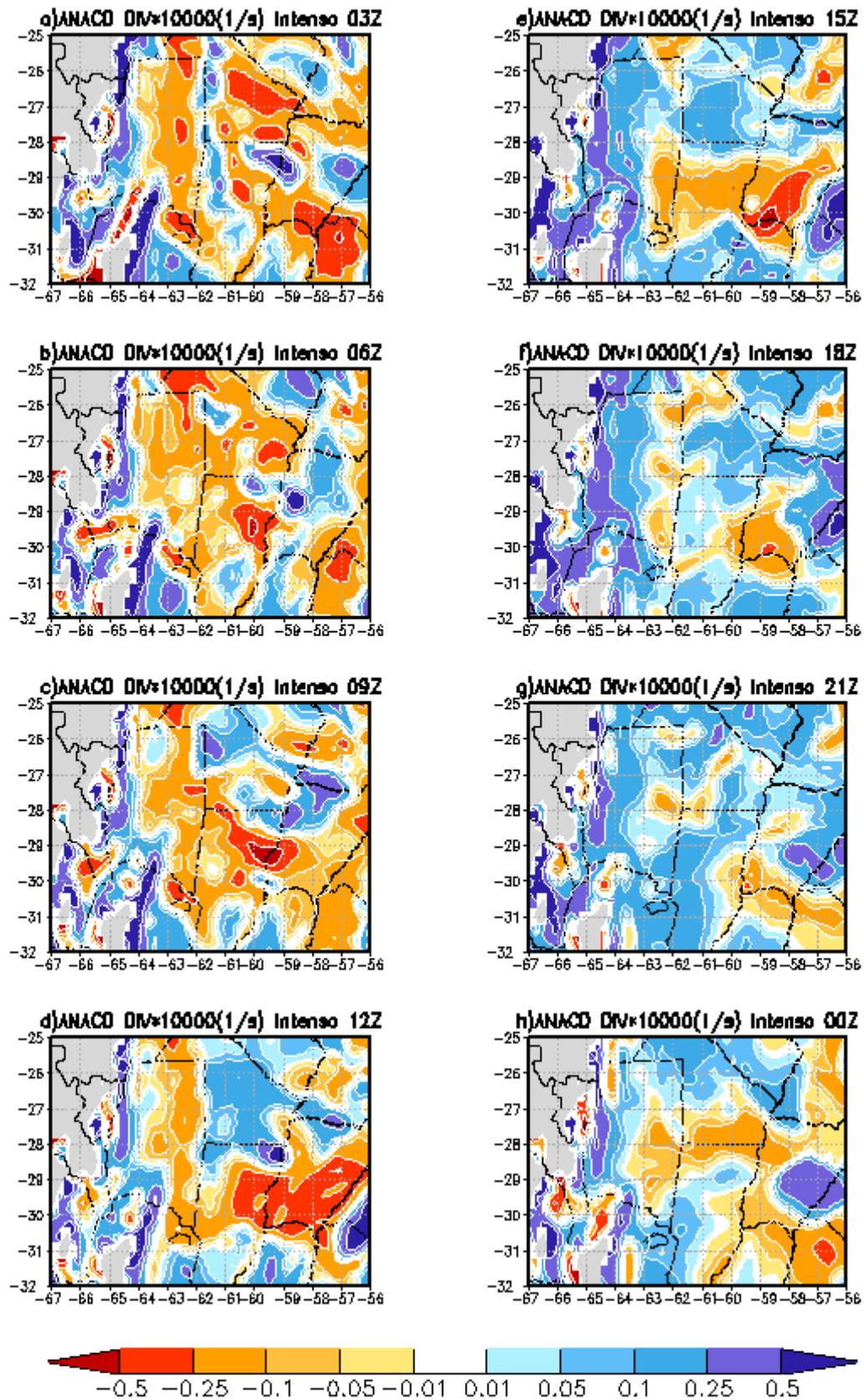
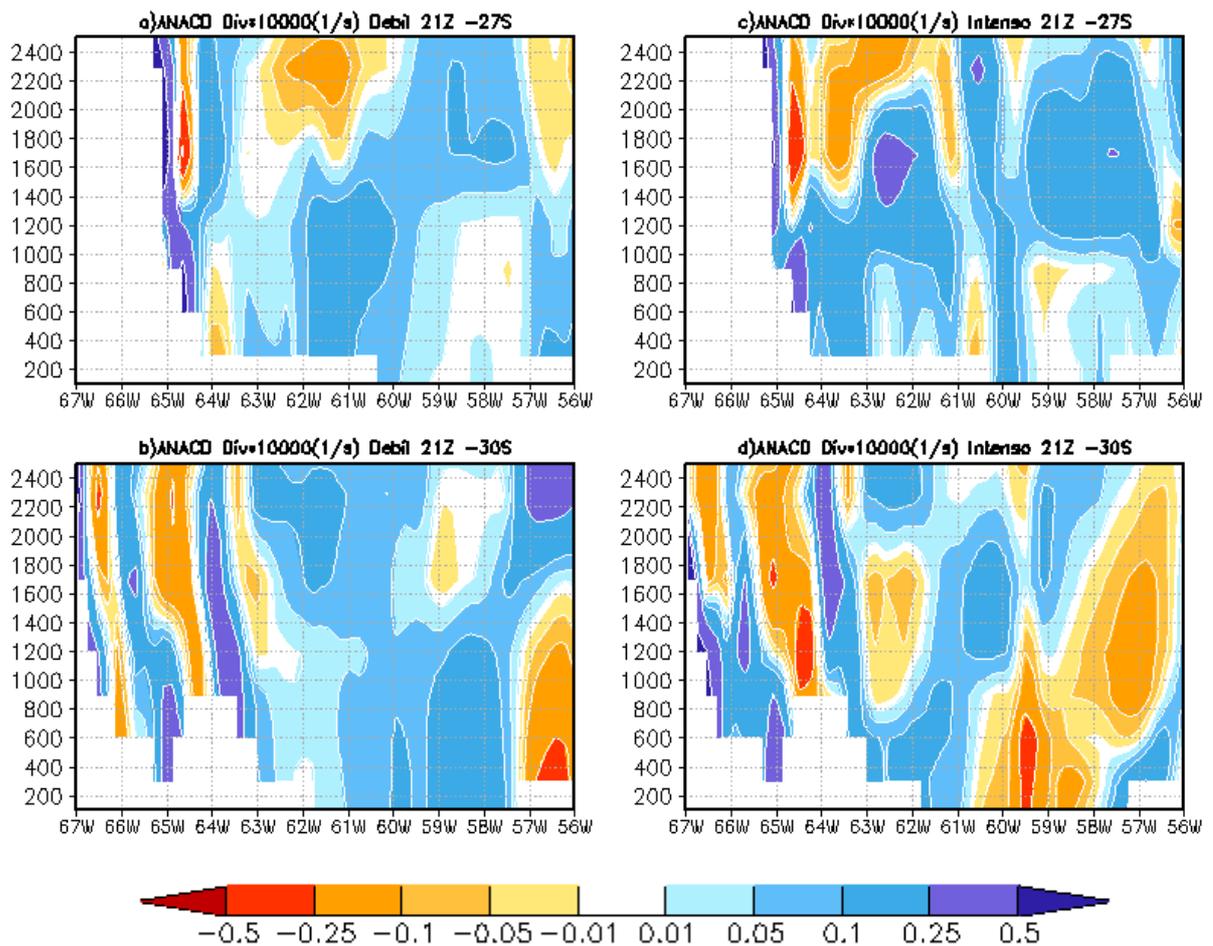


Figura 4.17. Idem figura 4.16 para el caso intenso.



Figuras 4.18: Cortes verticales de divergencia ($1/s \cdot 10^4$) a las 21 UTC para el caso débil en a) 27°S y b) 30°S y para el caso intenso en c) 27°S y d) 30°S

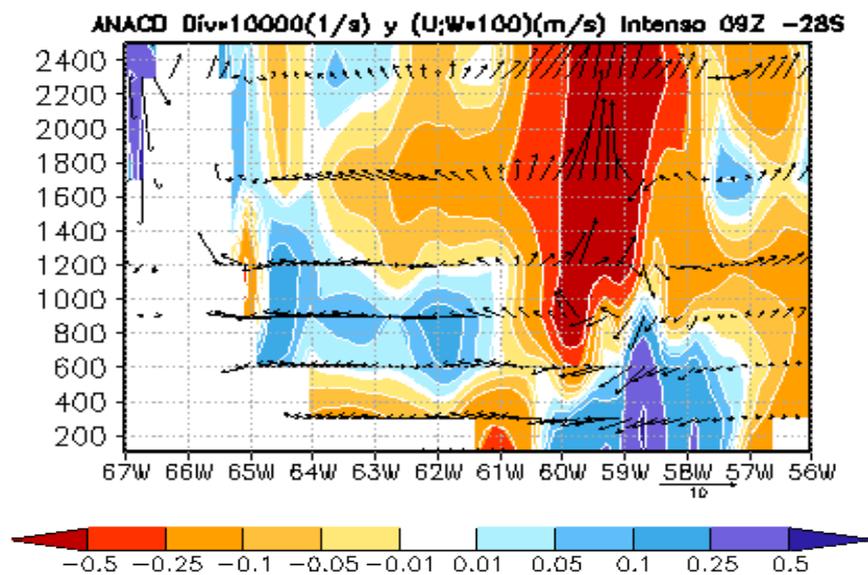


Figura 4.19: Corte vertical en 28°S de divergencia ($1/s \cdot 10^4$) y flujo en el plano (componente zonal (m/s) y movimientos verticales ($m/s \cdot 10^2$)) a las 9 UTC para el caso intenso.

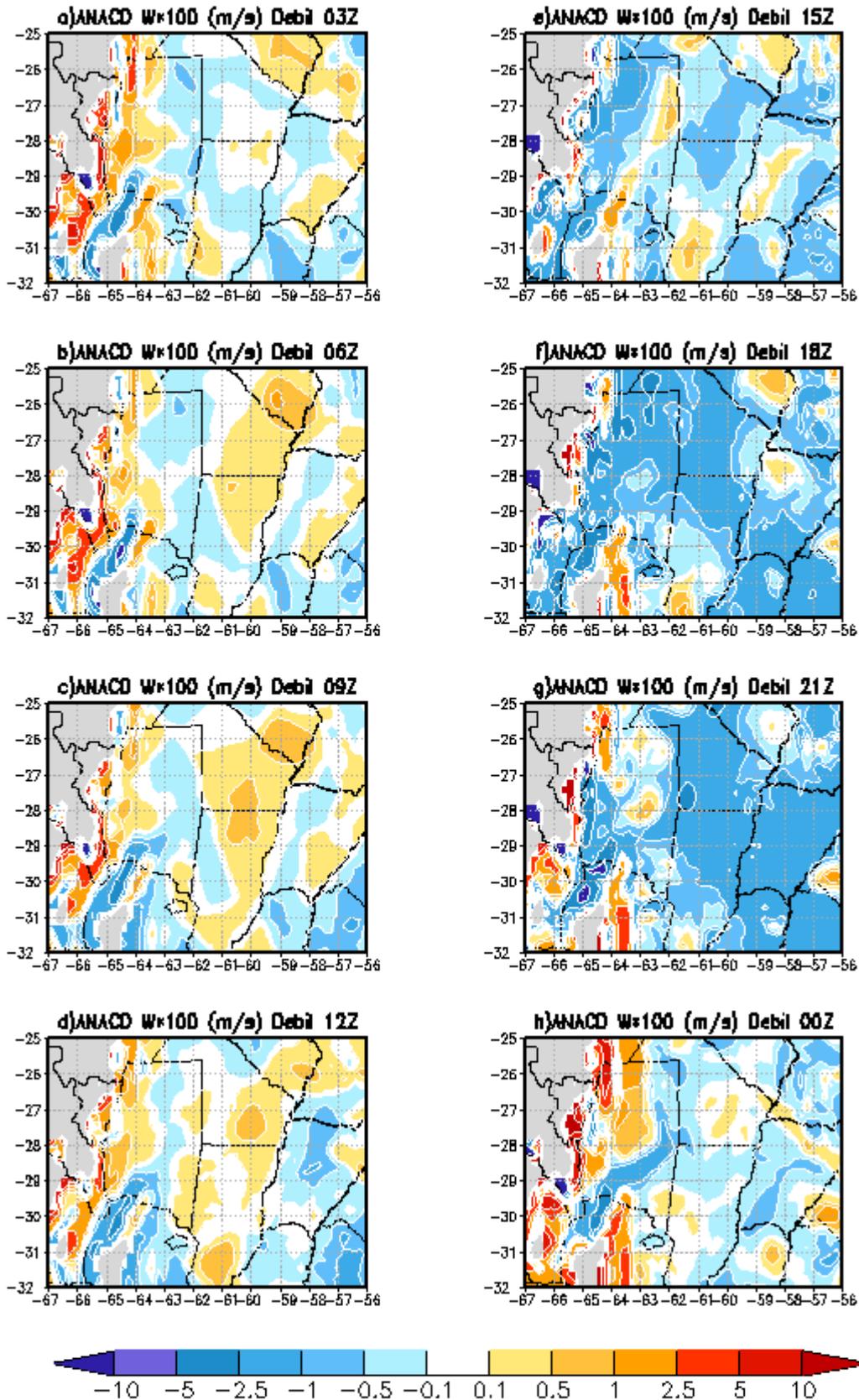


Figura 4.20. Ciclo diario de movimientos verticales ($m/s \cdot 10^2$) en el tope de la capa límite para el caso débil: a) 3UTC, b) 6UTC, c) 9UTC, d) 12UTC, e) 15UTC, f) 18 UTC, g) 21UTC y h) 0UTC. Las regiones con alturas superiores a 1000 m están sombreadas en gris.

