



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
INGENIERÍA
UDELAR

Avances en Predicciones Meteorológicas para la Gestión de Sistemas Hidroeléctricos: Un Análisis Comparativo entre ECMWF y GFS en el Río Negro, Uruguay

AUTOR: SOFÍA ORTELI

Proyecto de Tesis de Maestría presentado a la Facultad de Ingeniería de la
Universidad de la República en cumplimiento parcial de los requerimientos para la
obtención del título de Magister en Mecánica de los Fluidos Aplicada

DIRECTOR DE TESIS:

DR. ING. GABRIEL CAZES BOEZIO

TRIBUNAL:

DR. ALEJANDRO D. OTERO, UBA.

DR. MARCELO MORAES, UNIPAMPA.

DR. RAFAEL TERRA, UDELAR.

Montevideo, Uruguay

Noviembre de 2023

Resumen

El trabajo presentado con el nombre “Avances en Predicciones Meteorológicas para la Gestión de Sistemas Hidroeléctricos: Un Análisis Comparativo entre ECMWF y GFS en el Río Negro, Uruguay” tiene como objetivo evaluar la precisión de los pronósticos globales de precipitación por conjunto en la cuenca del Río Negro, Uruguay, específicamente para su aplicación en la gestión de embalses gestionados por el Despacho Nacional de Cargas del país (Despacho de Cargas, organismo oficial que decide en tiempo real las fuentes que abastecen la demanda de potencia eléctrica instantánea).

En el trabajo se lleva a cabo una revisión bibliográfica detallada de los eventos meteorológicos asociados a precipitaciones en la región de estudio, así como una descripción de las características de los modelos de pronóstico por conjunto, ensembles, que se analizan. Los mismos son el del Sistema de Pronóstico de Conjunto Global (GEFS) y el del Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos a Medio Plazo (ECMWF). Junto a ello se presentan diferentes metodologías para generar pronósticos por conjunto que están operativas y tienen una gran validación en diferentes servicios meteorológicos.

Se realiza la presentación de datos observados utilizados y los pronósticos globales estudiados; detallando una metodología paso a paso para procesar los datos de precipitación, y en particular se trabaja en dos metodologías para generar pronósticos de precipitación acumuladas: en ventanas de 72 horas móviles y valores diarios. Se definen estadísticos específicos para evaluar el desempeño de los modelos junto con un estudio de significancia estadística para validar los resultados obtenidos.

En una fase posterior, se analiza un evento de precipitación en particular, en la subcuenca de mayor superficie, Bonete. Para ello, se examina la salida del modelo global GEFS y se realizan simulaciones con el modelo regional WRF para evaluar su desempeño. Se describen diferentes conceptos relacionados con la dinámica y termodinámica de la atmósfera, y se desarrolla una metodología de post-procesamiento de los resultados para generar los campos de variables meteorológicas relevantes para diagnosticar el evento en estudio y la capacidad de los modelos de simular las condiciones atmosféricas, tanto dinámicas como termodinámicas.

Los resultados obtenidos ayudan a comprender mejor las fortalezas y debilidades de los modelos globales y regionales en la predicción de eventos de precipitación en la cuenca del Río Negro. Se concluye que ambas fuentes de datos de pronóstico tienen

resultados similares y son útiles para detectar eventos de interés para la gestión de embalses. La metodología de pronóstico diario o acumulado muestra ventajas sobre la última a la hora de utilizar los pronósticos y permite detectar con mayor confiabilidad los eventos relevantes. Además, el uso de pronósticos por ensembles permite trabajar con la dispersión de los mismos, lo que resulta valioso para la toma de decisiones.

También se ha identificado que el modelo global GFES tiene dificultades en representar el potencial de inestabilidad atmosférica, mientras que el modelo regional WRF muestra mejores resultados en este aspecto. Por tanto, se sugiere seguir trabajando en mejorar las parametrizaciones de los modelos globales en la región de estudio para obtener pronósticos más confiables y precisos.

Esta tesis proporciona una valiosa comparación de las habilidades de predicción meteorológica entre dos conjuntos de modelos ampliamente utilizados y ofrece información valiosa para la gestión de sistemas hidroeléctricos en la cuenca del Río Negro, Uruguay. Además, destaca la importancia de utilizar métodos de pronóstico adecuados para mejorar la toma de decisiones en situaciones críticas relacionadas con el agua y la energía.

Índice general

Índice general	4
1. Introducción	7
1.1. Objetivos	15
2. MODELOS NUMÉRICOS GLOBALES Y REGIONALES, Y METODOLOGÍA DE PREDICCIÓN MEDIANTE ENSEMBLES	17
2.1. Modelos globales	18
2.1.1. Global Ensemble Forecast System, GEFS	20
2.1.2. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF	21
2.2. Modelo Regional Weather Research and Forecasting, WRF	23
2.2.1. Parametrización de cúmulos	25
2.3. Metodología de predicción de ensembles	28
2.3.1. Enfoque de Montecarlo	30
2.3.2. Enfoque sobre las condiciones iniciales de perturbación	31
2.3.3. Enfoque multimodelo	31
2.3.4. Enfoque de múltiples esquemas	32
2.3.5. Enfoque filtro Kalman de conjunto, EnKF	32
2.3.6. Comparación de metodologías	33
3. DATOS	34
3.1. Datos de la red pluviométrica	34
3.2. Datos de pronósticos globales	36
4. METODOLOGÍAS DE ELABORACIÓN Y EVALUACIÓN DE LOS	

PRONÓSTICOS	38
4.1. Metodologías de elaboración de pronósticos	39
4.2. Metodologías de evaluación de los pronósticos	40
4.2.1. Cálculo del Thread Score (TS)	42
4.2.2. Cálculo del Brier Score (BS)	43
4.2.3. Significancia estadística	43
5. RESULTADOS DE LA EVALUACIÓN DE PRONÓSTICOS	45
5.1. Acumulados de precipitación en 72 h móviles	45
5.2. Acumulados de precipitación diarios.	59
5.3. Análisis de Rendimiento Predictivo: TS y BS con Significancia Estadística	67
5.3.1. Threat Score	67
5.3.2. Brier Score	72
6. ESTUDIO DE UN CASO SORPRESA PARA EL MODELO GFES: EVENTO DEL 08092017	77
6.1. Análisis de altura de geopotencial y topes nubosos	78
6.2. Simulación WRF	84
6.2.1. Diagnóstico del evento	85
6.2.2. Estudio de estabilidad	94
6.3. Estabilidad vertical en la simulación GFS	103
7. CONCLUSIONES	110
Bibliografía	112
A. Acumulados en ventanas móviles de 72 hrs	119
B. Acumulados diarios hasta siete días	120
B.1. Tabla de contingencia 24 h	121
B.2. Tabla de contingencia 48 h	125
B.3. Tabla de contingencia 72 h	130
B.4. Tabla de contingencia 96 h	135

B.5. Tabla de contingencia 120 h	140
B.6. Tabla de contingencia 144 h	145
B.7. Tabla de contingencia 168 h	150
C. Metodología para el cálculo de variables dinámicas y termodinámicas.	155

Capítulo 1

Introducción

Conocer la distribución espacial y temporal de la precipitación es de suma importancia para diversas actividades entre las que se cuentan aquellas relacionadas con el pronóstico del tiempo, la hidrología, la industria y el agro.

La toma de decisiones en estas actividades, está asociada con un costo o una pérdida que muchas veces están relacionadas con el clima. Las mismas requieren de una representación confiable de la precipitación, por lo tanto es necesario conocer los errores sistemáticos de los pronósticos globales y desarrollar algoritmos de calibración que permitan reducirlos o eliminarlos. Mejorar la precisión de los pronósticos de precipitación es uno de los objetivos principales para la gestión de los embalses de Uruguay, así como para optimizar los modelos hidrológicos operativos.

En Uruguay la cuenca del río Negro participa activamente en la gestión de los embalses del país. Como se muestra en la Figura 1.1, es una cuenca transfronteriza que nace en Brasil, en el estado de Río Grande del Sur a unos 50 km al norte de la frontera con Uruguay, se ubica en el centro del país, extendiéndose de este a oeste, desembocando en el Río Uruguay. Tiene una extensión total de 850 km, un desnivel de 140 m y una superficie de 68.155 km^2 . Existen tres represas de generación de energía eléctrica, gestionadas por la Administración Nacional de Usinas y Trasmisiones Eléctricas, UTE, que es la empresa estatal encargada de la generación, transmisión y distribución de energía eléctrica en el país.

Como describe Patrone et al. (2010), el objetivo de la gestión de embalses es suministrar la información necesaria para optimizar el manejo de los embalses del río Negro, garantizando en todo momento la seguridad de las obras e instalaciones de generación y la menor afectación a terceros, tanto aguas arriba como aguas abajo de las presas.

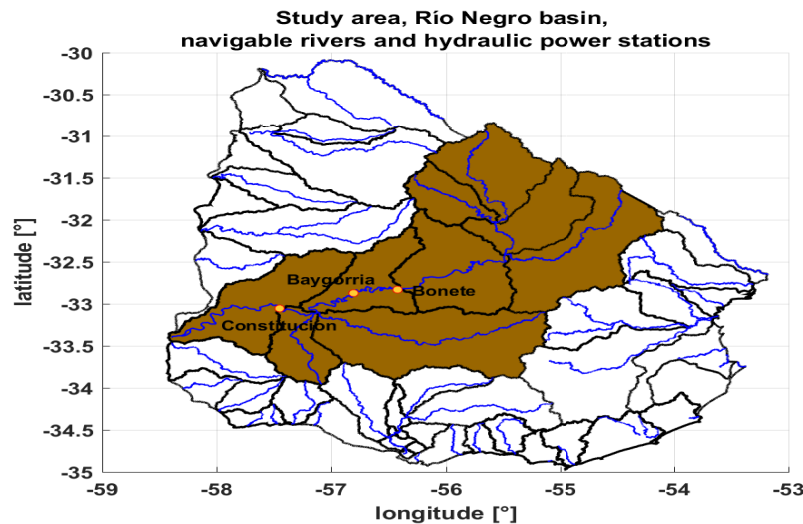


Fig. 1.1: Cuenca Río Negro, ríos navegables y represas de generación de energía eléctrica en Uruguay. Los datos para generar el mapa se obtuvieron del Ministerio de Ambiente de Uruguay (2023)

La operación del Sistema Hidroeléctrico del río Negro requiere de un adecuado conocimiento de los caudales de aporte y niveles de control, así como de los volúmenes precipitados en las distintas subcuencas que conforman la cuenca del río Negro (a efectos de realizar las previsiones correspondientes). Este conocimiento, que permite planificar la oferta energética y realizar una gestión optimizada de los embalses, se basa en la calidad y cantidad de información suministrada por la red Hidrometeorológica en servicio. Una buena red de estaciones pluviométricas ayuda a la verificación de los pronósticos numéricos, a la calibración de pronósticos probabilísticos y contribuye a la calibración de los modelos hidrológicos. Un conocimiento detallado de la distribución espacial de la precipitación es fundamental para la estimación de la humedad del suelo en la región, variable que a su vez tiene un gran impacto en la calidad de los pronósticos hidrológicos a corto plazo Gevaerd and Freitas (2006).

La red Hidrometeorológica del río Negro permite disponer de un eficaz sistema de alerta para el manejo de crecidas. En Uruguay las instituciones nacionales comenzaron a desarrollar un Sistema de Alerta Temprana de Inundaciones (SATI-UY), Silveira et al. (2018), que depende de la precisión de los pronósticos meteorológicos, puesto que la alerta con base en solamente datos medidos es útil con períodos de antelación significativamente menores.

En este contexto, es crucial investigar el patrón de lluvias en Uruguay y comprender las principales influencias atmosféricas que las generan. Para ello, examinaremos tanto el comportamiento estacional de las precipitaciones como los sistemas meteorológicos específicos que afectan al país.

El régimen de precipitaciones en Uruguay está directamente influenciado por la circulación atmosférica de las latitudes medias, que abarcan desde los 30^o hasta los 60^o. En esta región, los vientos cálidos procedentes de los trópicos se desplazan hacia latitudes más altas, donde la temperatura es más baja. Esto provoca la condensación del vapor de agua y, en consecuencia, la ocurrencia de precipitaciones. En Uruguay, el tipo de precipitación dominante varía según la temporada. Durante la estación fría, las precipitaciones son el resultado del paso de sistemas frontales, mientras que durante la estación cálida, la convección profunda desempeña un papel fundamental en la generación de precipitaciones Barreiro et al. (2021).

Según las descripciones proporcionadas por Reboita. et al. (2010), debido a la amplia extensión del continente sudamericano, se pueden identificar diferentes regiones climáticas. En la Figura 1.2, se muestra la distribución de estas regiones climáticas, y Uruguay se encuentra en la región 4. Sin embargo, el país también se beneficia de los sistemas atmosféricos que tienen lugar en la región 3.

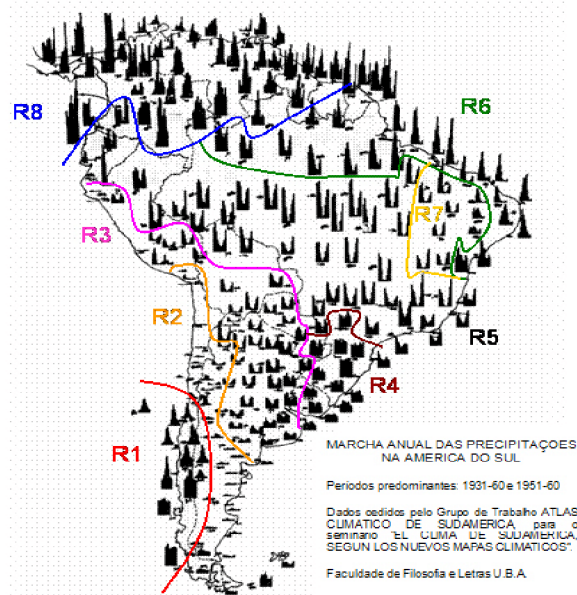


Fig. 1.2: Regionalización de los diferentes ciclos anuales de precipitación en América del Sur. **R1** corresponde al sudoeste de AS; **R2** hacia el norte de Chile, noroeste y centro-sur de Argentina; **R3** al oeste del Perú, al oeste y sur de Bolivia, al norte y centro-este de Argentina y al centro-norte de Paraguay; **R4** al sur de Brasil, sur de Paraguay y Uruguay; **R5** área del noroeste al sureste de Brasil incluyendo el Ecuador y el norte del Perú; **R6** al norte de la región norte de Brasil y litoral del nordeste de Brasil; **R7** hacia el norte de Brasil y **R8** hacia el norte de AS, incluido el estado de Roraima. Adaptada del Atlas Climático de Sudamerica.

La región 3 presenta un ciclo anual de precipitación característico de un monzón, con dos estaciones bien definidas. En verano, el calentamiento intenso de la superficie

terrestre favorece el desarrollo de la convección. Además, esta región recibe humedad y aire cálido desde latitudes tropicales debido a la presencia del "jet de capas bajas" de Sudamérica (SALLJ, por sus siglas en inglés), principalmente en verano, lo cual explica la máxima precipitación registrada durante esta temporada.

El SALLJ también favorece el desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala (MCS, por sus siglas en inglés) en el sector centro-sur de la región 3. Estos sistemas contribuyen a las altas tasas de precipitación en primavera y verano; están compuestos por un conjunto de nubes convectivas que presentan una zona de precipitación continua, la cual puede tener diferentes formas, como parcialmente estratiforme o parcialmente convectiva. Estos sistemas ocurren aproximadamente en el 41 % de los días con actividad del SALLJ y estudios basados en imágenes satelitales han demostrado que los MCS en el sureste de Sudamérica generalmente se desarrollan entre las 18:00 y las 00:00 UTC, alcanzando la etapa madura durante la noche sobre Argentina y durante el día sobre Uruguay y el sur de Brasil, Salio P. (2007). También están asociados con eventos climáticos severos Mulholland. et al. (2018).

En el sureste de la región 3, específicamente en Uruguay, se encuentra un punto crítico de formación de ciclones, de Jesus E.M. et al. (2020), debido a la presencia de la inestabilidad baroclínica de los vientos del oeste. En este lugar, los sistemas de escala sinóptica se forman cuando una vaguada en la alta atmósfera se amplifica hacia latitudes subtropicales, lo que provoca que una anomalía ciclónica se separe de los vientos extratropicales del oeste. Este proceso se ve influenciado por varios factores, como el efecto de sotavento inducido por los Andes y el transporte de humedad desde la región amazónica a través del SALLJ (jet de capas bajas sudamericano), Mendes. et al. (2010).

Además, los sistemas frontales también impactan en la región 3, aunque su frecuencia disminuye a medida que se reduce la latitud. Otros sistemas que forman parte de la región 3 son la baja del noroeste argentino (NAL) y la baja del chaco (CL). El NAL se caracteriza por ser una baja presión termal-orográfica, que se destaca por el calentamiento de la troposfera baja y media impulsado por flujos superficiales de calor sensible. Este sistema es casi permanente durante el verano como describen varios autores, Seluchi M.E. (2012), Escobar G.C.J. (2012), Fagundes et al. (2021). Por otro lado, la baja del chaco (CL) también contribuye a la dinámica atmosférica de la región 3. Ambas bajas generan gradientes de presión de bajo nivel con latitudes tropicales, lo cual favorece el desplazamiento del SALLJ hacia la región 3.

En la Región 4 (R4), que abarca el sur de Brasil, el sur de Paraguay y Uruguay, las precipitaciones se encuentran principalmente asociadas a una variedad de sistemas atmosféricos. Entre ellos se incluyen sistemas frontales, ciclones y frentes fríos, CCMs (complejos convectivos de mesoescala), sistemas ciclónicos en niveles medios conocidos como coma invertida, bloqueos atmosféricos y la influencia de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur. Estos sistemas interactúan de diversas formas y generan una variabilidad en las precipitaciones de la región, las cuales se distribuyen de manera

equitativa a lo largo del año, Reboita. et al. (2010).

Uno de los principales contribuyentes a las precipitaciones en la región son los sistemas frontales que se desplazan desde el Pacífico a través de Argentina y se dirigen hacia el noreste de Brasil. Estos sistemas han sido objeto de estudio por investigadores como Kousky (1979), Oliveira (1986), Andrade (2007). Durante el invierno en el sur de Brasil, se pueden producir al menos cuatro sistemas frontales por mes, los cuales están acompañados por una línea de inestabilidad pre-frontal que puede durar desde unas pocas horas hasta un día. Estas líneas de inestabilidad están compuestas por nubes cumulonimbus, y las más intensas están asociadas con convección profunda, lo que explica su considerable precipitación en la estación fría, de Jesus et al. (2016). En primavera y verano se pueden desarrollar en el orden de las decenas de frentes Foss et al. (2017), Cardozo et al. (2015).

Los ciclones y frentes fríos que se desarrollan en la R4 son influenciados por vórtices ciclónicos en niveles altos, así como por condiciones frontogenéticas y ciclogénicas locales. Estos fenómenos han sido estudiados por Reboita et al. (2009a), Gil (2016).

Reboita (2008) describe que la R4 se encuentra entre dos regiones ciclogénicas: la costa de Uruguay y el extremo sur de Brasil, y la costa sur/sudeste de Brasil. La precipitación en la R4 está frecuentemente asociada con sistemas ciclónicos en superficie, los cuales están relacionados tanto con la divergencia al este de las perturbaciones atmosféricas de baja presión que se desarrollan en la altura media de la atmósfera, vaguada, como con la inestabilidad frontal en superficie. Además, el transporte de humedad desde la región tropical hacia estas áreas a través del JBN (Jet de Bajo Nivel) también desempeña un papel importante en la formación de estos sistemas. Los ciclones en superficie en la R4 también pueden estar asociados con los VCANs (Vórtices Ciclónicos de Altos Niveles). Estudios realizados por Campetella (2006), Reboita et al. (2009) muestran que el sudeste del Atlántico Sur (noreste de Argentina, Uruguay y Rio Grande do Sul) es la región de mayor frecuencia de estos sistemas. Se ha demostrado que los ciclones en la costa de Uruguay y el sur de Brasil se forman asociados con estos sistemas, según Miky Funatsu et al. (2004) y Iwabe and da Rocha (2009).

Además de los sistemas mencionados anteriormente, los CCMs también juegan un papel en la generación de precipitaciones intensas en la región. Estos sistemas meteorológicos se forman en ciertas condiciones atmosféricas y son responsables de la generación de precipitaciones intensas. Salio P. (2007) ha investigado específicamente el papel de los CCMs en la región R3, mencionando que estos sistemas se desarrollan y migran hacia la región R4, provocando precipitaciones de gran intensidad. En la región R4 también se generan CCMs debido al calentamiento diferencial entre el continente y el océano en el litoral. Este calentamiento crea gradientes de temperatura que dan lugar a la formación de una célula de circulación atmosférica, según lo mencionado por Braga (2000). Durante el día, la superficie terrestre en la R4 se calienta más que el océano, lo que provoca que el flujo de aire en la superficie se dirija desde el océano hacia el continente, generando la brisa marina. Esta brisa marina transporta humedad

desde el océano hacia el continente. Por la noche, esta circulación se invierte, creándose la brisa terrestre. En este caso, el flujo de aire se dirige desde el continente hacia el océano. Esta circulación inversa también actúa como una fuente de humedad para los sistemas frontales que se acercan a la región. Los CCMs de esta región se diferencian de los sistemas de tormentas convectivas de mesoescala (MCS) en otras regiones subtropicales debido a su mayor duración, que supera las tres horas, y su tamaño, que es aproximadamente 50.000 km^2 más grande Moraes et al. (2020). Además, tienen múltiples fuentes de humedad para su formación, tanto el vapor transportado por el Jet de Bajos Niveles del Atlántico Sur (SALLJ) como el advectado por el flujo del viento norte del Atlántico Sur (SASA). Durante el invierno, los MCS pueden formarse con el paso de los sistemas frontales en la región, ya que la propagación y la intensificación de la convección ocurre a lo largo de los frentes fríos, lo que contribuye al desarrollo de los MCS, Eichholz (2011).

Los sistemas ciclónicos en niveles medios conocidos como coma invertida son vórtices ciclónicos de escala subsinóptica (500-1000 km) que adoptan la forma de una coma invertida en el Hemisferio Sur (o una coma en el Hemisferio Norte). Estos sistemas se forman en una masa de aire frío en el lado polar de la zona frontal y la corriente de chorro, y están acompañados por nubosidad convectiva asociada, según Bonatti and Rao (1987) y Hallak (2000).

Los bloqueos atmosféricos también pueden generar precipitaciones en la R4, como mencionan Marques and Rao (1999). En condiciones normales, la circulación atmosférica de latitudes medias fluctúa entre dos extremos: predominio del movimiento zonal o del movimiento meridional. Cuando un anticiclón permanece casi estacionario durante un tiempo, perturba el flujo zonal y dificulta el desplazamiento hacia el este de los sistemas atmosféricos. Esto da lugar a una bifurcación del flujo zonal en dos ramas, con componentes meridionales. A esta situación se le conoce como bloqueo atmosférico. Cuando los bloqueos se encuentran en el Pacífico Sur, cerca de los 32°S , impiden el paso de los sistemas de tiempo sobre la R4. Sin embargo, cuando se localizan más al sur, alrededor de los 60°S , el ramal norte del flujo zonal permite que los sistemas transitorios pasen sobre la R4, lo que resulta en precipitaciones elevadas, según Nascimento and Ambrizzi (2002). Un ejemplo notable de bloqueo atmosférico que afectó a la R4 ocurrió entre el 5 y el 10 de julio de 1995 en el Pacífico Sur, cerca de los 60°S . Este bloqueo provocó un aumento en las tasas de precipitación en julio en la ciudad de Rio Grande, alcanzando los 510 mm, aproximadamente cinco veces más que el valor climatológico para ese mes, según Oliveira and Saraiva (2000) y Reboita (2001). Cuando los sistemas frontales se estacionan sobre el sur-sudeste de Brasil durante más de tres días, pueden interactuar con la convección tropical, lo que da lugar a la formación de una banda de nubosidad conocida como Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). La ZCAS puede ser influenciada por la confluencia de los vientos del noreste del Anticiclón Subtropical del Atlántico Sur (ASAS), que transporta calor y humedad desde el océano Atlántico hacia el interior de Brasil, y el JBN al este de los Andes, que transporta calor y humedad desde la región amazónica hacia el sureste del AS.

La ZCAS es una característica importante de la circulación de verano en el Atlántico Sur y desempeña un papel crucial en la estación lluviosa del sudeste de Brasil. En la parte norte/noreste de la R4, la ZCAS puede causar lluvias debido a su posición climatológica, pero en el resto de la región inhibe la precipitación debido a la subsidencia, Oliveira (1986), Carvalho et al. (2004).

Estudios más recientes Ungerovich M (2019), Ungerovich M. (2022), muestran que la mayoría de los eventos extremos de precipitación en el sur de Uruguay, para el semestre cálido, están relacionados con la actividad frontal, pero también la convección es un factor importante. De hecho, en el 25 % de los eventos extremos están presentes ambos factores. También mencionan la existencia de una clase de eventos extremos donde la lluvia es convectiva y se inicia debido a la persistencia de condiciones locales extremadamente inestables causadas por un mayor transporte de humedad y aire caliente desde el norte que desestabiliza la capa límite. Esta advección es consecuencia de la corriente en chorro de capas bajas, favorecida por una divergencia positiva de 200 hPa, llega más al sur. En todos los grupos que logran clasificar encuentran que la principal fuente de humedad son la corriente en chorro de capas bajas.

Estos eventos que difieren en escala espacial y temporal deben ser pronosticados por los modelos numéricos. Sin embargo, los modelos globales de circulación, GCM, pueden subestimar ciertos eventos, como la ciclogénesis que ocurre en nuestra región de estudio, debido a que no siempre captan adecuadamente los procesos adiabáticos y circulación local. Para abordar esta cuestión, se han utilizado modelos regionales con reducción de escala dinámica para obtener pronósticos más precisos, Reboita et al. (2010) y de Jesus E.M. et al. (2020).

En el manejo de embalses, las decisiones basadas en pronósticos deterministas pueden ser arriesgadas, ya que el pronóstico puede contener errores aleatorios que afecten la calidad de la decisión. Estos errores aumentan con el tiempo y pueden dificultar la detección de eventos sorpresa, donde los datos observados difieren significativamente de los pronosticados.

Los pronósticos de precipitación a menudo presentan errores con correlaciones espaciales o temporales, lo que agrega complejidad a las predicciones, Wilks (1997), Livezey and Chen (1983). Para abordar estas incertidumbres y mejorar la precisión de los pronósticos, se han desarrollado los Modelos Globales de Predicción por Ensembles. Estos modelos realizan múltiples corridas con diferentes condiciones iniciales y parámetros para considerar la incertidumbre inherente en las predicciones.

Los Modelos Globales de Predicción por Ensembles se basan en ecuaciones dinámicas de la atmósfera y utilizan técnicas de asimilación de datos para inicializar el modelo con observaciones y mejorar la precisión de las predicciones. Gracias a su cobertura global, estos modelos son especialmente útiles para predecir fenómenos meteorológicos a gran escala, como sistemas frontales, patrones climáticos a largo plazo y eventos globales como El Niño.

Por otro lado, los modelos regionales se enfocan en áreas geográficas más pequeñas, como una región específica, un país o incluso una ciudad. Utilizan una malla de puntos más refinada y una resolución espacial más alta en comparación con los modelos globales, lo que les permite representar mejor los fenómenos locales y regionales. Los modelos regionales también incorporan datos de observación para inicializar y ajustar el modelo, aunque su dominio es más limitado en comparación con los modelos globales. Estos modelos son especialmente útiles para predecir eventos meteorológicos de corto plazo y alta resolución, como tormentas locales, características topográficas y efectos locales del terreno.

1.1. Objetivos

El propósito principal de este estudio es evaluar la precisión de los pronósticos de precipitación acumulada en la cuenca del río Negro, Uruguay, y ofrecer información útil en la toma de decisiones operativas para el Despacho Nacional de Cargas del país (Despacho de Cargas, organismo oficial que decide en tiempo real las fuentes que abastecen la demanda de potencia eléctrica instantánea). Para lograr este objetivo, se llevarán a cabo las siguientes tareas:

- Descripción y comparación de los datos observados con dos conjuntos de pronósticos globales para la cuenca de interés.
- Análisis de dos metodologías de generación de pronósticos: una orientada al cálculo de valores esperados de precipitación, y la otra, a la estimación de probabilidades de registrar precipitaciones por encima de determinados umbrales. Se considerarán ventanas móviles de 72 y de 24 horas, dentro de horizontes de pronóstico de 7 días.
- Diagnóstico de un evento en particular de precipitación en el área de estudio a partir de resultados de los modelos globales y de un modelo regional. Se elije un evento que resultó una sorpresa (precipitaciones importantes no pronosticadas) para uno de los sistemas de predicción globales utilizados.

Además, se identificarán cuatro sub-cuencas de interés operacional para el Despacho de Cargas, y se presentarán los resultados específicos para cada una de ellas. Se empleará una tabla de contingencia modificada para comparar los valores medios de los pronósticos por conjunto y analizar su calidad.

El Capítulo 2 ofrece una síntesis detallada de los principales sistemas de predicción numérica actualmente en uso, además de explorar los sistemas de perturbación de condiciones iniciales empleados para la creación de ensembles de predicciones.

El Capítulo 3 se dedica a la presentación de las fuentes de datos cruciales para esta investigación. Esto abarca tanto los datos observados de precipitación en la cuenca de interés como las bases de datos de predicciones y análisis instantáneos de los campos atmosféricos considerados.

En el Capítulo 4, se explica a fondo la metodología utilizada para generar las predicciones de precipitación, junto con las metodologías empleadas para evaluar su desempeño.

El Capítulo 5 exhibe los resultados obtenidos en las evaluaciones de los pronósticos, proporcionando un análisis exhaustivo de los mismos.

El Capítulo 6 se centra en las simulaciones numéricas del evento específico elegido, incluyendo un diagnóstico de los procesos físicos simulados, y plantea una hipótesis

sobre las razones detrás de la inesperada respuesta de uno de los sistemas globales ante dicho evento.

Finalmente, en el Capítulo 7, se presentan las conclusiones fundamentales de esta investigación, consolidando los hallazgos y proporcionando una visión general de su relevancia y contribución en el campo de estudio.

Capítulo 2

MODELOS NUMÉRICOS GLOBALES Y REGIONALES, Y METODOLOGÍA DE PREDICCIÓN MEDIANTE ENSEMBLES

En este capítulo, se llevará a cabo una exhaustiva descripción de los modelos numéricos, tanto a nivel global como regional, que se han empleado en el desarrollo de este trabajo. En cuanto a los modelos globales, se enfocará en dos destacados sistemas de predicción: el Global Ensemble Forecast System (GEFS) y el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), ambos en su configuración basada en ensembles.

Dentro de esta sección, se profundizará en la estructura y el funcionamiento de estos modelos globales, destacando sus características clave.

Asimismo, se dedicará una sección especial al Modelo Weather Research and Forecasting (WRF), el modelo regional que ha sido fundamental en el contexto de este estudio. Se analizarán en detalle un par de esquemas de parametrización de cúmulos que se seleccionaron específicamente para su aplicación en la región de interés, resaltando su importancia en la mejor representación de la convección atmosférica y las precipitaciones, mejorando la precisión de las predicciones.

Finalmente, en la parte final del capítulo, se explorarán diversas metodologías de predicción basadas en ensembles que se utilizan operativamente en varios centros de predicción del tiempo. Se realizará un análisis de sus ventajas y desventajas.

2.1. Modelos globales

A la fecha se puede decir que hace 30 años algunos centros de pronóstico comenzaron a emitir pronósticos operativos por conjuntos. Como se describe en R. Buizza (2017), las técnicas que se desarrollaron en estas décadas, buscaban generar conjuntos confiables y precisos, capaces de proporcionar información valiosa. Un conjunto es confiable cuando existe, en promedio, en muchos casos (por ejemplo, una temporada), una buena correspondencia entre una probabilidad pronosticada y la probabilidad de ocurrencia. Más precisamente, en un conjunto confiable, si se predice un evento con una probabilidad del 80 %, ocurre el 80 % de las veces cuando se realiza dicha predicción. Un conjunto es preciso cuando el error promedio de la media del conjunto es pequeño. En un conjunto confiable, la dispersión promedio es igual al error promedio de la media del conjunto. Un conjunto es nítido cuando la dispersión de los miembros del conjunto es pequeña (por lo que las probabilidades de eventos tienden a 0 o 100 %). Un buen pronóstico por conjuntos es lo más nítido posible sin dejar de ser confiable.

Inicialmente en los EE.UU., se mezclaban pronósticos que comenzaban en diferentes momentos y en diferentes días. Por su parte el ECMWF generaba conjuntos comenzando todos al mismo tiempo, pero con condiciones iniciales perturbadas de forma aleatoria. Los resultados indicaron que el método estadounidense entregó pronósticos con una calidad razonable para el rango de pronóstico medio, más allá de una semana, pero no para el rango de pronóstico más corto, ya que los pronósticos “más antiguos” eran demasiado antiguos para ser precisos. Los métodos del ECMWF no dieron buenos resultados ya que las perturbaciones aleatorias no dieron lugar a pronósticos muy diferentes: los pronósticos se mantuvieron demasiado similares para proporcionar información valiosa sobre posibles escenarios futuros.

Hoy en día, los pronósticos incluyen estimaciones de incertidumbre, indicadores de confianza que permiten a los pronosticadores estimar qué tan “predecible” es el futuro. Los pronósticos a corto y mediano plazo, los pronósticos mensuales y estacionales, e incluso los pronósticos decenales y las proyecciones climáticas se basan hoy en día en conjuntos, de modo que se puede estimar la incertidumbre asociada con el pronóstico. Además, los conjuntos se utilizan ampliamente para proporcionar una estimación de la incertidumbre del estado inicial, para estimar el error de análisis con mayor precisión.

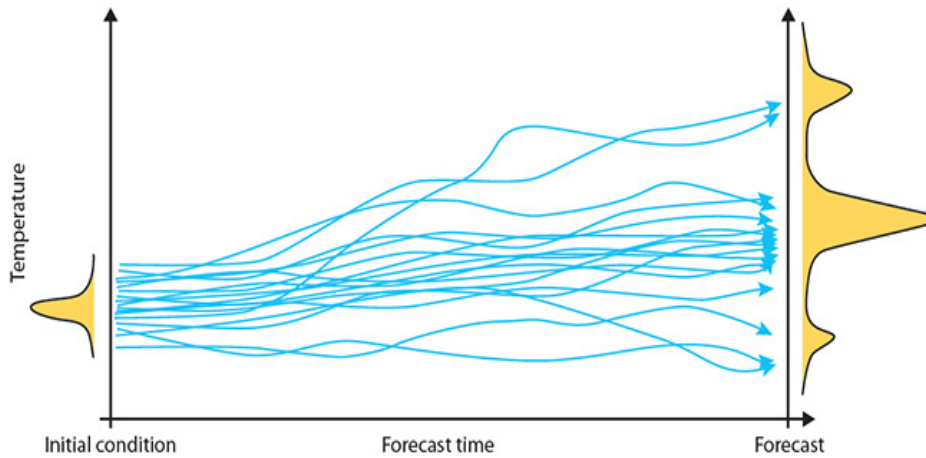


Fig. 2.1: Un conjunto de pronósticos produce una gama de posibles escenarios en lugar de un único valor predicho. La distribución de los miembros del conjunto proporciona una indicación de la probabilidad de ocurrencia de esos escenarios. Figura extraída de R. Buizza (2017)

Existen diferentes formas de simular las incertidumbres iniciales y del modelo, como veremos en la próxima sección 2.3.

En la versión inicial del conjunto global ECMWF, tal como se detalla en el estudio de Molteni et al. (1996), se simulaban las incertidumbres iniciales utilizando vectores singulares (SV, por sus siglas en inglés), que representan las perturbaciones con el crecimiento más rápido en un intervalo de tiempo finito, como se señala en el trabajo de Buizza and Palmer (1995). Sin embargo, a partir de 2008, se implementó el conjunto de asimilaciones de datos (EDA, Ensemble Data Assimilation) en conjunción con los vectores singulares, como se menciona en el estudio de Buizza et al. (2008). Estas perturbaciones basadas en EDA demostraron ser efectivas para mejorar la simulación de errores iniciales relacionados con las características del sistema de observación, como los errores de observación y la cobertura, enriqueciendo así la precisión del modelo.

En su primera versión del conjunto global, el NCEP (Centro Nacional de Predicción Ambiental, por sus siglas en inglés) optó por utilizar vectores mejorados (denominados BV, por sus siglas en inglés) en lugar de vectores singulares (SV) para simular las incertidumbres iniciales. El ciclo BV tiene como objetivo emular el ciclo de asimilación de datos. Se basa en la noción de que los análisis generados por la asimilación de datos acumularán errores que tienden a crecer en virtud de la dinámica de perturbaciones, Toth and Kalnay (1997). Por un lado los errores que tienden a permanecer constantes o a decaer se reducirán cuando los detecte un esquema de asimilación en la primera parte de la ventana de asimilación. Lo que quede de ellos se descompondrá al final de la ventana de asimilación debido a la dinámica de esas perturbaciones. Por otro lado, incluso si los errores que tienden a crecer son reducidos por el sistema de asimilación, lo que queda de ellos se habrá amplificado al final de la ventana de asimilación.

Por otro lado, el servicio canadiense adoptó un enfoque basado en el método de Monte Carlo, diseñado para simular tanto las incertidumbres iniciales originadas por errores de observación y suposiciones en la asimilación de datos, como las incertidumbres del modelo, como se menciona en el estudio de Houtekamer et al. (1996). Este conjunto canadiense se destacó al ser pionero en la inclusión de una simulación exhaustiva de las fuentes de error del modelo, buscando abarcar todas las posibles fuentes de incertidumbre.

A continuación, se presentan descripciones más detalladas de las versiones actuales de los modelos globales por conjunto que se analizarán en este trabajo: GEFS y ECMWF.

2.1.1. Global Ensemble Forecast System, GEFS

El Sistema de Pronóstico Global por Conjunto, (GEFS, por sus siglas en inglés), es una herramienta de modelado numérico global que se utiliza para generar pronósticos meteorológicos. Este modelo es desarrollado y mantenido por el Centro de Predicción del Clima del Servicio Meteorológico Nacional de los Estados Unidos, (NOAA) desde su implementación en 1993 Toth and Kalnay (1993).

Utiliza múltiples simulaciones numéricas, también conocidas como miembros del conjunto, para abordar las incertidumbres que se presentan en los datos de entrada. El objetivo principal del GEFS es cuantificar estas incertidumbres, que pueden ser causadas por una variedad de factores, como la cobertura limitada de los sistemas de observación, los sesgos de los instrumentos, y las limitaciones propias del modelo. Para abordar estas incertidumbres, GEFS genera múltiples pronósticos, cada uno de los cuales compensa un conjunto diferente de incertidumbres. Cada pronóstico se genera a partir de una serie de perturbaciones aplicadas a los datos después de que se han incorporado al modelo. Estas perturbaciones pueden ser pequeñas variaciones en la información de entrada, como la temperatura del aire, la velocidad del viento, la humedad, entre otros. Al cambiar estos valores de entrada, se generan múltiples pronósticos que ofrecen una gama de resultados potenciales, lo que permite a los meteorólogos tener una mejor comprensión de la probabilidad de ciertos eventos climáticos.

La versión del modelo GEFS que se analizó en este trabajo es la V11.0.0 disponible desde el 2015 al 2020. Como describe Zhou et al. (2017) la configuración de este modelo es Semi-Lagrangiano, con resolución horizontal TL574 (34 km) de 0 a 192 horas, TL382 (55 km) de 192 a 384 horas; y las capas verticales híbridas de presión sigma son 64, L64. Se generan archivos **pgrb** de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ cada 3 horas para los primeros ocho días de pronóstico; luego son cada 6 horas hasta dieciséis días con resolución de $1^\circ \times 1^\circ$. Las perturbaciones iniciales, disponibles cada 6 horas, se generan con el filtro de Kalman de conjunto (EnKF) Toth and Kalnay (1993). Esta versión del modelo tendería a mejorar el pronóstico de trayectoria de huracanes, como la previsibilidad de eventos meteorológicos extremos. El rendimiento del GEFS puede tener problemas de incon-

sistencia como resultado del uso del conjunto EnKF para generar las perturbaciones iniciales.

Si bien esta versión muestra mayor confiabilidad en el pronóstico de precipitación, tubo una mejora limitada en los pronósticos de precipitación probablemente porque la principal actualización del modelo GFS fue en su dinámica sin cambios significativos en los procesos físicos.

En el año 2017, los investigadores Han and Pan (2011) desarrollaron una nueva parametrización de convección de cúmulos para el modelo numérico de predicción meteorológica GFS, la cual incorpora una conciencia de escala y aerosoles. La implementación de esta parametrización logró una mejora significativa en los pronósticos de precipitación, especialmente durante la temporada de verano en los Estados Unidos continentales.

Esta nueva parametrización tiene en cuenta varios factores importantes que afectan la formación y el comportamiento de las nubes convectivas, como el flujo de masa, la relación entre el tiempo de advección y el tiempo de rotación de la convección, y la concentración del número de aerosoles. En el caso de las nubes poco profundas, el flujo de masa de la base de la nube se determina a partir de la velocidad media de la corriente ascendente.

Además, se considera la inhibición de la convección en la capa subnube como una condición de activación adicional, y la nubosidad convectiva se tiene en cuenta mediante la suspensión de nubes en la corriente ascendente. Para las nubes profundas, se utiliza el tiempo de renovación de la convección como la escala de tiempo de ajuste, y la tasa de conversión de lluvia disminuye a medida que la temperatura del aire disminuye por encima del nivel de congelación.

También se mejora el arrastre lateral en el esquema de convección profunda para suprimir más eficazmente la convección en un ambiente más seco. Como resultado de estas mejoras, la nueva parametrización muestra una mayor confiabilidad en los pronósticos de probabilidad de precipitación a corto plazo durante las estaciones cálidas, aunque no se observa una mejora clara durante las estaciones frías.

2.1.2. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF

El modelo ECMWF es una herramienta avanzada de predicción meteorológica desarrollada por el Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio (ECMWF). Desde su fundación en 1975, el ECMWF ha evolucionado para convertirse en uno de los principales centros de pronóstico del mundo.

Una de las características clave de este modelo radica en su empleo de técnicas de modelado avanzadas, tales como la asimilación de datos, con el fin de mejorar la

precisión de las predicciones. Además, utiliza una malla de alta resolución y un sistema de ecuaciones complejas para simular la atmósfera terrestre y anticipar las condiciones climáticas. Asimismo, incorpora varios procesos físicos para representar con mayor precisión el comportamiento de la atmósfera.

Otro aspecto destacado del modelo ECMWF es su conjunto de ensembles, que permite evaluar la incertidumbre en las predicciones y proporcionar mapas de predicciones probabilísticas. Esto brinda una valiosa herramienta para comprender y comunicar la variabilidad y el riesgo asociados con las predicciones meteorológicas.

En el artículo R. Buizza (2017), el ECMWF proporciona una descripción detallada del proceso que ha seguido para la generación de pronósticos por conjuntos, un enfoque que aún se emplea en la actualidad. Además, el modelo ha implementado un esquema estocástico, como se detalla en el trabajo de Buizza et al. (1999), diseñado específicamente para simular las incertidumbres del modelo, siguiendo el ejemplo establecido por el conjunto canadiense.

En lo que respecta a los enfoques principales empleados en la predicción por conjuntos, el ECMWF sigue cuatro estrategias fundamentales, tal como se detalla en el trabajo de Palmer et al. (2009). Estos enfoques son:

- **Enfoque multimodelo:** En este enfoque, se utilizan diferentes modelos meteorológicos para construir conjuntos de pronósticos. Estos modelos pueden diferir sustancialmente o solo en ciertos componentes, como el esquema de convección.
- **Enfoque de parámetros perturbados:** En este caso, todas las integraciones del conjunto se realizan utilizando el mismo modelo, pero se varían los parámetros que definen la configuración de los componentes del modelo. Un ejemplo destacado es el enfoque implementado por el conjunto canadiense Houtekamer et al. (1996).
- **Enfoque de tendencia perturbada:** Este enfoque utiliza esquemas estocásticos diseñados para simular el componente de error del modelo aleatorio. Se emplea para simular el hecho de que las tendencias solo se conocen de manera aproximada. Un ejemplo relevante es el esquema de Tendencia de Parametrización Estocásticamente Perturbada (SPPT) del ECMWF Buizza et al. (1999).
- **Enfoque de retrodispersión estocástica:** En esta estrategia se utiliza un esquema de Retrodispersión de Energía Cinética Estocástica (SKEB) para simular procesos que el modelo no puede resolver directamente. Se trata de la transferencia de energía desde escalas por debajo de la resolución del modelo hacia las escalas resueltas. Un ejemplo de esta técnica se empleó en el conjunto ECMWF, pero se desactivó en 2018 debido a la falta de beneficios significativos en su formulación actual.