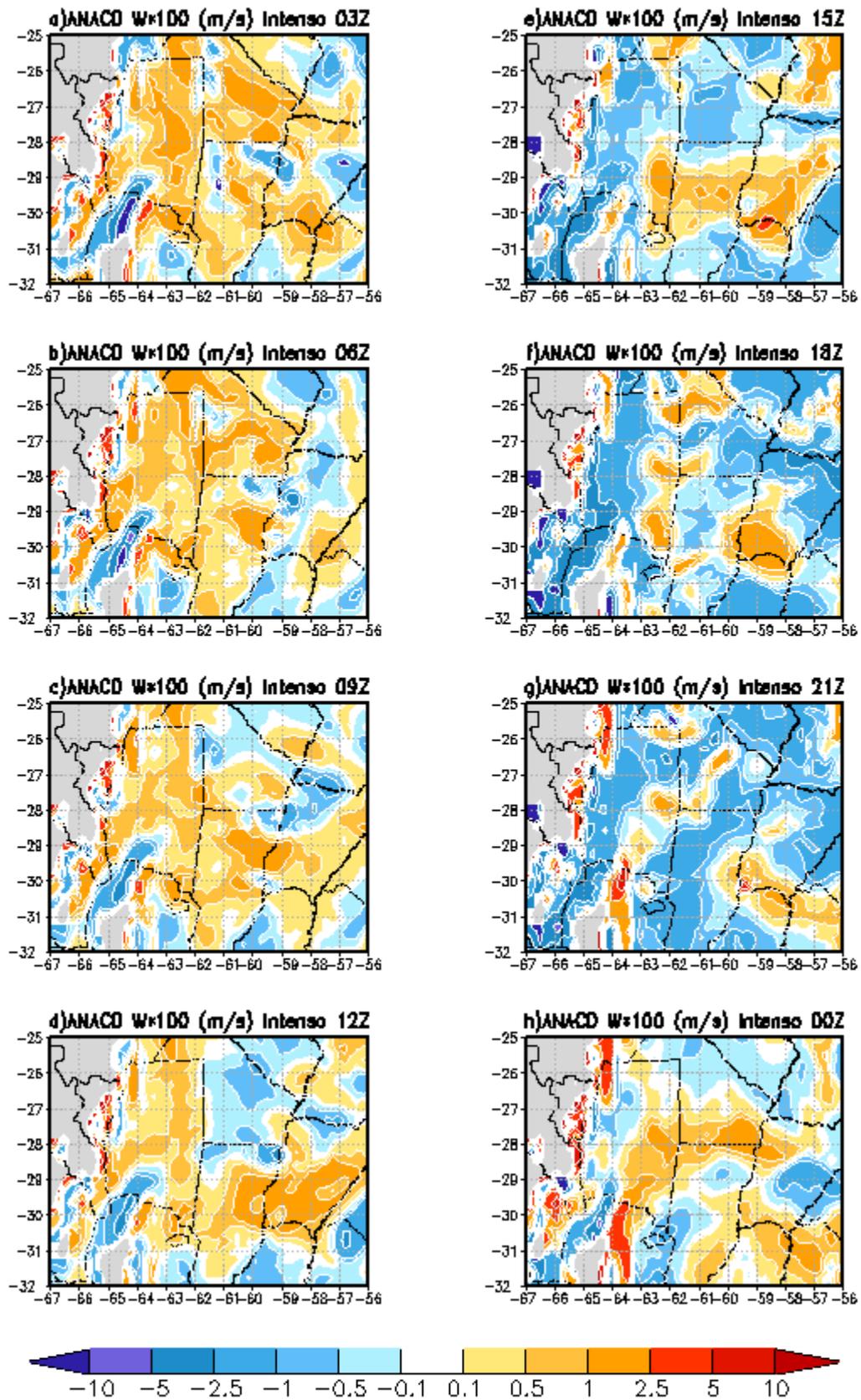


Figura 4.21. Idem figura 4.20 para el caso intenso.

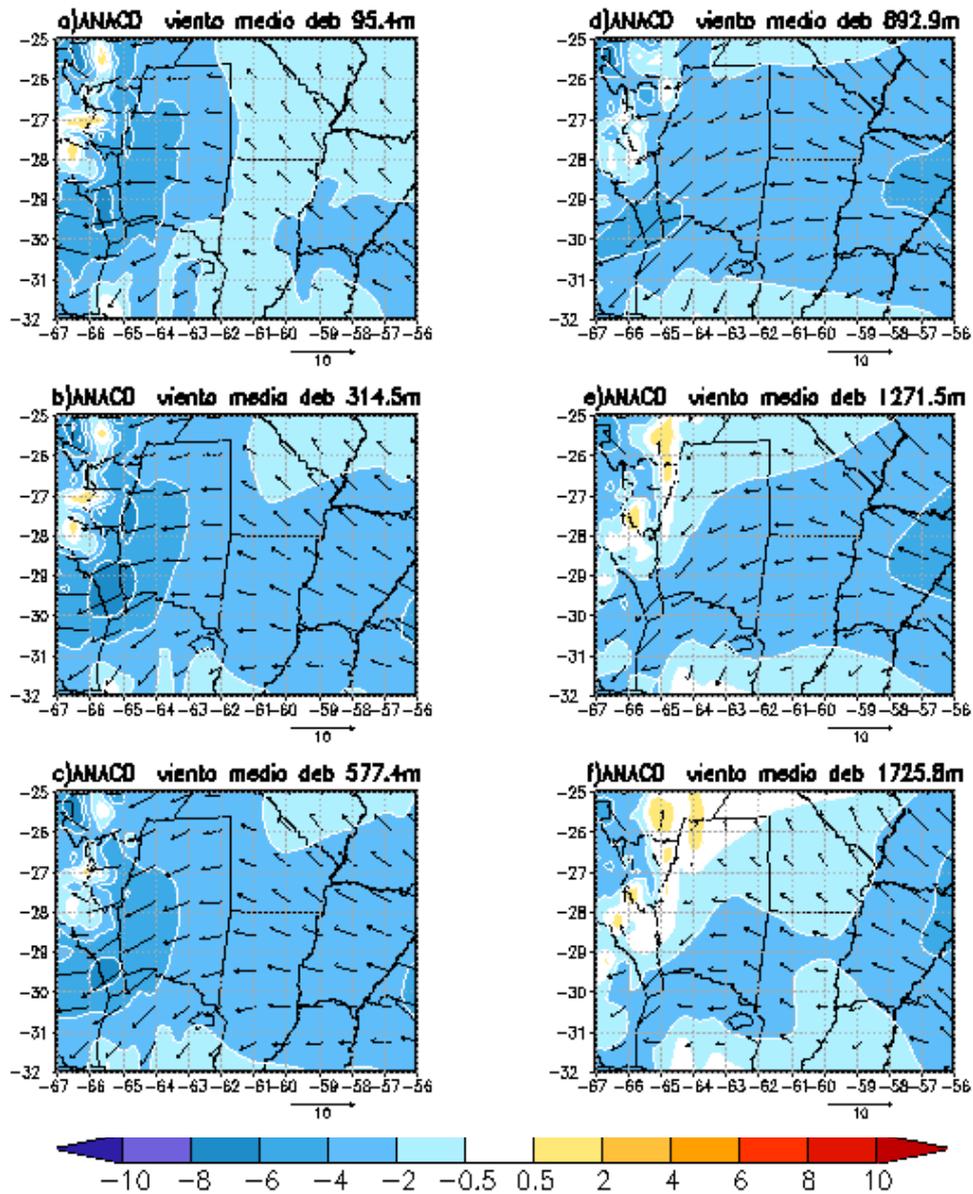


Figura 4.22: Viento medio diario (m/s). (vectores) y componente zonal del viento (m/s) (sombreado) en los diferentes niveles dentro de la capa límite para el caso débil. A) 95.4m, b) 314.5 m, c) 577.4 m, d) 892.9 m, e) 1271.5 m, f) 1725.8 m.

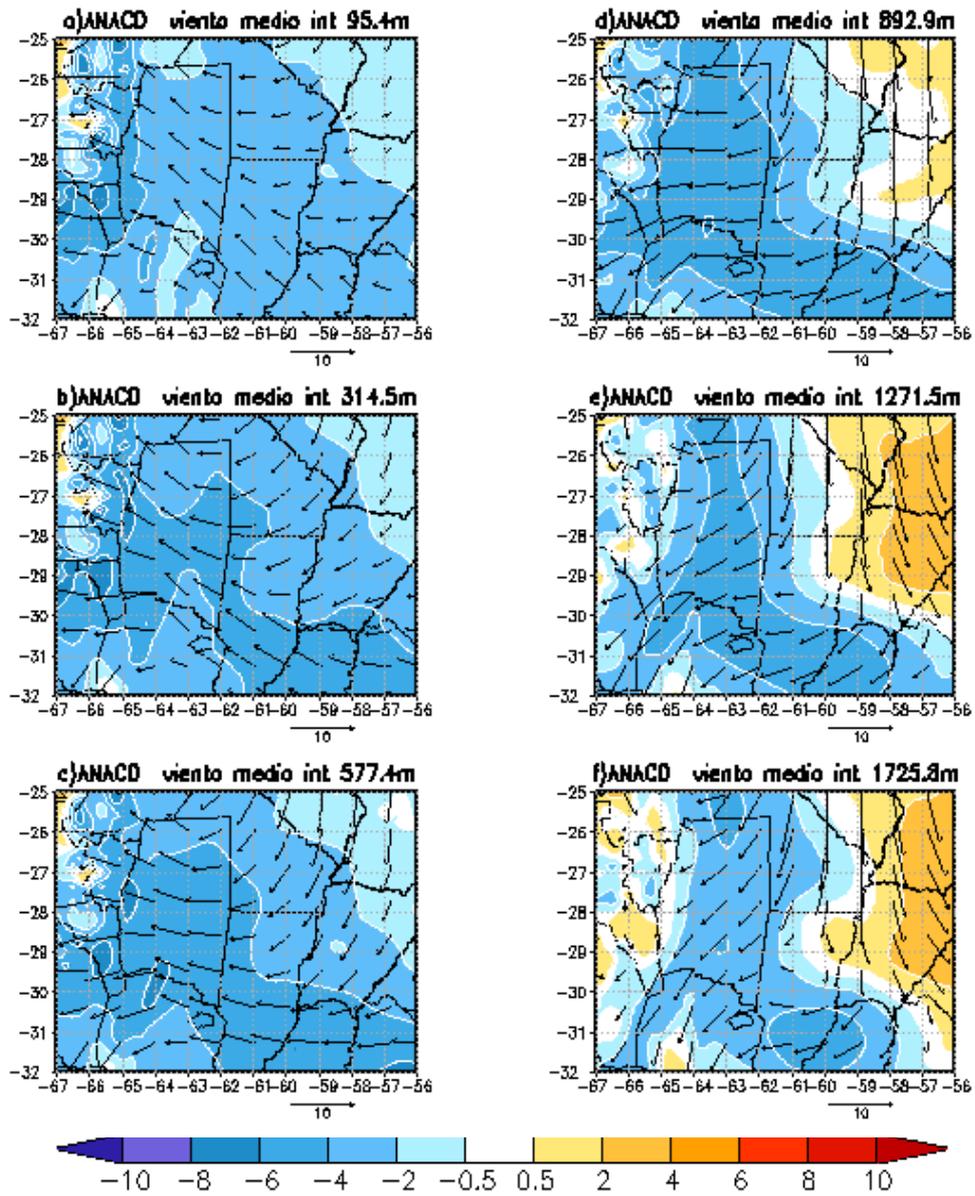


Figura 4.23: Idem figura 4.22 para el caso intenso.

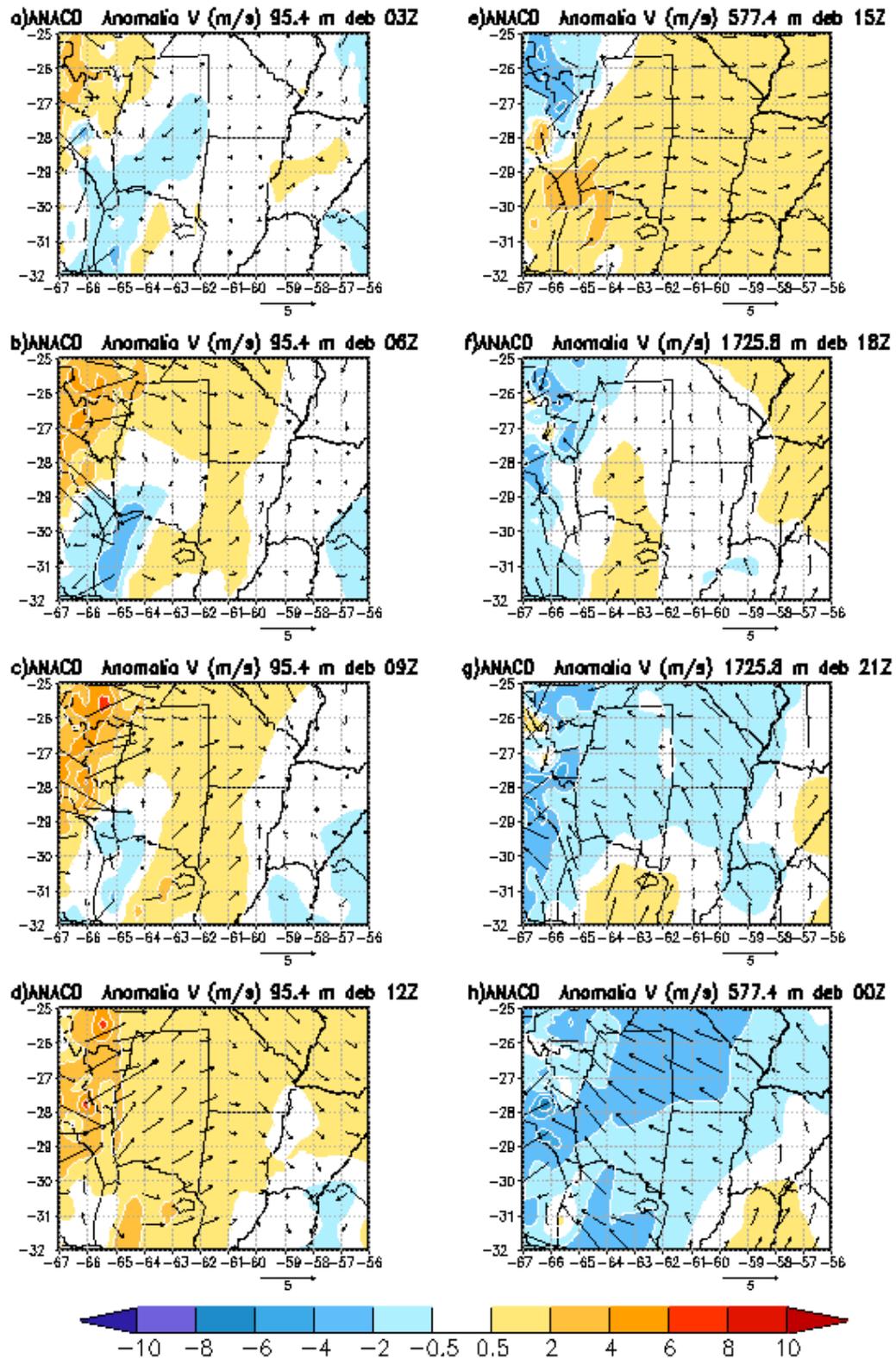


Figura 4.24: Anomalías del viento en la capa límite en las diferentes horas respecto al viento medio diario para el caso débil, vectores y componente zonal del viento (m/s) (sombreado) a las a) 3UTC , b) 6UTC, c) 9UTC, d) 12UTC todos en 95.4 m, e) 15UTC en 577.4 m, f) 18 UTC y g) 21UTC ambos en 1725.8m y h) 00Z en 577.4m.

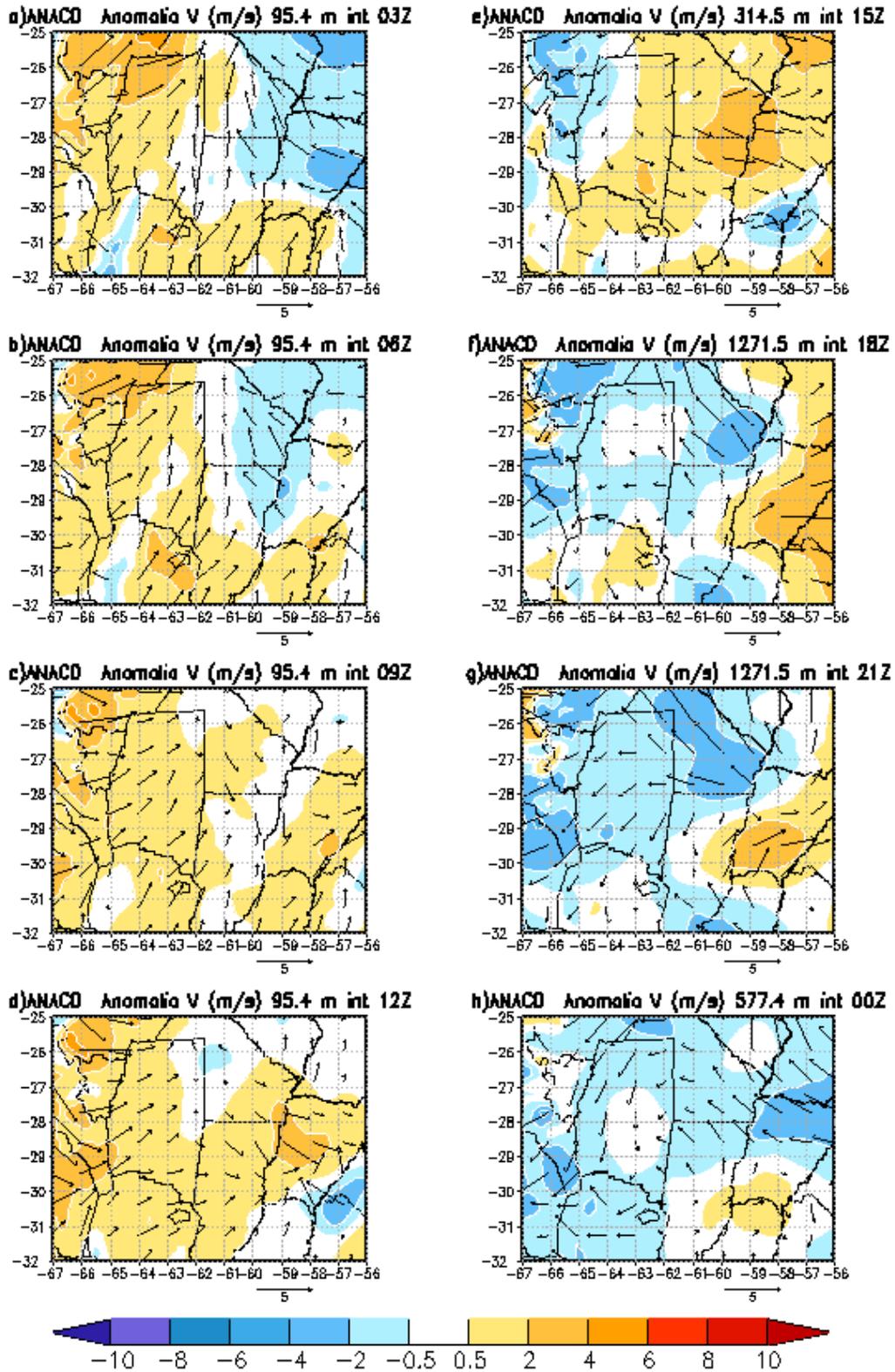


Figura 4.25: Anomalías del viento en la capa límite en las diferentes horas respecto al viento medio diario para el caso intenso, vectores y componente zonal del viento (m/s) (sombreado) a las a) 3UTC , b) 6UTC, c) 9UTC, d) 12UTC todos en 95.4 m, e) 15UTC en 314.5 m, f) 18 UTC y g) 21UTC ambos en 1271.5m y h) 00Z en 577.4m.

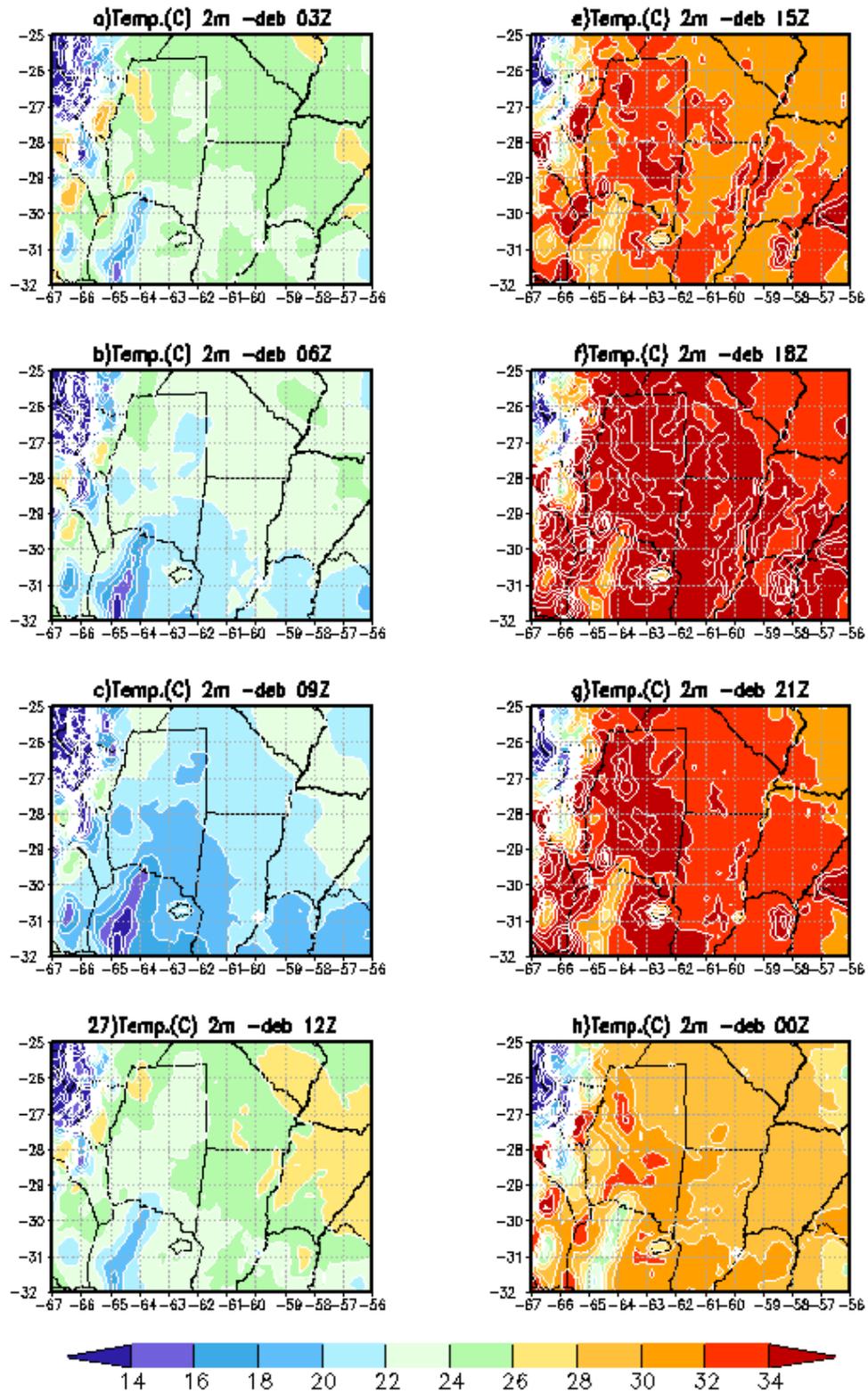


Figura 4.26: Temperatura a 2m en °C (sombreado y contornos cada 2°) para el caso débil :a) 3 UTC, B) 6 UTC, c) 9 UTC, d)12 UTC,e) 15UTC,f)18 UTC,g)21 UTC y h) 00UTC.

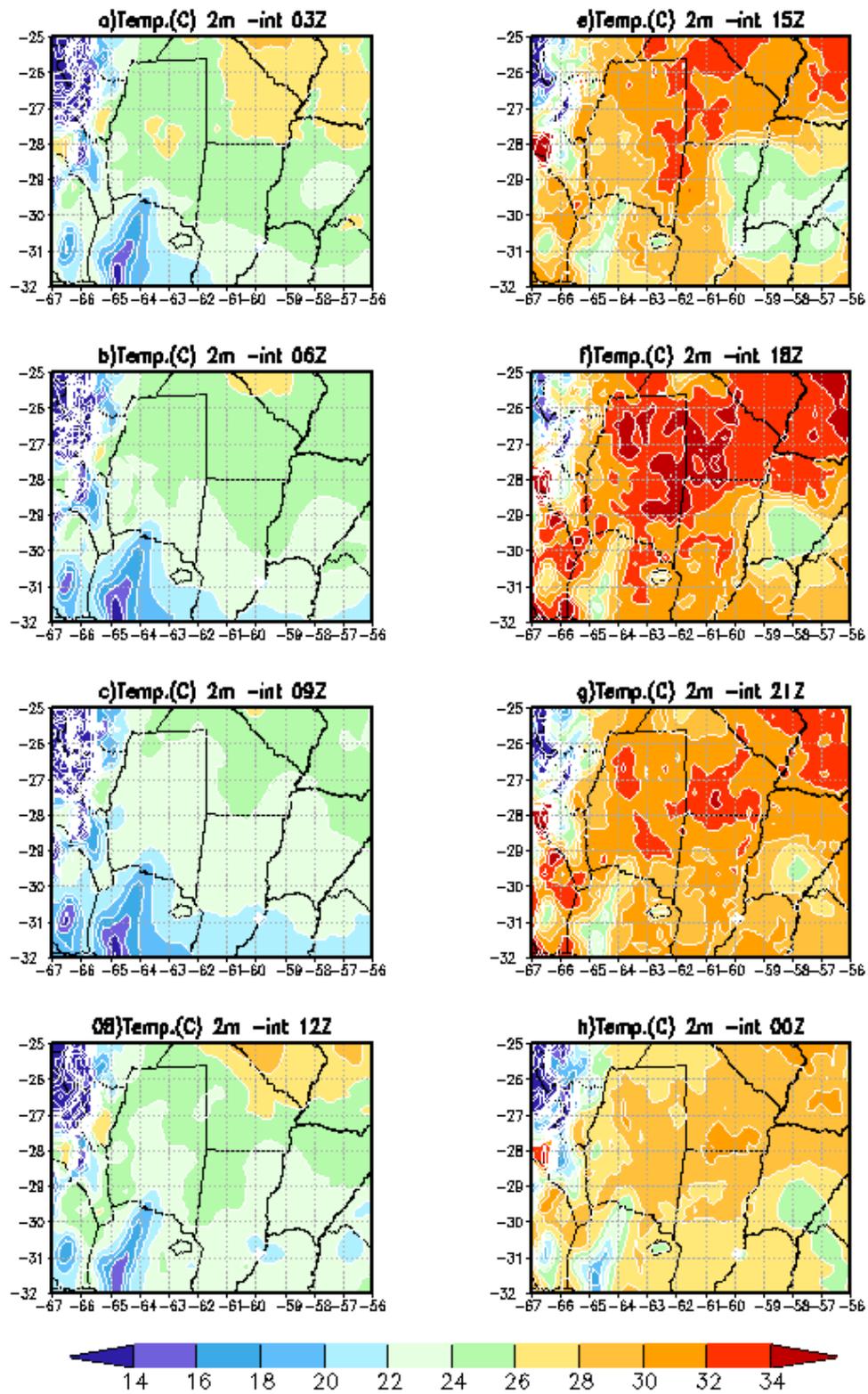


Figura 4.27: Idem figura 4.26 para el caso intenso.

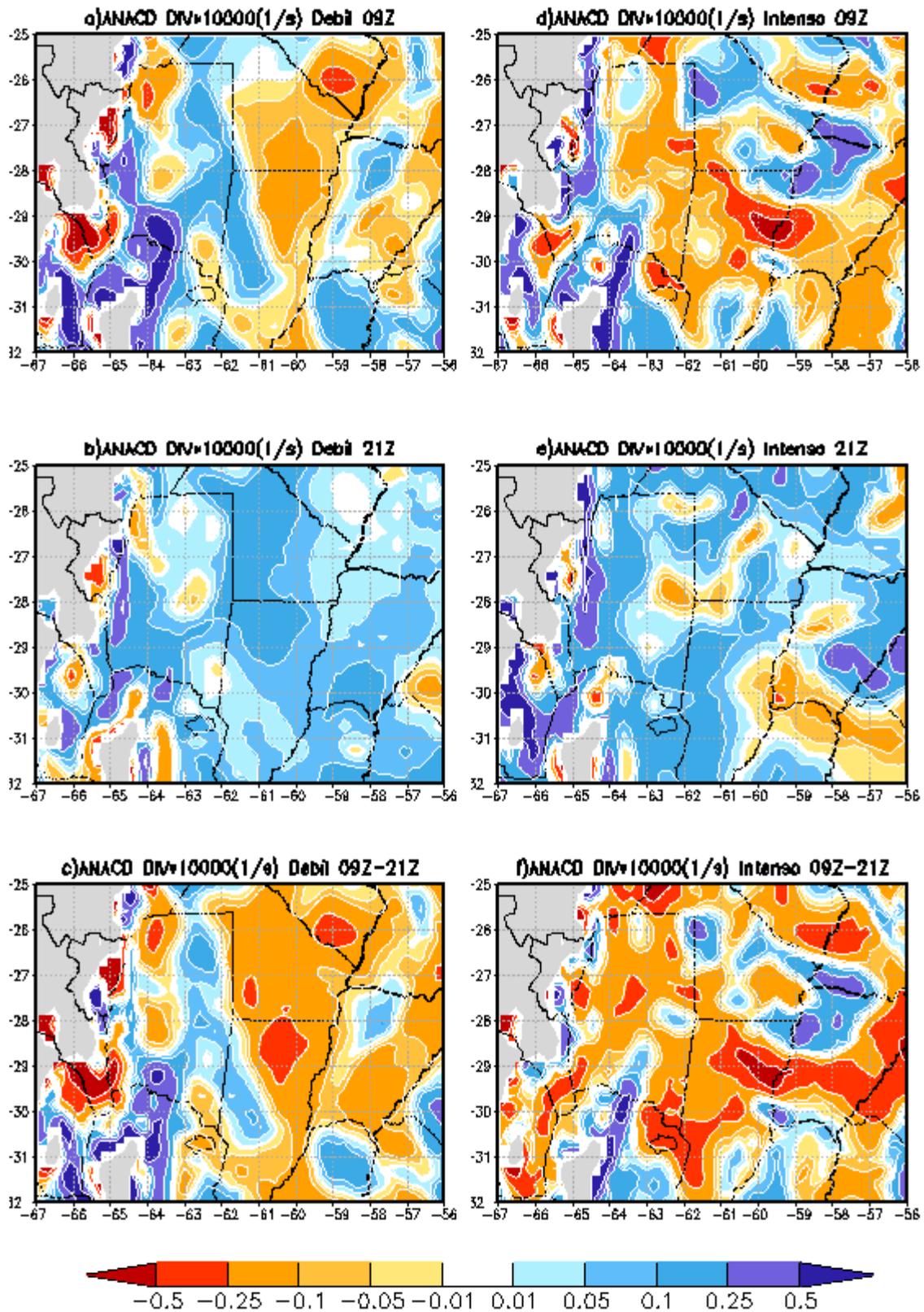


Figura 4.28: Divergencia en la capa límite $(1/s) \cdot 10^4$: a) y d) 9 UTC, b) y e) las 21 UTC y c) y f) campo diferencia entre las 21 y las 9 UTC. a), b) y c) corresponden al caso débil y d), e) y f) al caso intenso. Las regiones con alturas superiores a 1000 m están sombreadas en gris.