El modelo ECMWF es una herramienta avanzada y completa de predicción meteorológica que continúa evolucionando para mejorar la precisión de las predicciones y proporcionar información valiosa sobre la incertidumbre en las predicciones.

2.2. Modelo Regional Weather Research and Forecasting, WRF

El modelo Weather Research and Forecasting (WRF), como se describe en Powers et al. (2017), es un sistema de modelado atmosférico diseñado tanto para la investigación como para la predicción meteorológica numérica. Se trata de un modelo comunitario de código abierto que ha sido ampliamente adoptado para fines de investigación en universidades y laboratorios gubernamentales, para pronósticos operativos por parte de entidades gubernamentales y privadas, y para aplicaciones comerciales en la industria. El desarrollo de WRF comenzó en la segunda mitad de la década de 1990 con el objetivo de construir un sistema compartido para la investigación y las operaciones, y de crear una capacidad de predicción meteorológica numérica (NWP) de próxima generación.

El sistema WRF fue desarrollado a través de una colaboración entre varias instituciones destacadas, que incluyen el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) representada por los Centros Nacionales de Predicción Ambiental (NCEP) y el Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre de la NOAA (ESRL), la Fuerza Aérea de los Estados Unidos, el Laboratorio de Investigación Naval, la Universidad de Oklahoma y la Administración Federal de Aviación.

El modelo WRF se compone de dos núcleos dinámicos, un sistema de asimilación de datos y una arquitectura de software diseñada para admitir el cálculo paralelo y la expansión del sistema. Este modelo es aplicable a una amplia variedad de situaciones meteorológicas, abarcando escalas que van desde decenas de metros hasta miles de kilómetros.

Para los investigadores, WRF ofrece la posibilidad de generar simulaciones basadas en condiciones atmosféricas reales, es decir, a partir de observaciones y análisis, así como condiciones idealizadas. El modelo proporciona pronósticos operativos como una plataforma flexible y eficiente desde el punto de vista computacional, al mismo tiempo que incorpora los últimos avances en física, matemáticas y asimilación de datos desarrollados por la creciente comunidad de investigación.

Actualmente, WRF se encuentra en uso operativo en el Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP) y en otros centros meteorológicos nacionales. Además, se utiliza en configuraciones de pronóstico en tiempo real en laboratorios, universidades y empresas, lo que refleja su relevancia y utilidad en diversas aplicaciones meteorológicas.

En este trabajo, se empleó el modelo Advanced Research WRF (ARW) Versión 4, según se detalla en Skamarock et al. (2019). ARW representa un subconjunto del sistema WRF que abarca no solo el solucionador específico, sino también una amplia gama de esquemas físicos, opciones numéricas/dinámicas, rutinas de inicialización y un paquete de asimilación de datos denominado WRFDA. ARW se caracteriza por ser un código altamente flexible, modular y portátil, que se desempeña eficazmente en diversos entornos computacionales, desde computadoras portátiles hasta supercomputadoras paralelas. Su configuración puede adaptarse con facilidad a una variedad de aplicaciones.

La riqueza de opciones disponibles en ARW para esquemas de procesos físicos y valores numéricos refleja su historia de contribuciones de la comunidad y lo convierte en una poderosa herramienta para la Predicción Numérica del Tiempo (NWP). Además, WRFDA, integrado en ARW, ofrece diversas técnicas de asimilación de datos capaces de incorporar una amplia gama de tipos de observaciones.

ARW no se limita a la predicción meteorológica básica, sino que también respalda diversas capacidades personalizadas, entre las que se incluyen WRF-Chem (química atmosférica), WRF-Hydro (modelado hidrológico) y WRF-Fire (modelado de incendios forestales).

Este modelo es capaz de realizar simulaciones atmosféricas en escalas que abarcan desde grandes sistemas convectivos hasta la escala global. Sus aplicaciones se extienden a áreas como la Predicción Numérica del Tiempo en tiempo real, el estudio de eventos meteorológicos, la investigación de procesos atmosféricos, el desarrollo de técnicas de asimilación de datos, la simulación climática regional, el modelado de calidad del aire, la interacción atmósfera-océano y la investigación de atmósfera idealizada.

La Figura 2.2 presenta una representación de los componentes esenciales del sistema ARW. El Marco de Software de WRF (WSF, por sus siglas en inglés, WRF Software Framework) constituye la infraestructura principal que alberga diversos elementos, que incluyen el solucionador de dinámica, paquetes de física, utilidades para la inicialización, WRFDA y capacidades integradas como WRF-Chem, WRF-Hydro, WRF-Fire, entre otros. Además, dentro del WSF, se encuentra el solucionador de dinámica NMM-E, que es empleado por el Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP) en el modelo operativo HWRF.

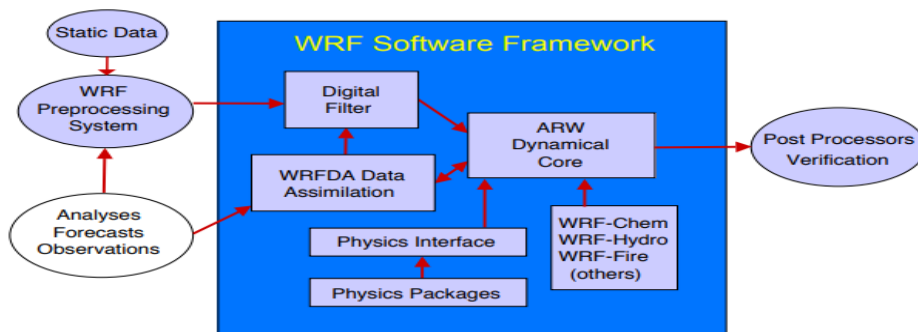


Fig. 2.2: Componentes del sistema WRF de investigación avanzada. Figura extraída de Skamarock et al. (2019)

En el contexto de este estudio, se empleó el modelo WRF para llevar a cabo el pronóstico de precipitación correspondiente a un evento de interés, el cual será detallado en la sección 6.2 del Capítulo 6.

Se llevaron a cabo evaluaciones de dos esquemas de parametrización de cúmulos con el objetivo de replicar con precisión un evento de precipitación observado en la subcuenca Bonete del río Negro, Uruguay. Esta tarea tenía como finalidad seleccionar una configuración apropiada que permitiera llevar a cabo proyecciones futuras para esta área específica. Asimismo, la posibilidad de emplear diferentes esquemas de parametrización permitió realizar comparaciones con el modelo global, lo que a su vez posibilitó una comprensión más profunda de las ventajas y desventajas inherentes a cada uno de estos enfoques.

2.2.1. Parametrización de cúmulos

Los esquemas de parametrización de cúmulos tienen la responsabilidad de representar los efectos a una escala menor de las nubes convectivas y/o poco profundas. Estos esquemas tienen como objetivo capturar los flujos verticales asociados a corrientes ascendentes y descendentes no resueltas, así como el movimiento compensatorio fuera de las nubes. Funcionan únicamente en columnas individuales donde se activan, y proporcionan perfiles verticales de calentamiento y humectación. Además, algunos pueden ofrecer tendencias de campos de nubes y precipitaciones en la columna, mientras que otros proporcionan tendencias del movimiento debido al transporte convectivo de la cantidad de movimiento. Todos los esquemas incluyen el componente convectivo de la lluvia superficial.

Las parametrizaciones de cúmulos solo son válidas para tamaños de cuadrícula más gruesos (p. ej., mayores de 10 km), donde son necesarias para liberar adecuadamente la energía potencial convectiva disponible en una escala de tiempo realista en las columnas de la cuadrícula convectiva. Por lo general, no deben usarse cuando el modelo

puede resolver por sí mismo las corrientes ascendentes convectivas profundas (p. ej., cuadrícula de ≤ 4 km).

Algunos esquemas han desarrollado la capacidad de adaptarse a tamaños de cuadrícula más finos. A medida que disminuyen los tamaños de cuadrícula, estos esquemas reducirán el efecto de la convección profunda en consecuencia, o apagarán gradualmente la convección profunda y dejarán que la convección superficial se haga cargo. Algunos esquemas de cúmulos incluyen convección profunda y superficial, mientras que otros solo incluyen convección profunda.

A continuación se describen dos esquemas diferentes que se utilizaron en este trabajo.

Kain-Fritsch

La parametrización convectiva de Kain-Fritsch, Kain (2004), ha sido modificada numerosas veces durante la última década, a partir de un esfuerzo por producir los efectos deseados en la predicción meteorológica numérica y, al mismo tiempo, hacer que el esquema sea más fiel a las observaciones y los estudios de modelado de resolución de nubes.

Las modificaciones que se han realizado en el esquema son sobre la formulación de la corriente ascendente para mejorar la capacidad del modelo de previsión numérica del tiempo de predecir la convección.

La primera de estas modificaciones consiste en la inclusión de una tasa mínima de arrastre para suprimir la iniciación convectiva en ambientes marginalmente flotantes y relativamente secos. Esta medida ayuda a evitar la formación de convección no deseada en situaciones en las que la atmósfera no tiene suficiente energía para sostener una corriente ascendente.

Otra modificación importante es el uso de un radio de nube variable según la convergencia de la subcapa de nubes. Esto ayuda a suprimir la activación convectiva profunda en entornos débilmente convergentes o divergentes y promueve la activación en regímenes fuertemente convergentes. Asimismo, se ha incorporado una profundidad mínima de nube variable según la temperatura de la base de la nube. Esta medida permite la activación de convección profunda para nubes relativamente poco profundas cuando los procesos de fase de hielo están activos.

Además, se ha introducido un nuevo algoritmo de corriente descendente basado en la humedad relativa y la estabilidad por encima de la base de la nube. Este algoritmo ha reemplazado al método anterior que estaba relacionado con el cortante vertical del viento. El nuevo algoritmo ayuda a mejorar la capacidad del modelo para predecir la formación y disipación de nubes y precipitaciones.

En última instancia, se ha realizado una modificación en el cálculo de CAPE (Con-

vective Available Potential Energy) en el modelo. Anteriormente, el cálculo se basaba en la trayectoria de una parcela de aire que ascendía sin dilución, lo que no reflejaba adecuadamente la realidad de la atmósfera. Ahora, el cálculo de CAPE se ha ajustado para basarse en la trayectoria de una parcela de aire que ha sido diluida previamente antes de ascender. Esta nueva aproximación permite una estimación más precisa del potencial convectivo disponible en la atmósfera.

Esquema de Tiedke

El esquema de parametrización de Cumulus Tiedtke fue propuesto por el meteorólogo alemán Gunther Tiedtke (1989). Este esquema se basa en la idea de que la convección atmosférica es un proceso en el que las corrientes de aire ascendentes y descendentes interactúan a diferentes escalas espaciales y temporales. En este modelo, se considera una población de nubes donde el conjunto de nubes se describe mediante un modelo masivo unidimensional, como lo aplicaron Yanai et al. (1973), en el que se incluyen corrientes descendentes a escala de cúmulos.

Además, se representan varios tipos de convección, incluyendo convección penetrante en conexión con flujo convergente a gran escala, convección superficial en condiciones suprimidas como cúmulos de vientos alisios y convección de nivel medio como convección organizada extratropical asociada con aire potencialmente inestable por encima de la capa límite y ascenso a gran escala.

Para determinar el flujo de masa de nubes a granel, el modelo asume que la convección de penetración y la convección de nivel medio se mantienen por la convergencia de humedad a gran escala, mientras que la convección superficial se mantiene por el suministro de humedad debido a la evaporación superficial. Estos supuestos de cierre permiten producir campos realistas de calentamiento por convección y parecen estar en equilibrio con los datos reales de NWP (Numerical Weather Prediction), ya que no inician procesos de ajuste fuertes (spin-up) de manera global.

Este esquema también ha sido modificado en Zhang et al. (2011) para mejorar la representación de las nubes de la capa límite marina (MBL) sobre el Pacífico sureste.

El modelo con el esquema Tiedtke modificado logró capturar exitosamente las principales características de la estructura de la MBL y las nubes bajas sobre el Sudeste del Pacífico. Esto incluyó la distribución geográfica de las nubes de la MBL, la transición del régimen de nubes y la estructura vertical de la MBL. A sido más efectivo en representar cómo se desarrolla la convección en la superficie de la atmósfera, lo que a su vez influye en cómo se forman y distribuyen las nubes bajas en la Capa Límite Marítima (MBL) sobre el Sudeste del Pacífico (SEP). Los experimentos adicionales que se han realizado, variando los esquemas de parametrización de la capa límite planetaria (PBL) para evaluar su impacto en la estructura de la MBL y las nubes bajas sobre el SEP, demostraron que la característica básica de esta estructura no era especialmente

sensible a la elección del esquema PBL.

2.3. Metodología de predicción de ensembles

En meteorología se han desarrollado los pronósticos por conjunto, ensembles, para proporcionar un valor objetivo de la incertidumbre del pronóstico y también poder aportar mejores advertencias sobre los eventos denominados “sorpresa”, que son los que tienen una importancia en la pérdida económica. De esta forma se logra tener una mayor cantidad de información en el proceso de decisión y tomar medidas en condiciones climáticas extremas.

La técnica de pronóstico por conjuntos se introdujo a principios de la década de 1990 en diferentes centros operativos, como el Centro Europeo para el pronóstico del tiempo a medio plazo (ECMWF) (Palmer et al. (1992); Molteni et al. (1996)); el Centro Nacional de EE.UU. para Predicción Ambiental (NCEP) (Toth and Kalnay (1993); Tracton and Kalnay (1993)); y la Recherche en Prévision Numérique (RPN) en Canadá, Houtekamer et al. (1996).

Con el desarrollo de los conjuntos, ya sea para pronósticos a corto y mediano plazo, en escalas de tiempo mensuales y estacionales, o para análisis que proporcionan estimaciones del estado inicial, los pronosticadores y usuarios, comenzaron a recibir estimaciones confiables y precisas del rango de los posibles escenarios a futuro, y no solo con una sola realización del futuro. Si bien un solo pronóstico determinista será de calidad suficiente la mayor parte del tiempo, es insuficiente en eventos extremos. Si una decisión se basa en un pronóstico determinista, existe el riesgo de que la decisión sea aleatoria, porque es probable que el pronóstico utilizado para la decisión tenga un error aleatorio.

La información que brindan los pronósticos por conjuntos, es más completa que los pronósticos únicos y deterministas. Esto se debe principalmente al hecho de que brindan probabilidades para que ocurran diferentes eventos, dando así información más completa sobre escenarios meteorológicos futuros. También tienen la capacidad de proporcionar pronósticos sucesivos más consistentes; es decir, menos cambiantes. Por ejemplo, los pronósticos consecutivos de promedio por conjuntos emitidos con 24 horas de diferencia y válidos al mismo tiempo generalmente difieren menos que los pronósticos individuales correspondientes, como el pronóstico de alta resolución o el pronóstico de control por conjuntos que es el miembro del conjunto ‘más probable’. Al utilizar todo el conjunto, se promedian las características impredecibles y se pueden extraer las características predecibles. Los pronósticos por conjuntos resultan necesarios ya que la atmósfera es un sistema caótico, donde pequeños errores en las condiciones iniciales pueden crecer rápidamente y afectar la previsibilidad. Además, se suman los errores del modelo vinculados a la simulación de los procesos atmosféricos de los modelos numéricos. La predicción por conjuntos es una forma factible de complementar

un pronóstico determinista único.

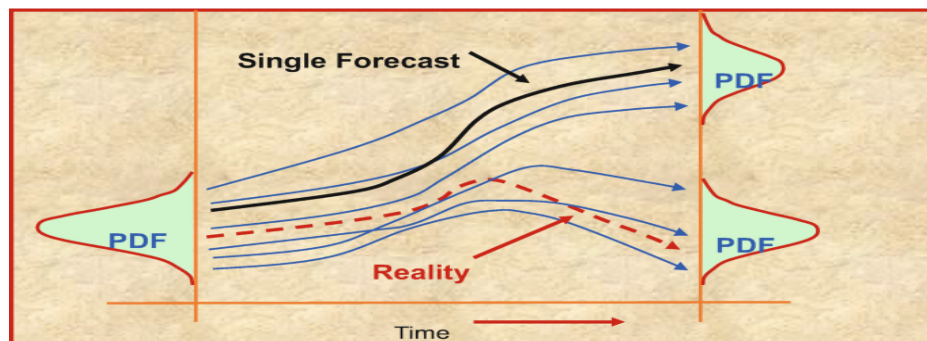


Fig. 2.3: Esquema de predicción por conjunto. Figura extraída de Du and otros (2018)

Desde el inicio de la predicción meteorológica numérica, se sabe que hay algunos casos en los que los errores de pronóstico son pequeños incluso para rangos de pronóstico largos, y otros en los que incluso un pronóstico de 1 día es incorrecto. Esta experiencia señala que, debido a la naturaleza caótica de la atmósfera, incluso los pequeños errores iniciales pueden crecer muy rápidamente y afectar la calidad del pronóstico en un rango muy corto.

Las investigaciones, desde los años ochenta, han demostrado que la única forma factible de conocer si dado un pronóstico, el clima futuro será más fácil o más difícil de predecir que el promedio, es decir, contar con un nivel de confianza aceptable, era utilizar el enfoque de conjuntos para abordar este problema.

El pronóstico de conjunto consiste en una colección de pronósticos que intentan darse cuenta de las posibles incertidumbres en un pronóstico numérico. Un conjunto diseñado adecuadamente debe ser una aproximación finita de la función de densidad de probabilidad del estado atmosférico. En otras palabras, cada miembro del conjunto es un estado igualmente probable de la atmósfera real, Cheung (2001). El desempeño del pronóstico por conjuntos está fuertemente vinculado a la calidad del modelo y el sistema de asimilación utilizado para generar las condiciones iniciales; la asimilación de un número creciente de observaciones; la estrategia para simular las incertidumbres iniciales y del modelo; y la configuración del pronóstico por conjuntos. Los conjuntos también proporcionan información muy valiosa en escalas de tiempo más largas.

La idea principal detrás de un enfoque de conjunto es muy simple: generar N pronósticos, cada uno de ellos diseñado para tener en cuenta las posibles incertidumbres, y usar los N pronósticos para estimar el rango de resultados posibles y/o el conjunto de valores más probable, y/o la probabilidad de que la temperatura (u otras variables) sea mayor o menor que cierto valor. La media del conjunto puede entonces actuar como un filtro no lineal de modo que su habilidad sea mayor que la de los miembros individuales en un sentido estadístico Toth and Kalnay (1997).

El diseño de los conjuntos se basa en que puedan simular las fuentes de errores de pronóstico vinculados a la condición inicial y las incertidumbres del modelo. Las incertidumbres del modelo surgen porque los modelos que usamos para generar pronósticos meteorológicos son imperfectos, simulan solo ciertos procesos físicos en una malla finita y no resuelven todas las escalas y fenómenos que ocurren en el mundo real. Las incertidumbres de la condición inicial surgen porque las observaciones se ven afectadas por errores de observación y no cubren todo el globo con una densidad y frecuencia uniformes. Además, el proceso de estimación del estado inicial del sistema, a partir del cual se calcula un pronóstico, se basa en algunas suposiciones y aproximaciones estadísticas.

El método para producir perturbaciones depende del sistema particular en consideración y su escala espacial asociada. El enfoque de conjunto requiere que la distribución de las perturbaciones sea cercana a la de los errores del estado inicial. Esta distribución en general es desconocida y explica por qué la metodología de perturbación es fundamental para cualquier discusión sobre el pronóstico por conjunto.

A continuación se describen diferentes métodos para realizar las perturbaciones que darán lugar al conjunto de pronósticos. Las mismas se pueden encontrar en el libro de Du et al. (2017).

2.3.1. Enfoque de Montecarlo

Este enfoque es estrictamente estadístico, consiste en agregar ruido aleatorio al análisis original como perturbación. Se busca producir múltiples muestras aleatorias de un resultado esperado, construir una función de densidad de probabilidad (PDF) y analizar el comportamiento estadístico del resultado.

Con este método se logran generar una gran cantidad de miembros, aunque no es comparable con el número de grados de libertad de la atmósfera. Se ha utilizado bastante en la predicción a medio y largo plazo. Es poco útil para modelar sistemas altamente inestables como las ondas baroclínicas de latitudes medias, Toth and Kalnay (1993). El ruido aleatorio es difícil de organizar en estas estructuras inestables, que a menudo el conjunto pasa por alto.

Otra desventaja es que la PDF inicial debe ser conocida y se muestrea al azar, lo que tiene sus costos computacionales. También está la incertidumbre sobre qué valor debe asignarse a cada miembro. Para explorar esta incertidumbre se requiere una gran cantidad de muestras; y las simulaciones correspondientes, para generar una PDF realista. Las perturbaciones añadidas al análisis de control son puramente aleatorias, lo que no resulta ser efectivo ya que los errores reales en un análisis están correlacionados espacialmente.

Anderson (1996), demostró que los pronósticos por conjuntos que utilizan como condición inicial solo información sobre la observación y la distribución del error de

observación (es decir, los métodos tradicionales de Montecarlo) difieren de los que usan información adicional sobre la estructura local de los modelos de pronóstico. Los primeros, presentan errores persistentes a lo largo de todo el período de integración. Esta es la razón por la que el enfoque de Montecarlo no se adopta como esquema operativo para generar perturbaciones en los principales centros de pronóstico numérico del tiempo, como el National Centers for Environmental Prediction (NCEP) y el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), donde el principal objetivo es la predicción de mediano plazo y latitudes media.

2.3.2. Enfoque sobre las condiciones iniciales de perturbación

En este caso las condiciones iniciales son perturbadas. El sistemas de predicción por conjuntos (Ensemble Prediction System, EPS) más largo en operación para el pronóstico del clima a mediano plazo es el enfoque de perturbación de vectores generados en el NCEP, introducido por Toth and Kalnay (1993). Este método se basa en el argumento de que las perturbaciones de rápido crecimiento se desarrollan naturalmente en un ciclo de asimilación de datos y continuará creciendo como errores de pronóstico de corto y mediano alcance.

Una estrategia similar se ha desarrollado y entró en funcionamiento en el ECMWF en 1995. Este utiliza un método basado en un vector singular (SV) para identificar las direcciones del crecimiento de perturbación más rápido, Buizza and Palmer (1995) y Molteni et al. (1996). Los SV maximizan el crecimiento durante un intervalo de tiempo finito y, en consecuencia, se espera que dominen los errores de pronóstico al final de ese intervalo y posiblemente más allá.

En Palmer et al. (1997) se sugiere que a corto plazo (hasta el día 3), puede ser posible complementar los SV a largo plazo con vectores en los que el crecimiento de las perturbaciones iniciales se dirigen a un área específica o tiempo de interés como crecimiento maximizado en el día 3. Esto es de utilidad particularmente en la industria de la energía, predicción eólica y fotovoltaica que necesita conocer la incertidumbre en un continuo, es decir, en cada paso del pronóstico.

2.3.3. Enfoque multimodelo

En este caso se utiliza la salida de muchos modelos de pronóstico deterministas diferentes para crear un conjunto. El inconveniente de este enfoque es que es probable que un conjunto de modelos múltiples sea bastante poco dispersivo, porque los modelos deterministas generalmente suprimen los extremos, o eventos sorpresa, y, por lo tanto, generan muy poca propagación. Sin extremos, la propagación del pronóstico no se parecerá a una incertidumbre realista y la PDF será sesgada. Para superar esta asimetría, se necesitan metodologías de post-procesamiento. Existen otras desventa-

jas, como la dificultad de mantener y/o recopilar datos de salida de muchos modelos diferentes.

Un ejemplo de un conjunto multimodelo operativo es el Poor-man's Ensemble System (PEPS), un proyecto iniciado por EUMETNET y respaldado operativamente por el servicio meteorológico alemán (DWD), Heizenreder et al. (2006).

2.3.4. Enfoque de múltiples esquemas

El horizonte de previsibilidad para la precipitación, así como para otras variables cercanas a la superficie, como el viento, la radiación, la temperatura, es más corto que para parámetros más conservadores como la presión media del nivel del mar, la altura geopotencial o incluso la temperatura de nivel superior. Aquellos procesos que no pueden resolverse explícitamente en los modelos numéricos tienen que aproximarse a través de diferentes esquemas de parametrización, y son exactamente estos esquemas las principales fuentes de error del modelo.

La forma de la distribución del conjunto, la corrección y la consistencia de la distribución de probabilidad de los miembros del conjunto de múltiples esquemas depende estrechamente de la elección de los procesos que se calculan de manera diferente dentro del modelo de predicción numérica. Si los procesos elegidos que tienen formulaciones variadas no están directamente conectados a las variables que están bajo foco, la estimación de incertidumbre y la habilidad del conjunto para predecir la incertidumbre de variables específicas pierde su valor.

Se ha demostrado que este enfoque es el único que combina las ventajas del cálculo de la incertidumbre física con un esfuerzo computacional razonable. Los procesos físicos y dinámicos específicos se calculan con enfoques diferentes, pero físicamente equivalentes.

Un ejemplo de un sistema de pronóstico operacional de esquemas múltiples es el Sistema de Predicción de Conjuntos de Esquemas Múltiples de WEPROG o "MSEPS".

2.3.5. Enfoque filtro Kalman de conjunto, EnKF

Es un método numérico utilizado para realizar pronósticos en sistemas dinámicos complejos y no lineales. Este enfoque tiene su base en el cálculo de la covarianza del error. La dificultad en el enfoque radica en que se desconoce el verdadero estado de la atmósfera. Esto hace que la estimación de la covarianza del error sea difícil y costosa. En ausencia de diferencias entre el modelo y la atmósfera o entre la estadística del error de observación real y supuesta, el EnKF debe mantener estadísticas de conjunto que sean representativas del error real en la media del conjunto.

2.3.6. Comparación de metodologías

En la Tabla 2.1 se detallan las características de cada enfoque presentado en las secciones anteriores.

Enfoque	Simulaciones de monte carlo	Cond. Ini. Perturbadas	Conjunto de filtros kalman	Multimodelo	Multiesquema
Método	Estadístico	Estadístico	Estadístico	Físico	Físico
Diferencias entre miembros	Perturbaciones estadísticas aleatorias de las condiciones iniciales (Análisis)	Perturbaciones estadísticas de vectores singulares de ecuaciones linealizadas, vectores de Lyapunov (Bred) no linealizados	Covarianza del error de pronóstico	Cada miembro es un modelo NWP individual	Cálculo de diferentes procesos dentro de un kernel modelo NWP
Aplicación de las perturbaciones	Simulaciones aleatorias para formar PDF	Las diferencias se generan a partir de la perturbación de las condiciones iniciales (Análisis)	Las diferencias son el resultado de las matrices de error de covarianza de las condiciones iniciales.	Los modelos así como las condiciones iniciales son diferentes.	Perturbaciones de las condiciones iniciales y procesos físicos y dinámicos dentro del modelo NWP
No. de miembros	Limitado	Limitado	Computacionalmente limitado	Ilimitado	Ilimitado
Gastos (técnicamente)	Grande, debido a la simulación aleatoria de la incertidumbre	Razonable porque solo se requiere 1NWP	Bajo para conjuntos pequeños, grande para conjuntos más grandes	Se requiere un gran mantenimiento de muchos modelos.	Manejable 1 NWP con muchos esquemas
Deficiencias	Gran esfuerzo computacional para crear una incertidumbre válida	Requiere calibración para muchas aplicaciones	Computacionalmente caro para evitar la endogamia	Miembros sintonizados deterministas, extremos suprimidos.	Costoso computacionalmente

Tab. 2.1: Comparación de diferentes enfoques de pronóstico por conjuntos. **Nota:** Adaptado de Du et al. (2017).

Capítulo 3

DATOS

En este capítulo, se llevará a cabo una descripción detallada de los datos fundamentales que constituyen la columna vertebral de esta tesis. Estos datos se dividen en dos categorías: los datos observados, adquiridos a través de la red pluviométrica de UTE, Sección 3.1; y los pronósticos globales generados mediante ensembles, que han sido objeto de análisis en el marco de esta investigación y se presentarán en detalle en la Sección 3.2.

Este capítulo será esencial para comprender la calidad y la confiabilidad de las fuentes de información utilizadas en este estudio, y proporcionará una base sólida para las evaluaciones y conclusiones que se desarrollarán en los capítulos subsiguientes. A través de una exploración minuciosa de los datos observados y los pronósticos globales, se sentarán las bases para el análisis y la interpretación de los resultados que conformarán el núcleo de esta tesis.

3.1. Datos de la red pluviométrica

Los datos de precipitación fueron provistos por la sección de hidrología de la UTE y pertenecen a la red pluviométrica en servicio en la cuenca del río Negro. Son valores acumulados en 24 horas medidos a las 10 UTC, para el período 2015-2020. La red pluviométrica está bien distribuida y lo suficientemente densa como para proporcionar datos históricos consistentes y estadísticas sólidas sobre el régimen climático de la región.

En la Figura 3.1 se muestran las subcuencas que se analizan junto con los pluviómetros en servicio durante el período de estudio. Los pluviómetros están ubicados en cada subcuenca para medir la precipitación en cada una de ellas. Estos instrumentos son importantes en la medición de la precipitación, ya que proporcionan información precisa y confiable sobre la cantidad de agua que precipita en la región. Los datos

observados fueron reportados para las diferentes sub-cuencas que integran la cuenca del río Negro, por lo que para obtener el dato en las sub-cuencas de interés: Bonete, Baygorria, Constitución y Mercedes; se promediaron los valores diarios observados que pertenecen a cada sub-cuenca.

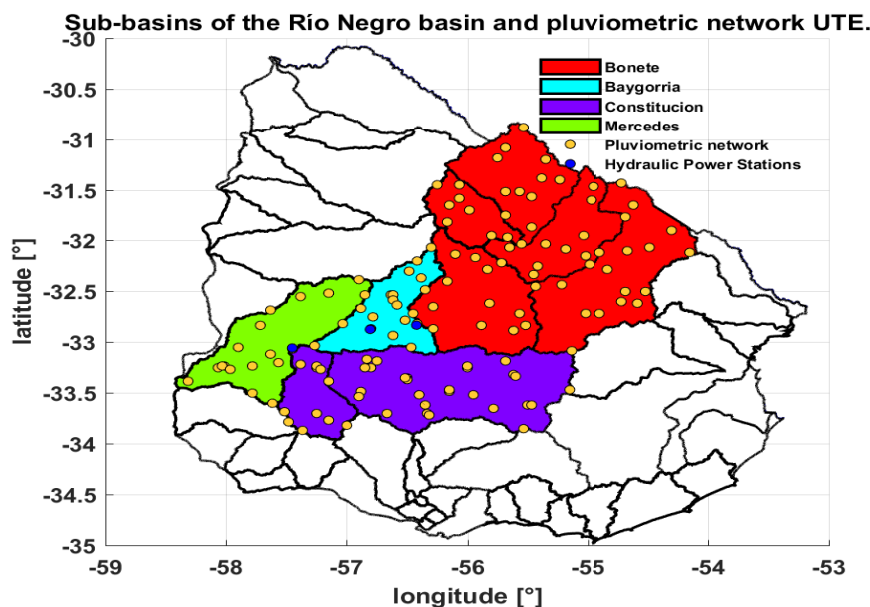


Fig. 3.1: Sub-cuencas de la cuenca Río Negro y red pluviométrica de UTE.

Las subcuencas que serán analizadas también son importantes porque representan áreas específicas dentro de la cuenca del río Negro que pueden tener características únicas en cuanto a la cantidad y la distribución de la precipitación. En la Tabla 3.1 se proporciona información sobre el área de cada una.

Subcuenca	Área [km^2]
Bonete	36508
Baygorria	5485
Constitución	17515
Mercedes	8647

Tab. 3.1: Área [km^2] de cada subcuenca.

La calidad de los datos observados fue controlada por personal de la Gerencia de Generación Hidráulica de UTE, analizando la consistencia de los resultados de modelos hidrológicos operativos que utilizan estos datos con las correspondientes observaciones.

Estos datos son de gran importancia para la hidrología y la gestión del agua en la región, ya que la precipitación es un factor clave en la determinación del caudal de los

ríos y la disponibilidad de agua para diversos usos. Los datos observados de precipitación también son fundamentales para la planificación de infraestructuras hidráulicas y para la prevención de inundaciones y sequías.

3.2. Datos de pronósticos globales

En este estudio, se analizaron los datos de pronósticos provenientes de la base de datos TIGGE (The THORPEX Interactive Grand Global Ensemble), Bougeault et al. (2010), una iniciativa del Programa Mundial de Investigación Meteorológica (WWRP). Es una base de datos climática global que almacena datos de pronósticos numéricos de las principales agencias meteorológicas del mundo, como el Centro Europeo de Predicción del Tiempo a Medio Plazo (ECMWF), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) de EE. UU., el Centro Canadiense de Modelado y Análisis Climático (CMC) y el Centro Meteorológico de Japón (JMA).

Las variables meteorológicas que podemos encontrar son la temperatura, la humedad, la presión atmosférica, la velocidad del viento, la precipitación, la radiación solar, entre otras. Estos datos son muy valiosos para la investigación climática y la predicción meteorológica, ya que permiten analizar la variabilidad y la tendencia del clima a nivel global, regional y local. La base de datos TIGGE está disponible para su acceso público en línea a través del Servicio de Datos Climáticos del Centro de Investigación Conjunta de la Comisión Europea (JRC), lo que significa que cualquier investigador, científico o persona interesada en la climatología puede acceder a ella y utilizarla para sus estudios y análisis.

Los pronósticos utilizados en este estudio fueron el del Sistema de Pronóstico Global (GFS, siglas en inglés) del Servicio Nacional de Meteorología de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), Climate and Branch (2003), y el pronóstico del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a mediano plazo, (ECMWF, European Center for Medium Range Weather Forecasts), Hewson (2019), ambos modelos numéricos de pronóstico del tiempo de gran escala. Como se desarrolló en la Sección 2.1, estos modelos generan pronósticos a través de un conjunto de miembros, también conocidos como pronósticos por ensemble, que son diferentes corridas del modelo con ligeras variaciones en las condiciones iniciales.

Para el período analizado, el modelo GFS contaba con un conjunto de 20 miembros, mientras que el ECMWF tiene un conjunto de 50 miembros, y ambos cuentan con una corrida de control, que no se utilizó en este estudio. La inicialización que se analizó fue la de las 00UTC y la grilla de resolución espacial de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$, lo que significa que la región estudiada se dividió en una malla de cuadrícula con una separación de 0.2 grados de latitud y longitud representada en la Figura 3.2. Esta resolución espacial no está disponible operativamente para los modelos elegidos, pero la base de datos TIGGE da la posibilidad de consultar una grilla específica interpolada, donde cada

centro meteorológico responsable de esos modelos puede aplicar sus propias técnicas de interpolación para proporcionar información en ubicaciones específicas. El horizonte de pronóstico que se estudió se extendió hasta 7 días, y en su formato original, se presentaron como acumulados de precipitación en mm, cada seis horas.

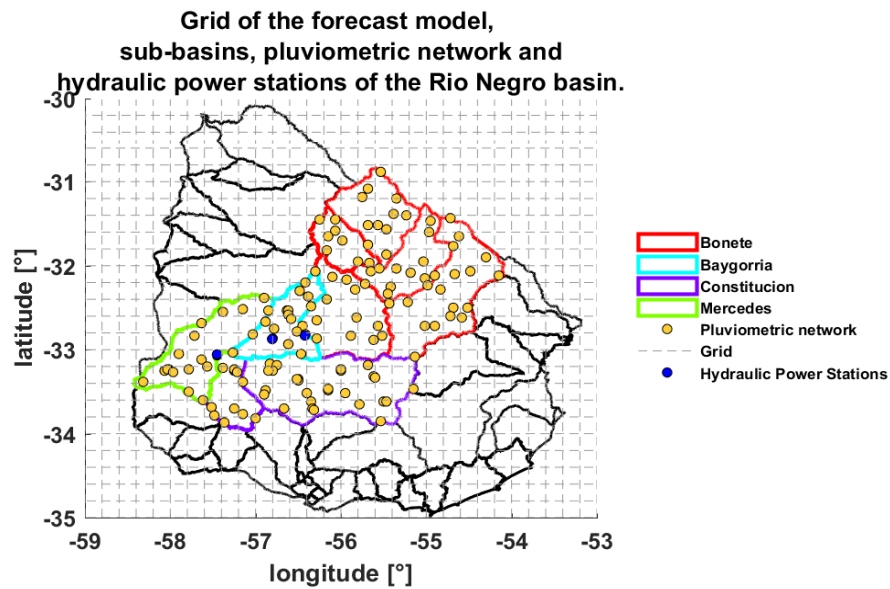


Fig. 3.2: Subcuencas de la cuenca de río Negro, red pluviométrica UTE y grilla espacial de los modelos de pronóstico: $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Capítulo 4

METODOLOGÍAS DE ELABORACIÓN Y EVALUACIÓN DE LOS PRONÓSTICOS

En este capítulo se describe la metodología que se ha llevado a cabo en los datos, para elaborar los pronósticos de precipitación acumulada en los intervalos de tiempo y umbrales de interés, y la metodología para la evaluación de los mismos.

Los pronósticos meteorológicos por conjunto consideran múltiples escenarios posibles basados en diferentes modelos matemáticos y físicos, así como diversas fuentes de datos observados. Cada uno de estos escenarios puede proporcionar un pronóstico medio. Sin embargo, debido a la complejidad de la atmósfera y la imposibilidad de conocer todos los factores que influyen en el clima, estos pronósticos contienen incertidumbre.

La incertidumbre en un pronóstico puede variar de un día a otro según la situación sinóptica, que es el estado de la atmósfera en un momento y lugar específico. Por lo tanto, contar con pronósticos por conjuntos, es decir, un conjunto de pronósticos cuyas condiciones iniciales difieren ligeramente entre sí, puede proporcionar una estimación de esta incertidumbre día a día.

Como sugiere Palmer et al. (1992), la media del conjunto mejorará el pronóstico solo hasta que se produzca un cambio de régimen, o un cambio en el patrón de onda larga. Esto se ilustra muy bien utilizando el modelo simple de Lorenz (1963). Cualitativamente, si la dispersión del conjunto es pequeña, tendremos más confianza en que la media del conjunto está cerca del estado final de la atmósfera. Por el contrario, si los miembros del conjunto son muy diferentes entre sí, el estado futuro de la atmósfera es más incierto y la media del conjunto puede no ser una buena estimación del resultado más probable.

A continuación, describimos la metodología para realizar predicciones en base a los ensembles de los sistemas NCEP y ECMWF, Sección 4.1, y luego describimos las metodologías de evaluación de los mismos, Sección 4.2. Los resultados de estas evaluaciones junto con un análisis detallado se presentarán en el capítulo siguiente.

4.1. Metodologías de elaboración de pronósticos

Para comprender mejor el comportamiento de los modelos de pronóstico en la región de estudio, se definieron diferentes combinaciones de los pronósticos. Esta decisión fue tomada debido a que en la actividad operativa es útil combinar los pronósticos de cierta manera, más allá de utilizarlos individualmente. Considerado esto, procederemos de la manera que indicamos a continuación:

En primer lugar, se consideran promedios de los ensembles de cada modelo global considerado (NCEP y ECMWF), así como combinaciones de ambos; según se indica en la Tabla 4.1. Cada uno de los valores medios indicados representará una estimación del valor esperado de la precipitación para cada cuenca y horizonte de pronóstico que se desee considerar.

Nombre	Descripción
NCEP	promedio de 20 miembros
ECMWF	promedio de 50 miembros
ENS70	promedio de 70 miembros
ENSMED	promedio de la media de cada pronóstico

Tab. 4.1: Combinación de pronósticos.

En segundo lugar, se utilizan los miembros individuales de los ensembles considerados para realizar una estimación de la probabilidad de que las precipitaciones excedan determinados umbrales, para las cuencas y horizontes de pronóstico que se consideren.

La metodología para obtener este pronóstico de probabilidades que proponemos se basa en un post-procesamiento a los ensembles, que busca que en el largo plazo la desviación estándar de las anomalías de los ensembles sea parecida a la del error del pronóstico medio. De todos modos, en diferentes días individuales, las respectivas dispersiones de los ensembles se mantendrán diferentes entre si.

A estos fines, por un lado calculamos las anomalías de los ensembles: en cada instante dentro del horizonte de pronóstico se calcula la diferencia entre el valor de precipitación de cada miembro del ensemble, y la media de ese valor calculada entre todos los miembros. Calculamos la desviación estándar de estas anomalías en el largo plazo, es decir, considerando todos los días pronosticados y todos los miembros de los ensembles. Luego definimos un coeficiente k , que es la relación entre la desviación estándar

del error del pronóstico medio (desvío de la diferencia entre el pronóstico medio y la precipitación observada) y la desviación estándar de las anomalías de los ensembles referida antes:

$$k = \frac{std(\text{error del pronóstico medio})}{std(\text{anomalías de los ensembles})}$$

Con este coeficiente construimos un pronóstico de precipitación corregido por umbral, afectando las anomalías de los ensembles por el coeficiente k correspondiente y luego le sumamos el pronóstico medio diario. La corrección aplicada puede amplificar o reducir el cono de los pronósticos por conjuntos, manteniendo el valor medio de los mismos, permitiendo distinguir la mayor o menor incertidumbre de días en particular, y escalando la dispersión de los ensembles de modo que en el largo plazo coincida con la del error del pronóstico medio. De otro modo, la dispersión de los ensembles podría subestimar o sobreestimar sistemáticamente la incertidumbre de los ensembles.

Finalmente, el pronóstico probabilístico se calcula sobre este nuevo pronóstico, identificando el porcentaje de ensembles que se encuentran por encima del umbral definido.

4.2. Metodologías de evaluación de los pronósticos

En esta sección hablaremos sobre la metodología realizada a los pronósticos por conjunto para evaluar su habilidad.

En este trabajo se pretende evaluar la capacidad de los pronósticos de precipitaciones al *observar o pronosticar* eventos que superen ciertos umbrales de interés, específicamente de 10, 15, 20, 40 y 50 mm/día. Para ello, se analizarán los acumulados de precipitación en ventanas móviles de 72 horas, así como los acumulados en un periodo de 24 horas hasta siete días después de inicializado el pronóstico. Dado que se dispone de hasta siete días de pronóstico, se podrán analizar hasta cinco ventanas móviles de 72 horas, y en este caso los umbrales son 10, 15, 20, 40 y 50 mm/72 horas.

El análisis de los acumulados de precipitación en diferentes intervalos temporales resulta necesario debido al comportamiento hidrológico de cada cuenca. Es necesario considerar el ciclo y flujo del agua en una región geográfica específica, desde el momento en que ocurre la precipitación hasta que el agua se desplaza a través de arroyos y ríos, con el fin de administrar los recursos hídricos de manera eficiente y prevenir eventos catastróficos como inundaciones y sequías.

En este contexto, se ha optado por emplear una ventana temporal de 72 horas debido a las características físicas e hidrológicas particulares de las cuencas bajo estudio. La información recopilada en este periodo permitirá evaluar la precisión de los pronósticos en diversas situaciones y momentos, lo cual reviste importancia al tomar decisiones relacionadas con la gestión de embalses. Esta información adicional sobre el estado

de la atmósfera y su potencial comportamiento futuro resulta valiosa para la toma de decisiones informadas.

El post-procesamiento se realiza para cada subcuenca, Figura 3.1, y se calcula la Tabla de contingencia 4.2, una herramienta estadística que se utiliza para mostrar la relación entre dos variables categóricas. Se enumeran las diferentes combinaciones de categorías de ambas variables y se muestra el número de observaciones que corresponden a cada combinación.

	Observado	No Observado
Pronóstico	Acierto	Falsa Alarma
No Pronóstico	Sorpresa	Correctos Negativos

Tab. 4.2: Tabla de contingencia.

En este caso para cada umbral de interés, se calculan las cantidades de *acierto*, *sorpresa* y *falsa alarma* cuyas definiciones se detallan en la Tabla 4.3. También se genera un diagrama de dispersión de los datos observados vs. pronosticados para visualizar el rendimiento de los modelos, donde fijando un umbral de precipitación, se pueden ubicar las cantidades de acierto, sorpresa y falsa alarma, Figura 4.1.

Acierto	se refiere a la proporción de veces que el pronóstico y la observación coinciden en cuanto a si ocurre o no una precipitación por encima del umbral seleccionado.
Sorpresa	proporción de veces que ocurre una precipitación por encima del umbral seleccionado, pero el pronóstico indica que no ocurrirá.
Falsa Alarma	proporción de veces que el pronóstico indica una precipitación por encima del umbral seleccionado, pero no ocurre.

Tab. 4.3: Definición de elementos de la Tabla de Contingencia.

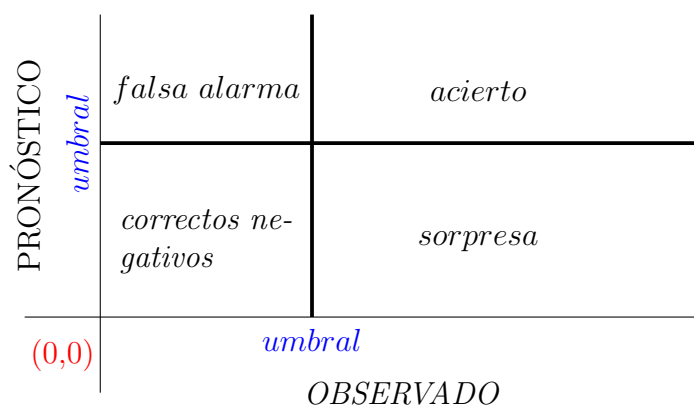


Fig. 4.1: Representación de la tabla de contingencia para un umbral dado, en un diagrama de dispersión de los datos observados vs. pronosticados.

En el análisis estadístico, especialmente al elaborar tablas de contingencia, es común enfrentar situaciones en las que la información no es completamente precisa debido a la presencia de incertidumbre y errores aleatorios en los datos originales. Con el propósito de abordar esta realidad y mejorar la precisión de los resultados, se implementa una modificación en el cálculo de la tabla de contingencia con el fin de considerar y adaptarse a estas fuentes de variabilidad.

En este caso particular, hemos optado por definir un intervalo alrededor del valor observado de precipitación, en lugar de presentar valores puntuales en la tabla. Este intervalo señala el rango en el cual se espera que el valor real se encuentre con cierto nivel de confianza. Los pronósticos se clasifican como “acierto” si están dentro de este intervalo, como “sorpresa” si están por debajo del intervalo y como “falsa alarma” si están por encima del intervalo. De esta manera se espera tener resultados más realistas y precisos; y también se facilita una interpretación más adecuada de los resultados.

$$observado * 0,5 \leq pronóstico \leq observado * 1,5 \quad (4.1)$$

4.2.1. Cálculo del Thread Score (TS)

Una vez que se ha calculado la tabla de contingencia para cada cuenca, umbral de precipitación, modelo de pronóstico y horizonte de tiempo, se resume toda esta información en el cálculo de un estadístico en particular, el thread score (TS).

Como plantea Wilks (2011), el cálculo del Thread Score (TS) es esencial en la evaluación de modelos de pronóstico de lluvia, ya que permite medir la habilidad de un modelo para predecir eventos extremos de precipitación con una frecuencia baja. Para su cálculo, se utiliza la tabla de contingencia 4.2, y se define como el número de pronósticos correctos de “sí”, dividido por el número total de ocasiones en las que se pronosticó y/u observó ese evento, Ecuación 4.2. Es decir, representa la proporción correcta de eventos extremos de precipitación que el modelo pronostica, después de eliminar de la consideración los pronósticos “no correctos”. El TS está enfocado en los eventos de éxito, es decir, los eventos extremos que realmente ocurrieron y fueron correctamente pronosticados.

$$TS = \frac{aciertos}{aciertos + sorpresa + falsaalarma} \quad (4.2)$$

Su valor varía entre 0 y 1, donde un valor cercano a 1 indica que el modelo de pronóstico tiene una buena habilidad para predecir eventos extremos de precipitación, mientras que un valor cercano a 0 indica una habilidad deficiente. La mejor puntuación posible es 1, lo que significa que el modelo pronosticó correctamente todos los eventos extremos de precipitación. Por otro lado, una puntuación de 0 indica que el modelo no fue capaz de pronosticar ningún evento extremo de precipitación correctamente.

Este estadístico es útil para evaluar la capacidad de un modelo de pronóstico para predecir eventos extremos de precipitación, especialmente cuando estos eventos son poco frecuentes. A diferencia de otras medidas de evaluación, como el error absoluto medio o el coeficiente de correlación, el TS tiene en cuenta tanto la frecuencia como la gravedad de los errores de pronóstico. Por lo tanto, el TS proporciona una medida más robusta y confiable de la habilidad del modelo de pronóstico para predecir eventos extremos de precipitación.

4.2.2. Cálculo del Brier Score (BS)

Por último nos interesa evaluar la incertidumbre asociada a los pronósticos por conjunto. Esto implica el cálculo del estadístico Brier Score (BS) que mide la discrepancia entre las probabilidades predichas, y_k , y las observadas o_k , en un conjunto de datos, Wilks (2011).

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)^2 \quad (4.3)$$

El BS es utilizado para evaluar la calidad de los pronósticos probabilísticos y también permite evaluar la precisión de los pronósticos cuando se consideran eventos binarios como lluvia, $o_k = 1$ el evento ocurrió; y no lluvia, $o_k = 0$, no ocurrió. Su valor varía entre 0 y 1, siendo 0 el mejor valor posible, lo que significa que el modelo predice correctamente todos los eventos, y 1 el peor valor posible, lo que significa que el modelo no es capaz de predecir correctamente ningún evento.

4.2.3. Significancia estadística

En el contexto de la evaluación de pronósticos, el método de Monte Carlo, Metropolis and Ulam (1949), se emplea para analizar la significancia estadística de los resultados, permitiendo determinar si las diferencias observadas son genuinas o simplemente el resultado de eventos aleatorios. La importancia de este método radica en la posibilidad de identificar si las discrepancias entre los pronósticos y los datos observados son estadísticamente significativas, es decir, si son lo suficientemente distintas como para descartar la influencia del azar.

Para llevar a cabo este proceso, se siguieron ciertos pasos. En primer lugar, se llevaron a cabo múltiples simulaciones aleatorias con el objetivo de replicar la ocurrencia de eventos raros de acuerdo con la distribución de datos observados. Esto implica generar un gran número de situaciones hipotéticas de propiedades estadísticas similares a las observadas en la realidad, pero con la variabilidad inherente del azar. Las predicciones hipotéticas se obtienen definiendo dentro de los datos observados bloques que

contienen días consecutivos con lluvia y bloques de días consecutivos sin lluvia. Cada predicción hipotética o sintética se obtiene mezclando aleatoriamente estos bloques. Esta técnica garantiza que los eventos no estén correlacionados y que las predicciones sintéticas aleatorias mantengan algunas propiedades estadísticas de los datos observados, en particular la proporción de eventos extremos.

Utilizando esta metodología, se realizaron 1000 predicciones sintéticas, y se calcularon los correspondientes valores de los estadísticos TS y BS, considerando los datos efectivamente observados (es decir sin mezclar). Posteriormente, se procedió a determinar la significancia estadística de los resultados, comparando el valor del estadístico calculado para el modelo evaluado con la distribución de valores obtenidos a partir de las simulaciones aleatorias. Es decir, se contrastó el rendimiento del modelo con la variabilidad que se esperaría bajo condiciones de azar.

En los casos en que el TS del pronóstico numérico a evaluar está entre el 5% de los valores superiores de los TS de las predicciones aleatorias, o bien el BS está en el 5% de los valores inferiores, decimos que el TS o el BS del pronóstico numérico es estadísticamente significativo. En caso de que estos valores estén en el 1% superior (TS) o inferior (BS), los indicadores serán estadísticamente muy significativos. De hecho, los resultados obtenidos, Sección 5.3, en general se encuentran por encima del máximo valor de la distribución simulada para el caso del TS, y por debajo del mínimo valor de esta distribución, en el caso del BS. Cuando los resultados presentan una alta significancia estadística, se consideran difícilmente atribuibles al azar.

Capítulo 5

RESULTADOS DE LA EVALUACIÓN DE PRONÓSTICOS

En este capítulo presentamos los resultados obtenidos al procesar los pronósticos globales por conjunto en las cuatro subcuencas seleccionadas. Los resultados se refieren a las diferentes combinaciones de los pronósticos, detalladas en la Tabla 4.1.

En la sección 5.1 se analizan los resultados de los pronósticos de precipitación acumulada en ventanas móviles de 72 horas. Y en la sección 5.2 se muestran los resultados de los pronósticos de precipitación acumulada en las primeras 24 horas, segundas 24 horas y así sucesivamente hasta siete días.

En ambas secciones, se identifican los días en los que se **registraron o pronosticaron** precipitaciones mayores al umbral fijado y se categorizan como aciertos, sorpresas o falsas alarmas utilizando la ecuación 4.1 definida en el capítulo anterior.

En la sección 5.3, se presenta el resultado de los estadísticos seleccionados para la evaluación de los pronósticos, Threat Score (TS) y Brier Score (BS), junto con el resultado de la significancia estadística. Con este resultado estaremos describiendo la habilidad de cada modelo para pronosticar los eventos exitosos de precipitación, y la incertidumbre de los pronósticos probabilísticos.

5.1. Acumulados de precipitación en 72 h móviles

A continuación se presentan los resultados de los pronósticos de precipitación acumulada en ventanas móviles de 72 horas. Como se contaba con pronósticos hasta siete días, fue posible realizar cinco ventanas de 72 horas. Los datos observados se promediaron en cada sub cuenca de interés y se acumularon en el intervalo de tiempo de

72 horas. La generación de los pronósticos consistió en interpolar inicialmente a cada pluviómetro para luego obtener promedios en la cuenca y acumulados en 72 horas.

Si bien en principio se calcularon los acumulados de precipitación en diferentes ventanas de tiempo, no se muestran; en particular se eligió esta ventana de 72 horas por las características hidrológicas de la cuenca Bonete, que sería la de mayor interés al momento de gestionar el embalse del río Negro. Su ubicación y comportamiento hidrológico se correlacionan bien con los pronósticos a 72 horas, de forma que si un evento de precipitación es esperable en las próximas 72 horas, la gestión del embalse se realiza de forma óptima, sin necesidad de conocer las precipitaciones en frecuencia diaria.

En las Figuras 5.1 a 5.5, se muestran los diagramas de dispersión que comparan los datos observados con los pronósticos para la cuenca Bonete, en las cinco ventanas de 72 horas que se pudieron calcular. ¹.

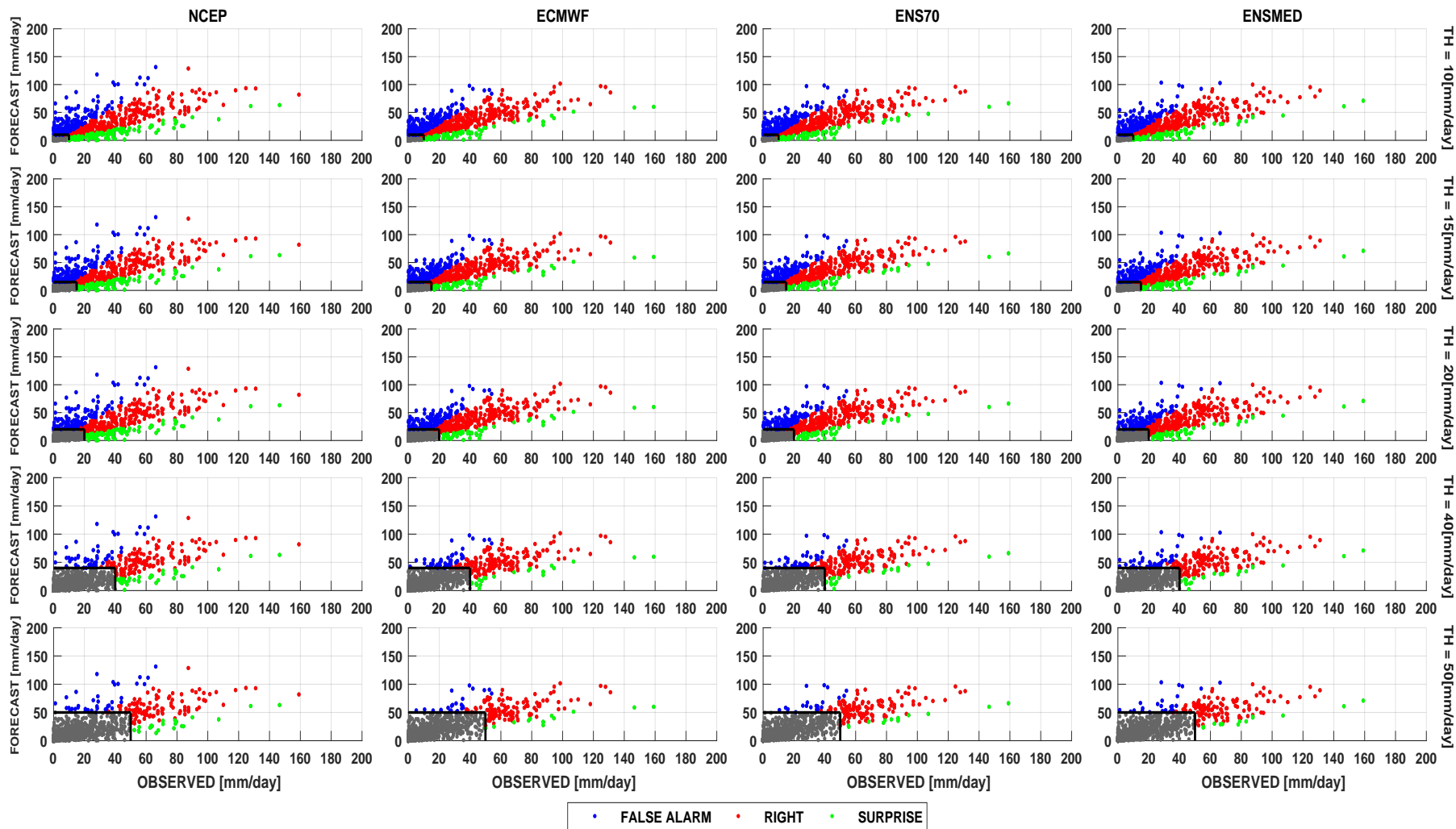
Estos gráficos presentan una serie de elementos, tales como rectas constantes negras que indican umbrales de precipitación, puntos azules que marcan las falsas alarmas, puntos rojos que indican los aciertos y puntos verdes que señalan las sorpresas. Los puntos grises son los correctos negativos. Además, se presentan las cuatro combinaciones de pronósticos que se quieren estudiar en diferentes columnas del gráfico.

Los diagramas permiten ver en detalle cómo los eventos van cambiando según el umbral de precipitación elegido, y también ayudan al control de la calidad de los datos tanto observados como pronosticados, ya que a simple vista no se observan incoherencias en los mismos.

Una de las primeras observaciones que podemos hacer es que, al acumular más horas, los valores de precipitación acumulada que se pueden observar son de mayor intensidad que cuando se acumulan valores diarios. Esto se verá también reflejado en la muestra de datos que se analiza para umbrales altos, donde se podrán tener más cantidad de casos, lo que aumenta la confiabilidad de los resultados.

¹Los resultados para las otras cuencas se muestran en el Apéndice A

BASIN Bonete. 1 - 72hrs FORECAST WINDOW. GRID 20km.



47

Fig. 5.1: Tabla de contingencia para el pronóstico acumulado en las primeras 72 h en la cuenca Bonete. Grilla 20km

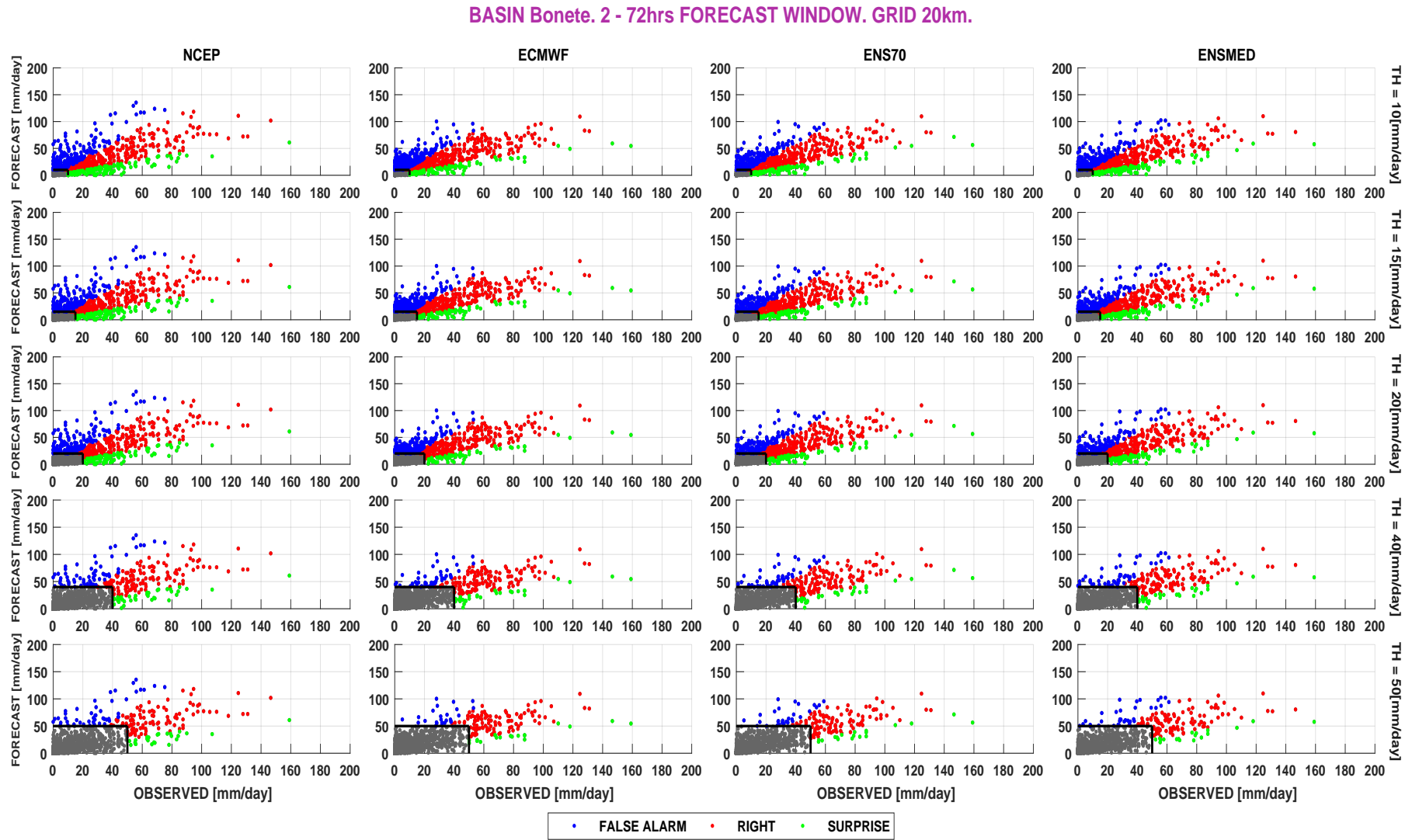


Fig. 5.2: Tabla de contingencia para el pronóstico acumulado en las segundas 72 h en la cuenca Bonete. Grilla 20km

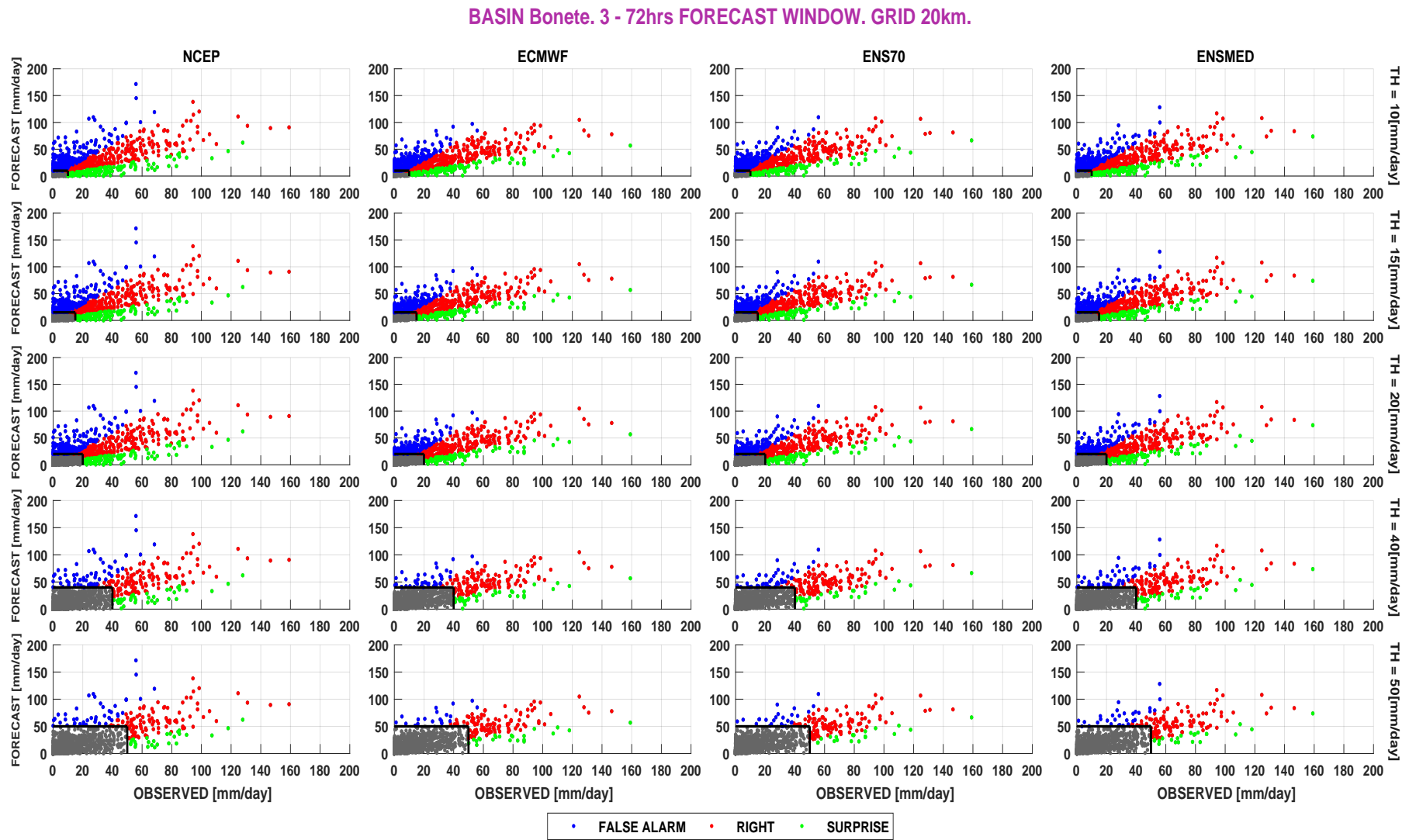


Fig. 5.3: Tabla de contingencia para para el pronóstico acumulado en las terceras 72 h en la cuenca Bonete. Grilla 20km

BASIN Bonete. 4 - 72hrs FORECAST WINDOW. GRID 20km.

50

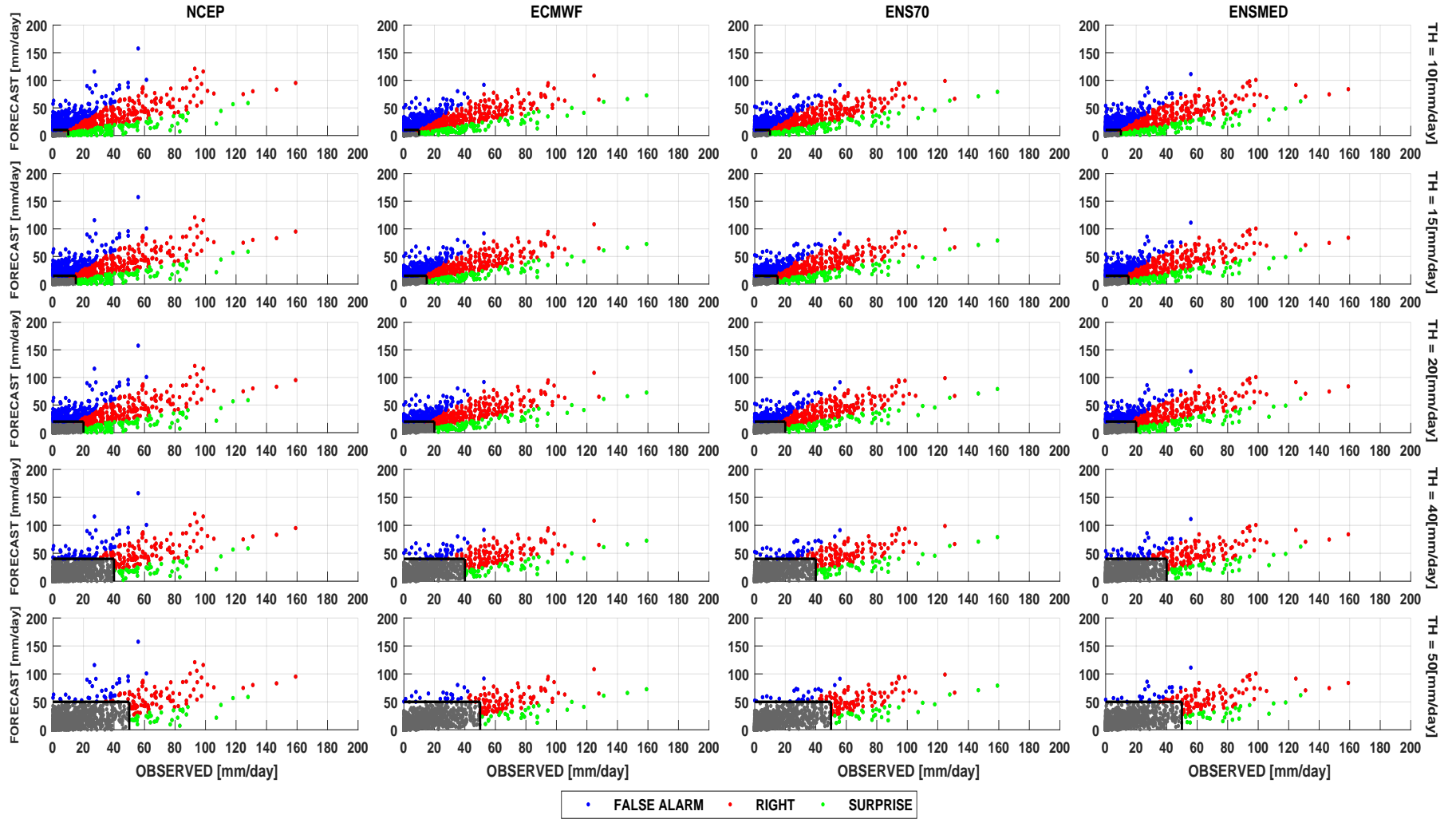


Fig. 5.4: Tabla de contingencia para el pronóstico acumulado en las cuarta 72 h en la cuenca Bonete. Grilla 20km

BASIN Bonete. 5 - 72hrs FORECAST WINDOW. GRID 20km.

19

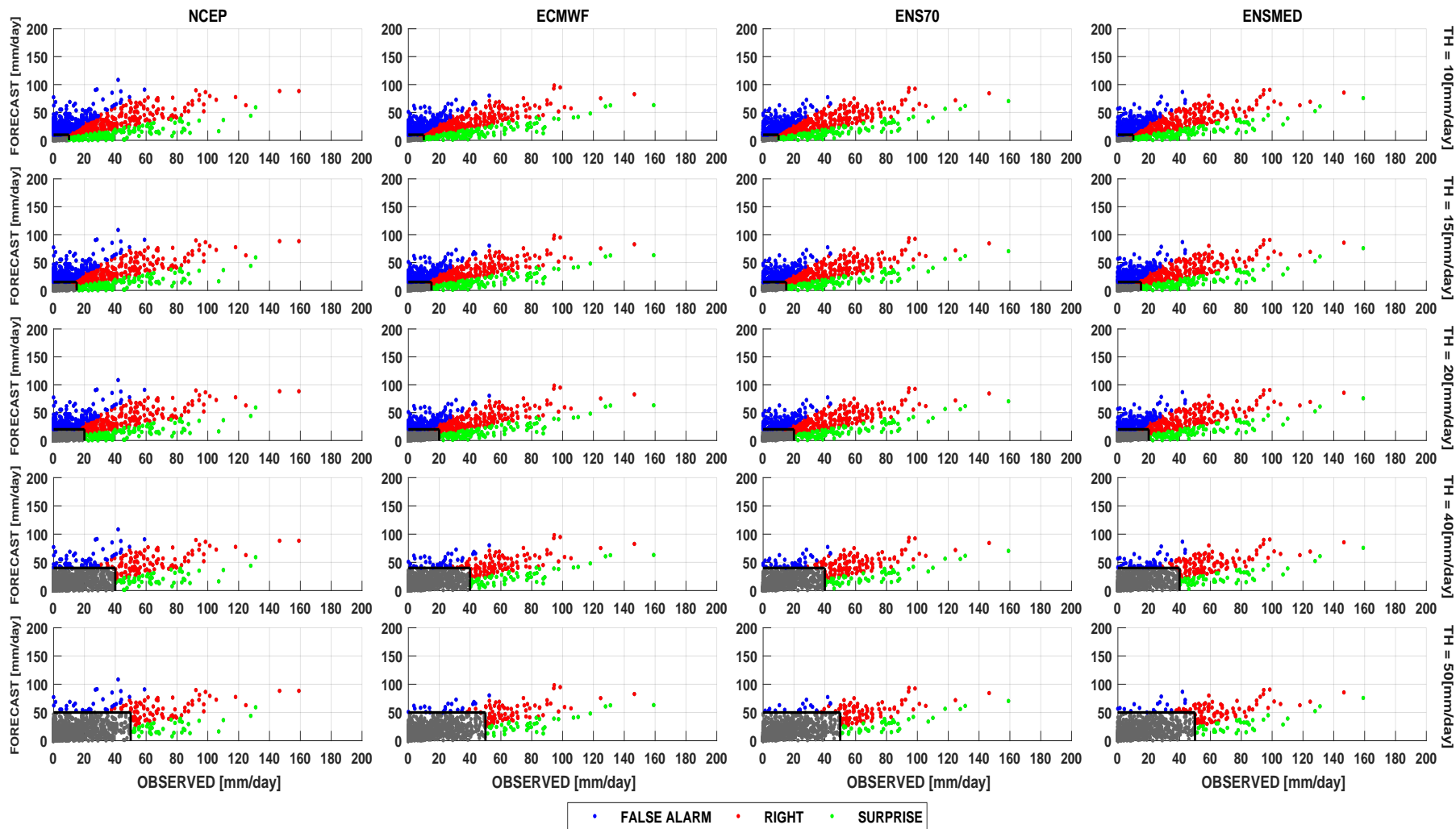


Fig. 5.5: Tabla de contingencia para para el pronóstico acumulado en las quinta 72 h en la cuenca Bonete. Grilla 20km

Como se pudo observar en los diagrama de dispersión la interpretación final puede resultar complicada, por lo que se utilizan gráficos de barras, Figuras 5.6 a 5.9, para resumir toda la información y lograr una interpretación más general que permita obtener conclusiones más precisa de las habilidades de los pronósticos.

Estos gráficos de barras muestran los aciertos en rojo, las sorpresas en verde y las falsas alarmas en azul, expresados en porcentaje. Cada fila del gráfico corresponde a un umbral de precipitación y las diferentes ventanas de 72 horas son las columnas de la figura. Cada barra corresponde a los pronósticos individuales y las dos combinaciones realizadas, Tabla 4.1.

A continuación pasamos a detallar algunos resultados que observamos:

La comparación entre los pronósticos individuales, **NCEP** y **ECMWF**, muestran que ambos modelos son similares en cuanto a la identificación de eventos, lo que indica que ambos modelos son útiles y precisos en la predicción de las precipitaciones en esta región de estudio. Algunas diferencias se pueden apreciar en las ventanas de tiempo más lejanas y umbrales altos, con una leve cantidad mayor de falsas alarmas para el pronóstico NCEP.

En general se observa que el enfoque de pronósticos de 72 horas, captura en menor cantidad los eventos sorpresa, para todas las cuencas. En las cuencas Bonete y Baygorria la metodología logra capturar la mayor cantidad de aciertos y las falsas alarmas disminuyen para umbrales altos y horizontes de pronósticos más lejanos. En Constitución y Mercedes, las falsas alarmas son las que se detectan en mayor cantidad.

En particular destacamos que este enfoque mostró para la cuenca Bonete, Figura 5.6, que es la de mayor superficie entre las analizadas, la mayor detección de eventos de lluvia, aciertos. Es interesante observar cómo cambia el comportamiento de los pronósticos en esta cuenca en comparación con las cuencas de menor superficie.

Solo para la cuenca Bonete podemos observar que el pronóstico ECMWF tiene una mayor cantidad de aciertos que el pronóstico NCEP. Este resultado no es muy evidente en las otras cuencas analizadas.

En cuanto a la combinación de los modelos **ENS70** y **ENSMED** los resultados sugieren que se obtiene una mejora en la capacidad predictiva en algunos umbrales altos y ventanas de pronóstico más lejanas. En otras palabras, la combinación de modelos permite una mayor precisión en la predicción de eventos climáticos, lo que se traduce en menor cantidad de eventos sorpresas y falsas alarmas.

La combinación de modelos numéricos puede mejorar la capacidad predictiva de ciertos eventos meteorológicos. Por lo tanto, es importante seguir investigando y desarrollando nuevas técnicas y herramientas para mejorar la precisión de los pronósticos y así poder tomar decisiones informadas en diferentes ámbitos.

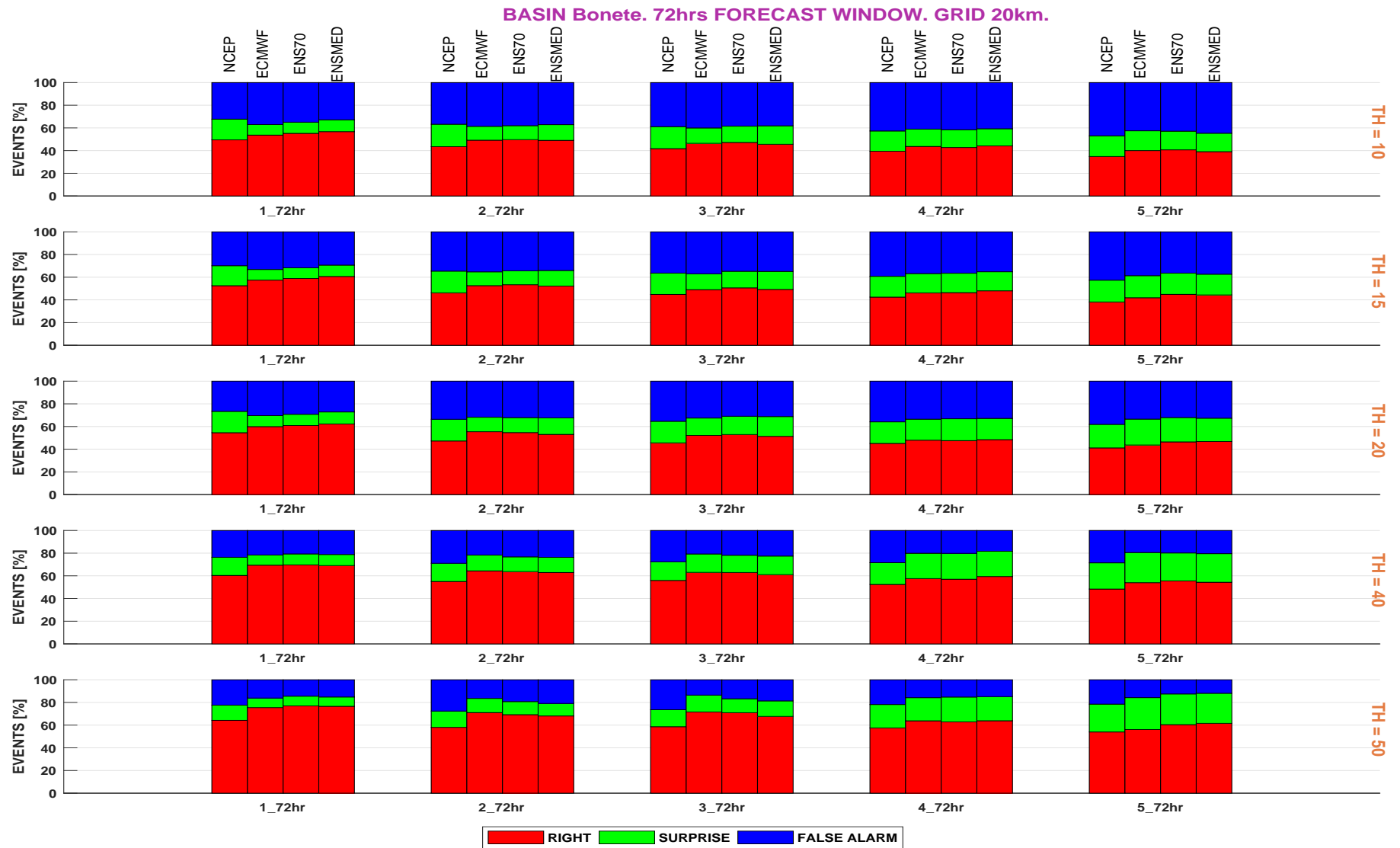


Fig. 5.6: Resumen de tabla de contingencia en la cuenca Bonete, para los pronósticos *acumulado de precipitación en ventanas de 72 h móviles*.

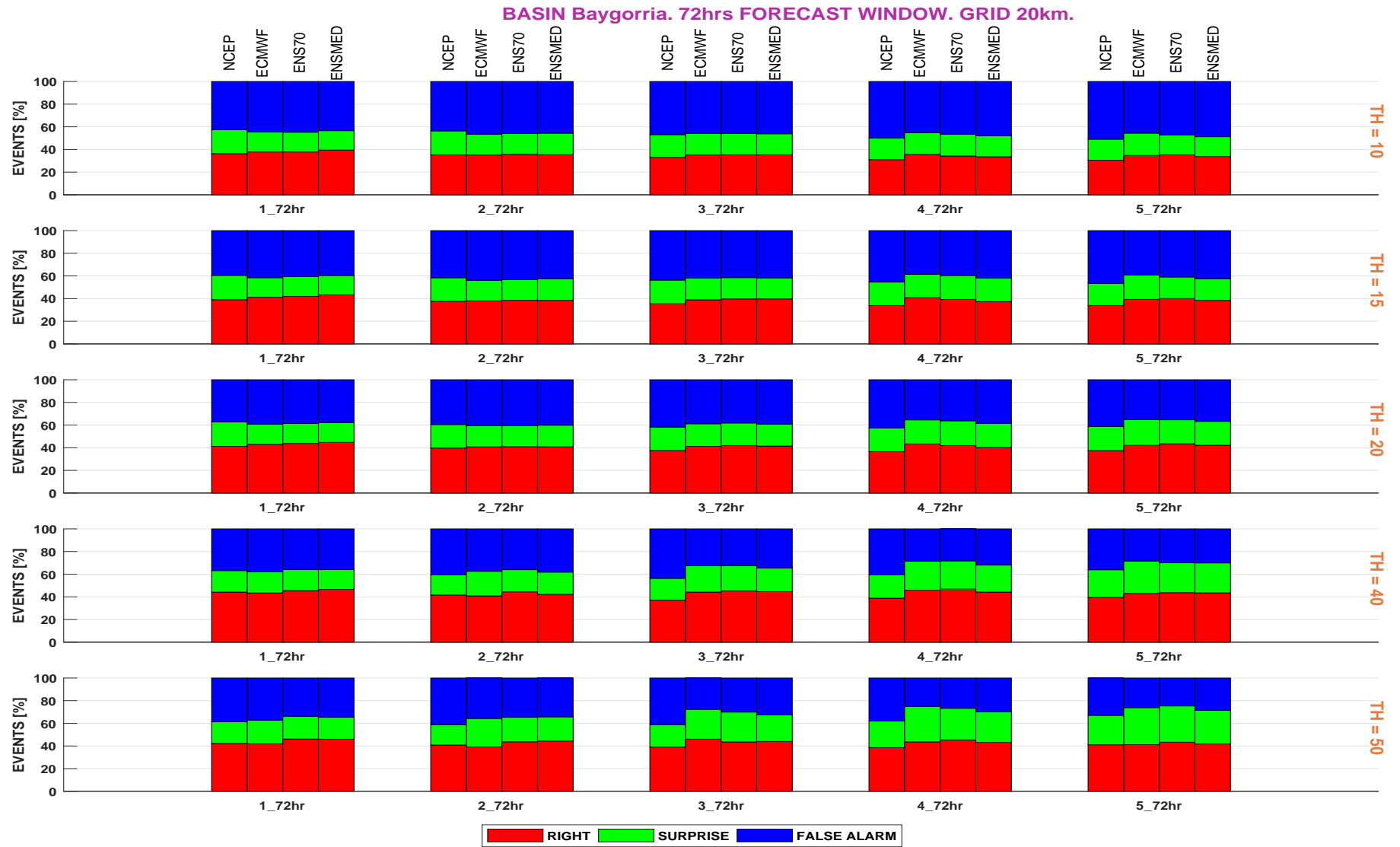


Fig. 5.7: Resumen de tabla de contingencia en la cuenca Baygorria, para los pronósticos *acumulado de precipitación en ventanas de 72 h móviles*.



Fig. 5.8: Resumen de tabla de contingencia en la cuenca Constitución, para los pronósticos *acumulado de precipitación en ventanas de 72 h móviles*.



Fig. 5.9: Resumen de tabla de contingencia en la cuenca Mercedes, para los pronósticos *acumulado de precipitación en ventanas de 72 h móviles*.

Ahora nos planteamos estudiar si al considerar las cuencas de menor superficie juntas los pronósticos mejoran en su performance en un mayor región espacial y saber si es de utilidad realizar esta metodología operativamente. El cálculo consistió en promediar tanto los datos observados como los pronósticos, y acumular en el intervalo de tiempo a estudiar. ².

El resultado se muestra en la Figura 5.10, y en comparación con la cuenca Bonete, Figura 5.6, se observa que en general, la cantidad de aciertos es menor en las cuencas de menor superficie, también se contabilizan más falsas alarmas y sorpresas. Por lo que no observamos cambios significativos al juntar las cuencas de menor superficie.

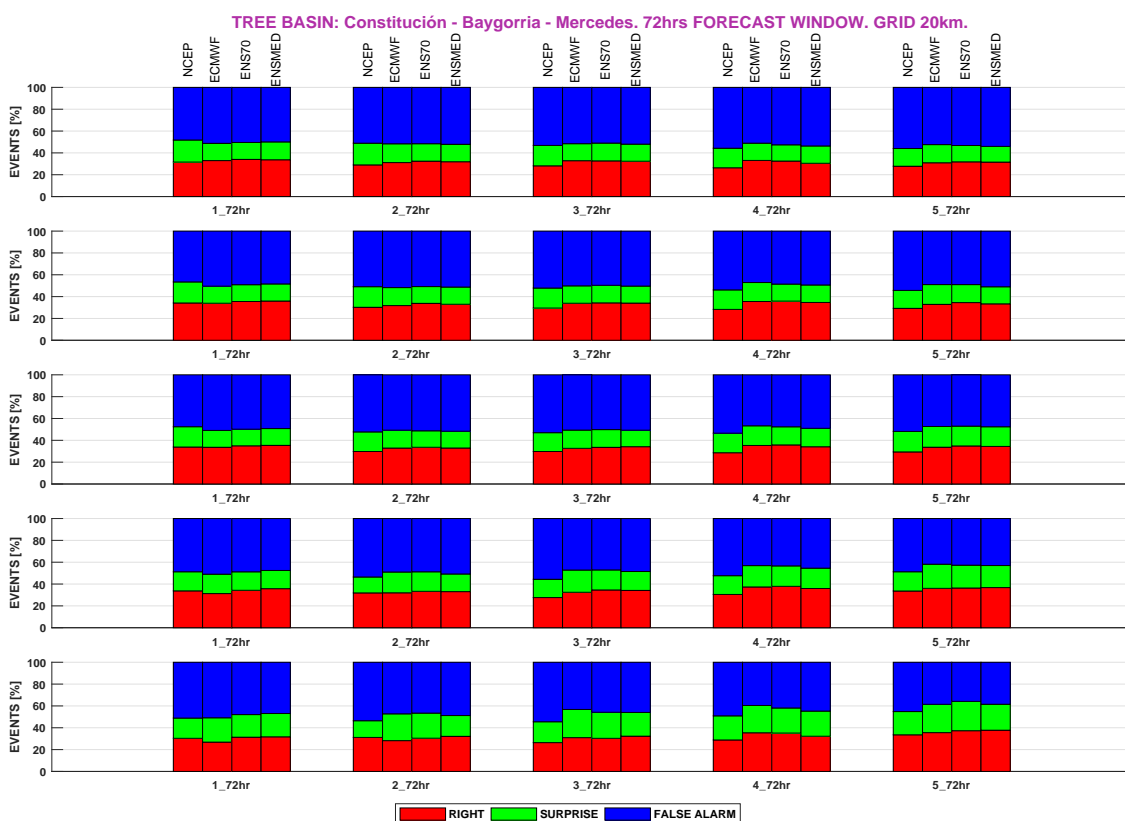


Fig. 5.10: Resumen de tabla de contingencia para tres cuencas, Constitución, Baygorria y Mercedes, para los pronósticos *acumulado de precipitación a más de 24 h*.