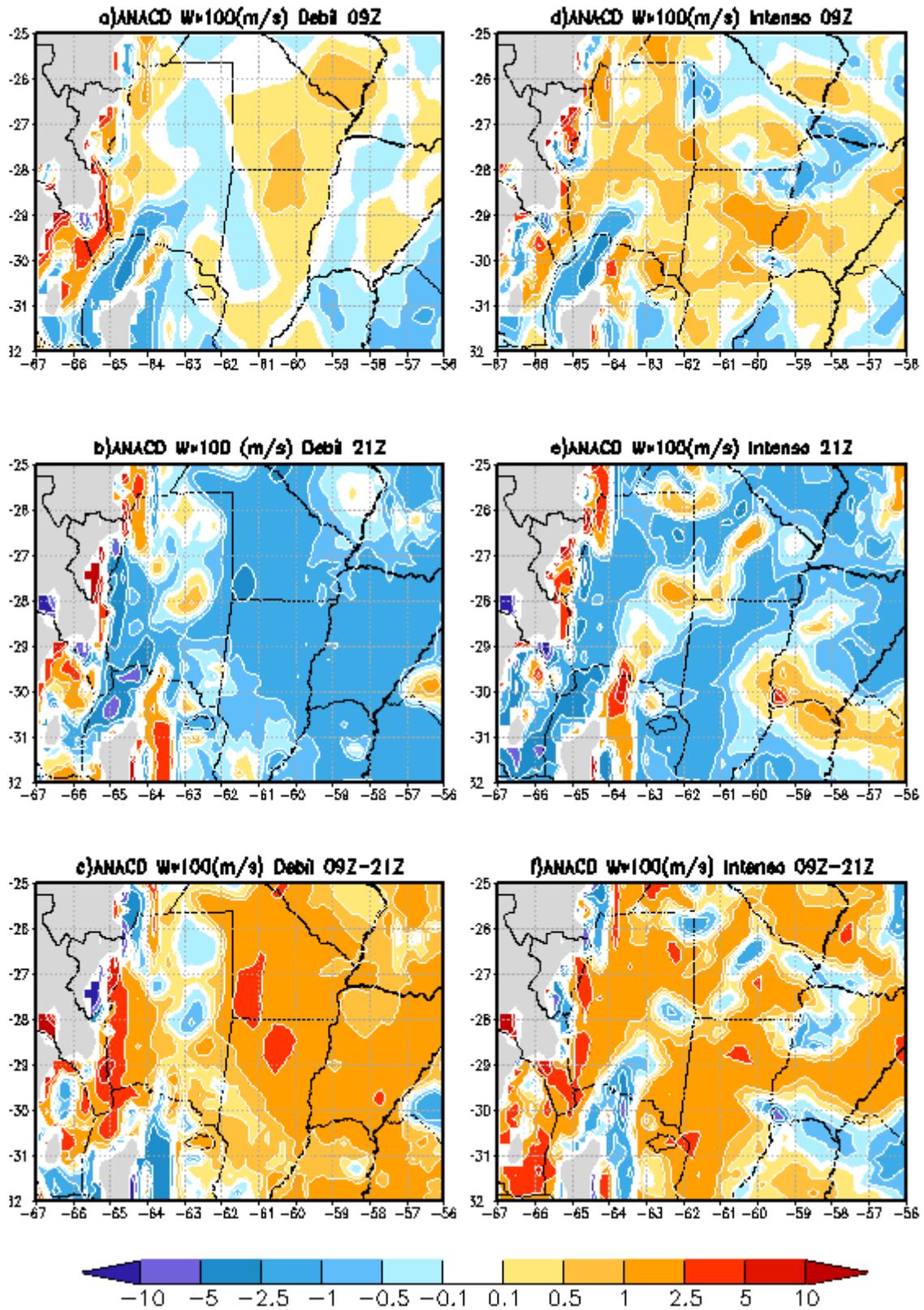


Figura 4.29. Idem figura anterior para los movimientos verticales en el tope de la capa límite en $(m/s) \cdot 10^2$. Las regiones con alturas superiores a 1000 m están sombreadas en gris.

Capítulo V: Conclusiones generales

El experimento SALLJEX realizado durante la temporada cálida 2002-2003, brindó la oportunidad de generar una base de datos única en la región, donde se incrementó la densidad de la red actual de mediciones de precipitación y la densidad espacial y temporal de radiosondeos y globos piloto en el sudeste de Sudamérica. Uno de los objetivos generales de este trabajo de tesis es el de demostrar el potencial de aplicación de este conjunto de datos en la región y la factibilidad de mejorar los pronósticos en la medida que mejoren los datos con que los modelos numéricos son inicializados.

En primer lugar, se generó un conjunto de análisis enriquecidos para la temporada cálida 2002-2003, con mayor resolución espacial y temporal que los disponibles hasta el momento para la región asimilando todas las observaciones disponibles durante el período del experimento SALLJEX. La evaluación de los análisis generados indica una buena representación de los datos en los análisis una vez que estos son asimilados, observándose una disminución en los errores al compararlos con las observaciones.

Centrándose específicamente en la evaluación de la representación del SALLJ, se puede ver que los análisis enriquecidos muestran mejoras frente a aquellos que no asimilan los datos. Es importante señalar que al comparar el impacto de la asimilación de datos en los análisis para localidades específicas, se encontró que en localidades más cercanas a la cordillera de los Andes, donde los modelos tienen una mayor dificultad en representar las variables atmosféricas, el impacto de la asimilación de datos en los análisis resulta mayor. Este resultado indica la importancia de realizar observaciones en regiones con orografía compleja para poder mejorar la representación de los campos de las diferentes variables en aquellas regiones donde los modelos numéricos cometen los errores más importantes.

La evaluación de los análisis enriquecidos indica que la metodología es apropiada y se está obteniendo lo deseado, ya que al asimilar los datos los análisis se ajustan mejor a las observaciones. Esta evaluación satisfactoria de los conjuntos de análisis enriquecidos generados nos permite utilizarlos para realizar estudios de

casos teniendo la certeza de que los análisis están respetando en mayor medida las observaciones, que aquellos que no asimilan datos.

Si bien utilizando la metodología de asimilación de datos incorporada en el modelo BRAMS se obtuvieron resultados satisfactorios, sería interesante poder realizar un nuevo conjunto de análisis utilizando una metodología de asimilación más compleja. Por otro lado, también es importante poder avanzar aún más en la resolución espacial y temporal de los análisis para poder así describir con mayor precisión fenómenos de menor escala.

Una vez generado y evaluado el conjunto de análisis enriquecidos, la pregunta que se intentó responder es qué impacto es capaz de producir en el pronóstico, el hecho de partir de un campo inicial enriquecido mediante la asimilación de un conjunto de datos como es el obtenido durante el SALLJEX, poniendo especial énfasis en el pronóstico de la precipitación y la estructura del SALLJ. Con tal fin se generaron pronósticos partiendo de campos iniciales con y sin datos asimilados y se comparó la verificación de los diferentes pronósticos. Si bien se observa un impacto positivo en el pronóstico de las variables de viento, temperatura y humedad al partir de un campo inicial enriquecido, éste no se prolonga más allá de las 24 horas y no se ve reflejado en un mejor pronóstico de precipitación acumulada de 24 horas. Un leve impacto positivo en el pronóstico de precipitación se puede apreciar en la precipitación acumulada entre 6 y 12 horas de pronóstico.

A partir de los resultados encontrados, donde el impacto de la asimilación de datos en el pronóstico es menor al esperado e incluso en el pronóstico de precipitación acumulada de 24 horas no se observa un mejor desempeño del modelo, se plantea la hipótesis de que la inclusión de los datos no balanceados genera perturbaciones espurias que hace que el modelo tienda a estabilizar los campos más aún que cuando no se asimilan los datos. Por ese motivo surge la pregunta de cual sería el impacto en el pronóstico al partir de un campo inicial donde se asimila un subconjunto de datos. Con este fin se asimilaron solamente los radiosondeos y las mediciones con globos piloto, y sin considerar las observaciones de superficie que son más sensibles a efectos locales resultantes de las inhomogeneidades de la superficie, con lo cual pueden perturbar en mayor medida los campos de las variables atmosféricas y con mayor intensidad en la capa límite. Se realizó esta

evaluación solamente para un período de 10 días, encontrando que al asimilar un subconjunto de datos, si bien se obtienen mejores resultados en cuanto a la precipitación en algunas regiones del dominio, esto no se observa en el resto de las variables analizadas y tampoco se puede apreciar que el impacto de la asimilación de datos se prolongue más en el tiempo.

A partir de los resultados encontrados se puede concluir que si bien se observa un impacto positivo en el pronóstico a corto plazo al partir de un campo inicial enriquecido, la metodología de asimilación no logra potenciar la capacidad de pronóstico del modelo, ya que al inicializar el modelo con un conjunto de análisis que se aproximan en mayor medida al campo real no produjo una mejora significativa en los pronósticos. Es importante destacar que estos resultados son fuertemente dependientes de la metodología de asimilación, del modelo utilizado y también de la configuración elegida.

Estos resultados indican la necesidad de seguir avanzando en el tema, con el fin de obtener el máximo provecho posible de las observaciones, alcanzando así un mejor desempeño de los pronósticos. En ese sentido sería interesante como se dijo anteriormente avanzar en la metodología de asimilación de datos, utilizando una metodología más compleja para generar los análisis enriquecidos. Además puesto que los procesos en escala convectiva son mayoritariamente responsables de la precipitación durante el verano en la región y no se logran resolver con la resolución utilizada, también es importante aumentar la resolución espacial tanto en los análisis como en los pronósticos para poder resolver fenómenos de menor escala.

Por otro lado, asociado a los objetivos del SALLJEX y a los mecanismos que controlan el ciclo diario de la convección y/o precipitación durante el verano en la región continental subtropical al este de los Andes, se plantea el interés de explorar con los análisis enriquecidos, la capacidad de los mismos de reproducir el ciclo diario de las circulaciones de mesoescala en la capa límite atmosférica en la región Norte-Centro de Argentina, avanzando en la descripción de las circulaciones de mesoescala que no se pueden describir a partir de la red observacional de baja densidad existente en la región. Utilizando los análisis enriquecidos se intentó avanzar en la investigación iniciada por Nicolini y otros (1987) que propone que uno de los mecanismos que explica la mayor ocurrencia de convección nocturna en la zona

central-norte de Argentina es la fase nocturna de convergencia en el ciclo diario de convergencia/divergencia en la capa límite y ascenso/descenso en el tope de la misma en escala subsinóptica en dicha región, resultante (en condiciones de flujo débil o nulo de escala sinóptica) de un flujo de drenaje nocturno/ascenso diurno entre la zona elevada al NW y la llanura central. Este ciclo diario podría amplificarse en presencia de condiciones ciclónicas.

Mediante los análisis enriquecidos se logró describir el ciclo diario de la divergencia en la capa límite y los movimientos verticales en el tope de la misma para dos situaciones sinópticas seleccionadas, una débil y otra intensa. Se encontró para ambas situaciones la existencia de un ciclo diario donde domina en horas de la noche la convergencia en la capa límite y en horas del día la divergencia. El ciclo en la divergencia está acompañado durante la noche por ascensos en el tope de la capa límite y un drenaje desde la zona elevada hacia el llano y durante el día por una circulación en sentido inverso. Este ciclo diario estaría favoreciendo la formación de convección nocturna en la región, oponiéndose al efecto termodinámico asociado al ciclo diario radiativo que impone condiciones más inestables en horas del día. Estos resultados son consistentes con lo encontrado por Nicolini y Saulo (2006), que muestran la existencia de un máximo nocturno de precipitación y de frecuencia de ocurrencia de actividad convectiva en la región, sustentados también por Salio y Nicolini (2006).

Si bien en el caso intenso y en el débil se logró identificar el ciclo diario, tanto para la divergencia en la capa límite como para los movimientos de ascenso en el tope de la misma, los mecanismos que están dominando el ciclo diario en cada caso no son los mismos. Mientras que en el caso débil se observa una circulación local asociada fundamentalmente a la presencia de la orografía, en el caso intenso la presencia del SALLJ y la existencia de nubosidad y precipitaciones en la región modifican notablemente la circulación.

Por otro lado, si bien se logró identificar el ciclo diario en la divergencia en la capa límite y para los movimientos verticales en el tope de la misma, no se observa la amplificación del ciclo en el caso intenso. Este resultado podría modificarse en situaciones de SALLJ aún más extremos que el estudiado.

A partir de estos resultados se puede concluir que si bien los análisis enriquecidos no tienen una resolución ideal para describir la capa límite permiten realizar una buena caracterización de la circulación media en la capa. Es necesario estudiar un mayor número de casos tanto intensos como débiles para poder generalizar los resultados encontrados. También es importante estudiar más casos para poder determinar si se produce en presencia de un forzante sinóptico fuerte una amplificación de los ciclos diarios que se describieron. Sería interesante además realizar experimentos numéricos con el fin de estudiar la sensibilidad a la topografía y a las inhomogeneidades del suelo en mayor detalle. Por otro lado, dado que el efecto de la condensación sobre el campo de divergencia en la capa límite tiene una magnitud importante, enmascarando totalmente la señal en el ciclo diario, se plantea la necesidad de realizar simulaciones secas, donde se pueda aislar el efecto de la condensación para poder analizar con más claridad el efecto de la montaña y del suelo heterogéneo.

Anexo I: Descripción del modelo Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS)

BRAMS es un modelo numérico multipropósito que fue diseñado para simular circulaciones atmosféricas que van desde escalas hemisféricas a torbellinos de la capa límite planetaria. Se ha aplicado en mayor medida para simular fenómenos de meso y microescala. El modelo BRAMS 3.2 desarrollado en conjunto por ATMET (Atmospheric, Meteorological and Environmental Technologies), IME-IAG/USP (Instituto de matemática y estadística -Instituto de Astronomía, Geofísica y Ciencias Atmosféricas/Universidad de San Pablo), y CPTEC (Centro de Previsão de tempo e estudos climáticos) es una adaptación de la versión 5.04 de RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) desarrollado inicialmente en la Universidad Estatal de Colorado.