En resumen, la metodología de acumulados de precipitación en ventanas móviles de 72 horas, muestra que puede capturar en mayor medida los aciertos y falsas alarmas, y en menor medida captura los eventos sorpresa. En cuanto a los pronósticos individuales, el ECMWF es el que tiene la mayor cantidad de aciertos, mientras que el NCEP tiene más falsas alarmas y la cantidad de sorpresas es similar en ambos pronósticos.

²Los diagrama de dispersión se encuentran en Anexo A

Las dos combinaciones de pronósticos no muestran diferencia entre ellas, pero se ajustan más al comportamiento del pronóstico ECMWF que al del NCEP, esto se debe a la diferencia en la cantidad de miembros de cada pronóstico por conjunto. En particular para la cuenca Bonete los pronósticos tienen un buen desempeño en la identificación de eventos de lluvia. Además, se observa que el pronóstico ECMWF puede ser más efectivo en la identificación de eventos significativos en esta cuenca.

5.2. Acumulados de precipitación diarios.

En esta sección se muestran los resultados de realizar los pronósticos de precipitación acumulados en 24 horas, hasta siete días de horizonte.

Análogamente a la Sección 5.1, se presenta el diagrama de dispersión de datos observados vs. pronósticos para la cuenca Bonete, Figura 5.11, considerando las primeras 24 horas de pronóstico.³ En el caso de los acumulados diarios se observan valores de precipitación más bajos que los de la sección anterior, 5.1. En los valores diarios no se observaron precipitaciones mayores a 100mm/día, y también se destaca que la cantidad de eventos que se tienen para analizar en cada caso es mucho menor.

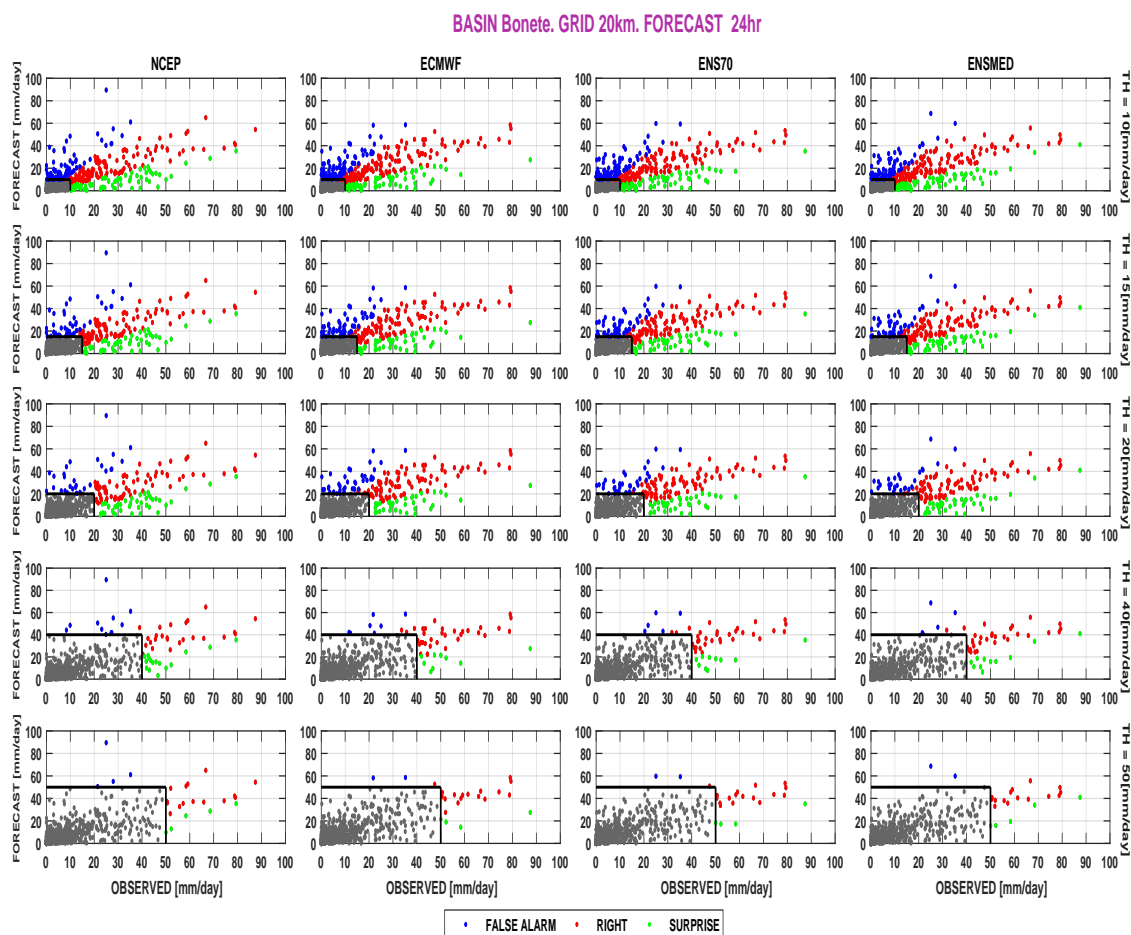


Fig. 5.11: Tabla de contingencia para las primeras 24 h de pronóstico en la cuenca Bonete. Aciertos (rojo), sorpresas (verde) y falsas alarmas (azul). Grilla 20km.

³Los resultados para las otras cuencas y horizontes de pronósticos se encuentran detallados en el Apéndice B al final del documento.

También se muestran los resultados en forma resumida en los gráficos de barras, Figuras 5.12 a 5.15, para lograr una interpretación general de esta metodología.

En primer lugar observamos que en general para todas las cuencas las falsas alarmas disminuyen a medida que los umbrales de precipitación crecen, y a partir de 40 mm/día es más notorio este comportamiento. La cuenca Bonete, Figura 5.12, es la que muestra menor cantidad de estos eventos. También para esta cuenca se observa la mayor cantidad de aciertos, mientras que las otras tres cuencas tienen más presencia de sorpresas y falsas alarmas.

En las cuencas más chicas los eventos sorpresa aumentan para umbrales mayores a 40mm/día y cualquier horizonte de pronóstico, Figuras 5.13,5.14 y 5.15. La cuenca Bonete, Figura 5.12, recién muestra este comportamiento a partir de las 120 horas (quinto día) de pronóstico. Por lo tanto vemos que los eventos extremos (sorpresas) aquellas lluvias observadas y que los pronósticos lograron captar pero subestimaron; son representadas por los modelos, independientemente del horizonte de pronóstico que estemos considerando.

Para umbrales bajos, hasta 20 mm/día, notamos que la cantidad de los eventos se mantienen aproximadamente constante con el horizonte de pronóstico. Las falsas alarmas se identifican más en umbrales bajos. Por lo tanto vemos que la diferencia más grande en los resultados ocurre cuando pasamos a considerar umbrales mayores a 40 mm/día.

En la gestión de los embalses los pronósticos se utilizan para conocer el estado de la atmósfera, es una información muy valiosa conocer que las falsas alarmas son menos representadas por los modelos cuando se observan umbrales altos, ya que la consecuencia económica que tiene la programación de considerar un evento que luego no ocurre, es mayor que cuando ocurren los eventos sorpresas.

En relación a los pronósticos individuales, **NCEP** y **ECMWF**, podemos mencionar que se acompañan en su comportamiento identificando aproximadamente el mismo porcentaje de eventos, ya sea sorpresa, acierto o falsa alarma. Cuando miramos umbrales mayores a 40 mm y horizonte de pronóstico mayor a 72hrs, podemos identificar algunas diferencias en la cantidad de los eventos. En este punto queda planteado estudiar si esa diferencia que notamos se debe a que al momento de captar un evento, los modelos lo vean en una ventana de tiempo o distribución espacial diferente, y como resultado el modelo asigne a otra cuenca el evento observado.

Cuando se realizan las combinaciones, **ENS70** y **ENSMED**, no se observa un cambio significativo en los resultados que de lugar a proponer esta combinación como una mejoría rápida y económica computacionalmente, para la obtención de pronósticos de precipitación en la cuenca del río Negro. Sabemos que la física de los modelos son diferentes, y eso ayuda a tener mejor y mayor información de los posibles estados de la atmósfera, por lo que queda planteado realizar investigaciones en técnicas que puedan mejorar la combinación de los pronósticos para sus diferentes aplicaciones.

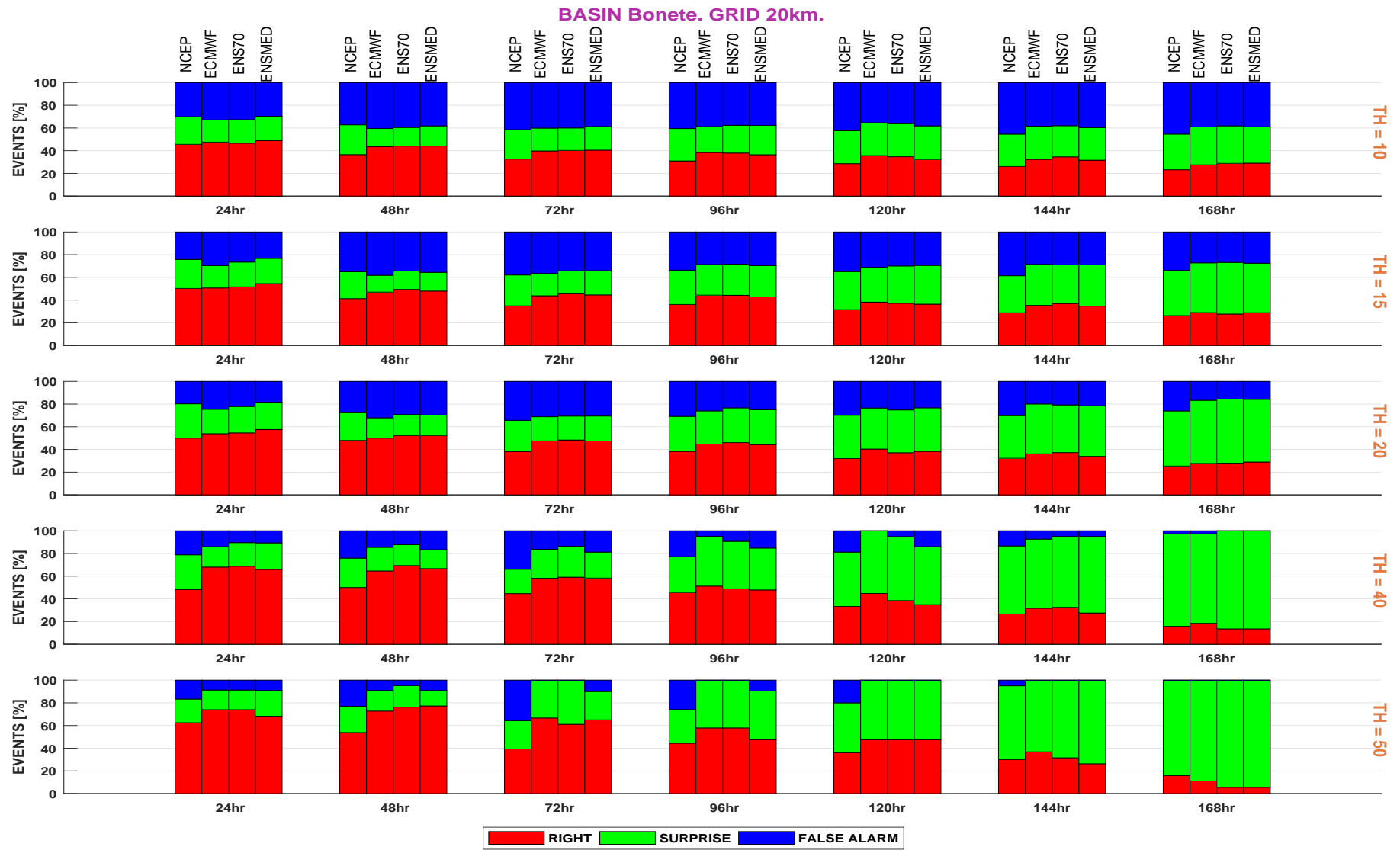


Fig. 5.12: Resumen de tabla de contingencia para la cuenca Bonete, para los pronóstico de precipitación *acumulado diario*, 24 h.

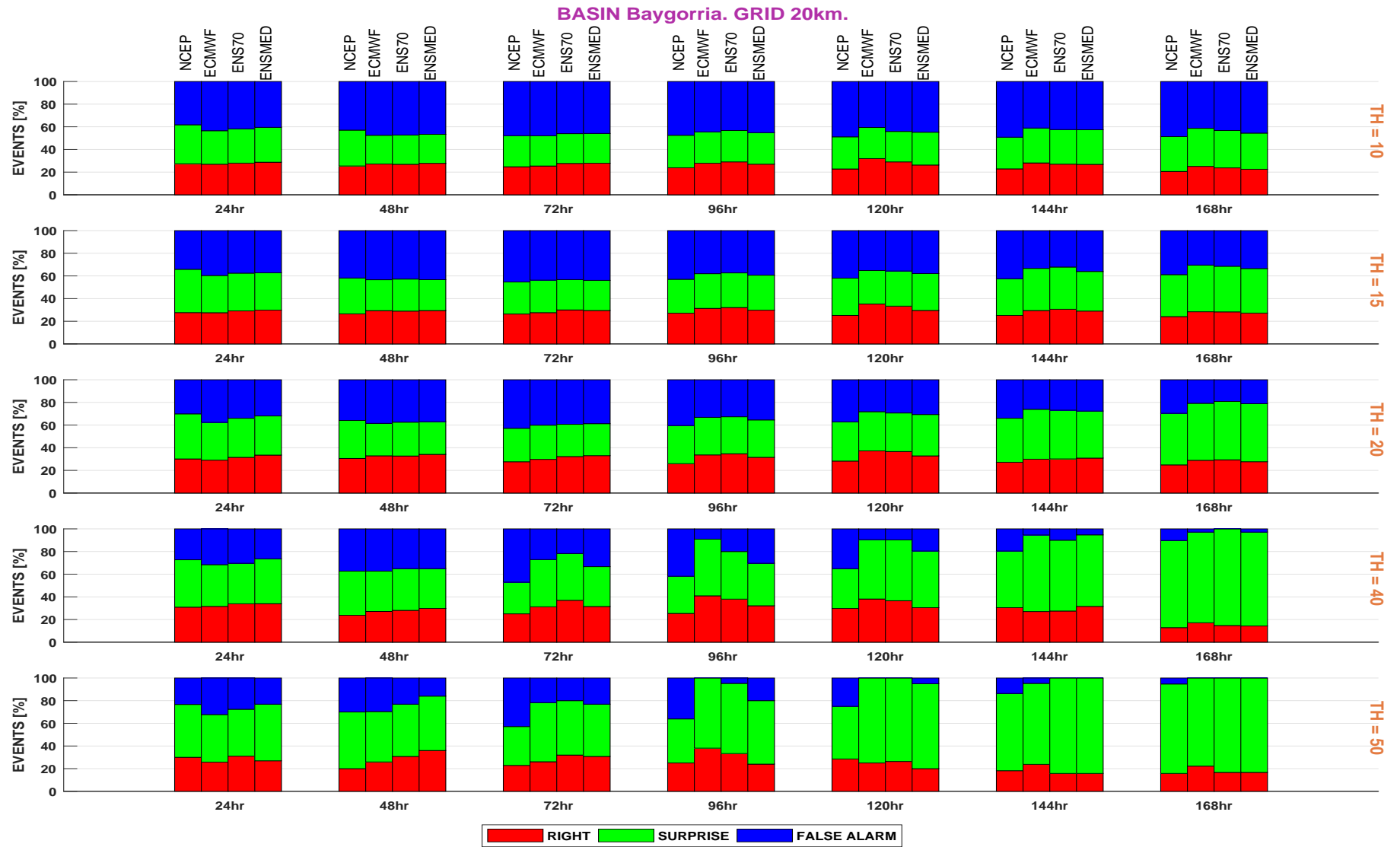


Fig. 5.13: Resumen de tabla de contingencia para la cuenca Baygorria, para los pronóstico de precipitación *acumulado diario*, 24 h.

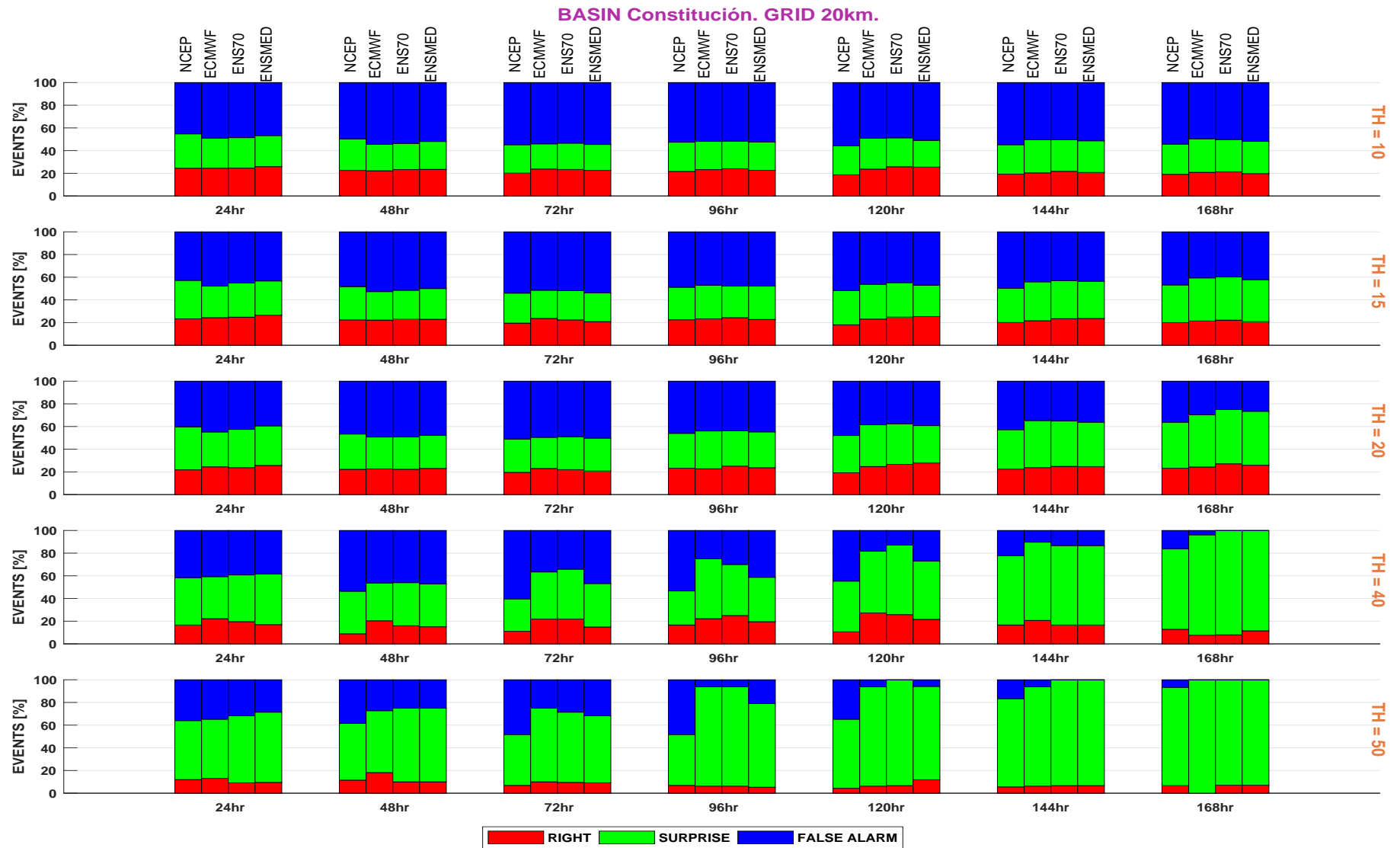


Fig. 5.14: Resumen de tabla de contingencia para la cuenca Constitución, para los pronóstico de precipitación *acumulado diario*, 24 h.

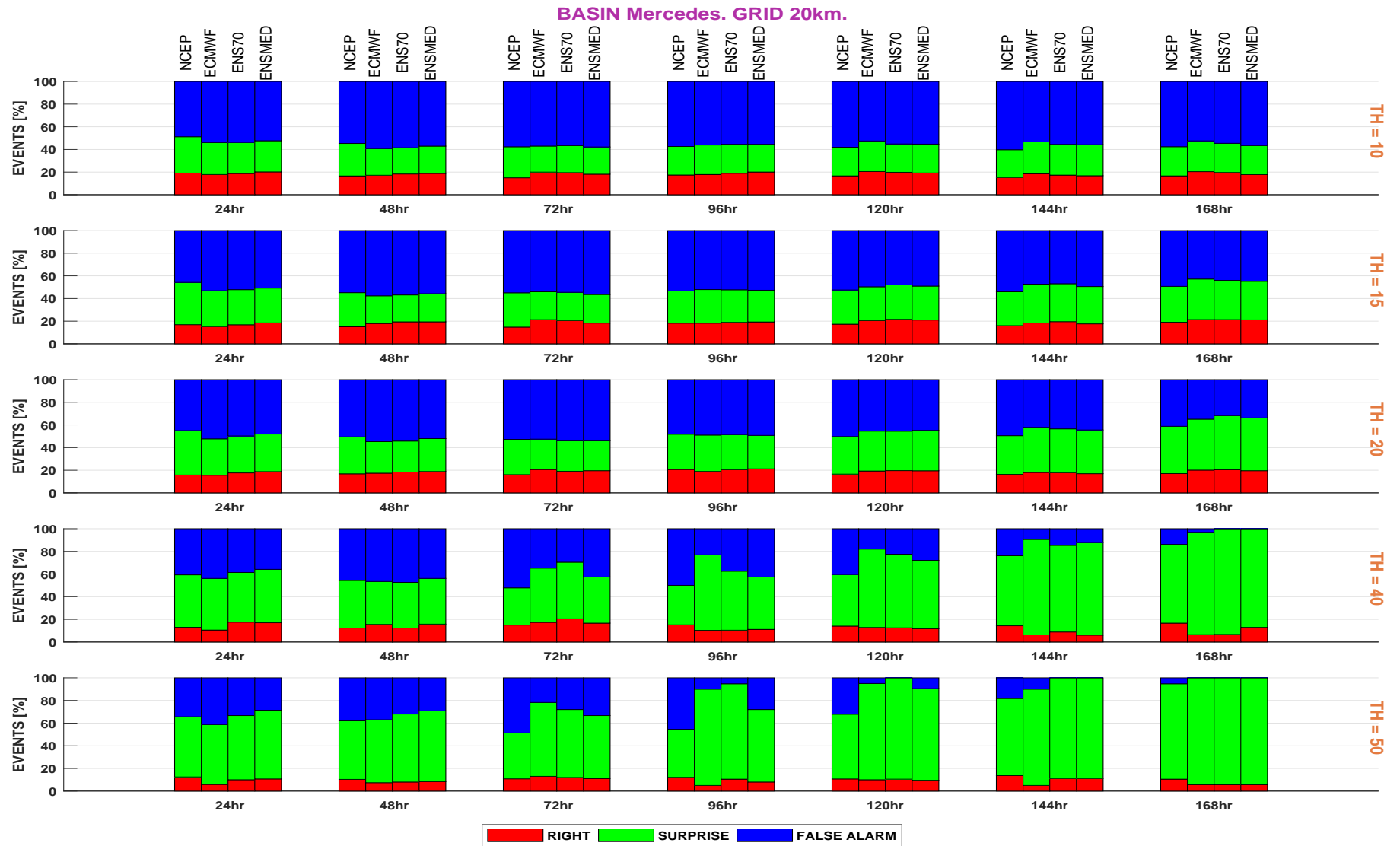


Fig. 5.15: Resumen de tabla de contingencia para la cuenca Mercedes, para los pronóstico de precipitación *acumulado diario*, 24 h.

A continuación se muestran los resultados cuando se juntaron las tres cuencas de menor superficie, Figura 5.16. ⁴ Se observa que para umbrales mayores a 40mm/día las sorpresas siguen siendo las dominantes, es decir, que las predicciones no son exactas y existen desviaciones respecto a los valores reales. Además, se identifican una mayor cantidad de falsas alarmas para umbrales bajos y hasta el umbral de 20 mm/día.

Si bien el resultado final de promediar las tres cuencas no mostró características excepcionales, y los resultados no difieren sustancialmente de lo obtenido para cada cuenca individual, debemos tener presente alguna dificultad en la calidad de los datos observados, donde para un período corto existe una faltante de datos en la cuenca Constitución. Por lo tanto, es importante considerar los pronósticos individuales de cada cuenca y tener presente las diferencias en umbrales y horizontes de pronóstico.

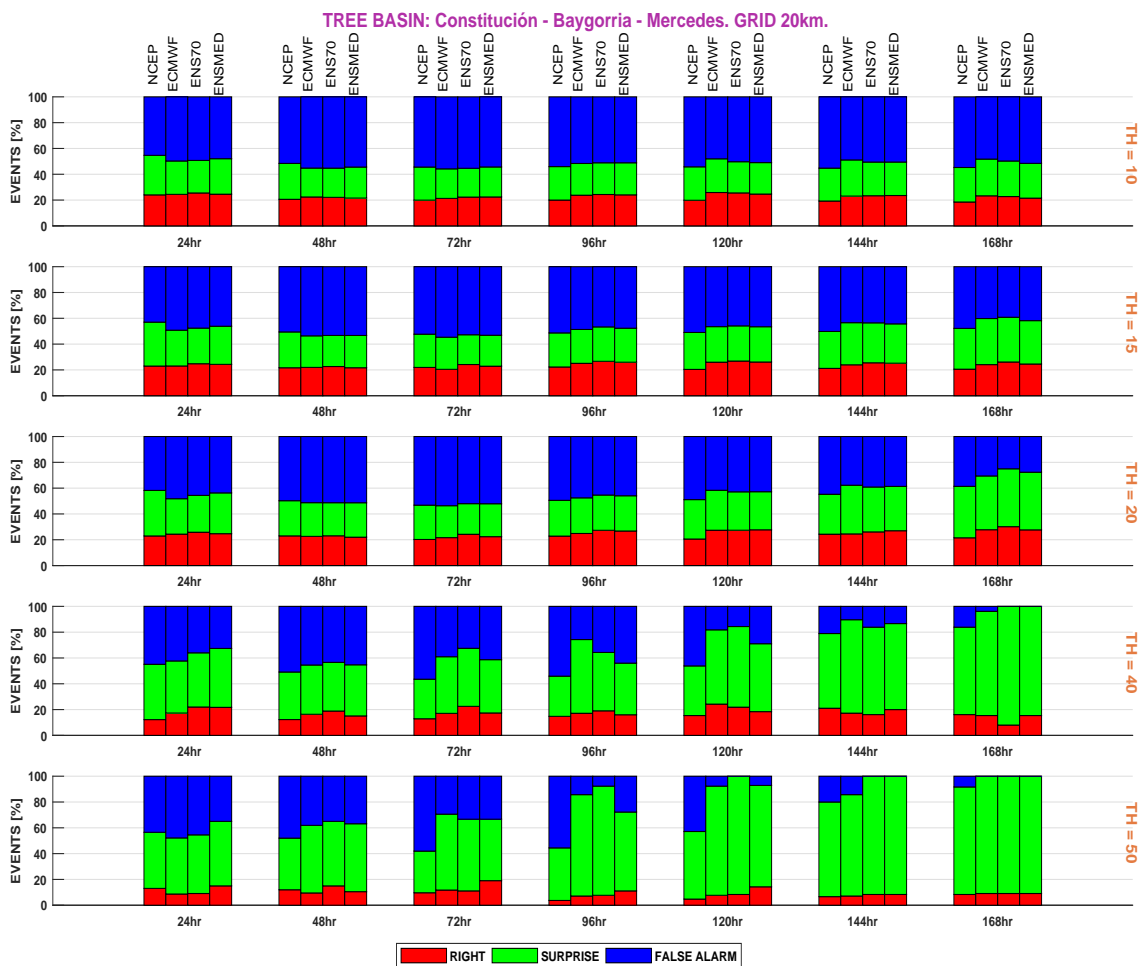


Fig. 5.16: Resumen de tabla de contingencia para tres cuencas, Constitución, Baygorria y Mercedes, para los pronóstico de precipitación *acumulado diario*, 24 h.

⁴Los diagrama de dispersión se encuentran en Anexo B

En resumen vemos que los resultados para la cuenca de mayor superficie Bonete, Figura 5.12, difieren de las cuencas de menor superficie individualmente. En este punto debemos mencionar que en diferentes estudios realizados en el IMFIA, Silveira et al. (2018), sobre la cuenca Constitución mostraron buenos resultados cuando se realizaron predicciones hidrológicas utilizando predicciones numéricas del sistema GFS, y por lo tanto se esperaba una mejor performance en este trabajo para esta cuenca. Una hipótesis que se plantea es sobre los datos observados de Constitución, que existe un período donde no se tienen todas las medidas en todos los pluviómetros disponibles. Por otra parte debe notarse que la principal deficiencia en los pronósticos de la cuenca de Constitución es un exceso de falsas alarmas respecto a los datos observados.

Hasta acá los resultados obtenidos en relación a los pronósticos diarios, hasta siete días de pronóstico, son útiles para la gestión de los embalses; conocer que tienen poca frecuencia de falsas alarmas en umbrales altos, y que los eventos sorpresa ocurren más en las cuencas chicas, es una herramienta de gran utilidad.

Igualmente es necesario seguir investigando para mejorar la precisión de las predicciones y minimizar las sorpresas y falsas alarmas, aumentando la cantidad de acierto de los pronósticos.

5.3. Análisis de Rendimiento Predictivo: TS y BS con Significancia Estadística

5.3.1. Threat Score

Las Figuras 5.17 y 5.18 muestran los valores del estadístico “threat score” (TS) para los pronósticos de precipitación acumulada en las diferentes sub-cuencas. Como se ha mencionado anteriormente el TS mide la habilidad del modelo de pronóstico para detectar correctamente los eventos de precipitación. Un valor de TS cercano a uno indica una alta habilidad del modelo, mientras que un valor cercano a cero indica una baja habilidad.

Para los pronósticos acumulados en ventanas móviles de 72 horas, Figura 5.17, se observan altos valores de TS que se mantienen en el horizonte de pronóstico, sin cambiar mucho. En este caso los pronósticos tienen mejores habilidades en la cuenca Bonete, que muestra el comportamiento típico de este estadístico, con un leve decaimiento para horizontes de pronóstico más lejano. Baygorria está en niveles aceptables y no cambia mucho en los diferentes horizontes de pronóstico, mientras que Mercedes y Constitución son las cuencas con valores de TS más bajos. También se observa que a medida que se consideran umbrales más altos, el valor de TS aumenta.

Para los pronósticos diarios, Figura 5.18, se observa que los valores de TS son menores que realizando acumulados en 72 horas. Nuevamente la cuenca Bonete es la que tiene mejor resultado. Para los umbrales más altos, los pronósticos muestran una mejora, particularmente en Bonete, pero para los horizontes más grandes los resultados son poco satisfactorios. En este punto debemos recordar que la muestra de casos es bastante reducida en comparación con otros umbrales.

En ambas metodologías se destaca que el pronóstico del modelo ECMWF tiene mejor desempeño que el modelo NCEP. También que en cuanto a la combinación de los pronósticos individuales, en general se tienen valores de TS levemente más altos que los pronósticos individuales. Esto indica que la combinación de diferentes modelos de pronóstico puede mejorar la habilidad del sistema, resultado que no se lograba visualizar con precisión en las secciones anteriores.

Los pronósticos para las cuencas Mercedes y Constitución no son muy satisfactorios, especialmente para umbrales altos de precipitación. En este sentido, se podría explorar la posibilidad de mejorar la habilidad de los modelos de pronóstico en estas cuencas y en particular para Constitución, verificar si los datos observados son los de mejor calidad ya que estudios previos, como hemos mencionado, se han mostrado buenos resultados cuando los eventos de precipitación son extremos, en particular utilizando predicciones numéricas.

En resumen, los resultados muestran que los modelos de pronóstico tienen mejo-

res habilidades para detectar eventos de precipitación en la cuenca Bonete, y que la combinación de diferentes modelos de pronóstico puede mejorar la habilidad de los pronósticos. Sin embargo, es importante seguir explorando formas de mejorar la habilidad de los modelos en las cuencas menos satisfactorias.

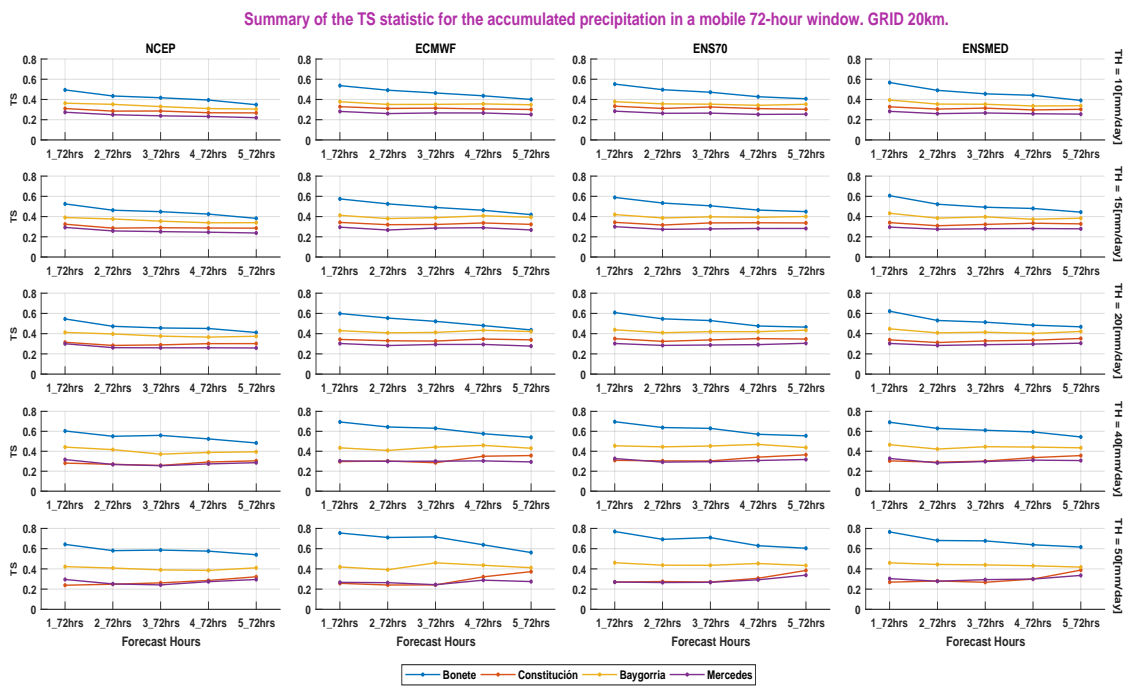


Fig. 5.17: Resumen de TS para pronósticos de precipitación en ventanas móviles de 72h.

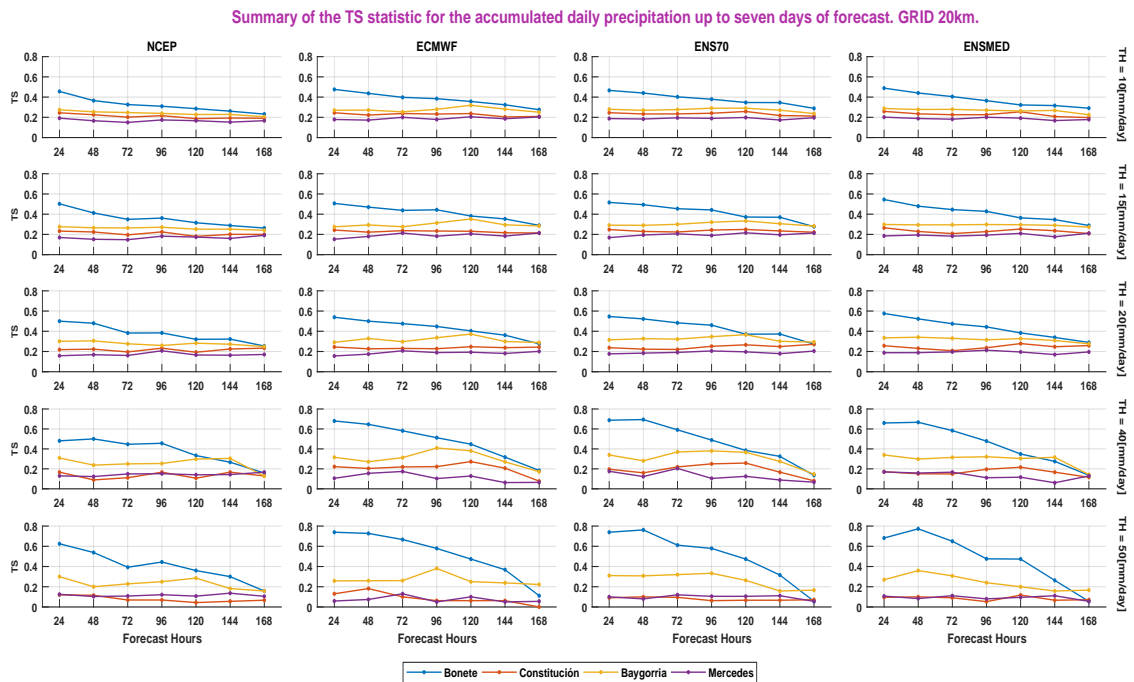


Fig. 5.18: Resumen de TS para pronósticos de precipitación acumulados en 24h.

Finalmente, para los pronósticos acumulados en ventanas móviles de 72 horas, se realizó un análisis de significancia estadística, descrito en la sección 4.2.3, donde los resultados obtenidos fueron estadísticamente significativo, según el método de Monte Carlo.

Se puede observar en las Figuras 5.19 a 5.22, que el TS del modelo real, está por encima del valor máximo de las simulaciones realizada. Esto significa que los modelo son hábiles para pronosticar los eventos de precipitación de un modo no atribuible al azar.

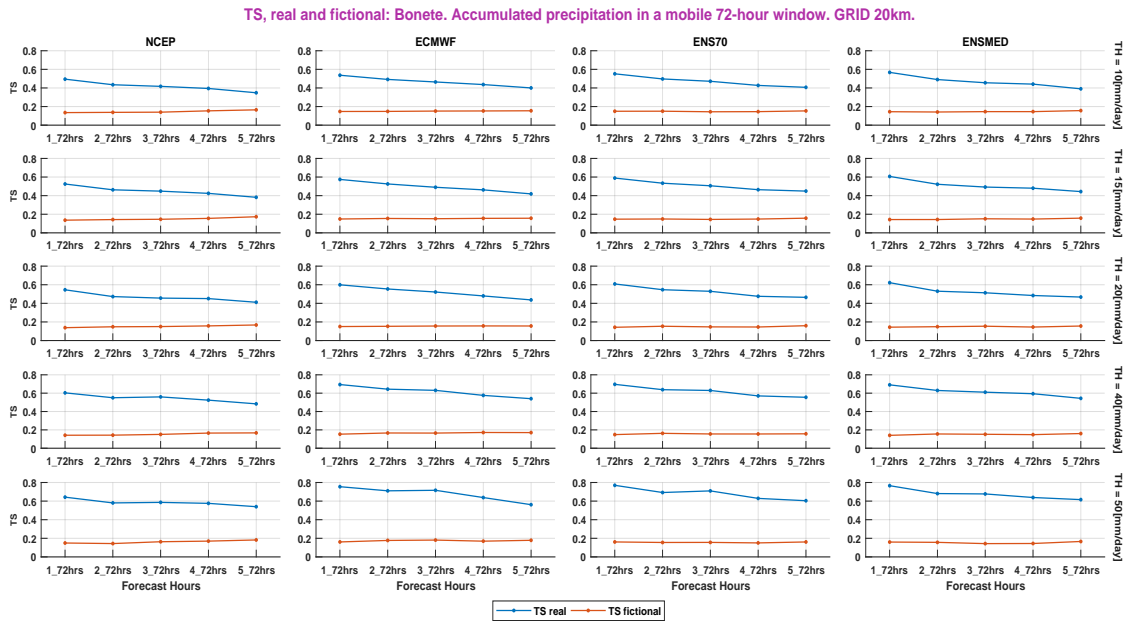


Fig. 5.19: Resultado de la significancia estadística para el estadístico TS en la cuenca Bonete, para los pronósticos de precipitación acumulados en ventanas móviles de 72h.

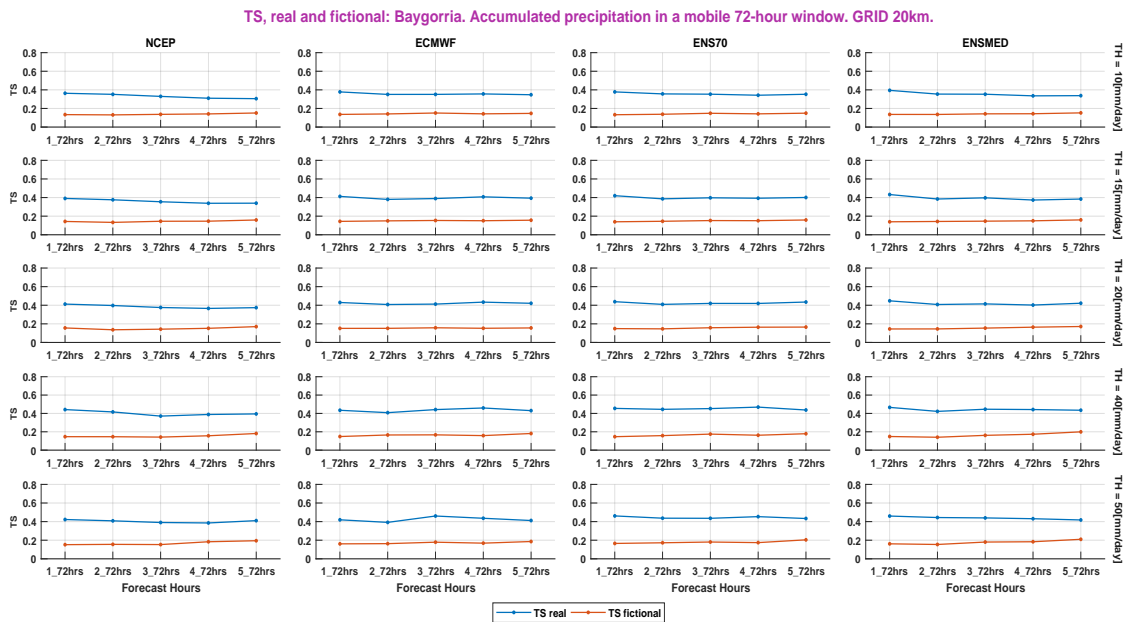


Fig. 5.20: Resultado de la significancia estadística para el estadístico TS en la cuenca Baygorria, para los pronósticos de precipitación acumulados en ventanas móviles de 72h.

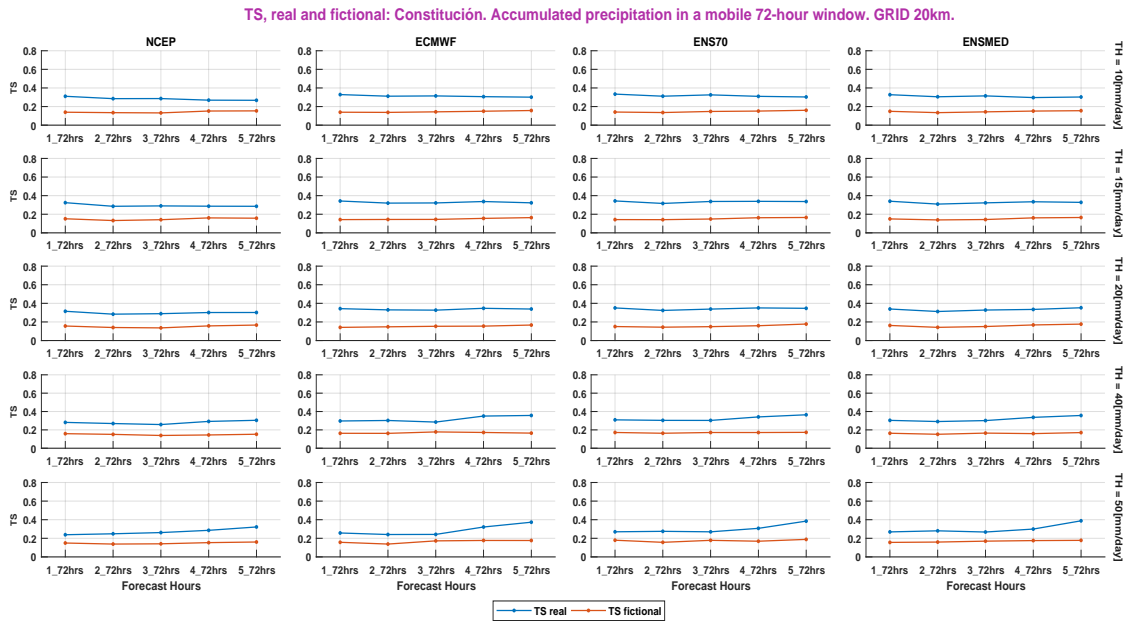


Fig. 5.21: Resultado de la significancia estadística para el estadístico TS en la cuenca Constitución, para los pronósticos de precipitación acumulados en ventanas móviles de 72h.

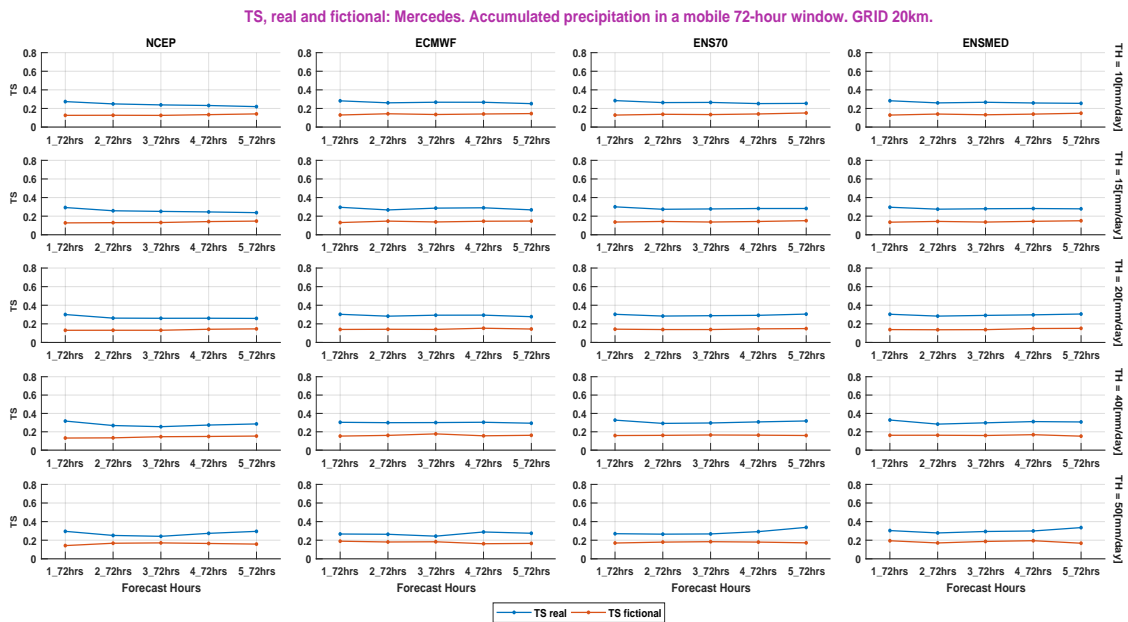


Fig. 5.22: Resultado de la significancia estadística para el estadístico TS en la cuenca Mercedes, para los pronósticos de precipitación acumulados en ventanas móviles de 72h.

5.3.2. Brier Score

La gestión del Despacho requiere de la toma de decisiones precisas y oportunas, lo que implica tener acceso a información confiable y precisa sobre los pronósticos. En este sentido, los pronósticos por conjuntos ofrecen una herramienta valiosa, ya que proporcionan información sobre la incertidumbre asociada a los mismos.

La verificación del pronóstico probabilístico mediante el cálculo del Brier Score (BS), es un método comúnmente utilizado para evaluar la habilidad de un modelo de pronóstico en predecir eventos binarios, como en este caso, la presencia o ausencia de lluvia.

En particular, se definió que si los datos observados eran mayores al umbral establecido, se consideraría que se presentó un evento de lluvia, y se asignaría un valor de 1, mientras que si los datos estaban por debajo del umbral, se asignaría un valor de 0. A continuación, se calculó el BS, que es una medida que evalúa la diferencia entre las probabilidades pronosticadas y observadas.

Es importante tener en cuenta que, en la bibliografía, se considera que los valores aceptables del BS son aquellos menores a 0.3. Los valores entre 0.4 y 0.6 no son representativos y valores mayores a 0.6 se consideran de mala calidad. Por lo tanto, en este trabajo, el valor obtenido del BS debe ser menor a 0.3 para considerar que el modelo utilizado es confiable.

Los resultados de la verificación del pronóstico probabilístico se presentan en la Figura 5.23, y se encontró que el resultado fue estadísticamente significativo.

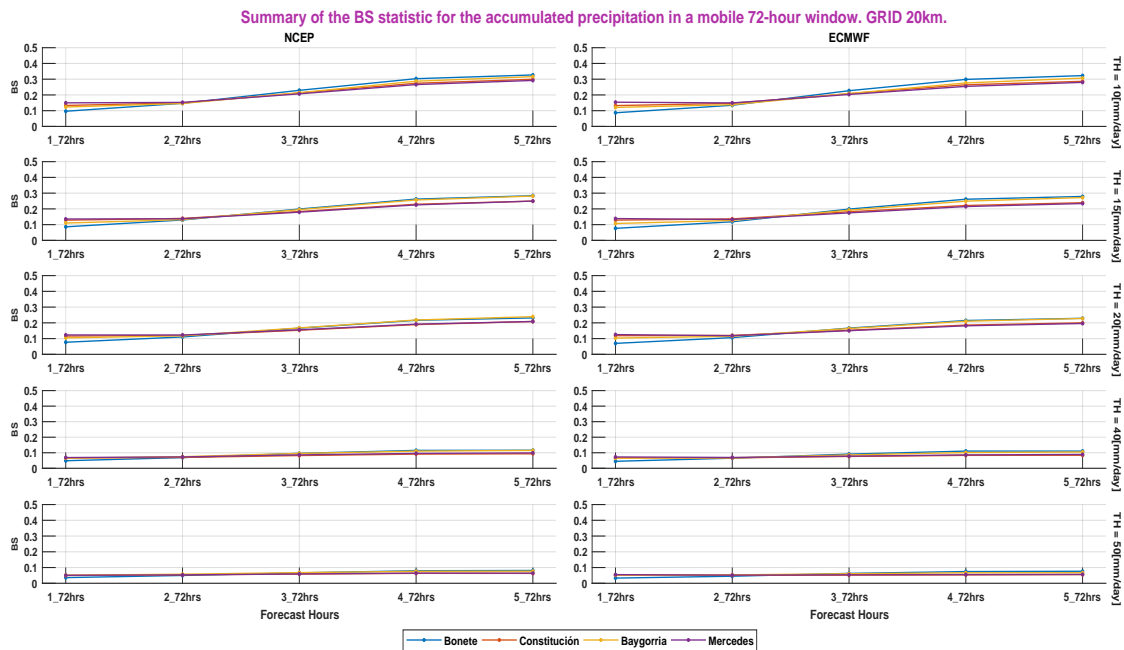


Fig. 5.23: Resumen de BS para los pronósticos de precipitación globales *acumulados* en ventanas móviles de 72h.

El resultado del estudio de significancia estadística se presenta en las Figuras 5.24 a 5.27, donde el valor del BS del modelo real se encuentra por debajo del mínimo valor del BS de las simulaciones realizadas. Los resultados son más satisfactorios para horizontes más cercanos, hasta la tercer ventana móvil de 72 horas, para horizontes mayores los resultados siguen siendo satisfactorios pero se entiende que la calidad de los pronóstico disminuye en este tiempo.

De esta manera podemos ver que los modelos reales están logrando un buen desempeño en comparación con la mayoría de las predicciones sintéticas, es decir que no se le atribuye al azar. En otras palabras, el modelo está haciendo predicciones muy precisas y confiables.

El Brier Score es una métrica de calidad de predicción utilizada comúnmente en problemas de clasificación y pronóstico. Mide la diferencia entre las probabilidades predichas por el modelo y las probabilidades reales observadas. Un Brier Score bajo indica que las predicciones del modelo son muy cercanas a la realidad, mientras que un valor alto indica que las predicciones están lejos de ser precisas.

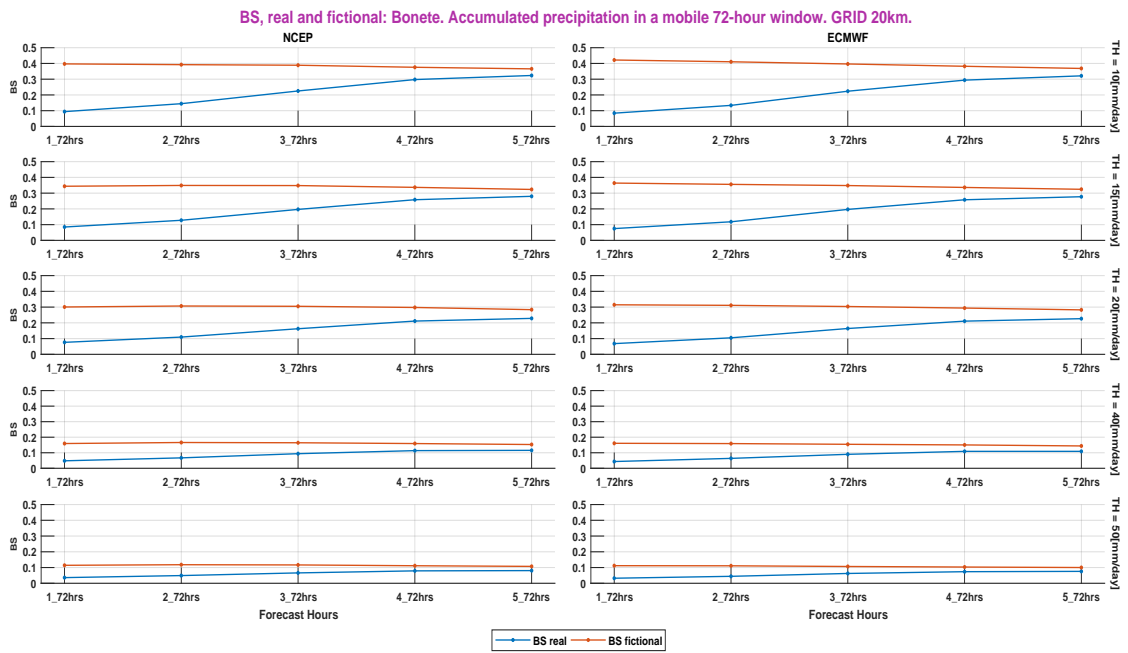


Fig. 5.24: Resumen de BS para los pronósticos de precipitación globales *acumulados en ventanas móviles de 72h*.

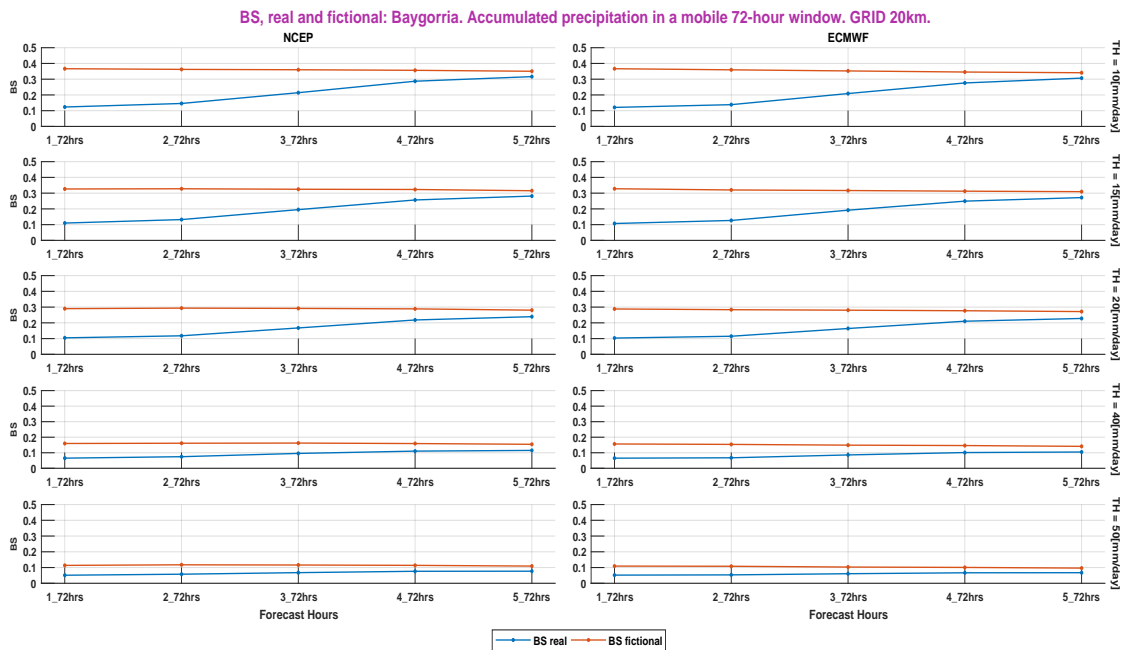


Fig. 5.25: Resumen de BS para los pronósticos de precipitación globales *acumulados* en ventanas móviles de 72h.

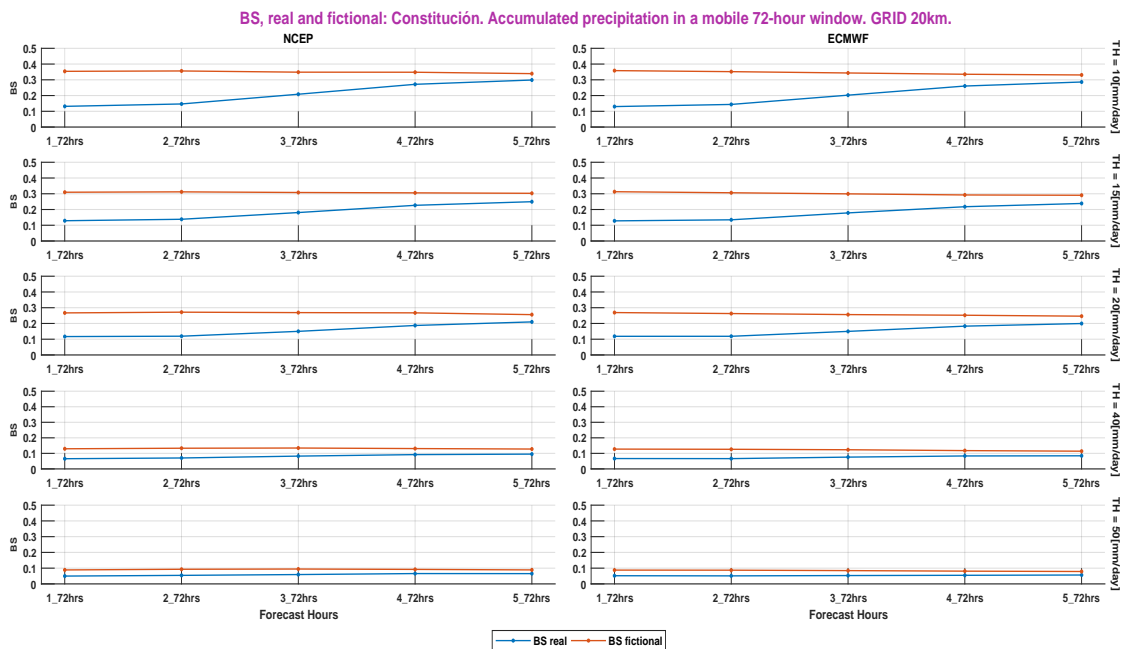


Fig. 5.26: Resumen de BS para los pronósticos de precipitación globales *acumulados* en ventanas móviles de 72h.

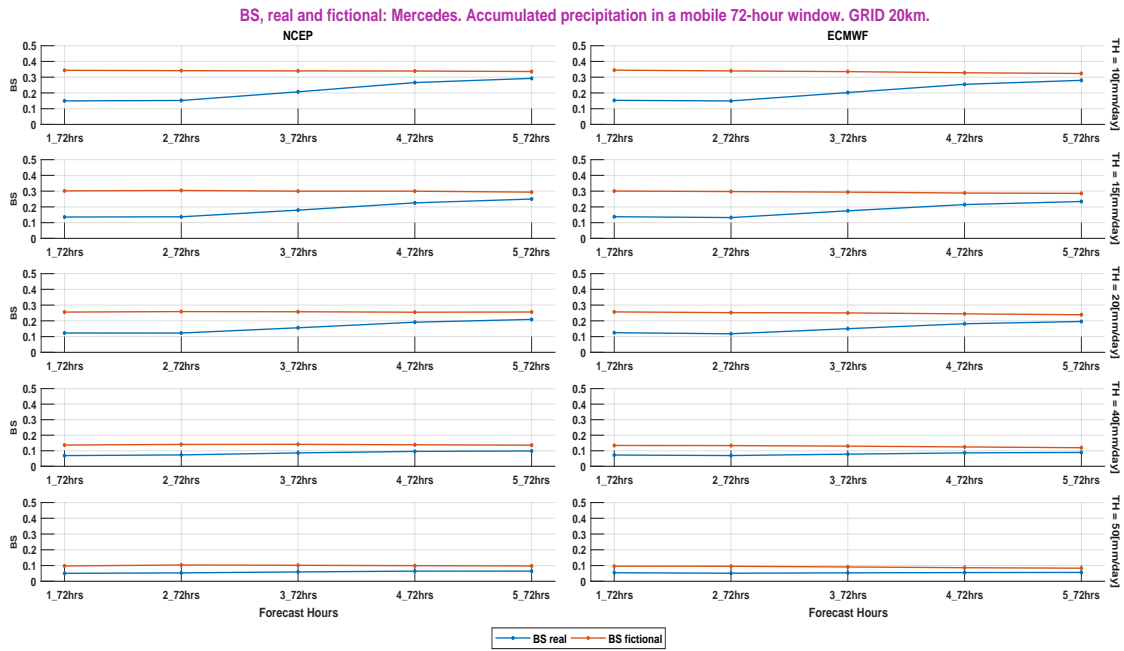


Fig. 5.27: Resumen de BS para los pronósticos de precipitación globales *acumulados* en ventanas móviles de 72h.

En resumen, hemos visto que los pronósticos globales son confiables, y tienen capacidad de pronosticar los eventos de precipitación, si bien los resultados son diferentes según la cuenca que consideremos. Bonete ha sido la cuenca de mejor performance, y en particular los pronósticos en ventanas móviles de 72 horas son una herramienta muy útil para esta cuenca. Se observa que las falsas alarmas disminuyen en esta metodología para umbrales altos, y que los aciertos aumentan. La significancia estadística ha mostrado que los resultados son difícilmente atribuibles al azar. En general el pronóstico ECMWF muestra mejores resultados, y si bien la combinación de los pronósticos no muestra mejoras significativas, acompaña el comportamiento del pronóstico ECMWF, seguramente porque este tiene más miembros en su pronóstico de conjunto. Las cuencas de Mercedes y Baygorria muestran peores resultados, lo cual podría ser esperable ya que las áreas de estudio son menores. Queda planteado para estudios posteriores que Constitución, que no es un área tan reducida, podría haber mostrado mejores resultados. Para esta cuenca se señala una proporción relativamente elevada de falsas alarmas en comparación con los datos observados.

Capítulo 6

ESTUDIO DE UN CASO SORPRESA PARA EL MODELO GFES: EVENTO DEL 08092017

En este capítulo se muestran los resultados del evento de precipitación ocurrido en la cuenca Bonete que inicia el día 08 de septiembre de 2017, donde los pronósticos tuvieron diferente desempeño. Se realiza un diagnóstico del evento a partir de las salida del modelo regional WRF considerando ciertas variables atmosféricas, y se analizan los errores del modelo global GFS.

Finalmente se desarrolla una hipótesis de por qué el modelo global GFS no logró un mejor resultado en el evento estudiado. El planteo de esta hipótesis se realiza para poder proporcionar información valiosa para mejorar el modelo global y aumentar su capacidad para pronosticar eventos de precipitación en el futuro.

Inicialmente se observó que el pronóstico inicializado el 08092017 a las 00GMT con horizonte a siete días; con la metodología de acumulados de precipitación en ventanas móviles de 72 horas, y con el criterio definido en la ecuación 4.1, la tabla de contingencia tenía como resultado lo presentado en la Tabla 6.1, donde se puede ver que el pronóstico ECMWF tuvo una mayor exactitud que el pronóstico NCEP durante todo el evento.

El pronóstico ECMWF tuvo aciertos (rojo) en cuatro de las cinco ventanas de 72 horas; siendo la tercer ventana una sorpresa (verde). Por el contrario, el pronóstico del NCEP resultó ser sorpresa en las primeras cuatro ventanas (verde), y en la última ventana un acierto (rojo).

Ventana de 72 h	1	2	3	4	5
Observado	64	55	52	83	85
Intervalo	[32 96]	[27.5 82.5]	[26 78]	[41.5 124.5]	[42.5 127.5]
NCEP	18	15	18	36	44
ECMWF	40	35	24	42	43

Tab. 6.1: Datos observados y pronosticados, de los acumulados de precipitación en 72 horas móviles, en la cuenca Bonete para el evento del 08092017.

Debido a la importancia de la exactitud de los pronósticos para la gestión de los recursos hídricos, se decidió realizar dos simulaciones con el modelo numérico regional WRF versión 4.3, Skamarock et al. (2019), que tiene la ventaja de poder considerar esquemas diferentes de parametrización de los procesos físicos, y de esta forma poder diagnosticar el comportamiento de los diferentes modelos de pronósticos frente a los eventos de precipitación que son característicos en la región estudiada.

6.1. Análisis de altura de geopotencial y topes nubosos

Antes de abordar el análisis numérico, realizamos un examen detallado de dos niveles de presión en el campo de altura de geopotencial, 850mb y 250mb, así como las imágenes satelitales de los topes nubosos en la región de América del Sur donde se desarrolló el evento de estudio.

La exploración del campo de altura de geopotencial nos proporciona información crucial sobre la distribución vertical de la presión atmosférica en la atmósfera. Cada nivel de presión examinado refleja la altitud a la que se encuentra una superficie con esa presión específica.

En el caso del mapa de altura de geopotencial a 850 mb, podemos identificar áreas de alta y baja presión. Las regiones con valores de altura de geopotencial más bajos denotan sistemas de baja presión, típicamente asociados con masas de aire frío, mientras que las áreas con valores más altos sugieren sistemas de alta presión, generalmente vinculados a masas de aire cálido. Este análisis nos permite identificar los sistemas meteorológicos en juego, así como evaluar la presencia e intensidad de las corrientes en chorro de capas bajas.

En cuanto al nivel de 250mb, este proporciona una visión de la distribución vertical de la presión atmosférica en altitudes superiores. Uno de los aspectos más destacados de estos mapas es la capacidad para detectar las corrientes en chorro en altitudes superiores, las cuales ejercen una influencia considerable en la formación y el movimiento

de los sistemas meteorológicos.

En lo que respecta a las imágenes satelitales, utilizamos las proporcionadas por el satélite GOES-16 (Geostationary Operational Environmental Satellite), operado por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) de los Estados Unidos. Este satélite cuenta con múltiples canales espectrales que permiten la observación de la Tierra en diversas longitudes de onda, con fines de seguimiento meteorológico y ambiental. En particular, nos centramos en la banda de infrarrojo de longitud de onda larga (IR-L), que facilita la observación de patrones de nubes y tormentas al capturar la temperatura de las nubes y la superficie terrestre. Estas imágenes resultan útiles para evaluar la intensidad de las tormentas, el seguimiento de sistemas ciclónicos y el monitoreo de incendios forestales.

A continuación, se presentan los datos obtenidos del NCEP/NCAR Reanalysis para momentos específicos durante todo el evento, junto con las imágenes satelitales correspondientes a esas mismas horas.

Este análisis nos permite comprender que el evento de precipitación que se inició el 8 de septiembre de 2017 en la cuenca Bonete estuvo influenciado por la presencia inicial de un anticiclón sobre el océano Atlántico en la superficie, que transportó aire más cálido y húmedo hacia latitudes más elevadas. Además, en el nivel de 250mb, observamos una configuración de vaguada y cuña que se desplazaba de oeste a este. Este movimiento provocó una intensificación en la onda después de atravesar la cordillera de los Andes, lo que incluye un acortamiento de la longitud de onda, como se muestra en la Figura 6.2. Esto contribuyó a la formación y profundización del sistema de baja presión en la superficie, que más tarde evolucionó en un ciclón extratropical, un sistema característico de estas latitudes. Las imágenes satelitales revelan nubes con un gran desarrollo vertical, indicadas en rojo para denotar bajas temperaturas, que se extienden a lo largo de la línea frontal y justo detrás de ella.

Este análisis, basado en los datos de reanálisis, nos permite comprender que el evento de precipitación está vinculado al comportamiento dinámico de la onda en altitudes elevadas, donde las precipitaciones se generan al este de la vaguada, una zona de convergencia en la superficie con velocidades ascendentes. Además, se caracteriza por la nubosidad en la zona frontal, lo que es típico en eventos con un desarrollo vertical pronunciado.

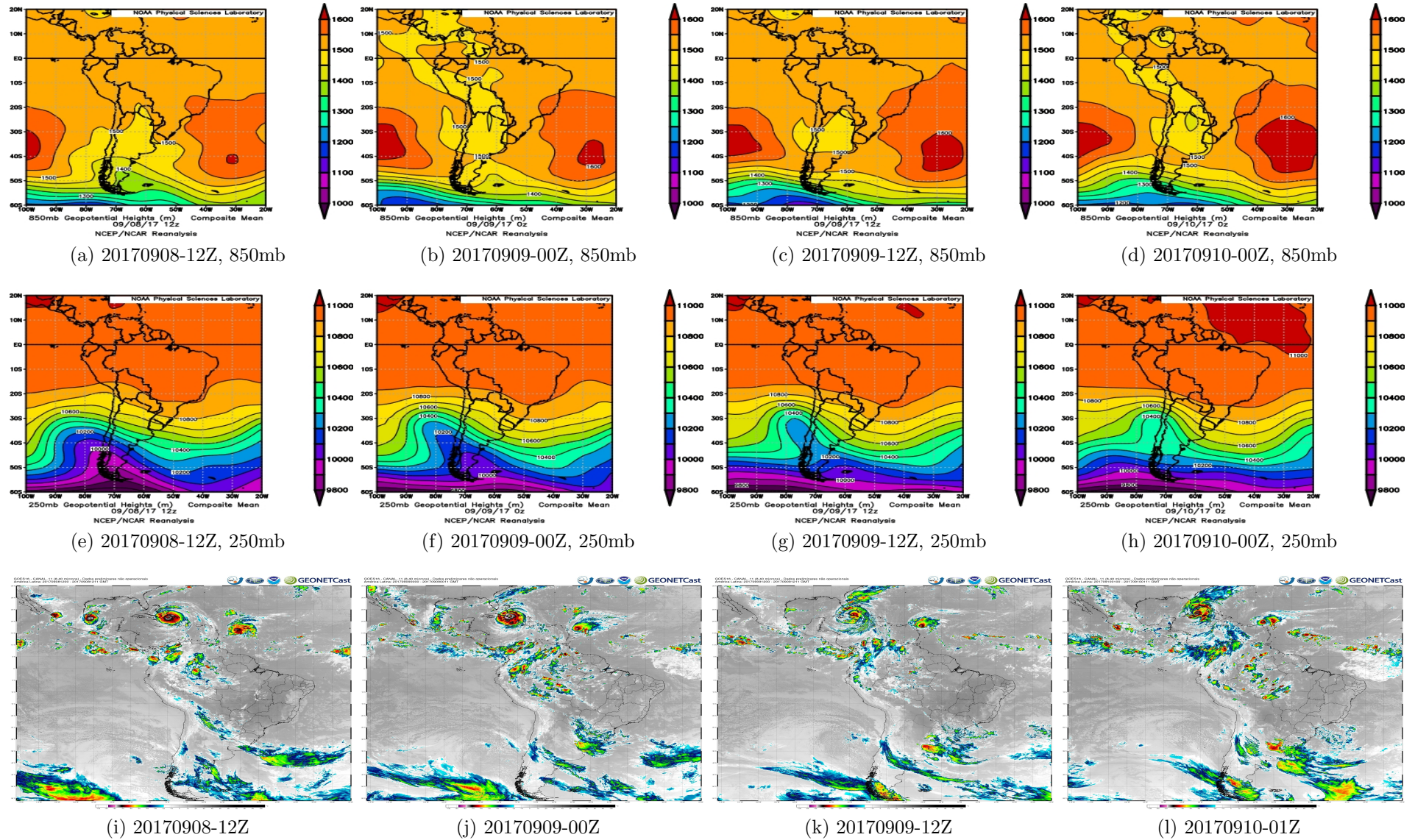


Fig. 6.1: Altura de geopotencial [m] en el nivel 850mb, (a), (b), (c) y (d); y nivel 250mb, (e), (f), (g) y (h). Imagen satelital de topes nubosos (i), (j), (k) y (l). Días 8, 9 y 10 de setiembre de 2017.

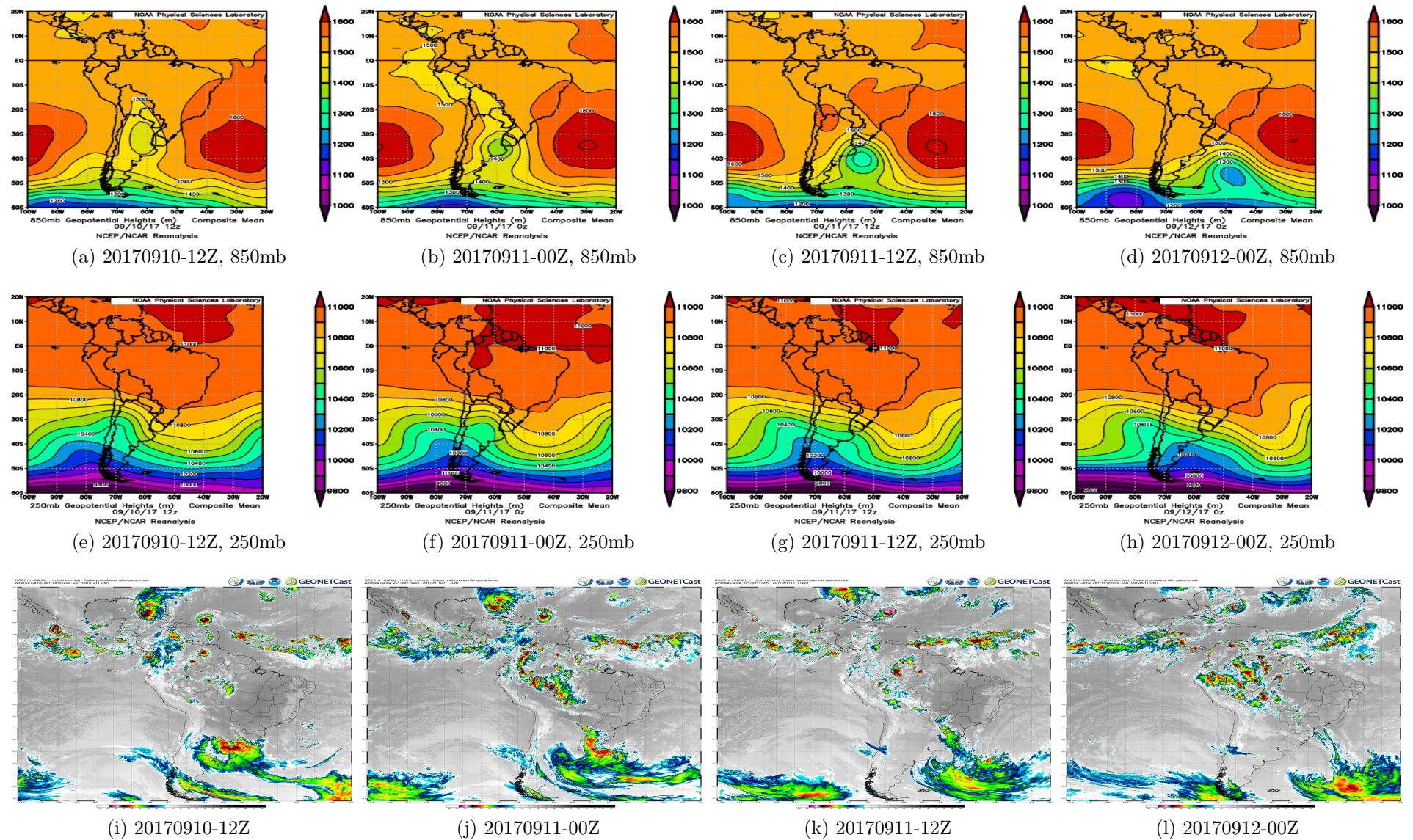


Fig. 6.2: Altura de geopotencial [m] en el nivel 850mb, (a), (b), (c) y (d); y nivel 250mb, (e), (f), (g) y (h). Imagen satelital de topes nubosos (i), (j), (k) y (l). Días 10, 11 y 12 de setiembre de 2017.

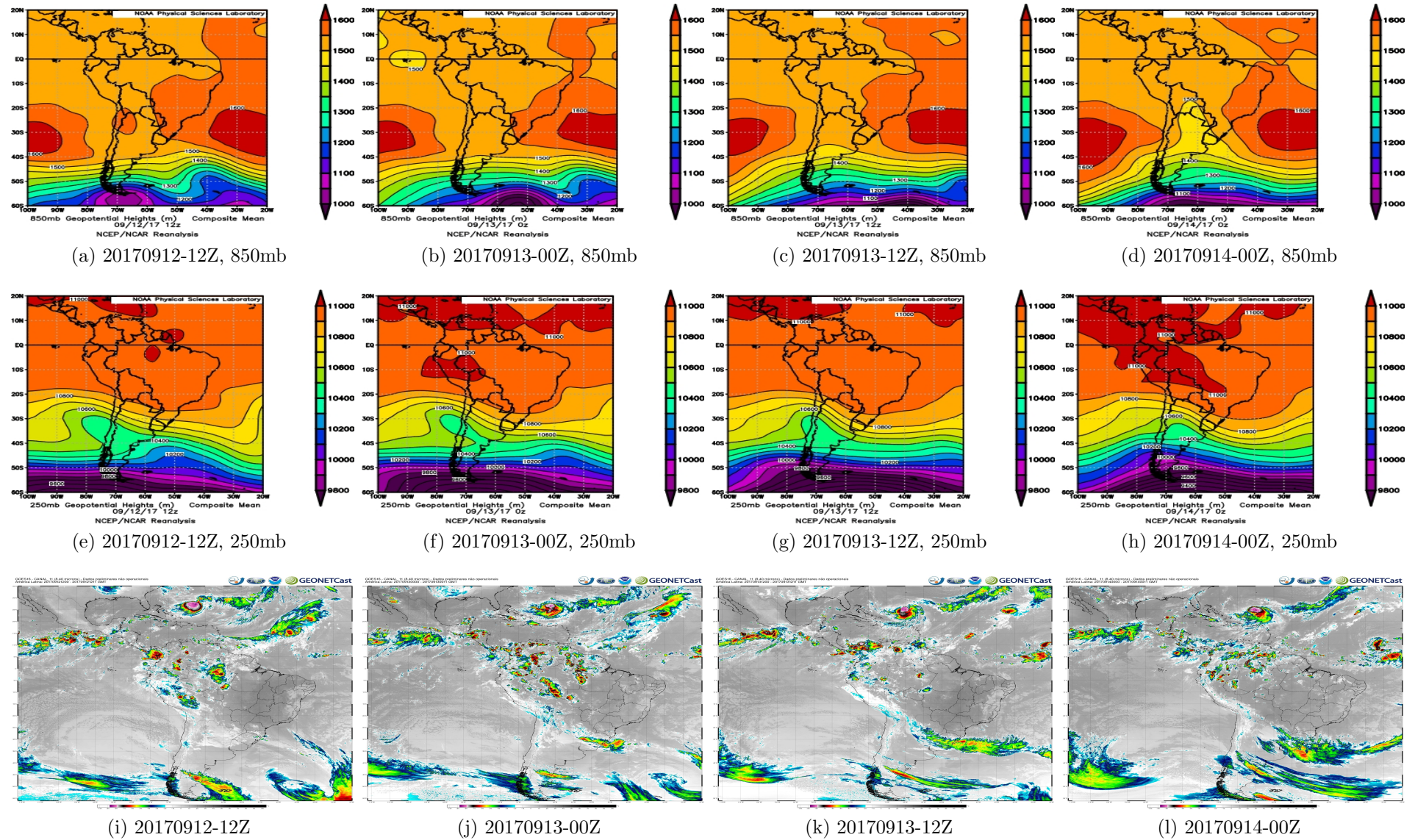


Fig. 6.3: Altura de geopotencial [m] en el nivel 850mb, (a), (b), (c) y (d); y nivel 250mb, (e), (f), (g) y (h). Imagen satelital de topes nubosos (i), (j), (k) y (l). Días 12, 13 y 14 de setiembre de 2017.

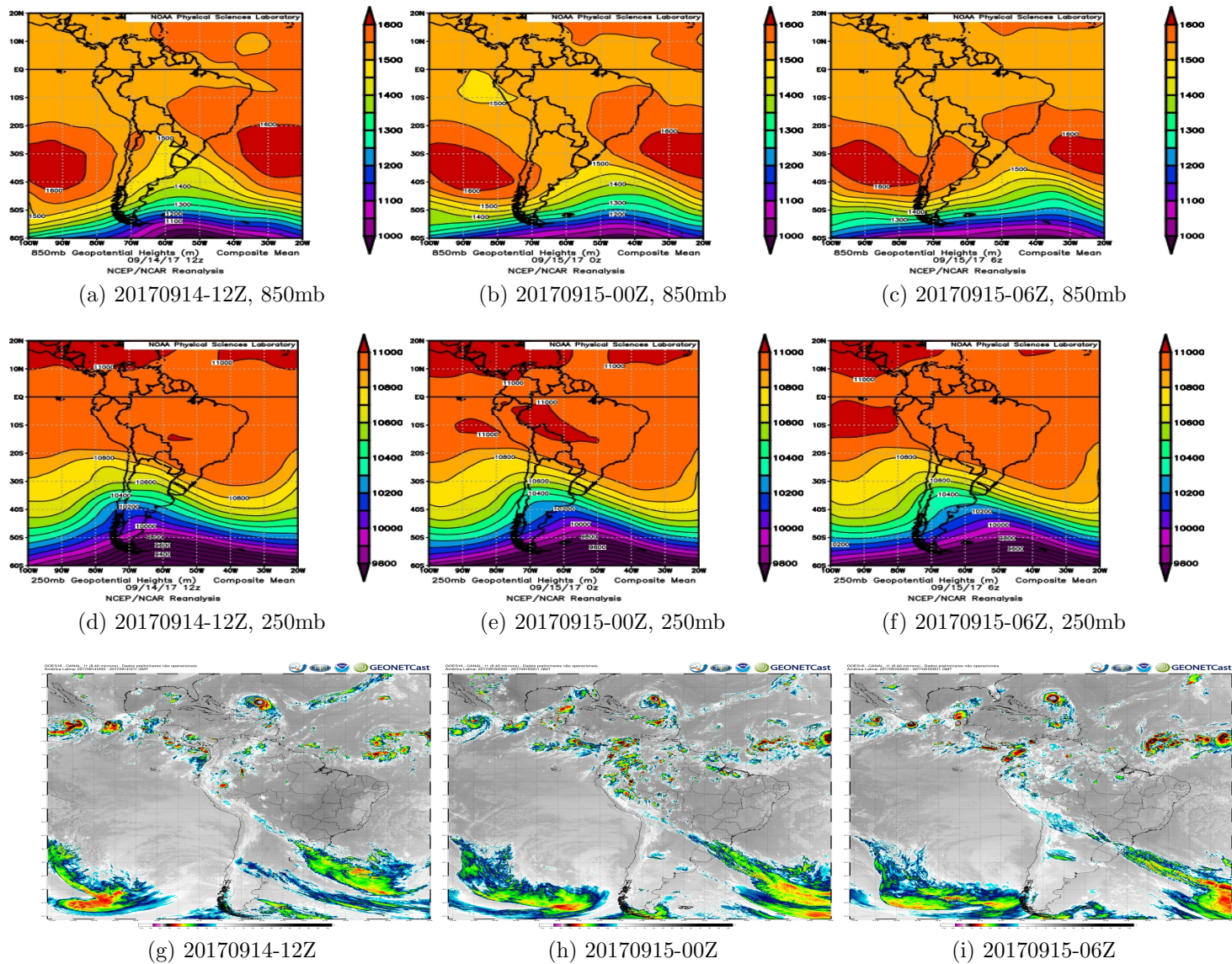


Fig. 6.4: Altura de geopotencial [m] en el nivel 850mb, (a), (b), (c) y (d); y nivel 250mb, (e), (f), (g) y (h). Imagen satelital de topes nubosos (i), (j), (k) y (l). Días 14 y 15 de setiembre de 2017.

6.2. Simulación WRF

Para las simulaciones realizadas se utilizó un único dominio, Figura 6.5, de resolución horizontal de 30 km y 50 niveles eta en la coordenada vertical, centrado en latitud 33.01°S y longitud 56.146°W. Las condiciones iniciales y de contorno se obtuvieron a partir de datos NCEP 1°x1° de la corrida de control. En cuanto a las opciones de parametrización utilizadas, se utilizó el esquema de microfísica Thompson et al. (2008), que describe la formación de nubes, la precipitación y la evaporación. Para la parametrización de cúmulos se corrieron dos opciones diferentes, Tiedtke 2.2.1 y Kain-French 2.2.1. Además, se utilizó la opción Mellor–Yamada–Janjic, Mesinger (2020), para la parametrización de capa límite planetaria. Para la superficie terrestre se utilizó el modelo Noah Land Surface Model, Tewari et al. (2016), y para la radiación se utilizaron los esquemas RRTMG, Iacono et al. (2008), Rapid Radiative Transfer Model for GCMs, tanto para la radiación de onda larga como para la de onda corta.

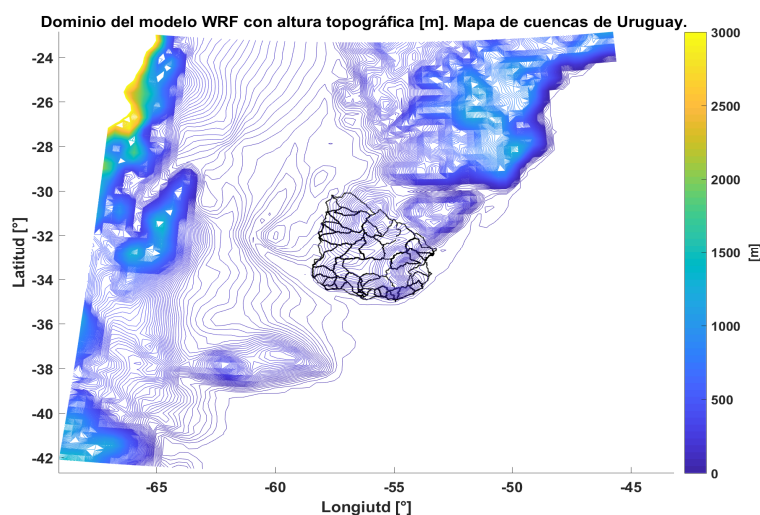


Fig. 6.5: Dominio WRF con altura topográfica [m] y cuencas de Uruguay.

Luego de obtener la dos salida del modelo WRF, se generaron los pronósticos de precipitación acumulados en ventanas móviles de 72 horas, de forma que el intervalo de tiempo coincida con los datos observados medidos a las 10UTC. Para obtener la precipitación en la cuenca de Bonete se interpoló la salida del modelo a los pluviómetros de la cuenca y se promediaron. Luego se acumularon los datos en el intervalo de tiempo deseado.

La precipitación total a partir del modelo WRF se obtiene sumando las variables RAINC,(Accumulated Total Cumulus Precipitation) y RAINNC (Accumulated Total Grid Scale Precipitation), definidas en los puntos de masa de la grilla Tipo C que tiene el modelo.

RAINNC representa la precipitación convectiva y es producida por el esquema de parametrización de cúmulos que esté configurado en el modelo. Por otro lado, RAINNC representa la precipitación no convectiva (a la escala de grilla) y es generada por el esquema de microfísica de nubes, junto con otros procesos que contribuyen a la precipitación en la grilla del modelo. A escalas más grandes (> 10 km), esta precipitación proviene principalmente de nubes estratiformes. A alta resolución (< 5 km), la malla del modelo puede resolver algunos cúmulos y su precipitación se incluirá en RAINNC.