El sistema de ecuaciones que utiliza el modelo es el sistema de ecuaciones de Navier-Stokes considerando un estado de referencia hidrostático (representado con el subíndice cero en las variables). Las ecuaciones generales del modelo se describen a continuación y el significado de los símbolos se presenta en la tabla A1.1.

Ecuaciones de movimiento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + TURB(u)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + TURB(v)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + TURB(w)$$

Ecuación termodinámica:

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad}$$

Ecuación de continuidad:

El modelo utiliza una ecuación de continuidad compresible que escrita como ecuación de pronóstico de la perturbación de π en la mesoescala retiene la

naturaleza predictiva de la ecuación a través de retener el flujo de calor de escala sinóptica, siguiendo la aproximación realizada por Klemp y Wilhelmson, 1978.

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v\rho_0\theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0\theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0\theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0\theta_0 w}{\partial z} \right)$$

donde:

$$\pi = C_p \left(\frac{p}{1000} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

$$\pi = \pi_0(z) + \pi'(x, y, z, t)$$

Símbolo	Significado
u	Componente zonal del viento
v	Componente meridional del viento
w	Componente vertical del viento
f	Parámetro de Coriolis
π	Función de Exner
π'	Perturbación de la función de Exner
Θ	Temperatura potencial
ρ	Densidad
θ_v	Temperatura potencial virtual
g	Gravedad
TURB	Término turbulento
R	Constante de los gases
Cp	Calor específico del aire a presión constante
Cv	Calor específico del aire a volumen constante
θ_{il}	Temperatura potencial del hielo y del agua líquida
K_h	Coeficiente de viscosidad para el calor y la humedad
Subíndice 0	Indica que corresponde al estado de referencia

Tabla A1.1. Símbolos de las ecuaciones

El modelo utiliza una retícula estándar C definida por Mesinger y Arakawa, 1976, donde todas las variables termodinámicas y de humedad están definidas en el mismo punto y las componentes de velocidad se desplazan 0.5 ΔX , 0.5 ΔY , y 0.5 ΔZ respectivamente. La retícula horizontal utiliza una proyección estereográfica polar rotada. El modelo tiene la capacidad de utilizar un número ilimitado de retículas anidadas para obtener mayor resolución

espacial en las regiones de interés. Posee un anidado interactivo en los dos sentidos entre la retícula anidada y la de menor resolución para todas las variables de pronóstico en todos los pasos de tiempo.

La versión BRAMS 3.2 cuenta con la posibilidad de utilizar dos coordenadas verticales diferentes. La coordenada vertical sigma-Z (Tripoli y Cotton, 1982) que se define de la siguiente manera:

$$Z^* = H \left(\frac{Z - Z_g}{H - Z_g} \right)$$

donde H es la altura del tope y Z_g es la altura de la topografía, de tal forma que el tope del modelo tiene la misma altura para todo el dominio y el resto de los niveles sigue la topografía del terreno. La coordenada vertical shaved eta (Tremback y Walko, 2004) se basa en la formulación propuesta por Adcroft y otros (1997) para un modelo oceanográfico. Esta coordenada resulta más conveniente en el caso de topografías con mucha pendiente, aunque no permite analizar los campos sobre la topografía. En la figura A1.1 se muestran ambas coordenadas verticales esquemáticamente.

El modelo utiliza un esquema de diferencias temporales que consiste en un híbrido donde se aplican diferencias adelantadas para las variables termodinámicas y un esquema Leapfrog para la presión y las componentes de la velocidad (Tripoli y Cotton, 1982, Tripoli, 1992).

Los términos advectivos se configuran en el modelo en forma de flujo con el fin de conservar la masa y la cantidad de movimiento. Considerando, por ejemplo, la dirección x el término advectivo para una variable Φ se expresa de la siguiente forma:

$$-u \frac{\partial \phi}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\partial(\rho_0 u \phi)}{\partial x} - \phi \frac{\partial(\rho_0 u)}{\partial x} \right]$$

En cuanto a las condiciones de borde horizontal existen diferentes opciones que el usuario puede elegir: la condición radiativa según el esquema

de Klemp y Wilhlemson, 1978; bordes cíclicos o periódicos; y el “nudging” de las condiciones de mayor escala según Davies, 1983.

La inicialización en el modelo se realiza mediante el esquema RAMS/ISAN desarrollado por Tremback, 1990. En dicho esquema se realizan los análisis en coordenadas isoentrópicas y en coordenadas sigma z tanto para los análisis en puntos de retícula como para todos los datos que se deseen asimilar (e.g superficie, altura, etc). Luego ambos análisis se combinan llevando los análisis en niveles isoentrópicos a niveles sigma z. En los niveles cercanos a superficie se toman los análisis en sigma z, en niveles medios se combinan ambos análisis y en niveles altos se consideran los análisis en niveles isoentrópicos. Los niveles en los que se utiliza una coordenada u otra los define el usuario, al igual que la cantidad de retículas en las que se realiza la inicialización. Esto permite si se dispone de datos de mayor resolución realizar un análisis con la resolución de la retícula que se va a utilizar. Los análisis se ajustan a las observaciones mediante el esquema desarrollado por Barnes, 1973.

La asimilación de datos se realiza alimentando a los campos generados por el modelo con los análisis producidos por el esquema RAMS/ISAN a medida que el modelo evoluciona en el tiempo. Utiliza un esquema simple de nudging donde se agrega a las ecuaciones de pronóstico del modelo un término que puede ser escrito de la siguiente forma:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{(\phi_{observada} - \phi_{modelo})}{\tau}$$

donde Φ es una variable del modelo y τ es el tiempo que controla la intensidad del nudging. En el modelo la escala de tiempo que regula el nudging se divide en tres, bordes laterales, borde superior e interior del dominio. El τ para cada punto de retícula va a ser el mínimo de las tres escalas computadas, es decir el que va a producir la máxima intensidad del nudging.

Los procesos en la interfase suelo-atmósfera se representan en RAMS mediante un modelo de pronóstico de la temperatura y del contenido de humedad del aire, de la cobertura vegetal y del suelo. Incluye además los

intercambios de energía y agua entre las distintas componentes y con la atmósfera (Walko et al, 2000).

En cuanto a la radiación el modelo cuenta con la posibilidad de activar diferentes parametrizaciones que incluyen modelos de radiación de onda corta y larga. El esquema de Mahrer y Pielke, 1977, que no considera los procesos en las nubes, el esquema de Chen y Cotton, 1987 que considera los procesos en las nubes como si todas las especies condensadas fuesen agua, y por último el esquema más complejo y a la vez más costoso computacionalmente, de Harrington, 1997, que distingue entre las diferentes especies condensadas en las nubes.

La versión utilizada del modelo incluye para la convección profunda además de la parametrización desarrollada por Kuo y modificada por Tremback (1990), la parametrización de Grell y Devenyi (2002) con la posibilidad de darle diferentes cierres. Por otro lado, también se incluye la parametrización de la convección no profunda desarrollada por Souza y Silva (2002).

Para la turbulencia subreticular en mesoescala se dispone de dos opciones, utilizar la parametrización de Smagorinsky (1963) tanto en la horizontal como en la vertical o remplazarla por el esquema de Mellor y Yamada (1982) en la vertical.

El modelo incluye una parametrización de la microfísica tipo "bulk" con una subdivisión del agua en ocho diferentes especies: vapor, 2 especies líquidas: gotitas de nube y lluvia, 3 especies totalmente congeladas: hielo prístino, nieve y agregados y dos especies en fase mixta: graupel y granizo. Se suponen funciones gama para los espectros de tamaño y un esquema de dos momentos para la predicción de todas las especies condensadas: relación de mezcla y concentración numérica (Walko y otros, 2000).

El modelo incorpora datos de topografía, de tipo y uso de suelo. También cuenta con la posibilidad de incluir las temperaturas de la superficie del mar y campos heterogéneos de humedad de suelo.

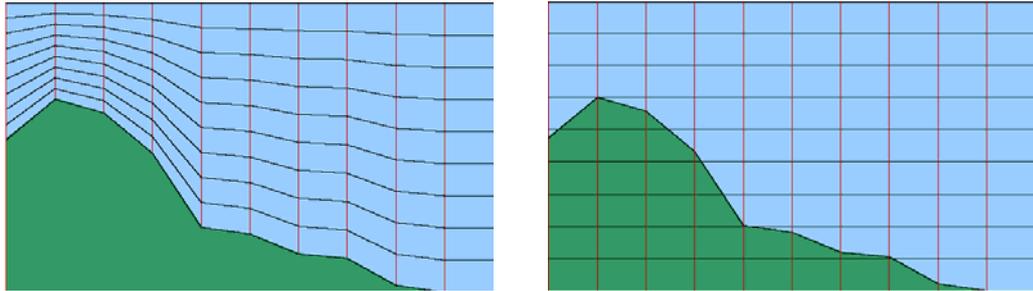


Figura A1.1. En la figura se muestra esquemáticamente la coordenada sigma z en el panel de la izquierda y shaved eta en el de la derecha.

Anexo II: Datos utilizados en la asimilación de datos

En este anexo se provee una descripción de los datos disponibles para generar los análisis enriquecidos y de las consistencias que se realizaron sobre el conjunto de datos.

La base de datos asimilada se puede dividir en cuatro subconjuntos de datos ya que provienen de diferentes fuentes y las consistencias realizadas a cada uno de ellos fueron distintas:

- datos de superficie de la red operativa
- sondeos de la red operativa
- sondeos especiales del experimento SALLJEX
- globos piloto

En las figuras A2.1 y A2.2 se muestra la distribución espacial de los diferentes conjuntos de datos.

Los análisis enriquecidos se generaron para el período del experimento SALLJEX, entre el 15 de noviembre de 2002 y el 15 de febrero de 2003. La cantidad de datos especiales generados durante el experimento varía a lo largo de los tres meses. Durante todo el período se realizó una observación diaria de radiosondeo a las 06 UTC y dos de globos piloto a las 06 y 21 UTC. Dentro de este período, se definió un Período especial de observación (SOP), entre el 6 de enero y el 15 de febrero de 2003, donde se realizaron 2 observaciones diarias con radiosondeos (06 y 21 UTC) y cuatro con globos piloto en Argentina, Bolivia y Paraguay y en Brasil. Además se definieron períodos intensivos de observación (IOP) donde se realizaron 3 o 4 radiosondeos y 8 globos piloto por día en lugares seleccionados a lo largo del eje del SALLJ. En la tabla A2.1 se presenta el número promedio de datos asimilados en todo el período para cada uno de estos subconjuntos de datos. Para las observaciones especiales del SALLJEX se diferencian las SOP y las IOP. En la tabla A2.2 se detallan los períodos de IOP.

Horas UTC		N° promedio de observaciones							
		00	03	06	09	12	15	18	21
Datos de superficie de la red operativa		482	312	315	356	591	473	590	456
Sondeos de la red operativa		6	0	0	0	25	0	0	0
Sondeos especiales SALLJEX	15/11/02 05/01/03	0	0	3	0	1	0	0	0
	SOP	2	0	4	0	1	0	3	0
	IOP	2	4	5	0	3	0	4	1
Pilot	15/11/02 05/01/03	1	0	1	0	10	0	1	11
	SOP	2	1	1	10	14	2	10	16
	IOP	7	7	5	9	12	9	10	14

Tabla A2.1. Numero de observaciones promedio por hora.

Períodos de IOP
11 al 12 de enero
15 al 18 de enero
21 al 25 de enero
1 al 2 de febrero
4 al 8 de febrero
11 al 15 de febrero

Tabla A2.2. Períodos intensivos de observación

A continuación se describen las consistencias realizadas sobre cada uno de los conjuntos de datos.

a) Datos de superficie de la red operativa

Los datos de la red operativa de superficie se obtuvieron a través de internet de la página web de Joint Office for Science Support/University Corporation for Atmospheric Research (JOSS/UCAR-http://data.eol.ucar.edu/master_list/?project=SALLJEX). Para los datos de superficie se realizó un control de calidad básico, donde se adoptaron los siguientes criterios con el fin de descartar los datos con valores erróneos:

- Dirección del viento menor a 0 o mayor a 360 grados.
- Intensidad del viento menor a 0
- Intensidad del viento mayores a 35 nudos

- Presión al nivel del mar menor a 930hPa o mayor a 1040hPa. Se descartaron las estaciones cuya altura era superior a 800m.
- Presión al nivel de la estación superior a la presión al nivel del mar
- Temperaturas menores a 0°C y mayores a 45°C
- Temperaturas de punto de rocío menores a -15°C y mayores a 35°C
- Temperaturas de punto de rocío mayores a la temperatura
- Depresión de punto de rocío mayor a 50°

Los datos de superficie que incorpora el modelo son la velocidad e intensidad del viento, temperatura, temperatura de rocío y presión al nivel de la estación.

b) Sondeos de la red operativa

Los radiosondeos de la red operativa fueron provistos por CPTEC. En este conjunto de datos se descartaron los datos erróneos según siguientes criterios:

- datos de viento mayores a 100 m/s
- datos de viento mayores a 50 m/s debajo de 3000m.
- Temperaturas mayores a 45°C o menores a -100°C
- Temperaturas de rocío mayores a la temperatura del aire

c) Sondeos especiales del experimento SALLJEX

En el caso de los radiosondeos especiales del experimento SALLJEX, estos provienen de la página web de JOSS/UCAR. Dado que no son datos operativos el control de los datos consistió en varios pasos. Se realizó en primer lugar una consistencia gruesa donde se descartaron datos según los siguientes criterios:

- Valores de altura geopotencial menores a la altura de la estación o mayores a 40000 m
- Valores de presión mayores a 1050hPa o menores a 0 hPa
- Temperaturas mayores a 45°C y menores a -90°C
- Humedades relativas mayores al 100% o menores a 0%
- Temperatura de rocío mayores a la temperatura del aire
- Dirección del viento mayor a 360 o menor a 0°

- Velocidad del viento mayor a 50 m/s debajo de 10000 m
- Velocidad del viento mayor a 100 m/s por encima de 10000m

En segundo lugar se analizó la diferencia en las variables entre el primer y el segundo nivel de observación. Se eliminaron los primeros 16 segundos de observación cuando la variación de los datos en esos dos primeros niveles superaba los siguientes valores:

- 2 hPa para la presión
- 1°C de temperatura
- 20 mgp
- 10% de humedad relativa
- 1°C de temperatura de rocío

Luego se interpolaron los sondeos cada 10 hPa, para poder comparar cada variable para todo el período para cada estación y detectar errores que no se hayan detectado en los pasos anteriores. Por último se realizó una evaluación estadística donde se analizaron en detalle para cada estación y para cada variable todos los sondeos que en algún nivel se apartaban más de tres desviaciones estándar de la media. Las variables controladas fueron: temperatura, temperatura de rocío, humedad relativa, relación de mezcla, componente zonal y meridional del viento. Esta consistencia fue elaborada con la colaboración del grupo de investigación del Dr. Pedro Silva Dias.

d) Globos piloto

Los globos piloto se obtuvieron de la página web de JOSS/UCAR. En el caso de los datos de los globos pilotos se eliminaron aquellos que presentaban vientos con intensidades superiores a 50 m/s. También se evaluó en detalle los perfiles en los que se observaba una cortante superior a 25 m/s. Se decidió no asimilar aquellos globos piloto realizados en estaciones cuya altura superara los 1500 metros.