Los resultados para ambas simulaciones se muestran en la Tabla 6.2, y en primer instancia se observa una mejor performance que la generada por los pronósticos globales por ensembles, Tabla 6.1, siendo la parametrización de Tiedtke la que presentó una cantidad menor de error para todas las ventanas, a excepción de la primer ventana, donde la parametrización Kain-Fritsch se acercó más al dato real.

Ventana de 72 h	1	2	3	4	5
Observado	64	55	52	83	85
Intervalo	[32 96]	[27.5 82.5]	[26 78]	[41.5 124.5]	[42.5 127.5]
WRF: Tiedtke	67	55	52	24	88
WRF: Kain-Fritsch	65	51	45	16	91.5

Tab. 6.2: Datos observados y pronosticados, de los acumulados de precipitación en 72 horas móviles, en la cuenca Bonete para el evento del 08092017 salida del modelo regional WRF con dos parameterizaciones de cúmulus diferentes.

6.2.1. Diagnóstico del evento

En esta sección analizaremos cuál fue la razón por la cual los modelos utilizados generaron pronósticos tan diferentes, que podrían haber afectado la toma de decisiones en la gestión de los recursos hídricos. En primer lugar detallamos los conceptos teóricos que utilizaremos y luego mostraremos los resultados obtenidos de procesar las simulaciones del modelo WRF.

Desde el punto de vista dinámico, el análisis se centrará en la vorticidad potencial de Ertel (PV). Siguiendo a Martin (2006), esta magnitud relaciona la vorticidad y la estabilidad estática en la atmósfera, Ecuación 6.1. Normalmente se mide en unidades de vorticidad potencial o UVP, donde una UVP es $10^{-6} m^2.K.s^{-1}.kg^{-1}$.

$$PV = -g(\zeta_\theta + f) \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (6.1)$$

PV, tiene la ventaja de ser invertible, es decir, que conociendo su distribución po-

demostremos los campos de velocidad y temperatura potencial. También se conserva durante los procesos adiabáticos, por lo tanto si alguno de los parámetros latitud (f) o estabilidad del entorno, $\frac{\partial\theta}{\partial p}$, cambia, el otro debe ajustarse. Por ejemplo, para los casos de divergencia/convergencia del aire, a una latitud fija, la vorticidad relativa, ζ_θ , cambia y la estabilidad debe ajustarse a ese cambio. Cuando una parcela de aire cambia de latitud, cambia la vorticidad absoluta, $(\zeta_\theta + f)$, entonces en condiciones de estabilidad constante, la vorticidad relativa tiene que ajustarse, o viceversa.

En la atmósfera real, que es un fluido no adiabático, la distribución de PV puede cambiar debido al calentamiento diabático, lo cual genera anomalías locales en su distribución, desviaciones con respecto a un promedio de largo plazo. Estas anomalías son de particular interés ya que están asociadas con circulaciones identificables y discretas.

La estructura cinemática y termodinámica de los entornos asociados con estas anomalías se describe mediante la ecuación 6.1. Una anomalía negativa de PV, que representaría una región donde la PV es menor que el promedio espacial o temporal, puede ser causada por:

- una disminución en la vorticidad (más negativa)
- un aumento en la estabilidad estática (más negativa)
- ambos

En el caso de una anomalía negativa de PV, se observa una circulación ciclónica alrededor de la anomalía con vientos máximos en niveles altos, Figura 6.6 (a). Además, en el hemisferio sur, por balance de viento térmico, se espera encontrar una columna de aire frío por debajo de la anomalía y columnas cálidas alrededor, Figura 6.6 (b). Lo opuesto se observa para niveles superiores Figura 6.6 (c). De esta manera las líneas isoentrópicas quedan inclinadas hacia la región fría, se juntan, Figura 6.6 (d).

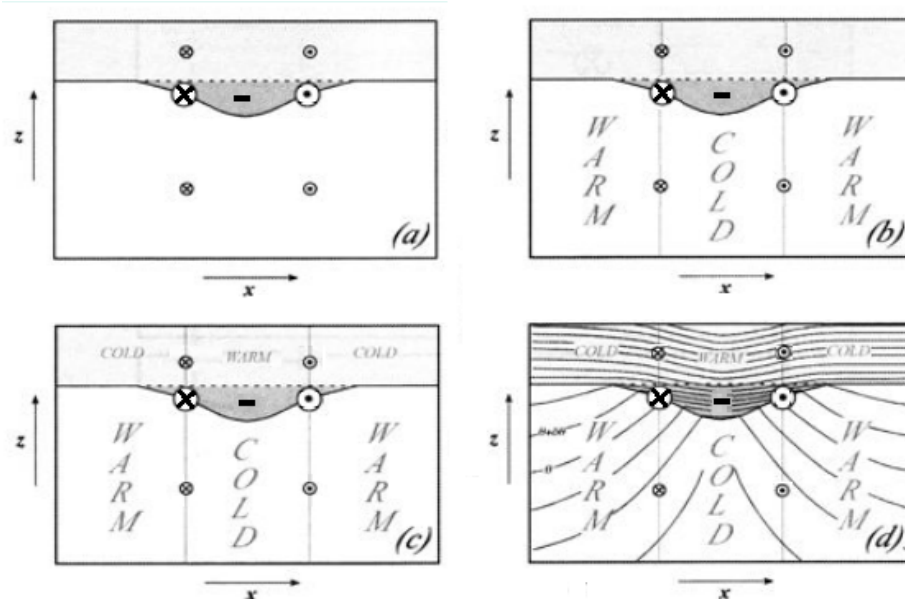


Fig. 6.6: (a) Anomalía negativa de PV en la troposfera superior caracterizada por una anomalía de vorticidad negativa cerca de la tropopausa. Un círculo grande con una cruz (un punto) indica viento dentro (fuera) de la página. Estos círculos más pequeños indican velocidades de viento menores en las direcciones indicadas. (b) Las temperaturas relativas resultantes en la troposfera suponiendo un equilibrio de viento térmico. (c) Las temperaturas relativas resultantes en la estratosfera inferior suponiendo un equilibrio de viento térmico. (d) La distribución isoentrópica general en la sección transversal. La anomalía PV negativa es una anomalía de estabilidad estática negativa, así como una anomalía de vorticidad negativa. Figura adaptada de Martin (2006) p.281

En general las anomalías de PV deben estar caracterizadas por anomalías de vorticidad y estabilidad estática de signo opuesto (en el HS).

La advección de PV y la ciclogénesis se explica a partir de un flujo barotrópico (no hay gradiente de θ), las isentrópicas son paralelas a las isóbaras, y se observa que desde el oeste entra al dominio una anomalía negativa de PV en niveles altos. En esta configuración las isentrópicas tienen que deformarse para tomar la estructura típica asociada a esa anomalía, Figura 6.6 (d). A medida que la anomalía de PV migra hacia el este, el flujo adiabático relativo a la anomalía de PV tiene que ir hacia el oeste siguiendo las isentrópicas. Por lo tanto habrá movimientos ascendentes al este de la anomalía de PV y movimientos descendentes al oeste, Figura 6.7. Esta distribución de movimiento ascendente/descendente es la típica asociada a una perturbación sinóptica ciclónica en latitudes medias.

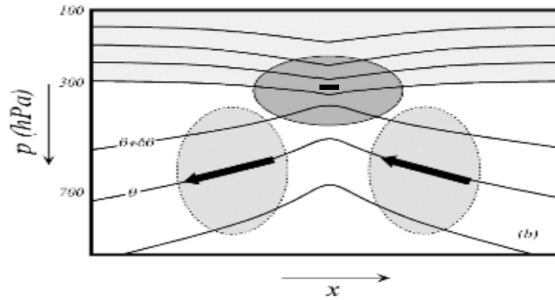


Fig. 6.7: Anomalía negativa que se mueve desde el oeste ingresando en un flujo barotrópico y deforma la estructura térmica. Las flechas negras gruesas representan el flujo adiabático en relación con la anomalía PV en movimiento que fuerza el ascenso aguas abajo y el descenso aguas arriba de la anomalía. Figura adaptada de Martin (2006) p.283

Por otro lado, vemos que el calentamiento diabático desempeña un papel importante en la generación de anomalías de PV. La derivada total de PV, Ecuación 6.2, indica que PV aumenta (disminuye) donde el gradiente vertical de calor diabático es positivo (negativo).

$$\frac{d}{dt}(PV) \approx -g(\zeta + f) \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial p} \quad (6.2)$$

En los ciclones extratropicales, la liberación de calor latente ocurre en niveles medios de la atmósfera, Figura 6.8, lo que resulta en la producción de anomalías negativas de PV en capas bajas, $\frac{dPV}{dt} < 0$, y la destrucción de PV en capas altas, $\frac{dPV}{dt} > 0$, cerca de la tropopausa.

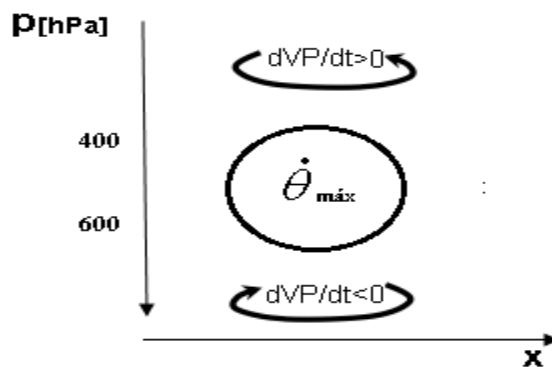


Fig. 6.8: Tendencias lagrangianas de PV asociadas con el calentamiento diabático. El círculo etiquetado como $\dot{\theta}_{\text{máx}}$ es el máximo de calentamiento diabático. En la troposfera alta ocurre destrucción de PV, (flujo anticiclónico) y en la troposfera baja se genera producción de PV, (flujo ciclónico).

En el hemisferio sur, la producción de anomalías negativas de PV están asociada con una circulación ciclónica en la superficie.

Así, la anomalía de PV negativa en superficie creada por la liberación de calor latente tendrá una circulación ciclónica asociada por lo que contribuirá a la intensificación de la baja en superficie. Podemos entonces entender mejor el rol de la liberación de calor latente en un ciclón bajo la perspectiva de la PV.

El análisis de PV en superficies isentrópicas revela la formación de vaguadas y cuñas en la atmósfera. Esta aproximación de la vorticidad potencial es válida en latitudes medias pero no en latitudes bajas, donde puede haber cambios de signo en la vorticidad potencial debido a regiones de vorticidad absoluta pequeña.

Desde una perspectiva dinámica, se espera que en niveles altos de la atmósfera siguiendo el patrón de vaguadas y cuñas, la máxima advección de vorticidad relativa ciclónica ocurra un cuarto de longitud de onda al este del eje de la vaguada, asociada a un sistema de baja presión en la superficie; mientras que la máxima advección de vorticidad relativa anticiclónica ocurra un cuarto de longitud de onda al oeste del eje de la vaguada, asociado a subsidencia del aire en un sistema de alta presión en la superficie.

Debido a la liberación de calor latente que existe en el ciclón, se crea una anomalía negativa de PV en superficie y una anomalía de PV positiva en altura que se opondrá a la anomalía negativa de PV asociada a la vaguada, disminuyendo la longitud de onda de la perturbación, y así aumenta el gradiente de PV en altura, aumentando el gradiente de altura de geopotencial y la intensidad el jet.

Visto este marco teórico de la vorticidad potencial de Ertel, se examinó la secuencia temporal en altura, cerca de los 300 mb y una superficie isentrópica cercana a los 300K, utilizando la parametrización de Tiedtke. El cálculo detallado para la obtención de este campo se describió en el Apéndice C, considerando que el modelo WRF tiene una grilla de resolución del tipo C.

Debe notarse que en latitudes no tropicales los valores del parámetro de Coriolis, f , prevalecen sobre la vorticidad relativa, por lo cual la PV es típicamente negativa en latitudes no tropicales del hemisferio sur, Ecuación 6.1. Los máximos locales (extremos locales de valores menos negativos) corresponden a máximos locales de vorticidad relativa anticiclónica; y los mínimos locales (extremos locales de valores más negativos) corresponden a máximos locales de vorticidad relativa ciclónica.

La Figura 6.9, representa lo sucedido en la primer ventana de 72 horas (días 8, 9 y 10), mostrando la PV cada seis horas y el acumulado de precipitación total en ese rango de horas. Inicialmente se tienen bajos gradientes de PV y no se obtienen precipitaciones. Más adelante (a partir del día 9); el modelo simula precipitaciones en el suroeste de Uruguay, en fase con regiones de gradiente relativamente moderados de PV. Se notan máximos locales (zonas de PV menos negativa), al este de las regiones de precipitación intensa. A partir del día 10 aparecen máximos locales de PV que

coinciden con regiones de precipitación intensa. Esto se correspondería con los efectos diabáticos de la precipitación en niveles medio de la atmósfera que se discutieron anteriormente con la Ecuación 6.2.

Estos máximos locales generan un fuerte aumento del gradiente de PV al oeste de los mismos, lo que podría contribuir a intensificar la onda frontal.

Para la cuarta ventana de 72 horas (días 11, 12 y 13), Figura 6.10, y a partir de la mañana (hora local) del día 11, hasta el día 13; no se tienen precipitaciones ni gradientes importantes de PV en Uruguay. Hacia la noche del día 13, se obtienen precipitaciones en regiones más continentales, en fase con los gradientes de PV.

Hacia la noche del 14, Figura 6.11 los máximos de PV vuelven a coincidir con regiones de precipitación intensa. A partir de entonces, el sistema tiene características de un ciclón térmico que se desplaza hacia el sureste.

Accumulated precipitation in the 172-hour window and potential vorticity in specific hours, for the Tiedtke scheme.

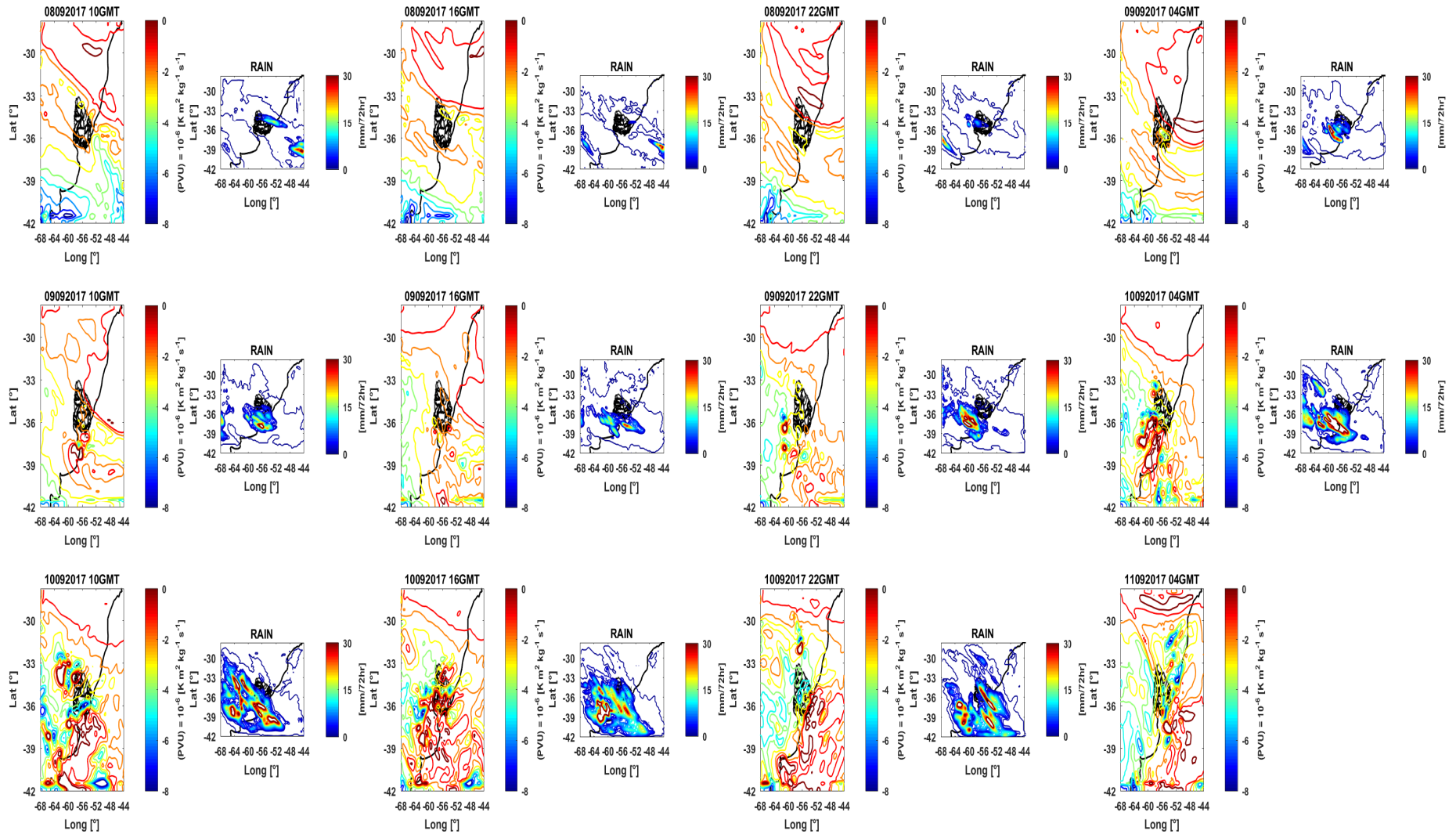


Fig. 6.9: Simulación WRF con parametrización de cúmulus Tiedtke: Vorticidad potencial de Ertel en 300mb e isentrópica de 300K, cada seis horas; y precipitación total acumulada en seis horas. El período es desde el 08092017 10GMT al 11092017 04GMT.

Accumulated precipitation in the 4 72-hour window and potential vorticity in specific hours, for the Tiedtke scheme.

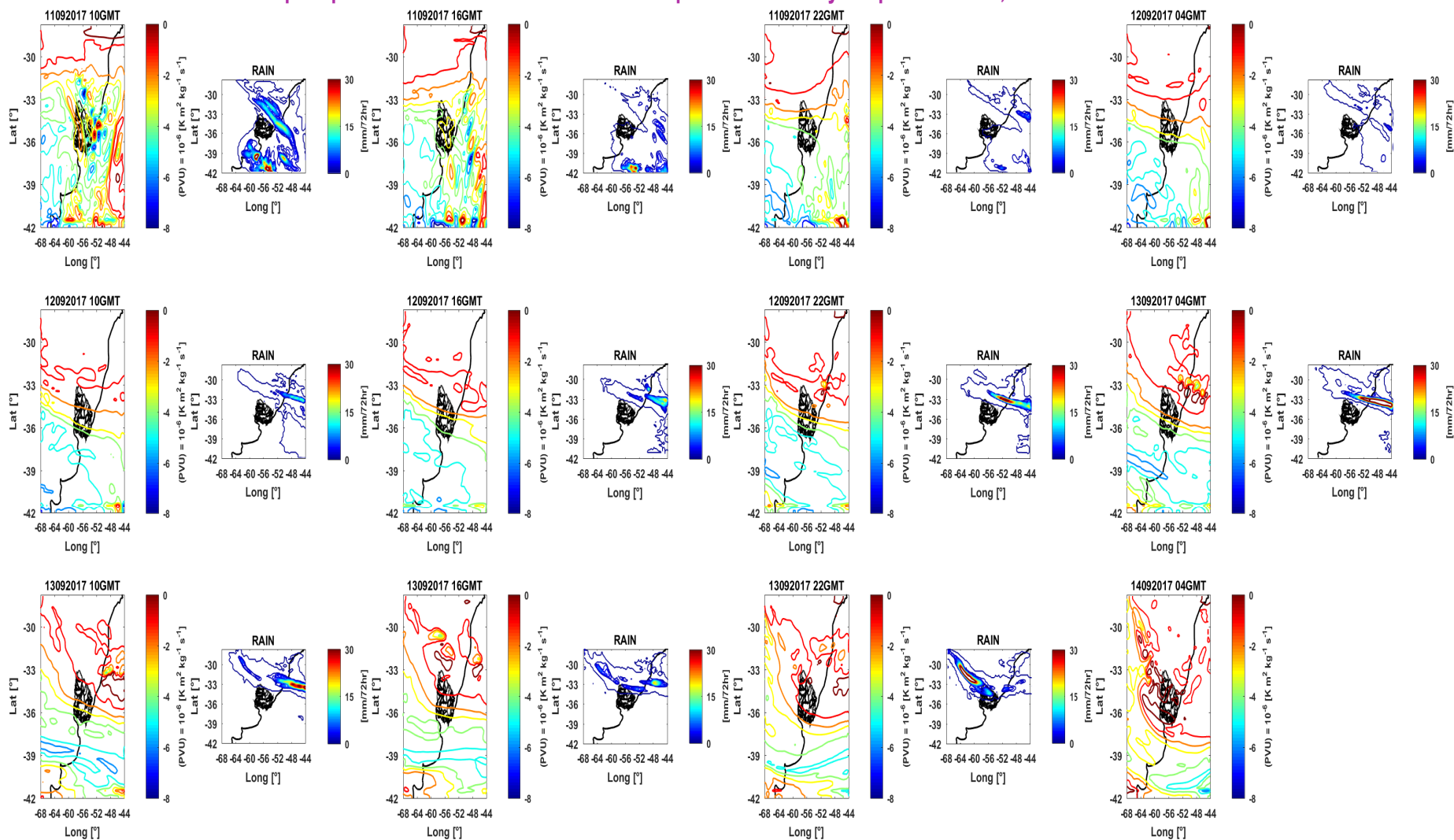


Fig. 6.10: Simulación WRF con parametrización de cúmulus Tiedtke: Vorticidad potencial de Ertel en 300mb e isentrópica de 300K, cada seis horas; y precipitación total acumulada en seis horas. El período es desde el 11092017 10GMT al 14092017 04GMT.

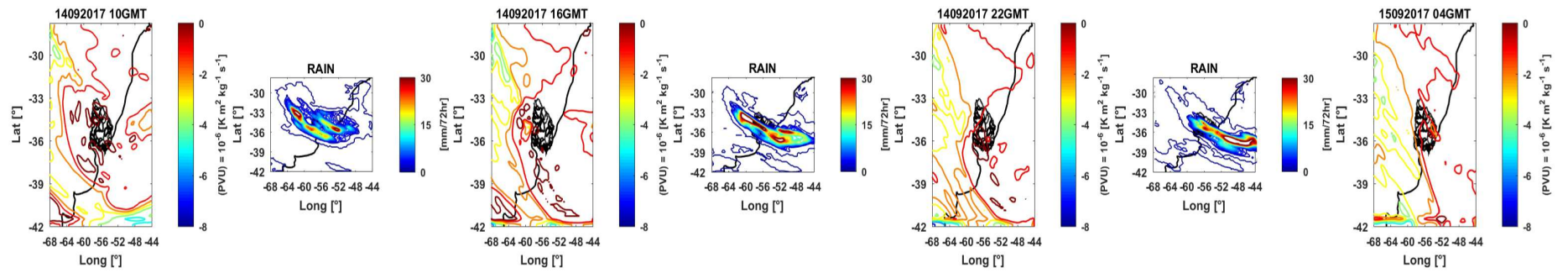


Fig. 6.11: Simulación WRF con parametrización de cúmulus Tiedke: Vorticidad potencial de Ertel en 300mb e isentrópica de 300K, cada seis horas; y precipitación total acumulada en seis horas. El período es desde el 14092017 10GMT al 15092017 04GMT.

6.2.2. Estudio de estabilidad

Para analizar la situación termodinámica de la atmósfera en este evento específico, se describirá el criterio de inestabilidad condicional, realizando una analogía con lo que plantea Holton (2004), donde define el criterio de estabilidad condicional en términos del gradiente vertical de θ_e^* , que es la temperatura potencial equivalente de una atmósfera hipotéticamente saturada que tiene la estructura térmica de la atmósfera real.

En nuestro caso elegimos estudiar la energía estática húmeda, h , y saturada, h^* , Ecuación 6.3, calculada a partir de la temperatura, el geopotencial y la humedad específica, pronosticadas por el modelo WRF.

$$\begin{aligned} h &\equiv c_p T + gz + L_c q \\ h^* &\equiv c_p T + gz + L_c q^* \end{aligned} \tag{6.3}$$

Estas magnitudes están asociadas con la diferencia en la temperatura y la humedad entre una masa de aire y su entorno. Su comportamiento describe la energía potencial disponible que existe en una masa de aire húmedo en relación con su entorno, siendo mayor cuanto mayor sea la diferencia de temperatura y humedad. Desde un punto de vista físico, h se conserva en procesos adiabáticos y sin intercambio de masa.

La inestabilidad condicional existe cuando el gradiente vertical de h no es negativo y no inicia convección atmosférica local, es decir, que aún existiendo cierto grado de inestabilidad en la atmósfera debido a la diferencia de temperatura y humedad, es necesario un mecanismo adicional para desencadenar la convección. Este mecanismo adicional puede ser una fuerza ascendente, como una montaña, los vórtices térmicos de la capa límite atmosférica, un sistema frontal o una zona de convergencia de vientos, que proporcionan el impulso inicial necesario para elevar el aire húmedo y saturado, desencadenando el proceso convectivo.

Para obtener una expresión de la inestabilidad condicional, consideraremos dos parcelas de aire en un mismo nivel de presión y altura, pero que tienen diferente origen, una se originó en superficie y la otra tiene las propiedades del ambiente. Por lo tanto, a partir de la definición de h^* , que es el valor de saturación de la energía estática húmeda, podemos demostrar que si:

$$h_1^* > h_2^* \Rightarrow T_1 > T_2$$

y de esta forma se tiene un ambiente inestable.

La demostración se realiza por el absurdo, por lo que suponemos que:

$$T_1 < T_2 \Rightarrow q_1^*(T_1, p(z)) < q_2^*(T_2, p(z))$$

ya que las parcelas están en el mismo nivel de presión.

En estas condiciones la energía estática saturada de cada parcela cumple:

$$\begin{aligned} c_p T_1 + gz + L_c q_1^*(T_1, p(z)) &< c_p T_2 + gz + L_c q_1^*(T_2, p(z)) \Rightarrow \\ c_p T_1 + L_c q_1^*(T_1, p(z)) &< c_p T_2 + L_c q_2^*(T_2, p(z)) \end{aligned}$$

y se llega al absurdo de que $h_1^* < h_2^*$.

Finalmente tenemos que $T_1 > T_2$, y como las parcelas están a la misma presión, las densidades cumplen $\rho_1 < \rho_2$, y la parcela 1 está flotando en relación con su entorno y puede acelerar libremente hacia arriba. El nivel en el que esto ocurre se denomina nivel de convección libre (LFC).

Así, el criterio de inestabilidad condicional adiabático del ambiente se escribe como:

$$h(\text{superficie}) > h^*(\text{a cierta altura}) \quad \text{condicionalmente inestable} \quad (6.4)$$

El cálculo de la energía estática húmeda y saturada a partir de la salida del modelo WRF con grilla tipo C, se describe en el Apéndice C, y veremos a continuación que el modelo representó un ambiente inestable que acompañado con el sistema frontal que se detalló anteriormente las precipitaciones eran intensas.

En este sentido, se examinaron los niveles de 700mb, Figuras 6.12 y 6.13, y de 500 mb, Figuras 6.14 y 6.15. Se observa que en ambos niveles el modelo WRF pudo calcular el potencial de inestabilidad, siendo en algunos instantes más intenso en el nivel de 500 mb. Es importante destacar que las precipitaciones calculadas pueden no coincidir exactamente con la zona de inestabilidad, lo que indicaría que las precipitaciones tienen características de no convectivas.

Esta configuración se observa durante el avance de la onda frontal en los días 9, 10 y 11, Figura 6.14, que corresponde a la segunda ventana de 72 horas del pronóstico. La onda frontal avanza sobre la zona de inestabilidad simulada por el modelo, y solamente se observan valores significativos en la región costera del sur de Brasil que se caracteriza particularmente por la presencia de sierras.

Al finalizar el período de estudio, a partir de la noche del día 14, Figura 6.15, cuando se observa el sistema con características de un ciclón térmico, los valores de inestabilidad en el nivel de 500 mb fueron iguales o incluso superiores a los de 700 mb.

Notamos que si no existe una coincidencia exacta de la distribución de la precipitación con las zonas inestables, puede deberse a rezagos temporales entre el cálculo de la inestabilidad y la precipitación simulada por el modelo.

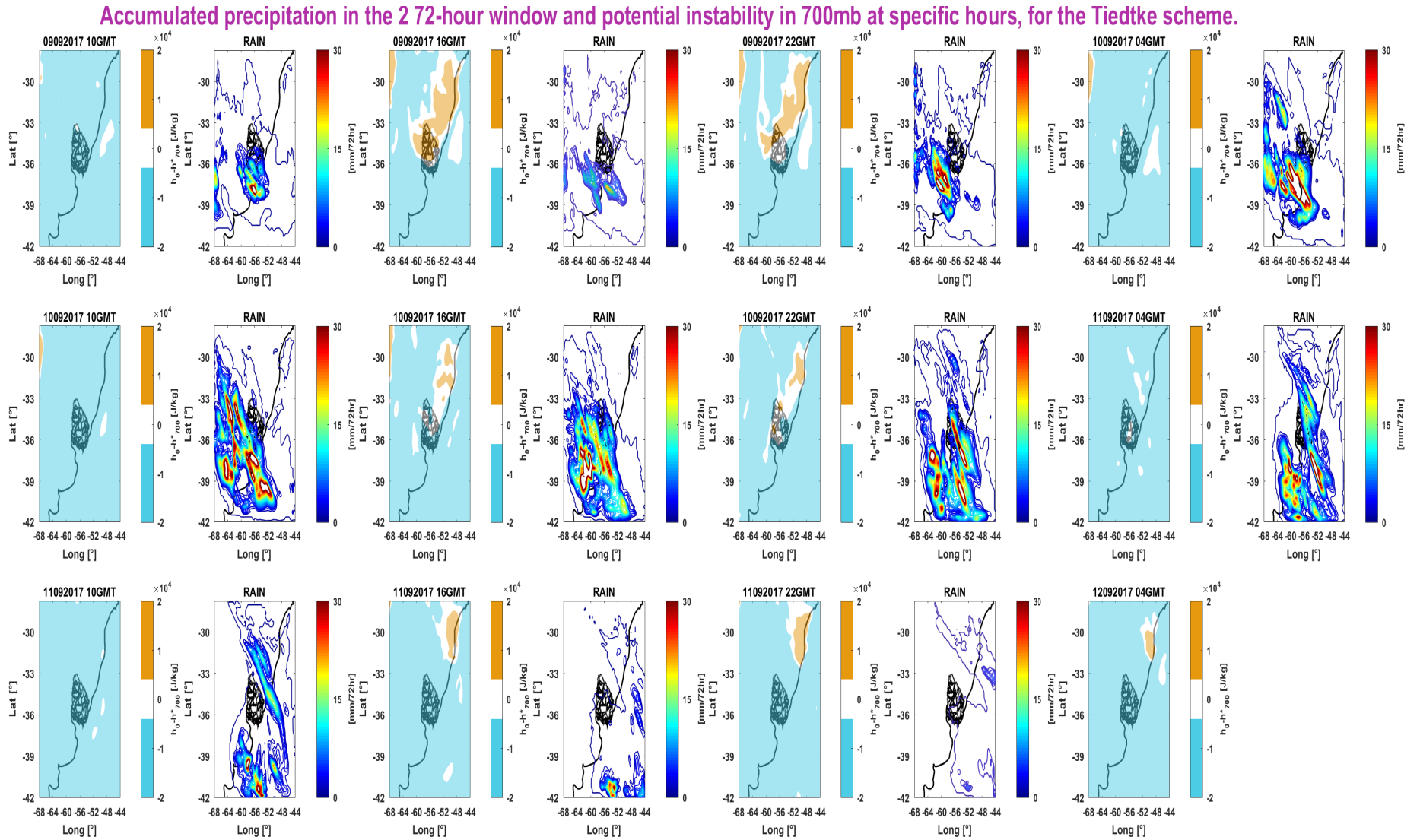


Fig. 6.12: Potencial de inestabilidad, según la energía estática en 700mb cada seis horas y precipitación total acumulada según el esquema Tiedtke. El período es desde el 09092017 10GMT al 12092017 04GMT.

Accumulated precipitation in the 5 72-hour window and potential instability in 700mb at specific hours, for the Tiedtke scheme.

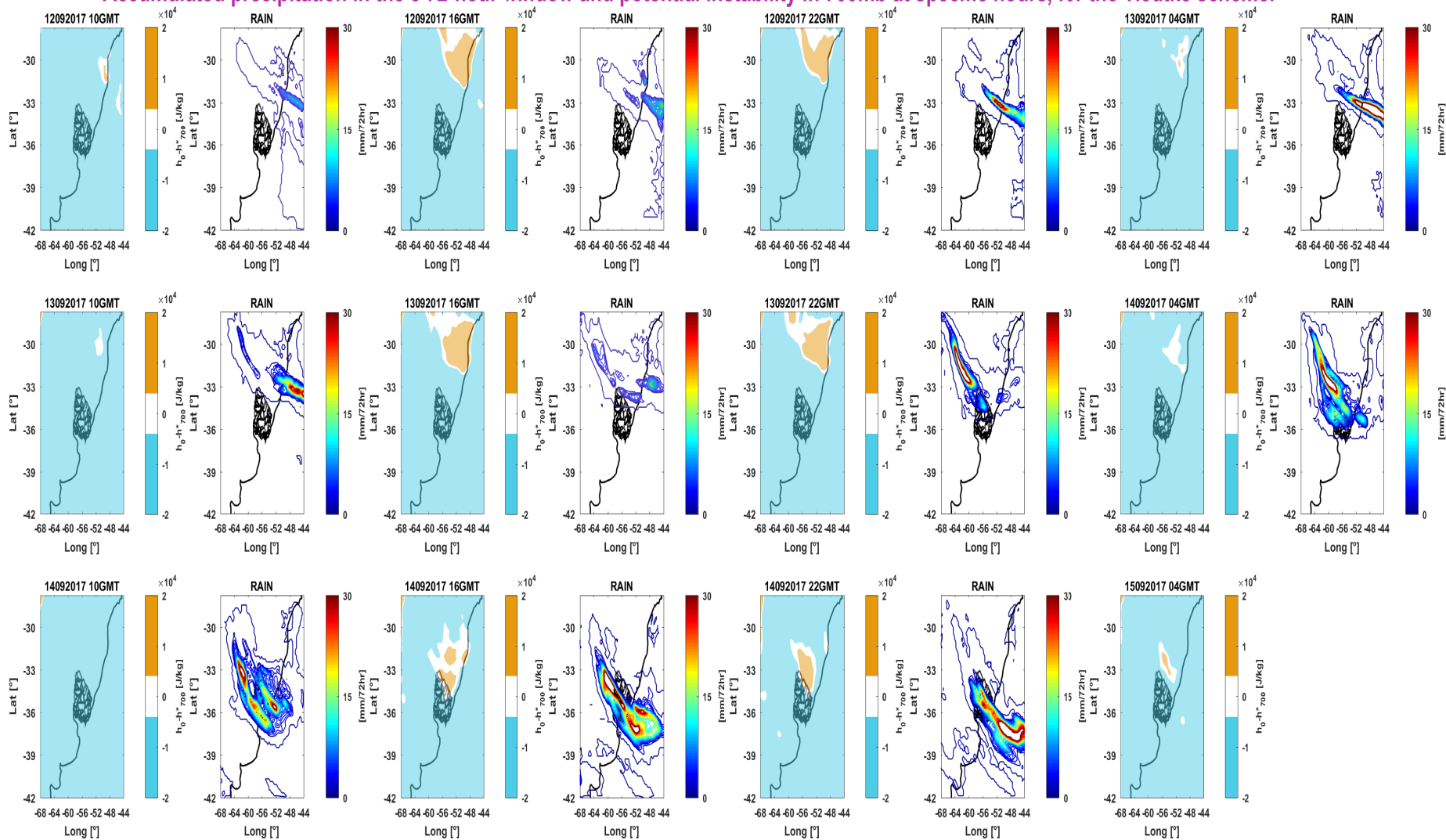


Fig. 6.13: Potencial de inestabilidad, según la energía estática en 700mb cada seis horas y precipitación acumulada según el esquema Tiedtke. El período es desde el 12092017 10GMT al 15092017 04GMT.

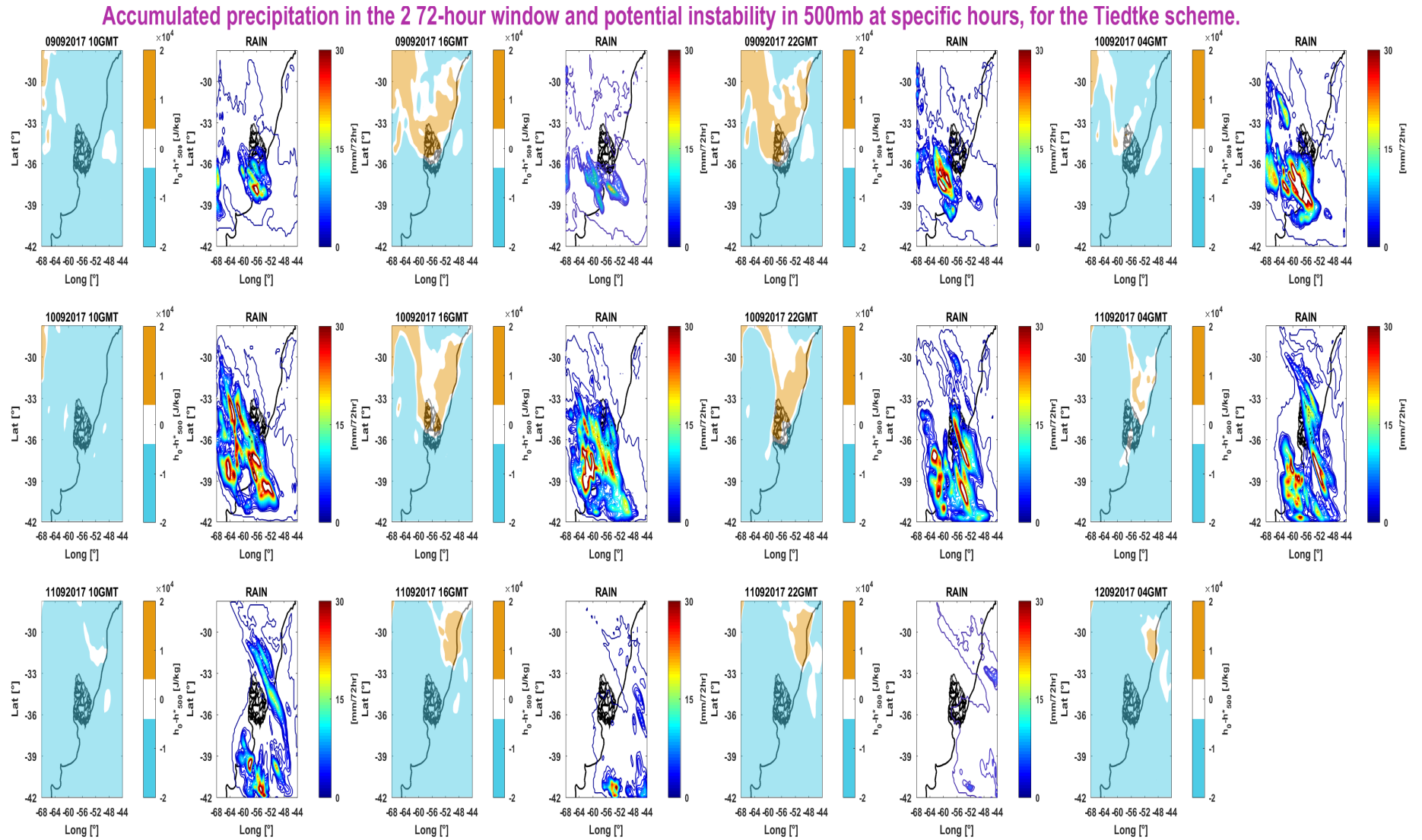


Fig. 6.14: Potencial de inestabilidad, según la energía estática en 500mb cada seis horas y precipitación total acumulada según el esquema Tiedtke. El período es desde el 09092017 10GMT al 12092017 04GMT.

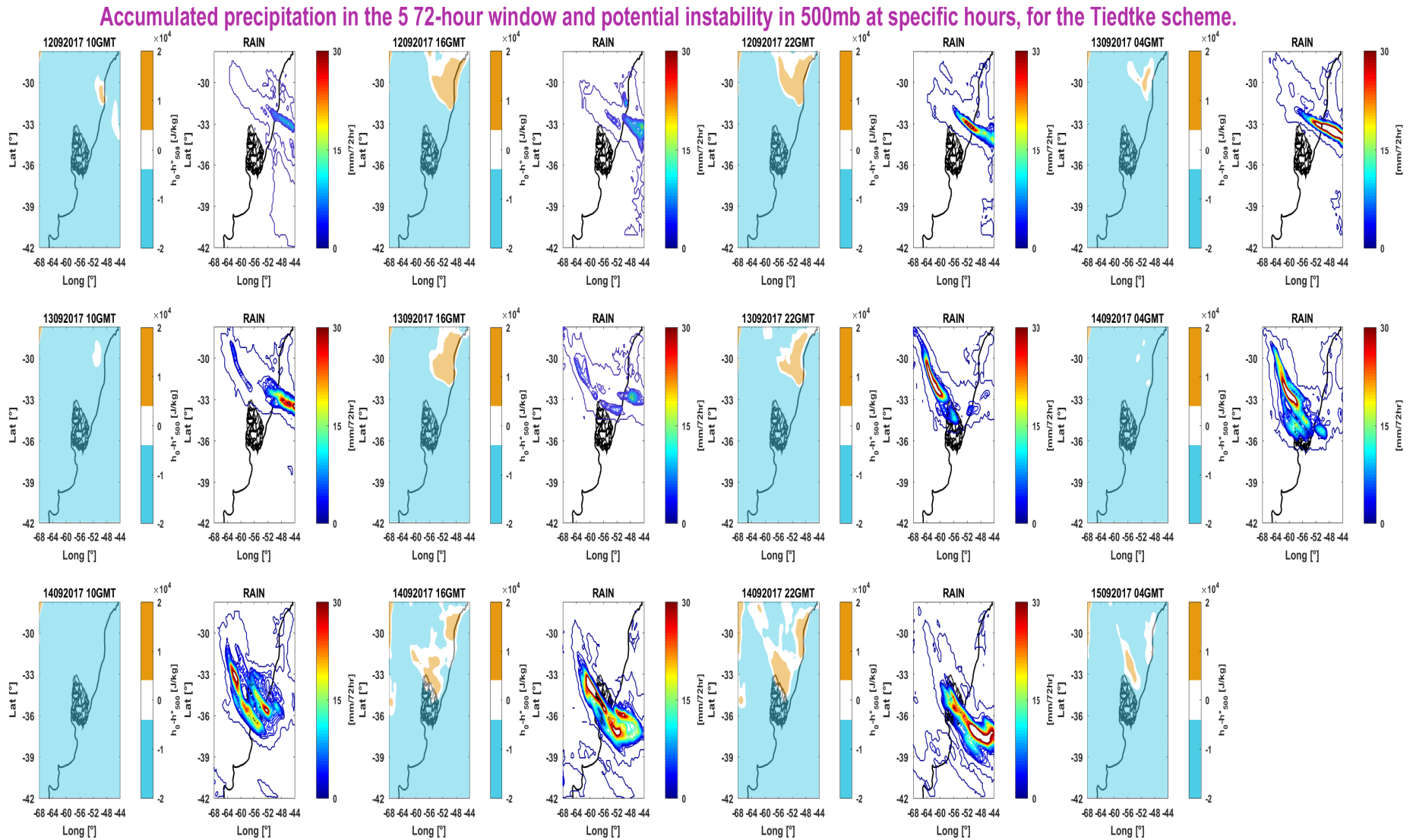


Fig. 6.15: Potencial de inestabilidad, según la energía estática en 500mb cada seis horas y precipitación acumulada según el esquema Tiedtke. El período es desde el 12092017 10GMT al 15092017 04GMT.

Algunos puntos a recordar en este sentido son que el modelo WRF resultó ser un acierto para los días donde se observó el avance de la onda frontal; luego no logra calcular en intensidad la precipitación de la noche del día 13 y genera una sorpresa en la cuarta ventana de 72 horas, y finalmente la quinta ventana resulta en un acierto, que es cuando ocurre el desarrollo del ciclón térmico al noroeste del país.

Con este análisis vemos que este evento ocurrido en el mes de setiembre, cumple con las características analizadas en Ungerovich M (2019), Ungerovich M. (2022), como se describieron en la introducción.

En las Figuras 6.16 y 6.17, se muestra el perfil vertical de la energía estática saturada, h^* (azul), y el valor de la energía estática húmeda en superficie (rojo), para dos instantes del evento analizado, 16GMT y 22GMT del día 10, respectivamente.

Se eligieron dos puntos específicos ($30^{\circ}\text{S}, 52^{\circ}\text{W}$), corresponde al sur de Brasil, en donde para ese instante, no se pronosticaban precipitaciones pero si había potencial de inestabilidad; y el punto ($35^{\circ}\text{S}, 57^{\circ}\text{W}$), sobre Uruguay, que si tiene precipitaciones pronosticadas y potencial de inestabilidad.

Para las 16GMT vemos un perfil condicionalmente inestable en la troposfera inferior en el punto donde no se pronosticaban precipitaciones, mientras que en el punto donde ocurrirían precipitaciones el perfil es estable.

La liberación de la inestabilidad condicional requiere no solo que $\frac{\partial h^*}{\partial z} < 0$, sino también la saturación de la parcela a la temperatura ambiente del nivel donde comienza la convección, es decir, la parcela debe alcanzar el LFC. Este nivel que ocurre en la intersección de h de superficie con h^* , se encuentra en la troposfera media, por lo que aun existiendo cierto grado de inestabilidad en la atmósfera, es necesario también un mecanismo adicional para desencadenar la convección, se requiere una convergencia de bajo nivel con un ascenso forzado o una mezcla turbulenta vertical vigorosa en la capa límite para producir la saturación.

Vemos que la onda frontal que se estaba desarrollando no llega al sur de Brasil, por eso no se pronosticaron precipitaciones en esa zona. Mientras que en el punto sobre Uruguay, donde el perfil es estable, la presencia del sistema frontal es el desencadenante mecánico que está generando el ascenso del aire, enfriándolo, provocando la condensación del vapor de agua en forma de nubes y precipitación.

Profile of the saturation static energy and wet static energy of 1000mb, for the Tiedtke scheme. 10092017 16 GMT.

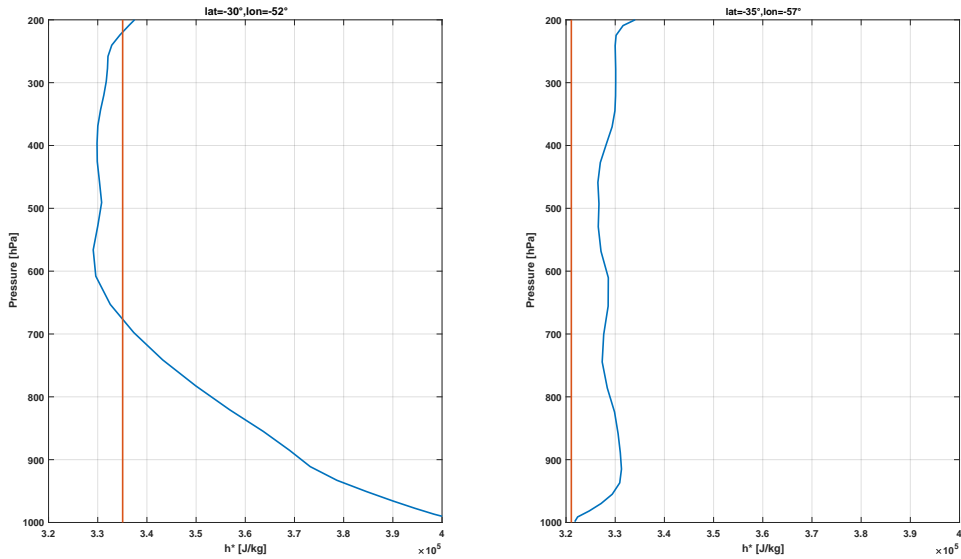


Fig. 6.16: Salida del modelo WRF del perfil vertical de la energía estática saturada (azul) y energía estática húmeda de superficie (rojo), para las 16GMT del día 10092017. Panel izquierdo coordenadas: (30°S,52°W); panel derecho coordenadas: (35°S,57°W).

Para las 22GMT, las condiciones en el sur de Brasil se mantienen, con un perfil inestable y estabilidad en superficie, mientras que el cambio más significativo ocurre en Uruguay donde esta vez si se observa un perfil inestable, que a diferencia con el sur de Brasil, el nivel de convección libre, LFC, está más cercano a la superficie, el potencial de inestabilidad es mucho menor. Por lo tanto en este caso se necesita menos energía para elevar una parcela al LFC y activar la convección, y el sistema frontal que aún está en la zona, es el mecanismo que la activaría generando las precipitaciones que se pronostican.

Profile of the saturation static energy and wet static energy of 1000mb, for the Tiedtke scheme. 10092017 22 GMT.

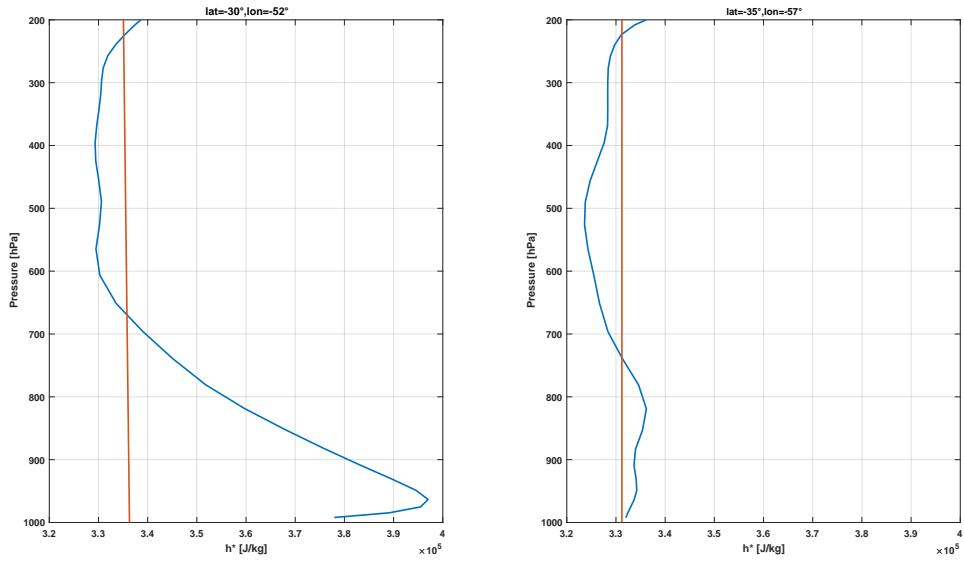


Fig. 6.17: Salida del modelo WRF del perfil vertical de la energía estática saturada (azul) y energía estática húmeda de superficie (rojo) para las 22GMT del día 10092017. Panel izquierdo coordenadas: (30°S,52°W); panel derecho coordenadas: (35°S,57°W).

6.3. Estabilidad vertical en la simulación GFS

Hasta acá el análisis se a centrado en la performance del modelo WRF, con una parametrización de cumulus en particular, Tiedtke, y se describió que el modelo fue capaz de representar la inestabilidad potencial que se desarrollaba en la atmósfera.

Ahora analizaremos el modelo global GFS que específicamente para este evento no logró una buena performance. Por lo tanto, nos planteamos determinar si esta deficiente ejecución del modelo se puede deber a su incapacidad para calcular el potencial de inestabilidad de la región.

En las Figuras 6.18 y 6.19, se presenta este resultado para los niveles de 700mb y 500mb, respectivamente. Se puede apreciar que en el nivel de 700mb, el modelo GFS solo logra representar la inestabilidad en la cuenca de Bonete en un momento específico, el día 9 a las 18 GMT, mientras que en el nivel de 500mb se observa el mismo instante que en 700mb, y para la noche del día 10 y madrugada del día 11.

De esta forma vemos que el GFS tiene muy poca inestabilidad condicional comparado con el modelo WRF.

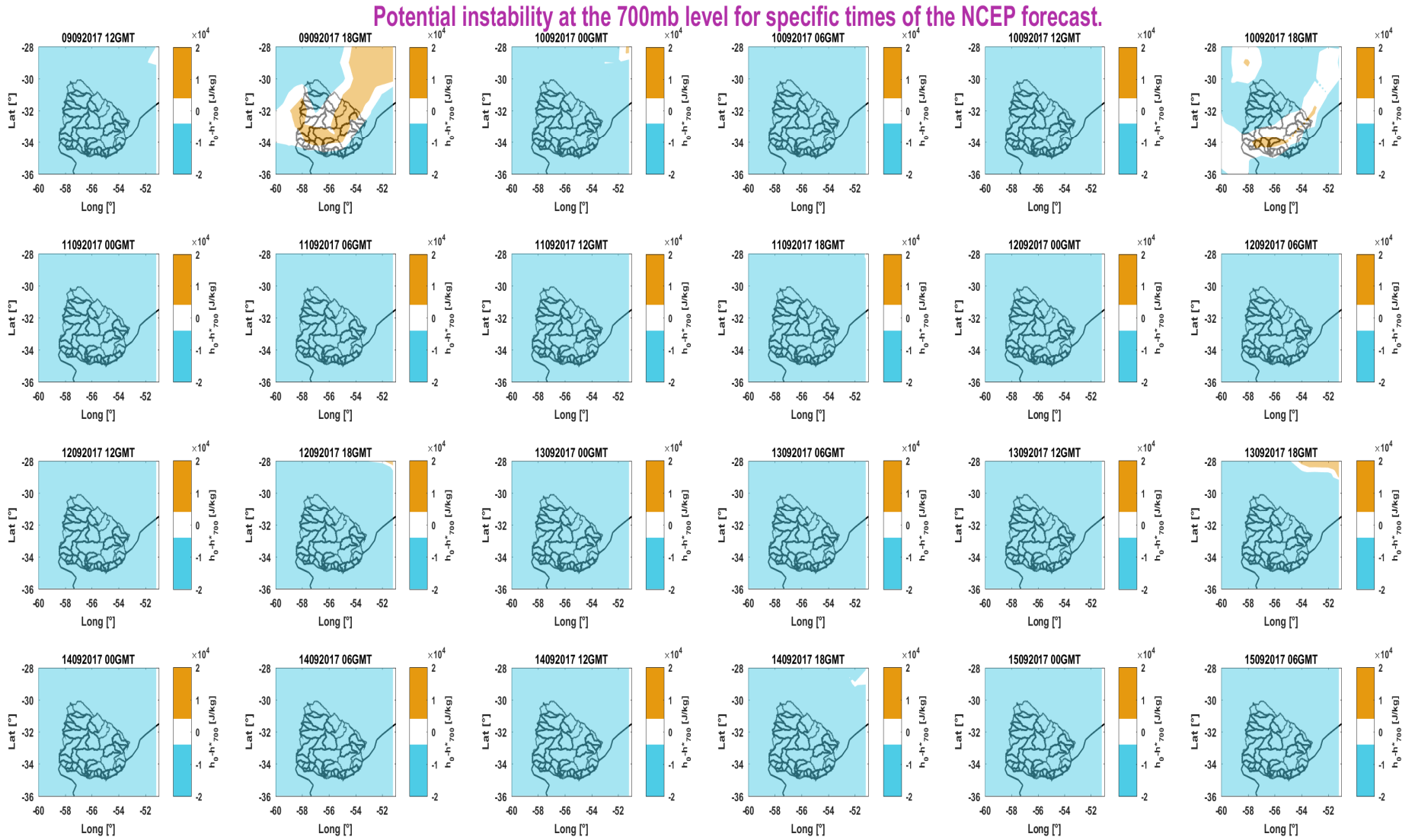


Fig. 6.18: Potencial de inestabilidad, según la energía estática en 700mb cada seis horas para el modelo NCEP.

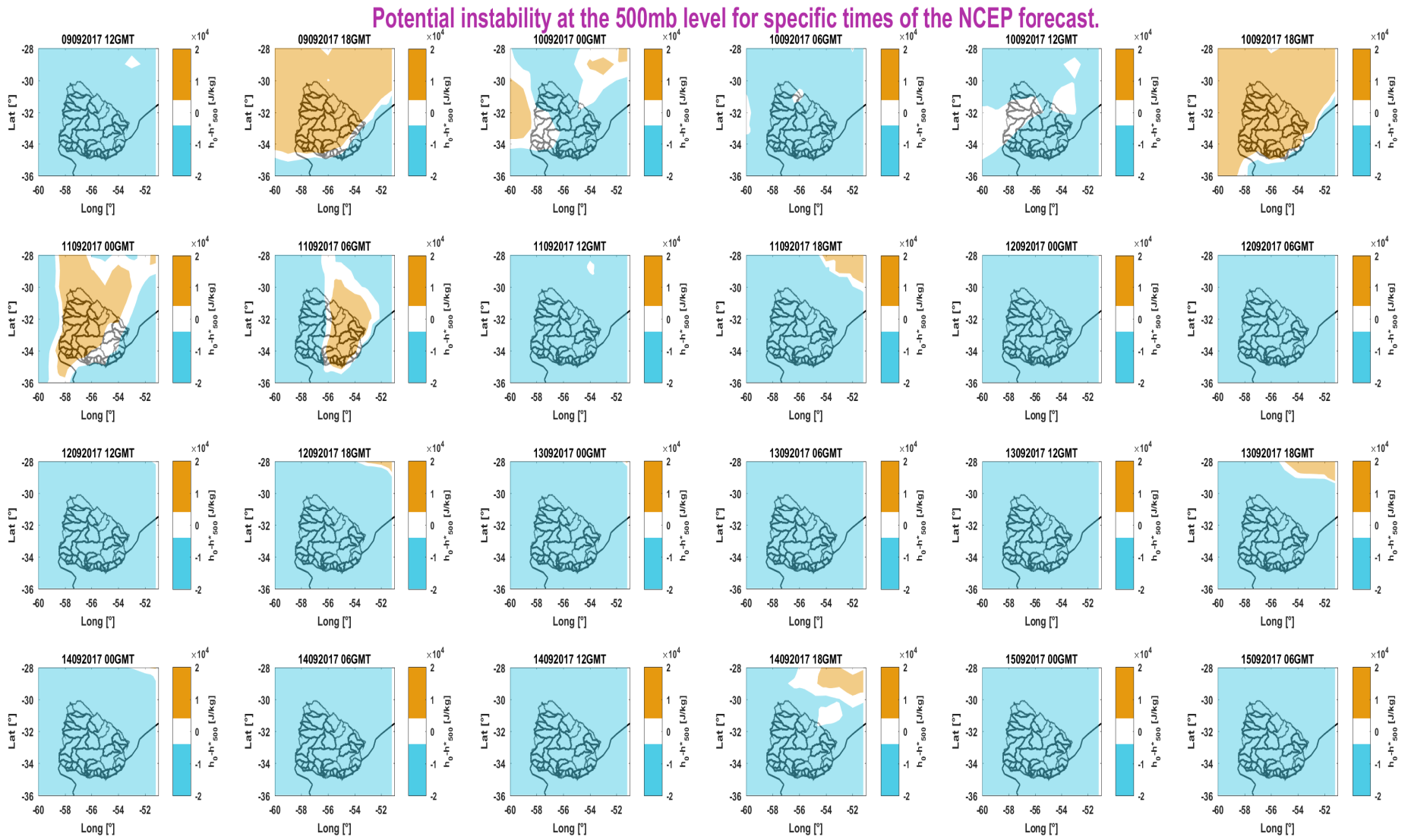


Fig. 6.19: Potencial de inestabilidad, según la energía estática en 500mb cada seis horas para el modelo NCEP.

A continuación mostramos una evaluación aproximada del error del pronóstico GFS de la inestabilidad a partir de la energía estática mostrada en las Figuras anteriores 6.18 y 6.19. Para ello se requerirían los datos pronosticados y observados de geopotencial, temperatura y humedad específica. Como aproximación de los datos reales, tomaremos análisis (condiciones iniciales) del propio modelo GFS cada 6 horas, durante el horizonte de pronóstico considerado. Debe notarse que las predicciones para un instante dado pueden agregar errores a los de los análisis, pero estos podrían tener imperfecciones también. de todos modos los análisis se basan en la asimilación de observaciones en ciclos cortos de predicción del propio modelo (ver por ejemplo, Kalnay (2003)), y son razonablemente la mejor aproximación a las observaciones directas si no se dispone por ejemplo de radiosondeos sistemáticos en el área de mayor interés, en nuestro caso la cuenca del Río Negro. En consecuencia definiremos el error como la diferencia entre el pronóstico cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC de cada día del evento) y los correspondientes datos simultáneos del análisis GFS.

El nivel que analizamos es el de 500mb, y al cuantificar el error del potencial de inestabilidad, podremos determinar si el pronóstico subestimó o sobrestimó la inestabilidad y así obtener conclusiones sobre su pobre performance en el evento elegido.

Se calcularon los errores cada seis horas que se presentan en la Figura 6.20, y se puede observar que en la mayoría de los instantes el modelo subestima el potencial de inestabilidad (se representa en color celeste). Por otro lado, hemos observado que el modelo WRF, en momentos en los que el GFS subestima la inestabilidad, logra modelar correctamente la precipitación convectiva, no se muestra.

Este hallazgo nos permiten comprender por qué el evento de precipitación en la cuenca de Bonete fue una sorpresa considerando el pronóstico del modelo GFS, ya que generalmente este modelo estaba subestimando la inestabilidad convectiva.

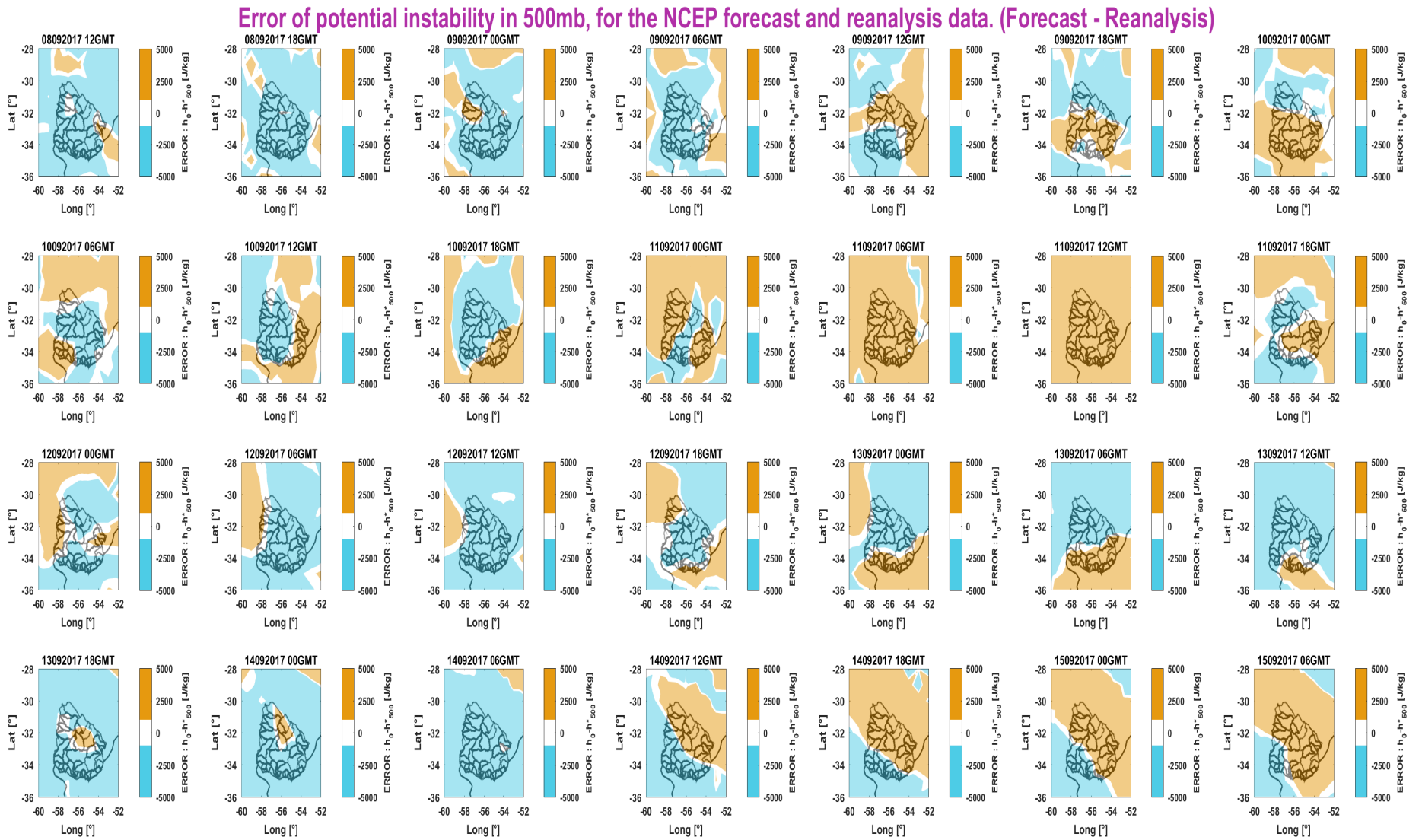


Fig. 6.20: Error del potencial de inestabilidad, según la energía estática en 500mb cada seis horas para el modelo NCEP, definido como la diferencia entre pronóstico y dato observado.

Para analizar de modo preliminar si la hipótesis propuesta respecto a la subestimación de las precipitaciones pronosticadas por el modelo GFES en el evento considerado podría generalizarse en otros casos sorpresa para este sistema de pronóstico; identificamos los eventos sorpresa y aciertos ocurridos en la cuenca Bonete, para el umbral de 40 mm/72hrs, y calculamos el error del pronóstico para la energía estática húmeda en superficie.

Solamente consideramos las primeras 72 horas del pronóstico, y el valor en superficie es suficiente para comprender si existe sobrestimación o subestimación del modelo en esta variable.

El resultado se muestra en la Figura 6.21, donde se puede ver el error del pronóstico en las primeras, segundas y terceras 24 horas, y el promedio de las 72 horas. Efectivamente observamos que para los eventos sorpresa, con umbral de 40mm, el modelo GFS subestimó la inestabilidad potencial, mientras que para los aciertos tiende a sobrestimar. Este comportamiento del modelo global puede estar asociado a que las parametrizaciones de capa limite que tenga configuradas no sean las adecuadas para la región que nos propusimos analizar en este trabajo.

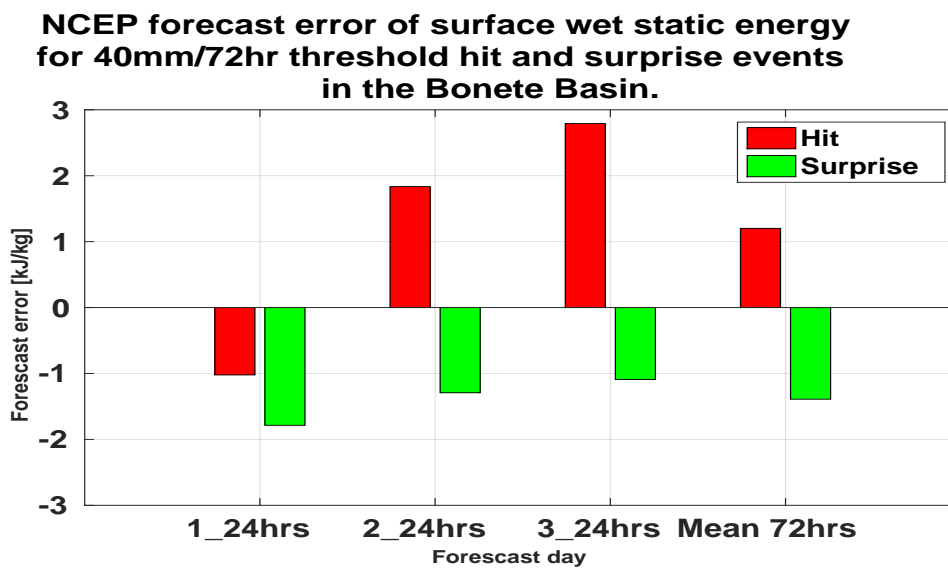


Fig. 6.21: Error de la energía estática húmeda en superficie del pronóstico NCEP, definido como la diferencia entre pronóstico y dato observado. Se consideran los eventos sorpresa y aciertos en la cuenca Bonete con umbral de 40mm en 72hrs.

En resumen, en este capítulo hemos analizado un evento de precipitación en la cuenca Bonete donde inicialmente el modelo global por conjuntos GFS subestimó la precipitación observada. Se realizaron dos simulaciones con el modelo WRF utilizando dos parametrizaciones de cumulus diferentes que lograron un pronóstico más preciso del evento respecto al GFS. Para una de estas parametrizaciones (Tiedtke), se pudo observar en detalle que el modelo logra representar el desarrollo de una onda frontal, con fuertes gradientes de PV y efectos diabáticos que logran reducir la longitud de onda e intensificar la onda frontal. El estudio de estabilidad mostró que la precipitación se ve favorecida por una condición de inestabilidad vertical. Finalmente se observó que el modelo global GFS tiende a subestimar la inestabilidad vertical, en particular para muchos instantes del evento analizado; y que en un análisis primario más general que consideró los eventos sorpresa y aciertos en la cuenca Bonete, se encontró que esto podría ser una característica que se repita en otros casos sorpresa, como se presenta en la Figura 6.21.

Capítulo 7

CONCLUSIONES

Después del análisis realizado sobre los pronósticos globales por ensembles, ya sea considerando los productos individuales o combinando los mismos, se concluye que su uso es enriquecedor para la gestión del embalse del Río Negro en la identificación de eventos de precipitación.

Se realizaron pronósticos acumulados diarios y acumulados en ventanas de 72 horas y se observó que esta metodología permitió detectar diferentes eventos de precipitación que pueden ocurrir en una semana de pronóstico.

Los estadísticos analizados para verificar la performance de los pronósticos (TS y BS), junto con la significancia estadística de los mismos, demostraron que los pronósticos constituyen información útil a los efectos de la gestión del DNC.

Se encuentra que los acumulados diarios no lograron detectar las falsas alarmas para umbrales altos. Entendemos que esta forma de utilizar los pronósticos puede afectar negativamente la gestión del Despacho de Cargas especialmente si se considera que los tiempos de concentración de los embalses de Bonete y Constitución son más cercanos al período de 72 horas, esto hace que las predicciones en ventanas de 72 sean hidrológicamente útiles y además detectan mejor los eventos de precipitación que pueden ocurrir dentro de la semana de pronóstico.

Se concluye que las falsas alarmas disminuyen a medida que los umbrales crecen y que la cuenca Bonete es la que muestra menor cantidad de eventos de este tipo. Como se expresó en el capítulo 5, Bonete ha sido la cuenca de mejor performance y las cuencas de Mercedes y Baygorria muestran peores resultados, lo cual podría ser esperable ya que las áreas de estudio son menores. Queda planteado para estudios posteriores que Constitución, que no es un área tan reducida, podría haber mostrado mejores resultados.

En relación a los pronósticos individuales, se observó que NCEP y ECMWF tienen un comportamiento similar en la identificación de eventos. Al juntar las tres cuencas de

menor superficie para obtener un pronóstico en una mayor región espacial, se observa que las sorpresas siguen siendo las dominantes, y existen más falsas alarmas para umbrales bajos y hasta el umbral de 20 mm/día.

La simulación realizada con el modelo regional WRF ha demostrado en primer lugar que el uso de determinadas parametrizaciones es esencial para obtener una mejora en los pronósticos globales. Los modelos regionales tienen la ventaja de que pueden utilizar diferentes esquemas de parametrización que se adapten mejor a la región a estudiar. En particular, se demostró que el modelo WRF tiene una capacidad de representar el potencial de inestabilidad que ocurre en la atmósfera superior a la del sistema GFS, lo que puede contribuir a obtener una mejor performance en los eventos de precipitación de interés.

En lo que respecta a los modelos globales, en particular el GFS, se demostró que si bien es un modelo confiable y hábil para detectar los eventos de interés, tiende a subestimar el potencial de inestabilidad en los eventos sorpresa, comparado con los casos de aciertos en la cuenca de Bonete.

Los resultados así obtenidos a partir de estas simulaciones destacan la importancia de que se siga una investigación continua en la mejora de las parametrizaciones y la física atmosférica para garantizar pronósticos precisos y confiables en el futuro. En este punto, planteamos la pregunta si el modelo global GFS se caracteriza por modelar una capa límite atmosférica más seca en la región de estudio comparado con las parametrizaciones del modelo WRF.

En conclusión, los resultados de este estudio resaltan la importancia de considerar la incertidumbre presente en la atmósfera al momento de realizar pronósticos meteorológicos en latitudes específicas. Al integrar tanto los pronósticos por conjunto como las parametrizaciones adecuadas, se puede mejorar significativamente la calidad de los pronósticos y aumentar nuestra capacidad para enfrentar los desafíos climáticos actuales y futuros.

Finalmente como trabajo futuro se plantea desarrollar metodologías de combinación de pronósticos por conjunto que mejoren los resultados obtenidos en este trabajo. También realizar estudios sobre las razones de tener predicciones de precipitación de calidad relativamente menor en la cuenca de Constitución. En particular, podría ser necesario verificar con más profundidad la calidad de los datos observados en esta cuenca.

Bibliografía

- Jeffrey L. Anderson. Selection of Initial Conditions for Ensemble Forecasts in a Simple Perfect Model Framework. *Journal of Atmospheric Sciences*, 53(1):22–36, January 1996. doi: 10.1175/1520-0469(1996)053<0022:SOICFE>2.0.CO;2.
- K. M. Andrade. Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. Dissertação de mestrado em meteorologia, INPE -14056-TDI/1067, 2007.
- A. Arakawa and W. H. Schubert. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment (part i). *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31:674–701, 1974.
- Marcelo Barreiro, Fernando Arizmendi, Nicolas Díaz, and Romina Trinchin. Convenio pnud-udelar proyecto uru/18/002 “integración del enfoque de adaptación en ciudades, infraestructura y ordenamiento territorial en Uruguay”. 2021.
- J. P. Bonatti and V. B. Rao. Moist baroclinic instability of north Pacific and south American intermediate-scale disturbances. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44: 2657–2667, 1987.
- P. Bougeault, Z. Toth, C. Bishop, B. G. Brown, D. Burridge, D. H. Chen, B. Ebert, M. Fuentes, T. M. Hamill, K. Mylne, J. Nicolau, T. Paccagnella, Y.-Y. Park, D. Parsons, B. Raoult, D. Schuster, P. Silva Dias, R. Swinbank, Y. Takeuchi, W. Tennant, L. Wilson, and S. Worley. The THORPEX Interactive Grand Global Ensemble. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, 91(8):1059–1072, August 2010. doi: 10.1175/2010BAMS2853.1.
- N. Braga, M. F. S.; Krusche. Padrão de ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. *Revista Atlântica.*, 22:27–40, 2000.
- R. Buizza and T.N. Palmer. The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(9):1434—1456, 1995.
- R. Buizza, M. Miller, and T.N. Palmer. Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. (279), 1999. doi: 10.21957/7kej0vcfs. <https://www.ecmwf.int/node/8451>.

- R. Buizza, M. Leutbecher, and L. Isaksen. Potential use of an ensemble of analyses in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, (134):2051–2066, 2008.
- N. Campetella, C.; Possia. Upper-level cut-off lows in southern south america. *Meteorology and Atmospheric Physics.*, 96(1-2):181–191, 2006.
- A.B. Cardozo, M.S. Reboita, and S.R. Garcia. limatologia de frentes frias na américa do sul e sua relação com o modo anular sul. *Rev. Bras. Climatol.*, 17:9–26, 2015.
- L. M. V Carvalho, C. Jones, and B. Liebmann. The south atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17:88–108, 2004.
- Kevin K W Cheung. A review of ensemble forecasting techniques with a focus on tropical cyclone forecasting. *Meteorological Applications*, 8(3):315–332, 2001. doi: <https://doi.org/10.1017/S1350482701003073>. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1017/S1350482701003073>.
- Global Climate and Weather Modeling Branch. *NCEP Office Note 442 The GFS Atmospheric Model*. Environmental Modeling Center, EMC, Camp Springs, Maryland, 2003. URL <http://www.emc.ncep.noaa.gov/officenotes/newernotes/on442.pdf>.
- E.M. de Jesus, R.P. da Rocha, M.S. Reboita, M. Llopart, L.M.M. Dutra, and A.R.C. Remedio. Contribution of cold fronts to seasonal rainfall in simulations over the southern la plata basin. *Clim. Res.*, 68:243–255, 2016.
- de Jesus E.M., da Rocha R.P., Crespo N.M., Reboita M.S., and Gozzo L.P. Multi-model climate projections of the main cyclogenesis hot-spots and associated winds over the eastern coast of south america. *Clim. Dyn.*, 56:537–557, 2020.
- J. Du and otros. Ensemble methods for meteorological predictions. *NCEP Office Notes*, 493:66, 2018. URL <https://doi.org/10.7289/V5/ON-NCEP-493>.
- Pengwei Du, Ross Baldick, and Aidan Tuohy. *Integration of Large-Scale Renewable Energy into Bulk Power Systems*. Power Electronics and Power Systems, 2017. URL <https://doi.org/10.1007/978-3-319-55581-2>.
- Cristiano Wickboldt Eichholz. Características físicas dos sistemas convectivos de mesoescala que afetaram o rio grande do sul no período de 2004 a 2008. 2011.
- Seluchi M.E. Escobar G.C.J. Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na américa do sul e sua relação com as baixas do chaco e noroeste argentino. *Rev. Bras. Meteorol.*, 27:365–375, 2012.

- F.F.A. Fagundes, I.R.P. Bastos, M.S. Reboita, and G.C.J Escobar. Análise de um episódio de baixa térmica do noroeste da argentina. *Rev. Bras. Geogr. Fis.*, 14: 94–115, 2021.
- M. Foss, S.C. Chou, and M.E. Seluchi. Interaction of cold fronts with the brazilian plateau: A climatological analysis. *Int. J. Climatol.*, 37:3644–3659, 2017.
- R. Gevaerd and S. Freitas. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3):1–15, 2006.
- N. Gil. Caracterización de la actividad ciclónica en el sureste de américa del sur y océano atlántico sur durante la temporada de invierno. Trabajo final de la licenciatura en ciencias de la atmósfera, UdelaR, 2016.
- R. Hallak. Aspectos dinâmicos e simulação numérica da formação e evolução de um vórtice de ar frio. Master’s thesis, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG–USP, 2000.
- J. Han and H.-L. Pan. Revision of convection and vertical diffusion schemes in the ncep global forecast system. *Wea. Forecasting*, 26:520–533, 2011.
- D. Heizenreder, S. Trepte, and M. Denhard. SRNWP-PEPS: a regional multi-model ensemble in europe. *The European Forcaster*, 11:29–35, 2006.
- T Hewson. Use and verification of ECMWF products in member and co-operating states (2018). European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 2019. <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/18911-use-and-verification-ecmwf-products-member-and-co-operating-states-2018>.
- James R. Holton. *An introduction to dynamic meteorology*. International Geophysics Series. Elsevier Academic Press,, Burlington, MA, 4 edition, 2004. ISBN 9780123540157. URL <http://books.google.com/books?id=fhW5oDv3EPsC>.
- P. L. Houtekamer, Louis Lefaivre, Jacques Derome, Harold Ritchie, and Herschel L. Mitchell. A system simulation approach to ensemble prediction. *American Meteorological Society*, 124(6):1225–1242, 1996. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<1225:ASSATE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<1225:ASSATE>2.0.CO;2).
- Michael Iacono, Jennifer Delamere, Eli Mlawer, Mark Shephard, Shepard Clough, and William Collins. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the aer radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research*, 113, 07 2008. doi: 10.1029/2008JD009944.
- C. M. N. Iwabe and R. P. da Rocha. An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the south atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research.*, 114, D09101, 2009. doi: 10.1029/2008JD011119.

- John S. Kain. The kain–fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, 43:170–181, 2004. doi: 10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- E. Kalnay. *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge University Press, Cambridge, 2003.
- V. E. Kousky. Frontal influences on northeast brazil. *Monthly Weather Review.*, 107: 1140–1153, 1979.
- R.E. Livezey and W.Y. Chen. Statistical field significance and its determination by monte carlo techniques. *Monthly Weather Review*, 111(1):46–59, 1983.
- E. N. Lorenz. Deterministic nonperiodic flow. *Journal Name*, Volume(Issue):Page Range, 1963. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1963\)020<0130:DNF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1963)020<0130:DNF>2.0.CO;2). Editorial Type: Article. Article Type: Research Article.
- R.F.C. Marques and V.B. Rao. A diagnosis of a long-lasting blocking event over the southeast pacific ocean. *Monthly Weather Review*, 127:1761–1776, 1999.
- J.E. Martin. *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics (A First Course)*. WILEY, 2006.
- Mendes., Souza E.P., Marengo J.A., and Mendes M.C.D. Climatology of extratropical cyclones over the south american-southern oceans sector. *Theor. Appl. Climatol.*, 100:239–250, 2010.
- Fedor Mesinger. Forecasting upper tropospheric turbulence within the framework of the mellor-yamada 2.5 closure. 18:4.28–4.29, 08 2020.
- N. Metropolis and S. Ulam. The Monte Carlo method. *Journal of the American Statistical Association*, 44:335–341, 1949.
- B. Miky Funatsu, M. A. Gan, and E. Caetano. A case study of orographic cyclogenesis over south america. *Atmósfera.*, 17(2):91–113, 2004.
- Ministerio de Ambiente de Uruguay. Geoservicios del ministerio de ambiente de uruguay. <https://www.ambiente.gub.uy/geoservicios/>, 2023.
- F. Molteni, R. Buizza, T.N. Palmer, and T. Petroliagis. The ecmwf ensemble prediction system: Methodology and validation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122:73—119, 1996.
- Flávia Melissa Souza Moraes, Francisco Eliseu Aquino, Thomas L. Mote, Joshua David Durkee, and Kyle S. Mattingly. Atmospheric characteristics favorable for the development of mesoscale convective complexes in southern brazil. *Climate Research*, 80:43–58, 2020.

- Mulholland., Nesbitt S.W., Trapp R.J., Rasmussen K.L., and Salio P.V. Convective storm life cycle and environments near the sierras de córdoba, argentina. *Mon. Weather Rev.*, 146:2541–2557, 2018.
- E. L. Nascimento and T. Ambrizzi. The influence of atmospheric blocking on the rossby wave propagation in southern hemisphere winter flows. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80(2):139–159, 2002.
- A. O. Oliveira and J. M. B. Saraiva. Efeitos de um bloqueio atmosférico no campo de precipitação e temperatura no rio grande do sul. In *CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, Rio de Janeiro, 2000. CD-ROM.
- A. S. Oliveira. Interações entre sistemas frontais na américa do sul e convecção na amazônia. Dissertação de mestrado em meteorologia, INPE-4008-TDL/239, 134p, 1986.
- T.N. Palmer, Franco Molteni, R. Mureau, Roberto Buizza, P. Chapelet, and J. Tribbia. *Ensemble prediction*. PhD thesis, Shinfield Park, Reading, 1992 1992.
- T.N. Palmer, J. Barkmeijer, R. Buizza, and Y. Petroliagis. The ecmwf ensemble prediction system. *Meteorological Applications*, 4:301–304, 1997.
- T.N. Palmer, R. Buizza, F. Doblas-Reyes, T. Jung, M. Leutbecher, G.J. Shutts, M. Steinheimer, and A. Weisheimer. Stochastic parametrization and model uncertainty. (598), 2009. doi: 10.21957/ps8gbwbdv.
- Julio Patrone, Álvaro Plat, and Guillermo Failache. Hidrología operativa aplicando un sistema de gestión integrado. *Revista CIER*, (57):61–71, 2010.
- Jordan G. Powers, Joseph B. Klemp, William C. Skamarock, Christopher A. Davis, Jimmy Dudhia, David O. Gill, Janice L. Coen, David J. Gochis, Ravan Ahmadov, Steven E. Peckham, Georg A. Grell, John Michalakes, Samuel Trahan, Stanley G. Benjamin, Curtis R. Alexander, Geoffrey J. Dimego, Wei Wang, Craig S. Schwartz, Glen S. Romine, Zhiquan Liu, Chris Snyder, Fei Chen, Michael J. Barlage, Wei Yu, , and Michael G. Duda. The weather research and forecasting (wrf) model: Overview, system efforts, and future directions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 98:1717—1737, 2017.
- D. Richardson R. Buizza. 25 years of ensemble forecasting at ecmwf. *Meteorology section of ECMWF Newsletter*, (153):20–31, 2017. doi: 10.21957/bv418o. URL <https://www.ecmwf.int/node/18198>.
- Reboita., Gan M.A., da Rocha R.P., and Ambrizzi T. Regimes de precipitação na américa do sul: Uma revisão bibliográfica. *Rev. Bras. Meteorol.*, 25:185–204, 2010.
- M. S. Reboita. Normais climatológicas provisórias de rio grande, no período de 1991 a 2000. Monografia de Graduação em Bacharelado em Geografia, 2001.

- M. S. Reboita. Ciclones extratropicais sobre o atlântico sul: Simulação climática e experimentos de sensibilidade. Tese de doutorado em meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas– IAG–USP, 359 pg, 2008.
- M. S. Reboita, R. Nieto, L. Gimeno, R. P. Da Rocha, and T Ambrizzi. Cutoff-low systems: Comparison ncep versus regcm3. In *In 2nd International Lund RCM Workshop*, Lund University, 4-8 de maio de, 2009.
- M. S. Reboita, T. Ambrizzi, and R. P. Da Rocha. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. *Revista Brasileira de Meteorologia.*, 24(1):48–55, 2009a.
- M.S. Reboita, R.P. da Rocha, T. Ambrizzi, and S. Sugahara. South atlantic ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate models (regcm3). *Climate Dynamics*, 35:1331–1347, 2010.
- Zipser E.J. Salio P., Nicolini M. Mesoscale convective systems over southeastern south america and their relationship with the south american low-level jet. *Mon. Weather Rev.*, 135:1290–1309, 2007.
- Saulo A.E. Seluchi M.E. Baixa do noroeste argentino e baixa do chaco: Características, diferenças e semelhanças. *Rev. Bras. Meteorol.*, 27:49–60, 2012.
- Luis Silveira, Christian Chreties, Jimena Alonso, Gabriel Cazes Boezio, Alejandra De Vera, and Magdalena Crisci. Sensibilidad de un sistema de alerta temprana de inundaciones a las características de la cuenca hidrografica. In *Memorias del XXVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Buenos Aires, Argentina, Septiembre, 2018*, Buenos Aires, Argentina, 2018. IAHR.
- C. Skamarock, Bogumiła Klemp, Jimy Dudhia, O. Gill, Zhiquan Liu, Judith Berner, Wei Wang, G. Powers, Greg Duda, Dale Melvyn Barker, and Xiangyu Huang. A description of the advanced research wrf model version 4. 2019.
- W. C. Skamarock, J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers. A description of the advanced research wrf version 2. Technical Report NCAR/TN-468+STR, University Corporation for Atmospheric Research, 2005.
- Mukul Tewari, Wei Wang, Jimy Dudhia, M.A. LeMone, Kieran Mitchell, M. Ek, G. Gayno, Jerry Wegiel, and Richard Cuenca. Implementation and verification of the united noah land surface model in the wrf model. pages 11–15, 01 2016.
- Gregory Thompson, Paul Field, Roy Rasmussen, and William Hall. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part ii: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review - MON WEATHER REV*, 136, 12 2008. doi: 10.1175/2008MWR2387.1.

- M. Tiedtke. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117:1779–1800, 1989.
- Z. Toth and E. Kalnay. Ensemble forecasting at nmc: The generation of perturbations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(12):2317—2330, 1993.
- Z. Toth and E. Kalnay. Ensemble forecasting at ncep and the breeding method. *American Meteorological Society*, 125(12):3297–3319, 1997. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<3297:EFANAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<3297:EFANAT>2.0.CO;2).
- M.S. Tracton and E. Kalnay. Operational ensemble prediction at the national meteorological center: practical aspects. *National Meteorological Center*, (8):379–398, 1993.
- Barreiro M. Ungerovich M. Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern uruguay”. *International Journal of Climatology.*, 39:3655–3667, 2019. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.6046>.
- Barreiro M. Ungerovich M. Correction: Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern uruguay. *International Journal of Climatology.*, 42 (5):3246–3252, 2022. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.7347>.
- D. S. Wilks. Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields. *Journal of Climate*, 10(1):65–82, 1997.
- Daniel S. Wilks. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, San Diego, CA, USA, third edition, 2011.
- Michio Yanai, Steven K. Esbensen, and J-H. Chu. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30:611–627, 1973.
- Chunxi Zhang, Yuqing Wang, and Kevin Hamilton. Improved representation of boundary layer clouds over the southeast pacific in arw-wrf using a modified tiedtke cumulus parameterization scheme*. *Monthly Weather Review*, 139:3489–3513, 11 2011. doi: 10.1175/MWR-D-10-05091.1.
- Xiaqiong Zhou, Yuejian Zhu, Dingchen Hou, Yan Luo, Jiayi Peng, and Richard Wo-bus. Performance of the new ncep global ensemble forecast system in a parallel experiment. *Weather and Forecasting*, 32, 07 2017. doi: 10.1175/WAF-D-17-0023.1.