En particular los datos de globo piloto de Argentina fueron consistidos por un grupo de estudiantes de la Universidad de Buenos Aires que realizaron un control de todos los datos entre las planillas tomadas durante la observación y la información digitalizada. Una vez realizado este primer control todos los datos fueron corregidos mediante el programa "corrige" provisto por el proyecto de la Red de Sondeos del Programa para Estudios del Clima Panamericano (PACS-SONET).

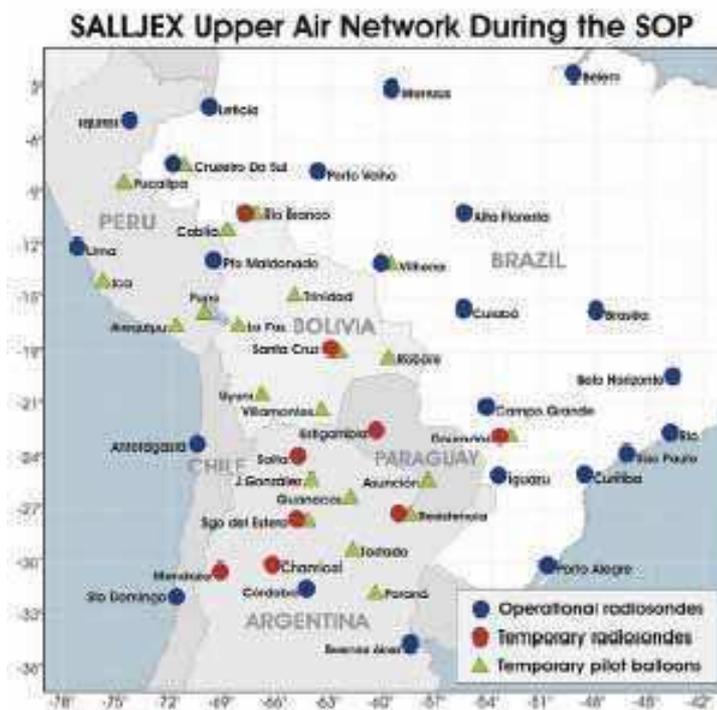


Figura A2.1. Distribución espacial de las observaciones de globo piloto y radiosondeos, extraída del trabajo Vera y otros (2006). Círculos azules: radiosondeos operativos, círculos rojos: radiosondeos temporarios, triángulos verdes: globos piloto.

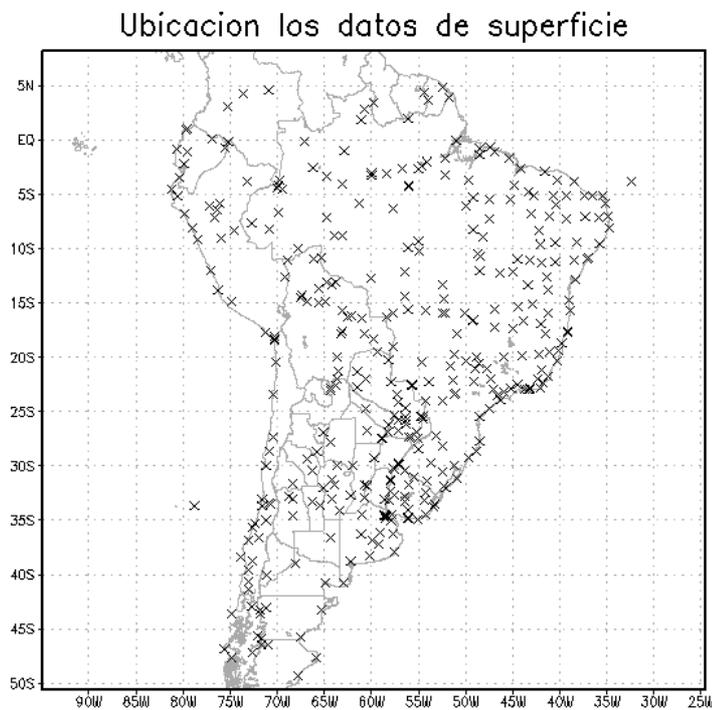


Figura A2.2. Distribución espacial de las observaciones de superficie.

Anexo III: Definición de las variables utilizadas en el RAMSIN

RAMSIN utilizado para generar ANASD:

```

-----
$MODEL_GRIDS
! Simulation title (64 chars)
  EXPNME   = 'DOWNSCALING -DP cada 6horas',
  RUNTYPE  = 'INITIAL', ! Type of run: MAKESFC, INITIAL, HISTORY,
                        !                               MAKEVFILE, or MEMORY
  TIMEUNIT = 'h',      ! 'h','m','s' - Time units of TIMMAX, TIMSTR
  TIMMAX   = 2328,
  LOAD_BAL = 0,        ! Dynamic load balance flag: 1=yes, 0=no
! Start of simulation or ISAN processing
  IMONTH1  = 11,
  IDATE1   = 13,
  IYEAR1   = 2002,
  ITIME1   = 0000,
! Grid specifications
  NGRIDS   = 2,          ! Number of grids to run
  NNXP     = 70,162,    ! Number of x gridpoints
  NNYP     = 80,130,    ! Number of y gridpoints
  NNZP     = 30,30,     ! Number of z gridpoints
  NZG      = 9,         ! Number of soil layers
  NZS      = 1,         ! Maximum number of snow layers
  NXTNEST  = 0,1,2,2,   ! Grid number which is the next coarser grid
! Coarse grid specifications
  IF_ADAP  = 0,          ! 0: sigma Z
                        ! 1: shaved eta
  IHTRAN   = 1,          ! 0-Cartesian, 1-Polar stereo
  DELTAX   = 80000.,
  DELTAY   = 80000.,    ! X and Y grid spacing
  DELTAZ   = 200.,      ! Z grid spacing (set to 0. to use ZZ)
  DZRAT    = 1.2,       ! Vertical grid stretch ratio
  DZMAX    = 1000.,     ! Maximum delta Z for vertical stretch
  ZZ       = 0.0,       ! Vertical levels if DELTAZ = 0
    20.0,    46.0,    80.0,    120.0,    165.0,
    220.0,   290.0,   380.0,   480.0,   590.0,
    720.0,   870.0,  1030.0,  1200.0,  1380.0,
  1595.0,   1850.0,  2120.0,  2410.0,  2715.0,
  3030.0,   3400.0,  3840.0,  4380.0,  5020.0,
  5800.0,   6730.0,  7700.0,  8700.0,  9700.0,
  10700.,  11700.,  12700.,  13700.,  14700.,  15700.,  16700.,
  17700.,  18700.,  19700.,
  DTLONG   = 90.,       ! Coarse grid long timestep
  NACOUST  = 4,         ! Small timestep ratio
  IDELTAT  = 0,         ! =0 - constant timesteps
                        ! >0 - initial computation <0 - variable
                        ! Nest ratios between this grid
                        ! and the next coarser grid.
  NSTRATX  = 1,4,       ! x-direction
  NSTRATY  = 1,4,       ! y-direction
  NNDTRAT  = 1,4,       ! Time
  NESTZ1   = 0,         ! Contort coarser grids if negative
  NSTRATZ1 = 3,3,2,1,   !
  NESTZ2   = 0,         ! Contort coarser grids if negative
  NSTRATZ2 = 3,3,2,1,   !
  POLELAT  = -22.0,     ! Latitude of pole point

```

```

POLELON = -60.0,          ! Longitude of pole point
CENTLAT  = -22.0, -30.0,
CENTLON  = -60.0, -60.0,
! Grid point on the next coarser
                                ! nest where the lower southwest
                                ! corner of this nest will start.
                                ! If NINEST or NJNEST = 0, use CENTLAT/LON
NINEST   = 1,0,0,0,      ! i-point
NJNEST   = 1,0,0,0,      ! j-point
NKNEST   = 1,1,1,1,      ! k-point
NNSTTOP  = 1,1,1,1,      ! Flag (0-no or 1-yes) if this
NNSTBOT  = 1,1,1,1,      ! Nest goes the top or bottom of the
                                ! coarsest nest.
GRIDU    = 0.,0.,0.,0., ! u-component for moving grids
GRIDV    = 0.,0.,0.,0., ! v-component for moving grids
$END

$MODEL_FILE_INFO
! Variable initialization input
  INITIAL = 2,            ! Initial fields - 1=horiz.homogeneous,
                        !                               2=init from varfile
                        !                               3=init from HFILIN
! ----- Analysis nudging parameters -----
  NUD_TYPE = 2,          ! =1 - nudge from history files(1-way nest)
                        ! =2 - nudge from varfiles
                        ! =0 - no analysis nudging

  VARFPFX = '/isan/a',
  VWAIT1  = 0.,          ! wait between each VFILE check (s)
  VWAITTOT = 0.,        ! total wait before giving up on a VFILE(s)
  NUD_HFILE = ' ',
  ! Header file name for history nudging files(only prefix is used)
  NUDLAT   = 5,          ! Number of points in lateral bnd region
  TNUDLAT  = 3600.,      ! Nudging time scale(s) at lateral boundary
  TNUDCENT = 7200.,      ! Nudging time scale(s) in center of domain
  TNUDTOP  = 10800.,     ! Nudging time scale (s) at top of domain
  ZNUDTOP  = 16000.,     ! Nudging at top of domain above height(m)
  WT_NUDGE_GRID = 1.,1., !Relative nudging weights for active grids
  ! =0., turns off nudging for that grid
  !These weights will multiply the base timescales
  !to determine full nudging weight. (Timescales)/(WT_NUDGE_*)
  !must be larger than DTLONG
  WT_NUDGE_UV = 1.,      ! Anal nudging weight for u and v
  WT_NUDGE_TH = 1.,      ! Anal nudging weight for theta
  WT_NUDGE_PI = 1.,      ! Anal nudging weight for pi
  WT_NUDGE_RT = 1.,      ! Anal nudging weight for r_tot
!-----
!----- Condensate nudging -----
  NUD_COND = 0,          ! Only nudge total water where condensate
                        !exists (from previous history files, HFILIN)
  COND_HFILE = ' ',
  ! Header file name for cond nudging history files(only prefix is used)
  TCOND_BEG=0.,
  TCOND_END=21600.,!Model time start and end of cond nudging (sec)
  T_NUDGE_RC = 3600.,    ! Cond nudging timescale for r_total
  WT_NUDGE_GRID=1.,0.8,!Relative nudging weights for active grids
                        ! =0., turns off nudging for that grid
!-----
!----- Observation Data Assimilation (ODA) -----
  IF_ODA = 0,            ! Flag to turn on oda
  ODA_UPAPREFIX = ' ',   ! File prefix for upper air obs
  ODA_SFCPREFIX = ' ',   ! File prefix for surface obs

```

```

FRQODA=300.,          ! Frequency of obs analysis
TODABEG=0., TODAND=99999999.,!Model time start and end of oda (sec)
TNUDODA= 900.,        ! Nudging timescale for each grid
WT_ODA_GRID = 1., 1., !Relative nudging weights for active grids
                        ! =0., turns off nudging for that grid
WT_ODA_UV = 1.,      ! ODA nudging weight for u and v
WT_ODA_TH = 1.,      ! ODA nudging weight for theta
WT_ODA_PI = 1.,      ! ODA nudging weight for pi
WT_ODA_RT = 1.,      ! ODA nudging weight for r_tot
!Following are radii that affect the "smoothness" of the analyzed
fields
!The SFCE and UPAE are the radii where the affect falls off to e**(-2)
!The SFC0 and UPA0 are the radii where the affect falls off to 0
!Values are grid dependent.
RODA_SFCE = 50000.,100.,100.,100.,
RODA_SFC0 = 100000.,100000.,100000.,100000.,
RODA_UPAE = 100000.,200.,200.,200.,
RODA_UPA0 = 200000.,2000.,2000.,2000.,
RODA_HGT =3000.,3000.,3000.,3000.,
      !Height at which transition from SFC radii to UPA radii occurs
RODA_ZFACT = 100.,100.,100.,100.,! Vertical factor related to dx/dz
      ! - Time interpolate limit (TIL)- if the future-past obs time
      ! is > this limit, do not use to interpolate
      !-Time extrapolate limit (TEL)-if past/future obs is greater
      ! than TIL,but less than TEL, use the obs
ODA_SFC_TIL=21600.,
ODA_SFC_TEL=900.,
ODA_UPA_TIL=43200.,
ODA_UPA_TEL=21600.,
!-----
!----- Cumulus inversion tendency input -----
IF_CUINV = 0,
CU_PREFIX = ' ',
TNUDCU=900.,
WT_CU_GRID=1., 1., .5,
TCU_BEG=0., TCU_END=7200.,
CU_TEL=3600.,
CU_TIL=21600.,
!-----
! History file input
TIMSTR = 12.,          ! Time of history start (see TIMEUNIT)
HFILIN = ' ',         ! Input history file name
! Analysis file input for assimilation (currently LEAF variables)
IPASTIN = 0,          ! Initialize various fields from analysis file?
                        ! 1=yes, 0=no
PASTFN = './a-A-2000-01-09-000000-head.txt',
                        ! Input analysis file name
! History/analysis file output
IOUTPUT = 2,          ! 0-no files, 1-save ASCII, 2-save binary
HFILOUT = '/hist/a',
AFILOUT = '/ana/a',
ICLOBBER = 1,         ! 0=stop if files exist, 1=overwrite files
IHISTDEL = 1,         ! 0=keep all hist files, 1=delete previous
FRQHIS = 21600.,      ! History file frequency
FRQANL = 10800.,      ! Analysis file frequency
!-----
FRQLITE = 0.,         ! Analysis freq. for "lite" variables
                        ! = 0 : no lite files
XLITE = '/0:0/',      ! nums>0 are absolute grid indexes
YLITE = '/0:0/',      ! nums<0 count in from the domain edges
ZLITE = '/0:0/',      ! nums=0 are domain edges

```

```

NLITE_VARS=5,
LITE_VARS='UP','VP','WP','swdr','THETA',
!-----
AVGTIM   = 0.,           ! Averaging time for analysis variables
                        ! must be abs(AVGTIM) <= FRQANL
                        ! > 0 : averaging is centered at FRQANL
                        ! < 0 : averaging ends at FRQANL
                        ! = 0 : no averaged files

FRQMEAN  = 0.,           ! Analysis freq. for "averaged" variables
FRQBOTH  = 0.,           ! Analysis freq. for Both "averaged" and
                        ! "lite" variables

KWRITE   = 0,            ! 1-write,0-don't write scalar K's to anal.
! Printed output controls
FRQPRT   = 3600.,       ! Printout frequency
INITFLD  = 0,            ! Initial field print flag 0=no prnt,1=prnt
! Input topography variables
TOPFILES = '/data/topo', ! File path and prefix for topo files.
SFCFILES = '/data/sfc',
SSTFPFX  = '/data/sst',
NDVIFPFX = '/data/ndvi', ! Path and prefix for ndvi files
ITOPTFLG = 1,1,1,1,     ! 2 - Fill data in "leaf3_init"
ISSTFLG  = 1,1,1,1,     ! 0 - Interpolate from coarser grid
IVEGTFLG = 1,1,1,1,     ! 1 - Read from standard Lat/Lon data file
ISOILFLG = 1,1,2,1,     !
NDVIFLG  = 2,2,2,2,     !
NOFILFLG = 2,2,2,2,     ! 2 - Fill data in "leaf3_init"
                        ! 0 - Interpolate from coarser grid
IUPDNDVI = 0,            ! 0 - No update of NDVI values during run
IUPDSST  = 0,            ! 0 - No update of SST values during run
                        ! 1 - Update values during run
                        ! The following only apply for IxxxxFLG=1
ITOPTFN  = '/data/DEM30s/EL',
          '/data/DEM30s/EL',
ISSTFN   = '/data/sst/W',
          '/data/sst/W',
IVEGTFN  = '/data/oge2data/OGEV2',
          '/data/oge2data/OGEV2',
ISOILFN  = '/data/FAOdata/FAO',
          '/data/FAOdata/FAO',
NDVIFN   = ' ',
! Topography scheme
ITOPSFLG = 2,2,1,0,     ! 0 = Average Orography
                        ! 1 = Silhouette Orography
                        ! 2 = Envelope Orography
                        ! 3 = Reflected Envelope Orography
TOPTENH  = 1.,1.,1.,0., ! For ITOPSFLG=1, Weighting of topo
                        ! silhouette averaging
                        ! For ITOPSFLG=2 or 3, Reflected Envelope
                        ! and Envelope Orography enhancement factor
TOPTWVL  = 3.,2.,2.,4., ! Topo wavelength cutoff in filter
! Surface Roughness scheme
IZOFLG   = 0,0,0,0,     ! 0 = Use veg, bare soil and water surface
                        ! 1 = Also use subgrid scale topography
ZOMAX    = 5.,5.,5.,5., ! Max zo for IZOFLG=1
ZOFACT   = 0.005,       ! Subgrid scale orographic roughness factor
! Microphysics collection tables
MKCOLTAB = 0,            ! Make table: 0 = no, 1 = yes
COLTABFN = '/datos/data/micro43/ct2.0',
                        ! Filename to read or write
$END

```

```

$MODEL_OPTIONS
  NADDSC = 0,          ! Number of additional scalar species
! Numerical schemes
  ICORFLG = 1,        ! Coriolis flag/2D v-component - 0=off, 1=on
  IBND = 1,           ! Lateral boundary condition flags
  JBND = 1,          ! 1-Klemp/Wilhelmson, 2-Klemp/Lilly, 3-Orlanski, 4-cyclic
  CPHAS= 20.,        ! Phase speed if IBND or JBND = 1
  LSFLG= 0,          ! Large-scale gradient flag for variables other than
                    ! normal velocity:
                    ! 0 = zero gradient inflow and outflow
                    ! 1 = zero gradient inflow, radiative b.c. outflow
                    ! 2 = constant inflow, radiative b.c. outflow
                    ! 3 = constant inflow and outflow
  NFPT = 0,          ! Rayleigh friction - number of points from the top
  DISTIM = 60.,      ! - dissipation time scale
! Radiation parameters
  ISWR TYP = 1,       ! Shortwave radiation type
  ILWR TYP = 1,       ! Longwave radiation type
                    ! 0-none, 2-Mahrer/Pielke, 1-Chen, 3-Harrington
  RADFRQ = 900.,     ! Freq. of radiation tendency update (s)
  LONRAD = 1,        ! Longitudinal variation of shortwave
                    ! (0-no, 1-yes)
! Cumulus parameterization parameters
  NNQPARM = 2,2,     ! Convective param. flag (0-off, 1-on,
                    ! 1-on standard, 2-on Grell par.)
  CLOSURE_TYPE = 'GR', ! Closure type (for Grell Param.):
                    ! EN: ensemble (all closures)
                    ! GR: Grell
                    ! LO: low level omega
                    ! MC: moisture convergence
                    ! SC: like Fritsch Chappel or Kain Fritsch
                    ! AS: Arakawa-Schubert
  NNSHCU = 1,1,1,1, ! Shallow Cumulus Param. (0-off, 1-on)
  CONFRQ = 1200.,    ! Frequency of conv param. updates (s)
  SHCUFRQ = 1200.,   ! Frequency of Shallow param. updates (s)
  WCLDBS = .0005,    ! Vertical motion needed at cloud base for
                    ! to trigger convection
! Surface layer and soil parameterization
  NPATCH = 2,        ! Number of patches per grid cell (min=2)
  NVEGPAT = 1,       ! Number of patches per grid cell to be
                    ! filled from vegetation files (min of 1, max of NPATCH-1)
  ISFCL = 1,         ! Surface layer/soil/veg model
                    ! 0-specified surface layer gradients
                    ! 1-soil/vegetation model
  NVGCON = 6,        ! Vegetation type (see below)
  PCTLCON = 1.,      ! Constant land % if for all domain
  NSLCON = 6,        ! Constant soil type if for all domain
  ZROUGH = .05,      ! Constant roughness if for all domain
  ALBEDO = .2,       ! Constant albedo if not running soil model
  SEATMP = 298.,     ! Constant water surface temperature
  DTHCON = 0.,       ! Constant sfc layer temp grad for no soil
  DRTCON = 0.,       ! Constant sfc layer moist grad for no soil
  SOIL_MOIST = 'a',  ! n => Homogeneous (standard)
                    ! i,h,a => Heterogenous Soil Moist.Init.
                    ! with file.
                    ! i => INITIAL
                    ! h => HISTORY
                    ! a => INITIAL or HISTORY
  SOIL_MOIST_FAIL = 'l', !In case of Heterogenous Soil Moist. file was
                    ! not found, what to do?
                    ! s => STOP the program

```

```

! h => Initialize with Homogenous Soil Moist.
! l => Looking for 5 days old files, and if
!       not found again then stop.
USDATA_IN = '/data/us',      ! Soil Moisture File prefix
USMODEL_IN='/data/us',! File prefix with pre-calculated data by BRAMS
  SLZ  = -2.0, -1.75, -1.50, -1.25, -1.00, -0.75, -0.50, -0.25, -0.1,
        ! soil grid levels
  SLMSTR = 0.40,0.37,0.35,0.33,0.32,0.31,0.30,0.29,0.28,
        ! Initial soil moisture
  STGOFF= 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0,
        !Initial soil temperature offset from lowest atmospheric level
!-----
!----- Urban canopy parameterization -----
  IF_URBAN_CANOPY =0,
!-----
!----- Eddy diffusion coefficient parameters -----
  IDIFFK = 1,1,1,1,      ! K flag:
                        ! 1 - Horiz deform/Vert Mellor-Yamada
                        ! 2 - Anisotropic deformormation
                        !   (horiz & vert differ)
                        ! 3 - Isotropic deformation
                        !   (horiz and vert same)
                        ! 4 - Deardorff TKE (horiz and vert same)
  IHORGRAD = 2,      ! 1 - horiz grad frm decomposed sigma grad
                    ! 2 - true horizontal gradient.
                    !   Non-conserving, but allows small DZ
  CSX      = .2,.2,.2,.2, ! Deformation horiz. K's coefficient
  CSZ      = .35,.35,.35,.2,! Deformation vert. K's coefficient
  XKHKM    = 3.,3.,3.,3., ! Ratio of horiz K_h to K_m for deformation
  ZKHKM    = 3.,3.,3.,3., ! Ratio of vert K_h to K_m for deformation
  AKMIN    = 1.,1.,1.,2., ! Ratio of minimum horizontal eddy
                        ! viscosity coefficientto typical value
                        ! from deformation K
!-----
!----- Microphysics -----
  LEVEL    = 3,      ! Moisture complexity level
  ICLOUD   = 4,      ! Microphysics flags
  IRAIN    = 2,      !-----
  IPRIS    = 5,      ! 1 - diagnostic concen.
  ISNOW    = 2,      ! 2 - specified mean diameter
  IAGGR    = 2,      ! 3 - specified y-intercept
  IGRAUP   = 2,      ! 4 - specified concentration
  IHAIL    = 2,      ! 5 - prognostic concentration
  CPARAM   = .6e9,   ! Microphysics parameters
  RPARAM   = 1e-3,   !-----
  PPARAM   = 0.,     ! Characteristic diameter, # concentration
  SPARAM   = 1e-3,   !   or y-intercept
  APARAM   = 1e-3,
  GPARAM   = 1e-3,
  HPARAM   = 3e-3,
  GNU      = 2.,2.,2.,2.,2.,2.,2.,2.,! Gamma shape parms for
                        ! cld rain pris snow aggr graup hail
!-----
$END

$ISAN_CONTROL
!-----
! Isentropic control
!-----
  ISZSTAGE = 1,      ! Main switches for isentropic-sigz
  IVRSTAGE = 1,      !   "varfile" processing

```

```

ISAN_INC = 0600, ! ISAN processing increment (hmmm)
                ! range controlled by TIMMAX,IYEAR1,...,ITIME1
GUESS1ST= 'PRESS',! Type of first guess input- 'PRESS', 'RAMS'
I1ST_FLG = 1,    ! What to do if first guess file should be
                ! used but does not exist.
                ! 1=I know it may not be there, skip this data time
                ! 2=I screwed up, stop the run
                ! 3=interpolate first guess file from
IUPA_FLG = 3,    ! UPA-upper air, SFC-surface
ISFC_FLG = 3,    ! What to do if other data files should be
                ! used, but does not exist.
                !1 = I know it may not be there, skip this data time
                !2 = I screwed up, stop the run
                !3 = Try to continue processing anyway
! Input data file prefixes
  IAPR      = '/dp-p',
  IARAWI    = '', ! Archived rawindsonde file name
  IASRFCE   = '', ! Archived surface obs file name
! File names and dispose flags
  VARPFX    = '/isan/a',
  IOFLGISZ  = 1,    ! Isen-sigz file flag: 0 = no write, 1 = write
  IOFLGVAR  = 1,    ! Var file flag: 0 = no write, 1 = write
$END

$ISAN_ISENTROPIC
!-----
! Isentropic and sigma-z processing
!-----
!-----
! Specify isentropic levels
!-----
  NISN      = 43,    ! Number of isentropic levels
  LEVTH= 280,282,284,286,288,290,292,294,296,298,300,303,306,309,312,
        315,318,321,324,327,330,335,340,345,350,355,360,380,400,420,
        440,460,480,500,520,540,570,600,630,670,700,750,800,
!-----
! Analyzed grid information:
!-----
  NIGRIDS   = 2,    ! Number of RAMS grids to analyze
  TOPSIGZ   = 20000., ! Sigma-z coordinates to about this height
  HYBBOT    = 4000., ! Bottom (m) of blended sigma-z/isentropic
                ! layer in varfiles
  HYBTOP    = 6000., !Top (m) of blended sigma-z/isentropic layr
  SFCINF    = 1000., !Vert influence of sfc observation analysis
  SIGZWT    = 1.,   !Weight for sigma-z data in varfile:
                !0.= no sigz data,
                !1.=full weight from surface to HYBBOT
  NFEEVAR   = 1,    ! 1=feed back nested grid varfile, 0=don't
!-----
! Observation number limits:
!-----
  MAXSTA    = 500,    ! maximum number of rawindsondes
                ! (archived + special)
  MAXSFC    = 5000,   ! maximum number of surface observations
  NOTSTA    = 0,     ! Number of stations to be excluded
  NOTID     = 'r76458', ! Station ID's to be excluded
                ! Prefix with 'r' for rawindsonde,
                ! 's' for surface
  IOBSWIN   = 1800,
  STASEP    = .1,    ! Minimum sfc station separation in degrees.
                ! Any surface obs within this distance

```

```

! of another obs will be thrown out
! unless it has less missing data,
! in which case the other obs will be thrown out.
IGRIDFL = 3, ! Grid flag=0 if no grid point, only obs
!           1 if all grid point data and obs
!           2 if partial grid point and obs
!           3 if only grid data
!           4 all data... fast
GRIDWT = .01,.01, ! Relative weight for the gridded press data
! compared to the observational data in
! the objective analysis
GOBSEP = 5., ! Grid-observation separation (degrees)
GOBRAD = 5., ! Grid-obs proximity radius (degrees)
WVLNTH = 1200.,900.,600.,!Used in S. Barnes objective analysis.
!Wavelength in km to be retained to the
!RESPON % from the data to the upper air grids.
SWVLNTH = 750.,300.,750.,!Wavelength for surface objective analysis
RESPON = .9,.9,.9, ! Percentage of amplitude to be retained.
$END

```

Cambios en el RAMSIN utilizado para generar ANACD:

```

ISAN_INC = 0300,
GUESS1ST= 'RAMS',
IAPR      = '/ana/a',
IARAWI    = '/dp-r',
IASRFCE   = '/dp-s',
IGRIDFL   = 4,

```

Cambios en el RAMSIN utilizado para generar los pronósticos:

```

RUNTYPE = 'HISTORY',
TNUDCENT = 0.,
ISAN_INC = 1200,

```

En los tres casos se utilizaron las dos coordenadas verticales manteniendo igual el resto de la configuración.

Referencias:

Adcroft, A., C. Hill, and J. Marshall: 1997, Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, 2293-2315.

Barker D. M., W. Huang, Y.-R. Guo, A. J. Bourgeois, and Q. N. Xiao, 2004: A Three-Dimensional Variational Data Assimilation System for MM5: Implementation and Initial Results. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 132, 897-914.

Barnes, S.L., 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time-series observations. NOAA Tech. Memo ERL NSSL-62 (NTIS COM-73-10781), March, National Severe Storm Laboratory, Norman, Oklahoma, 60 pp.

Blackadar, A.K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , 38, 283-290.

Bonner, W.D., 1968: Climatology of the low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 96, 833-850.

Borque, P. C.; Vidal, R.; Salio, P.; Nicolini, M; García Skabar, Yanina, 2006: Previous conditions associated to a development of a mesoscale convective system under South American Low-Level Jet event: A case study. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO).

Bousquet, O., C. A. Lin, I. Zawadzki, 2006: Analysis of scale dependence of quantitative precipitation forecast verification: A case-study over the Mackenzie river basin. *Q. J.R. Meteorol. Soc.*, Vol. 132, 2107-2125.

Bouttier, F. y F. Rabier, 1997: The operacional implementation of 4D-Var. ECMWF Newsletter N°78, 2-5.

Carrió, G.G. and M. Nicolini, 2002: An alternative procedure to evaluate number concentration rates in two-moment bulk microphysical schemes. *Atmospheric Research*, 65, 93-108.

Cavalcanti I., D. Herdies, 2004: Data Assimilation study using SALLJEX data. *CLIVAR Exchanges*. Vol 9, No.1. PP 23-24.

Chen, C. and W. R. Cotton, 1983: A one dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Bound. Layer Meteor.*, 25, 289-321.

Chen, C. Y W.R. Cotton, 1987: The physics of the marine strato-cumulus-capped mixed layer. *J. Atmos Sci* 44:2951-2977.

- Cherubini,T; S. Businger; C. Velden y R. Ogasawara,2006: The impact of satellite derived atmospheric motion vectors on mesoscale forecast over Hawaii. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 134, 2009-2020.
- Cotton, W.R., R.A. Pielke, Sr., R.L. Walko, G.E.Liston, C.J. Tremback, H. Jiang, R.L. McAnelly, J.Y. Harrington, M.E. Nicholls, G.G. Carrió, J.P. McFadden, 2003: RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor. Atmos Physics*, Vol. 82, 5-29.
- Cox R., B. Bauer and T. Smith, 1998: A mesoscale model intercomparison. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 79, N° 2, 265 – 273.
- Cucurull, L.; F. Vandenberghe; D. Barker; E. Vilaclara y A. Rius, 2004: Three-Dimensional Variational Data Assimilation of Ground-Based GPS ZTD and Meteorological Observations during the 14 December 2001 Storm Event over the Western Mediterranean Sea. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 132, 749-763.
- Davies, J.C., 1973: *Statistics and data analysis in geology*. J. Wiley Ed., New York, 550pp.
- Davies, H. C., 1983: Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. *Mon. Wea. Rev.* ,Vol. 111, 1002-1012.
- Davies, H. C., R. E. Turner, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: an examination of the technique *Q. J. R. Meteorol. Soc*, vol. 103, pp. 225-245.
- Davolio, S. y A. Buzzi, 2004: A Nudging Scheme for the Assimilation of Precipitation Data into a Mesoscale Model. *Weather and Forecasting*, Vol. 19, 855-871.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasigeostrophic model using Montecarlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.* 99 (C5), 10143-10162.
- Faccani, C.; R. Ferretti y G. Visconti, 2003: High-resolution weather forecasting over complex orography: Sensitivity to the assimilation of conventional data. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.131, 136-154.
- Fast, J. y M.D. McCorcle, 1991: The Effect of Heterogeneous Soil Moisture on a Summer Baroclinic Circulation in the Central United State. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.119, N° 9,pp 2140-2167.
- García Skabar, Y. y Nicolini, M., 2002: Sensitivity of Mesoscale-Model RAMS to Data Assimilation in a low-level jet case. *VAMOS/CLIVAR/WCRP Conference on South American low-level jet*.

- García Skabar, Y. y M. Nicolini, 2006: Downscaling and assimilation of an enhanced data base in Southeastern South America. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO).
- Gassman, M., 1998: Potencial de contaminación atmosférica en la República Argentina. Tesis Doctoral de la Universidad de Buenos Aires.
- Gevaerd, R.; and S.R. Freitas, 2004: Determinação operacional da umidade do solo para assimilação em modelos de previsão numérica de tempo. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia.
- Ghill, P., W. Murray y M. Wriath, 1981: Practical optimization. Academic Press, London.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parametrizations. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, 764-787.
- Grell, G.A. y D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, Vol.29, n°14, 1963.
- Hallak R. y P.L. Silva Dias, 1996: A Operacionalização da Previsão Regional com O RAMS no DCA/IAG/USP. *Anales del IX Congreso Brasileiro de Meteorología*, noviembre de 1996, 795 - 799.
- Harms D.E., S. Raman y R.V. Madala, 1992: An Examination of Four-Dimensional Data-Assimilation Techniques for Numerical Weather Prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 73, No. 4, pp. 425-440.
- Harrington, J. Y. 1997: The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season Arctic stratus. PhD Diss., Atmospheric Science paper N° 637, Colorado State University, Department of Atmospheric Science, Fort Collins, CO 80523, 289 pp.
- Herdies, D. ;V. E. Kousky; W. Ebisuzaki, 2006: The impact of High-Resolution SALLJEX data on NCEP Global Analyses. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO).
- Hoke, J. E. y R.A. Anthes, 1976: The initialization of numerical models by a dynamic-initialization technique. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 104, pp. 1551-1556.
- Holton, J. R., 1967: The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus* 19, 199-205.
- Houtekamer, P. L. y H. L. Mitchell, 1998: Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique. *Mon. Wea. Rev.* 126,796-811

- Janowiak, J., R. Joyce y Y. Yarosh, 2001: A real-time global half hourly pixel resolution infrared dataset and its applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 82, pp.205-217.
- Klemp, J.B. y R.B. Wilhelmson, 1978: The simulations of three dimensional convective storm dynamics. *J. of Atmos. Sci.*, vol.35, 1070-1096.
- Krishnamurti, T. N., J. Xue, H. S. Bedi, K. Ingles, D. Oosterhof, 1991: Physical initialization for numerical weather prediction over the tropics. *Tellus B* 43 (4), 53-81.
- Liebmann, B. y D. Allured, 2005: Daily Precipitation Grids for South America. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Volume 86, Issue 11. pp. 1567-1570.
- Lorenç, A.C., R. S. Bell, B. Macpherson, 1991: The Meteorological Office analysis correction data assimilation scheme. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 117, pp. 59-89.
- Mahrer, Y. y R.A. Pielke, 1977: A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* 50:98-113.
- Marengo, J., W.R. Soares, C. Saulo, M. Nicolini, 2004: Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. *J. Climate*, Vol.17, 2261-2280.
- Medgivy, D., P. R. Moorcroft, R. Avissar y R. L. Walko, 2005: Mass conservation and atmospheric dynamics in the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Environmental Fluid Mechanics*, Vol. 5, 109-134.
- Mellor G.L. y Yamada T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 851-875.
- Messinger, F. y A. Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication series, N°14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64pp.
- Messinger, F., 1996: Improvements in quantitative precipitation forecast with the ETA regional model at the National Centers for Environmental Prediction: The 48 km upgrade. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 77, 2637-49.
- Nicolini, M., J. Paegle y M. L. Altinger, 1987: Numerical simulation of convection and boundary layer convergence. Preprints, Second Int. Congress of Meteorology, Buenos Aires, Argentina, Latin Amer. Meteor. Fed. and Meteor. Soc., pages 8.5.1-8.5.7.

- Nicolini, M., K. M. Waldron y J. Paegle, 1993: Diurnal Oscillations of Low-Level Jets, Vertical Motion, and Precipitation: A Model Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, N° 9, 2588-2610.
- Nicolini, M. y M. Torres Brizuela, 1997: Estadística de vientos fuertes asociados a convección en Ezeiza y Resistencia y estudio numérico de los forzantes en un caso real. *Meteorológica*, Vol. 22, N°2, 19-35.
- Nicolini, M. y Saulo A.C., 2000: Eta characterization of the 1997-1998 warm season Chaco jet cases. Preprint, Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, Amer. Meteor. Soc., 330-331.
- Nicolini M., Y. García Skabar, A. G. Ulke y P. Salio, 2005a: Simulación de una tormenta granicera en Mendoza. *Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología*.
- Nicolini M., M. Torres Brizuela, Y. García Skabar, 2005b: Simulación de una tormenta tornádica usando un modelo de mesoescala de alta resolución. *Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología*.
- Nicolini, M., P. Salio and P. Borque, 2006: Thermodynamic and kinematic characterization of the low-level troposphere during SALLJEX in different large-scale environments. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO).
- Nicolini, M. y A. C. Saulo, 2006: Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997-1998 warm season. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 94, 129-143.
- Paegle, J., C. Ereño y E. Collini, 1977: Variaciones diurnas de tormentas y la convergencia en la capa límite sobre Argentina. *Meteorologica*, VIII-IX, 455-463.
- Paegle, J., 1998: A comparative review of South American low level jets. *Meteorológica*, 23, 73-81.
- Paegle, J., E. H. Berbery, R. Garreaud, T. Ambrizzi, R. Profirio da Rocha, P. L. Silva Dias, D. Herdies, J. Marengo, M Seluchi, C. Campetella, C. Menendez, M. Nicolini, J. Ruiz y C. Saulo, 2004: Modeling Studies Related to SALLJEX. *Clivar Exchanges*, Vol. 29, págs. 20-22.
- Pan, Z., M. Segal y R.W. Arritt, 2004: Role of Topography in Forcing Low-Level Jets in the Central United States during the 1993 Flood-Altered Terrain Simulations. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.132, N°1, pp. 396-403.
- Pielke R. A., 2002: *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press, 676 pp.

- Ramamurthy, M. K. y F. H. Carr, 1987: Four Dimensional data assimilation in the Monsoon region. Part.I: Experiments with wind data. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 115, pp. 1678-1706.
- Ramamurthy, M. K. y F. H. Carr, 1988: Four Dimensional data assimilation in the Monsoon region. Part.II: Role of temperature and moisture data. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 116, pp. 1896-1913.
- Reynolds, R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes, and W. Wang, 2002: An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate, *J. Climate*, Vol 15.
- Salio, P., M. Nicolini, y A.C. Saulo, 2002: Chaco Low-level jet events characterization during the austral summer season. *J. Geo. Res.*, 107, D24, 4816.
- Salio, P. y M. Nicolini, 2006: Seasonal characterization on the diurnal cycle of convection frequency over Southeastern South America under different low-jet conditions. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO).
- Salio, P., C. Campetella, J. Ruiz, Y. García Skabar, y M. Nicolini, 2007: Nevadas en el sudeste bonaerense: climatología sinóptica y un caso de estudio. *Meteorológica*, en prensa.
- Sasaki, Y., 1970: Some basic formalisms in numerical variational analysis. *Mon. Wea. Rev.* Vol.98, 875-883.
- Saulo,A.C., M. Nicolini, y S.C. Chou, 2000: Model Characterization of the South American low-level flow during 1997-1998 spring-summer season, *Climate Dynamics*, 16, 867-881.
- Saulo,A.C., M. Seluchi, C. Campetella, L. Ferreira,2001: Error evaluation of NCEP and LAHM Regional Model Daily Forecasts over Southern South America. *Weather and Forecasting*,16,697-712.
- Saulo,A.C. y L. Ferreira, 2003: Evaluation of quantitative precipitation forecast over southern South America. *Aust. Met. Mag.* Vol 52, pp 81,93.
- Segal, M., W. E. Schreiber, G. Kallos, J. R. Garratt, A. Rodi, J. Weaver, y R.A. Pielke, 1989: The impact of crop areas in northeast Colorado on mid-summer mesoscale thermal circulations. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 117, 809-825.
- Segal, M. y R.W. Arritt, 1992: Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-flux gradients. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 73,Nº 10, 1593-1604.
- Smagorinsky, J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations. Part I, The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99-164.

- Souza, E. P. y E. M. Silva, 2002: Impacto da Implementação de uma Parametrização de Convecção Rasa em um Modelo de Mesoscala. Descrição e Testeo de Sensibilidade do Esquema. *Revista Brasileira de meteorologia*, Vol.18, Nº1, 33-42.
- Stauffer, D.R. y N. L. Seaman, 1990: Use of Four-Dimensional Data Assimilation in a Limited-Area Mesoscale Model. Part I: Experiments with Synoptic-Scale Data. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 118, Nº 6, pp. 1250-1277.
- Stensrud, D. J., 1996: Importance of low-level jets to climate: A review. *J. Climate*, 9, 1968-1711.
- Tremback, C.J.,1990: Numerical simulation of a mesoscale convective complex: Model development and numerical results. PhD Diss., Atmos Sci Paper No 465, Colorado State University, Department of Atmospheric Science, Fort Collins, C.O. 80523.
- Tremback, C.J. y R.L. Walko, 2004: Implementing Very-high Resolution Capabilities into a mesoscale Atmospheric model: New Capabilities for the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Extended abstract in Mesoscale and CFD modeling for military applications, Jackson State University.
- Tripoli, G. J., 1992: An explicit three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of tropical cyclone. *Meteorol. Atmos. Phys.*, Springer-Verlag.
- Tripoli, G. J. and W. R. Cotton, 1982: The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model- 1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. de Rech. Atmos.*, 16. 185-220.
- Tustison, B., D. Harris y E. Foufoula-Georgiou, 2001: Scale issues in verification of precipitation forecast. *J. Geophys. Res.*, vol.106, D11, 11775-11784.
- Ulke, A.G. and Mazzeo, N.A.,1998: Climatological Aspects of the Daytime Mixing Height in Buenos Aires City, Argentina. *Atmospheric Environment* 32 (9) 1615-1622.
- Ulke,A.G., Saulo,A.C., y Nicolini,M., 2001: Simulación con el modelo de mesoescala RAMS de las condiciones asociadas a la ocurrencia de un mesosistema convectivo. *Anales del VIII congreso argentino de meteorología organizado por el Centro Argentino de Meteorólogos.*
- Ulke, A.G., 2005: Características de la estructura de una corriente en chorro en capas bajas simulada con RAMS. *Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología.*

Ulke, A.G. y Nicolini, M., 2005: "Estudio de un episodio de corriente en chorro en capas bajas observado durante SALLJEX. Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología.

Ulke, A.G., 2006: Structure and evolution of the lower troposphere in the presence of a SALLJ event. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO).

Vera, C., and Coauthors, 2006: The South American low-level jet experiment. Bull. Amer. Meteor. Soc., 87, 63-77

Walko R.L., L.E. Ban, J. Baron, T.G.F. Kittel, R. Lammers, T.J. Lee, D. Ojima, R.A. Pielke, C. Taylor, C. Tague, C.J. Treback, P.J. Vidale, 2000: Coupled atmosphere-biosphysics-hidrology models for environmental modeling. Journal of Applied Meteorology, 39, 931-944.

Wang, W. y T. T. Warner, 1988: Use of Four-Dimensional Data Assimilation by Newtonian Relaxation and Latent-Heat Forcing to Improve a Mesoscale-Model Precipitation Forecast: A Case Study. Mon. Wea. Rev., vol. 116, N°12, pp. 2593-2613.

Warner T., L. Key and A. Lario, 1989: Sensitivity of mesoescale model forecast skill to some initial data characteristics: data density, data position, analysis procedure and measurement error. Mon. Wea. Rev., vol. 117, N° 6, 1281 - 1310.

Warner T. T., R. A. Peterson, and R. E. Treadon, 1997: A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2599-2617.

Wu, Y. y S. Raman, 1997: Effect of Land-Use Pattern on the Development of Low-Level Jets. Journal of Applied Meteorology. Vol. 36, N° 5, pp.573-590.