Apéndice A

Acumulados en ventanas móviles
de 72 hrs

Apéndice B

Acumulados diarios hasta siete días

B.1. Tabla de contingencia 24 h

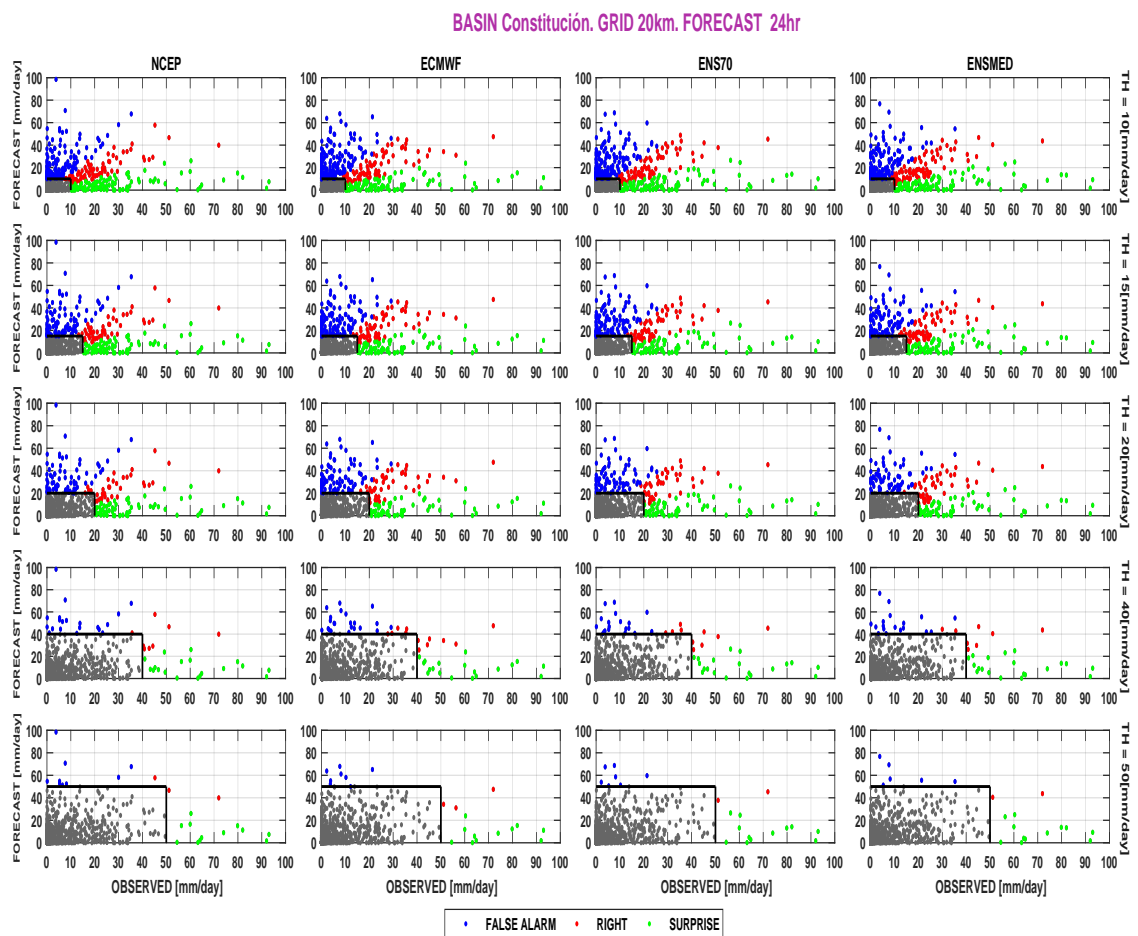


Fig. B.1: Tabla de contingencia para las primeras 24 h de pronóstico en la cuenca Constitución. Grilla 20km.

BASIN Mercedes. GRID 20km. FORECAST 24hr

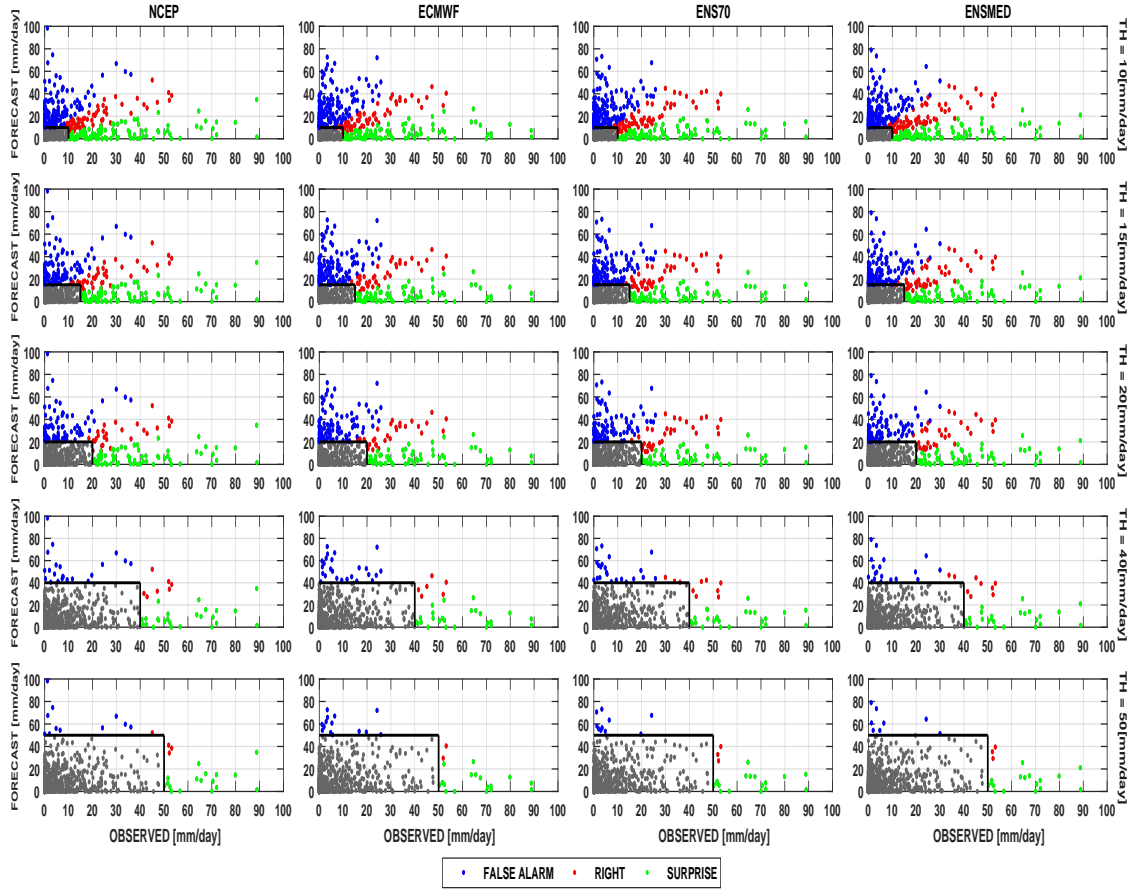


Fig. B.2: Tabla de contingencia para las primeras 24 h de pronóstico en la cuenca Mercedes. Grilla 20km

BASIN Baygorria. GRID 20km. FORECAST 24hr

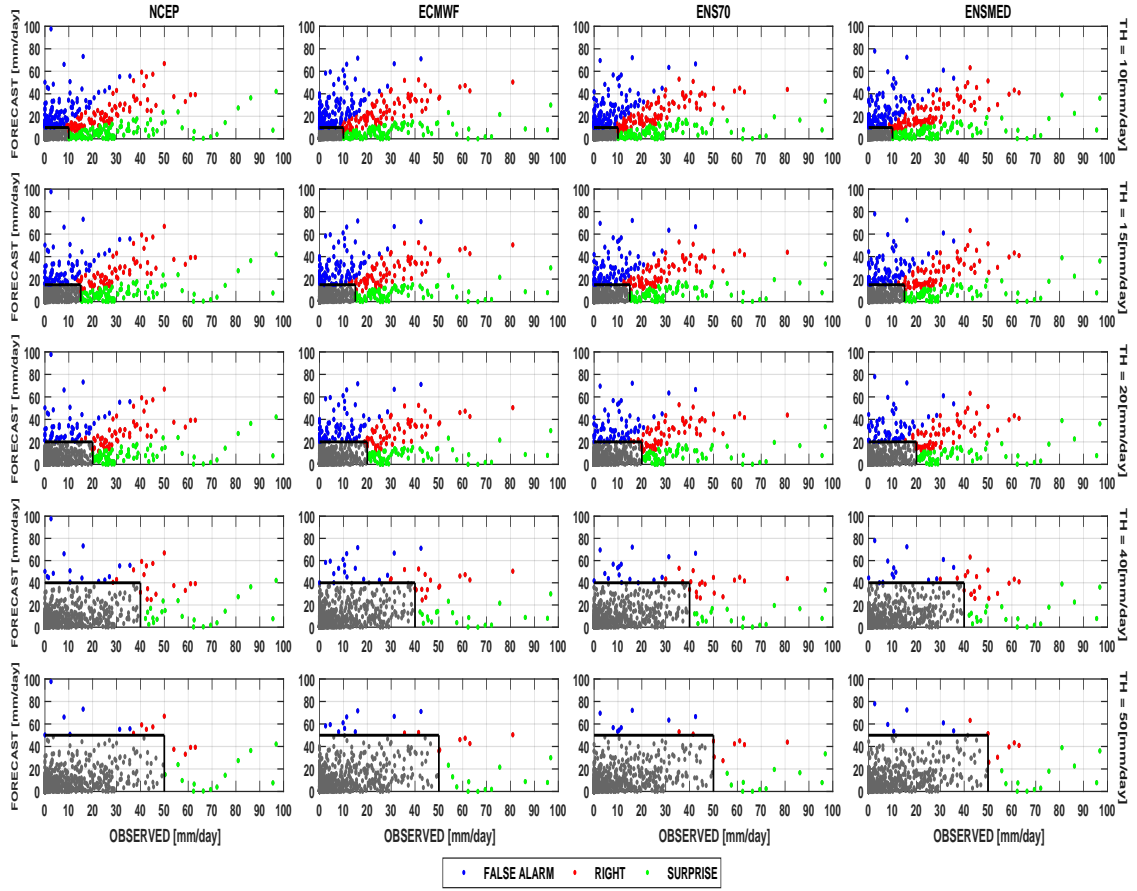


Fig. B.3: Tabla de contingencia para las primeras 24 h de pronóstico en la cuenca Baygorria. Grilla 20km

TREE BASIN: Constitución - Baygorria - Mercedes. GRID 20km. FORECAST 24hr

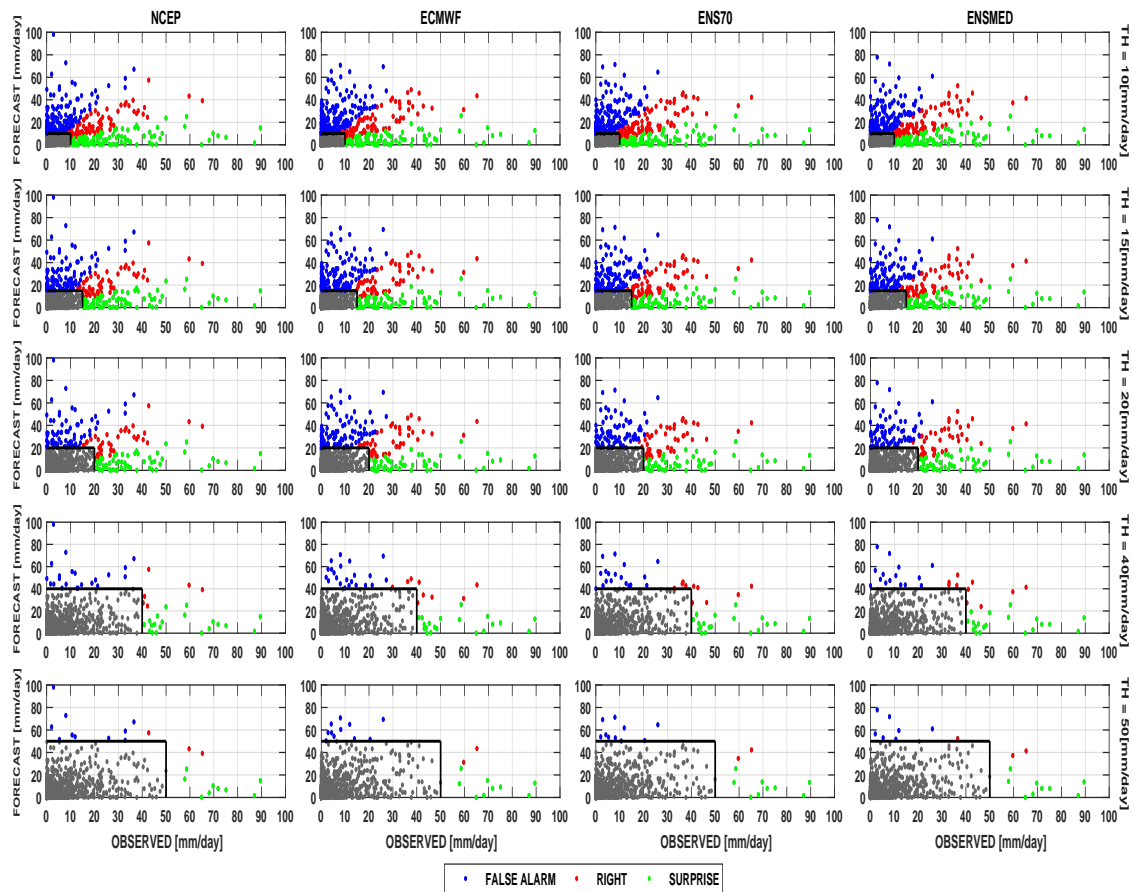


Fig. B.4: Tabla de contingencia para las primeras 24 h de pronóstico en las tres cuencas: Constitución, Baygorria y Mercedes. Grilla 20km

B.2. Tabla de contingencia 48 h

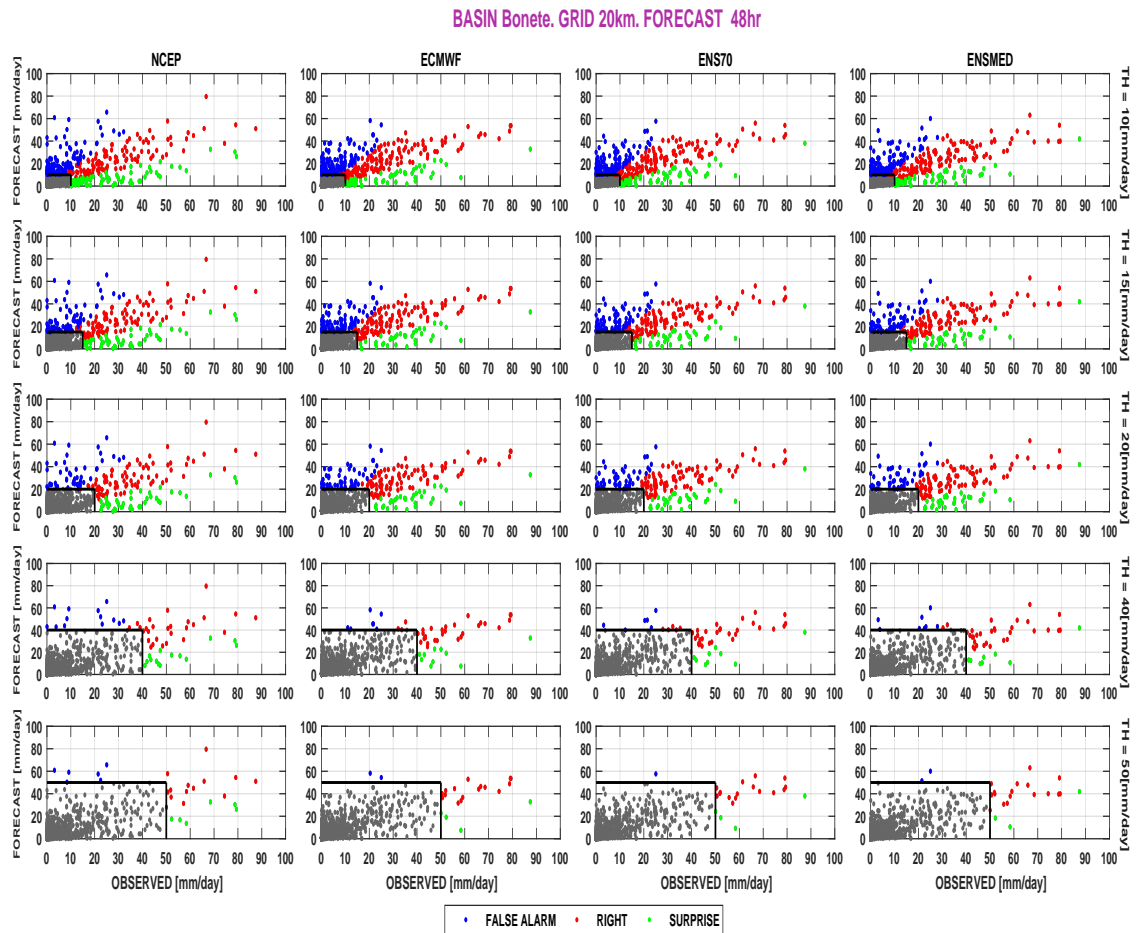


Fig. B.5: Tabla de contingencia para las segundas 24 h de pronóstico en la cuenca Bonete. Grilla 20km.

BASIN Constitución. GRID 20km. FORECAST 48hr

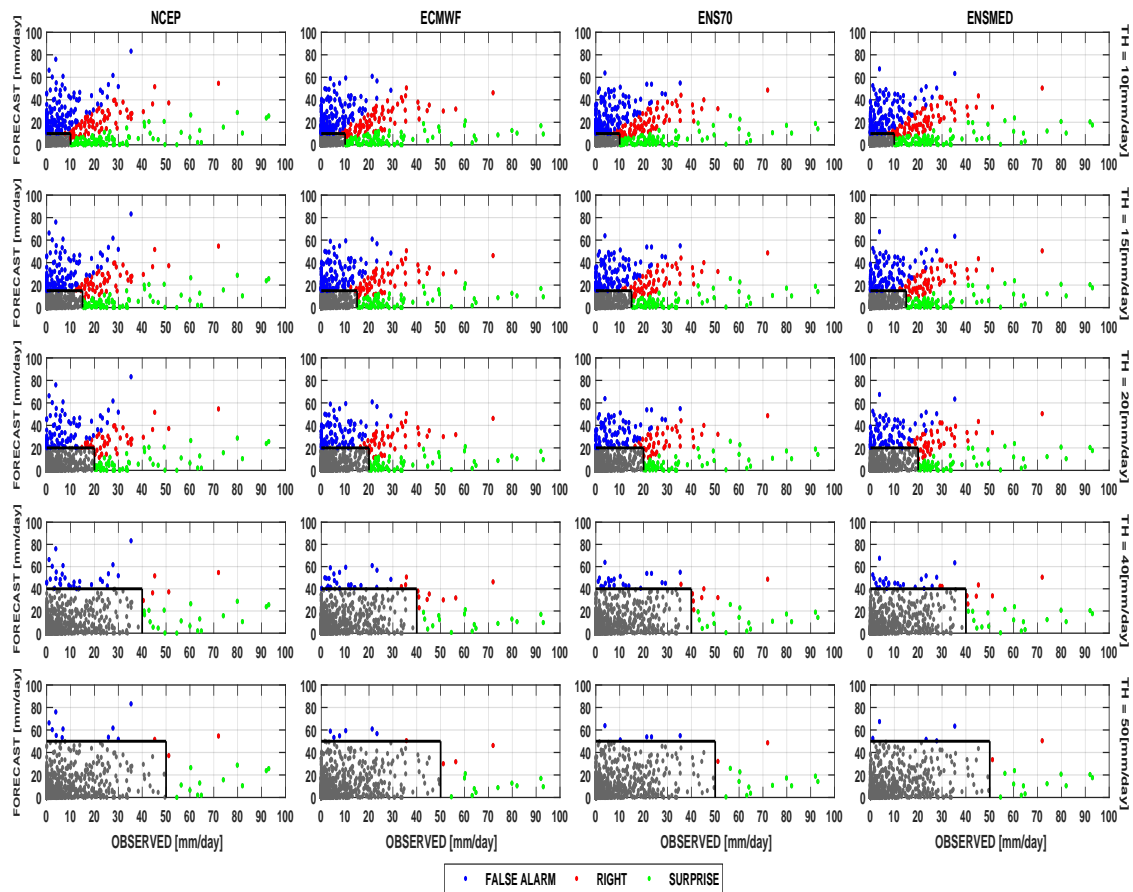


Fig. B.6: Tabla de contingencia para las segundas 24 h de pronóstico en la cuenca Constitución. Grilla 20km.

BASIN Mercedes. GRID 20km. FORECAST 48hr

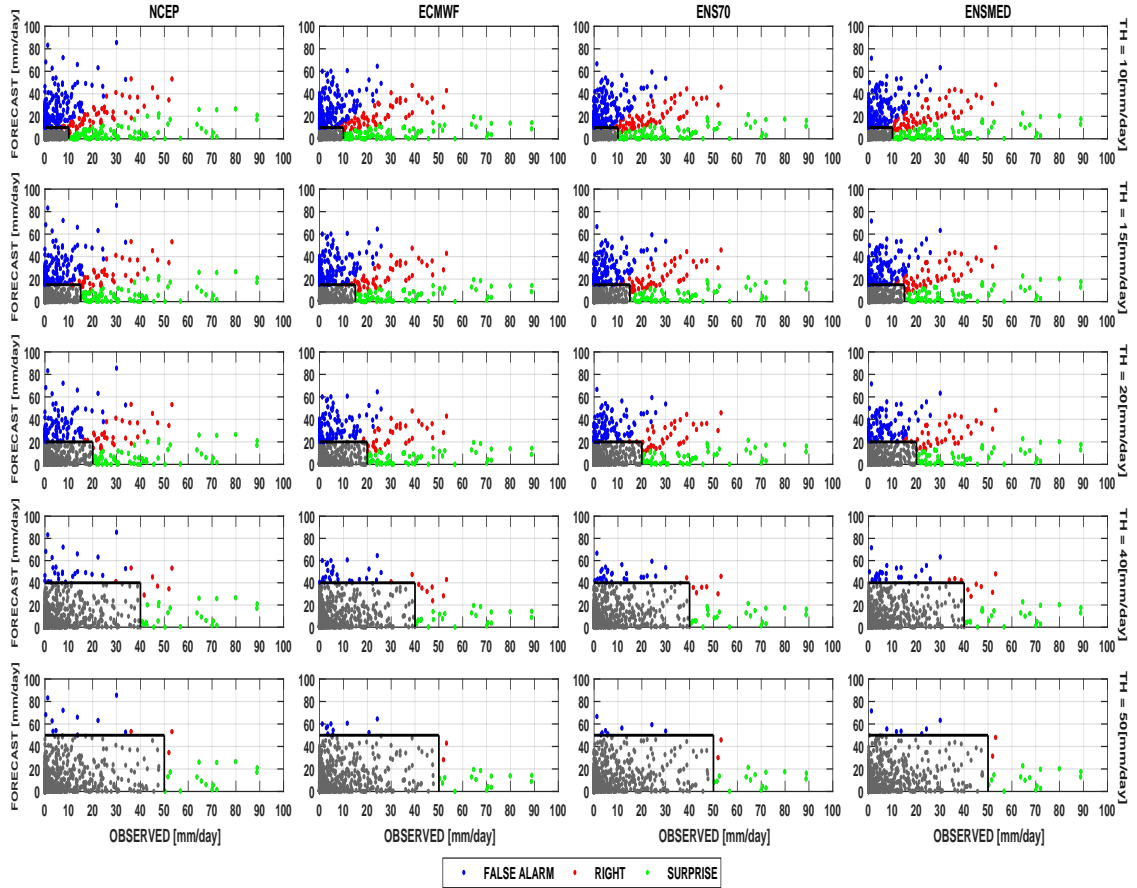


Fig. B.7: Tabla de contingencia para las segundas 24 h de pronóstico en la cuenca Mercedes. Grilla 20km.

BASIN Baygorria. GRID 20km. FORECAST 48hr

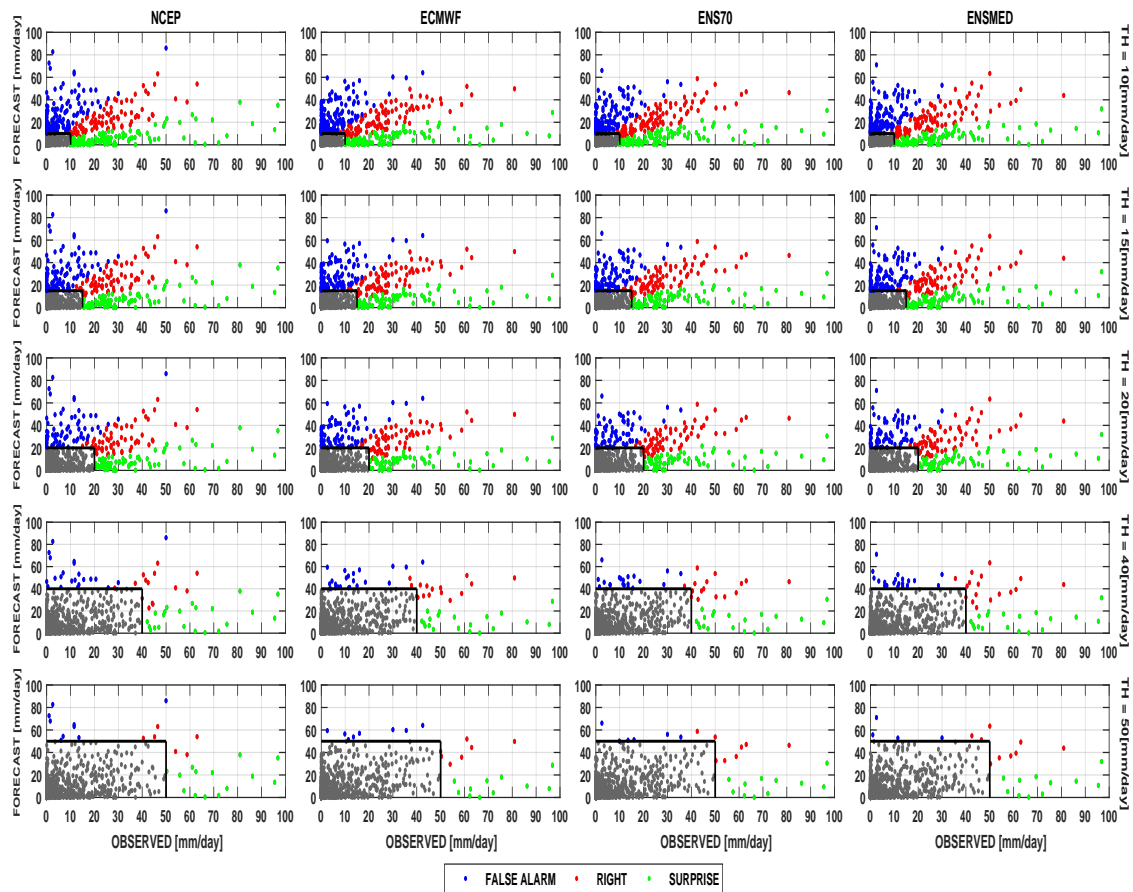


Fig. B.8: Tabla de contingencia para las segundas 24 h de pronóstico en la cuenca Baygorria. Grilla 20km

TREE BASIN: Constitución - Baygorria - Mercedes. GRID 20km. FORECAST 48hr

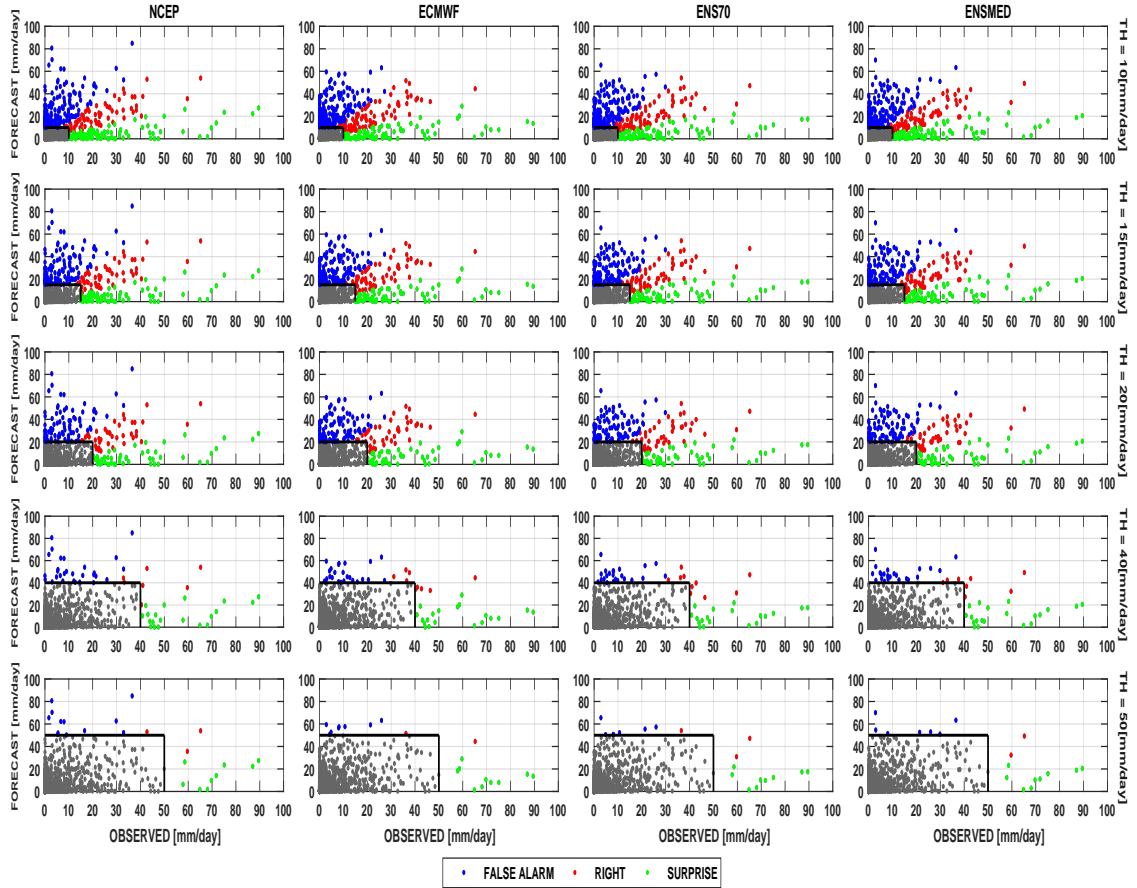


Fig. B.9: Tabla de contingencia para las primeras 48 h de pronóstico en las tres cuencas: Constitución, Baygorria y Mercedes. Grilla 20km

B.3. Tabla de contingencia 72 h

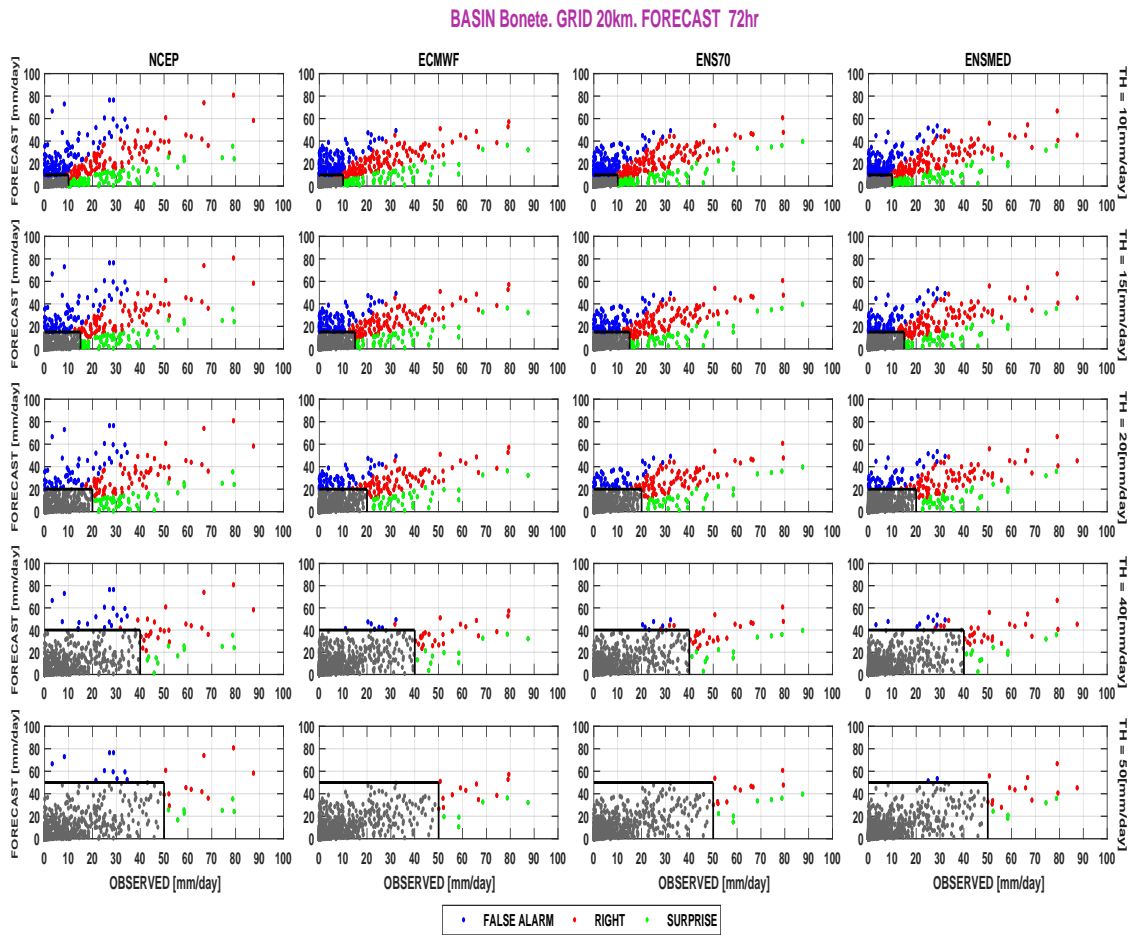


Fig. B.10: Tabla de contingencia para las terceras 24 h de pronóstico en la cuenca Bonete. Grilla 20km.

BASIN Constitución. GRID 20km. FORECAST 72hr

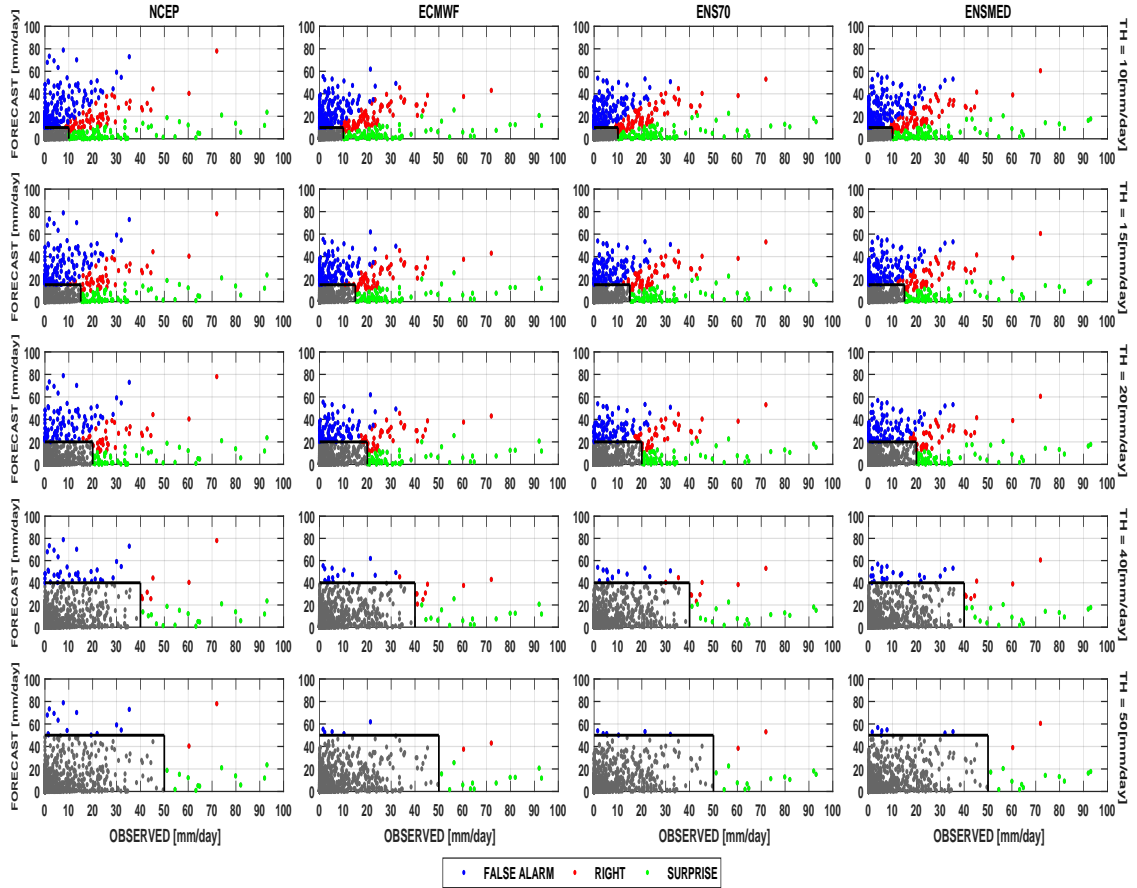


Fig. B.11: Tabla de contingencia para las terceras 24 h de pronóstico en la cuenca Constitución. Grilla 20km.

BASIN Mercedes. GRID 20km. FORECAST 72hr

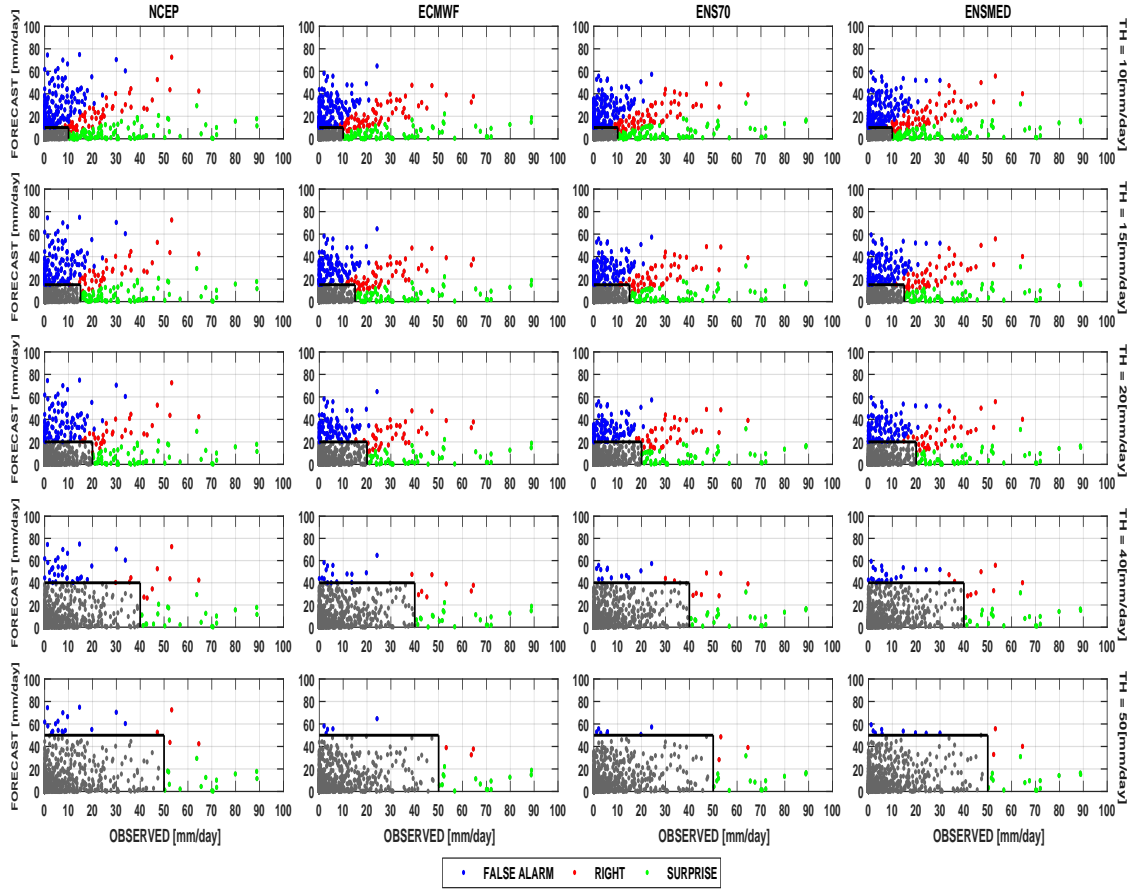


Fig. B.12: Tabla de contingencia para las terceras 24 h de pronóstico en la cuenca Mercedes. Grilla 20km.

BASIN Baygorria. GRID 20km. FORECAST 72hr

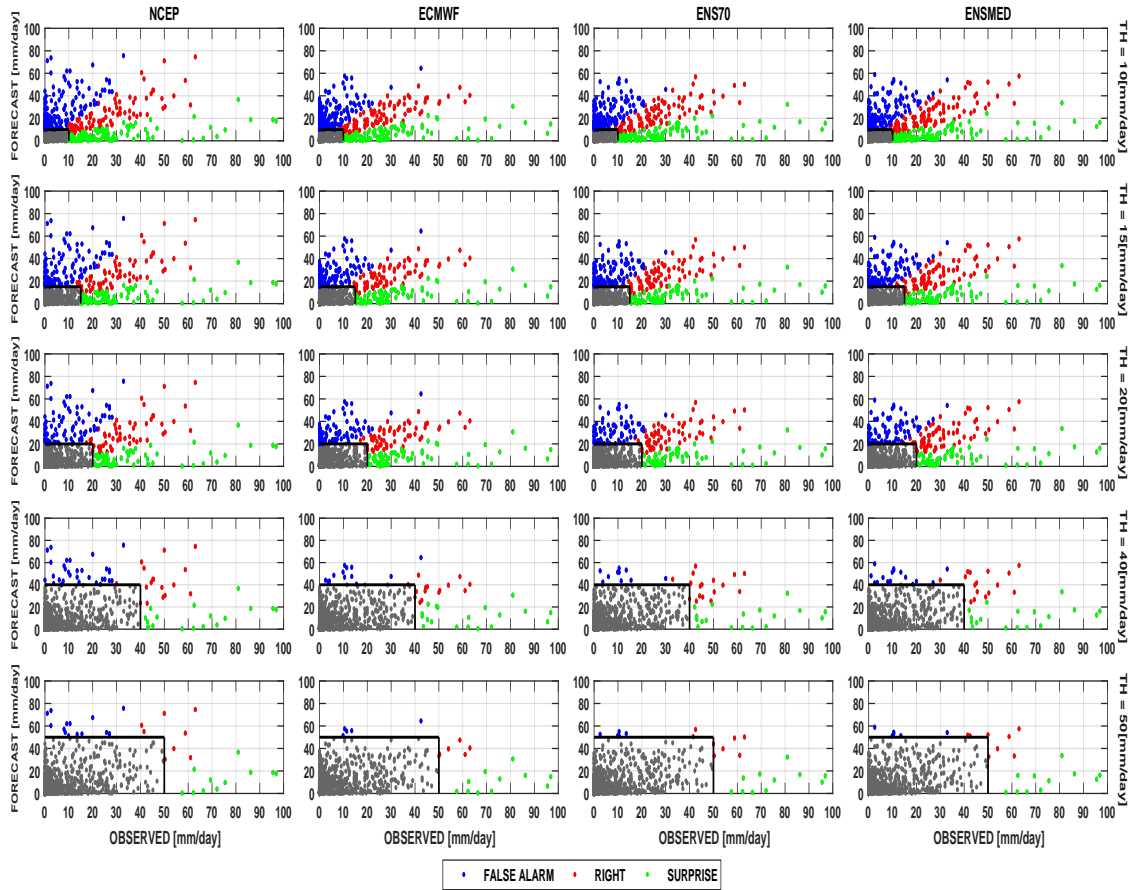


Fig. B.13: Tabla de contingencia para las terceras 24 h de pronóstico en la cuenca Baygorria. Grilla 20km

TREE BASIN: Constitución - Baygorria - Mercedes. GRID 20km. FORECAST 72hr

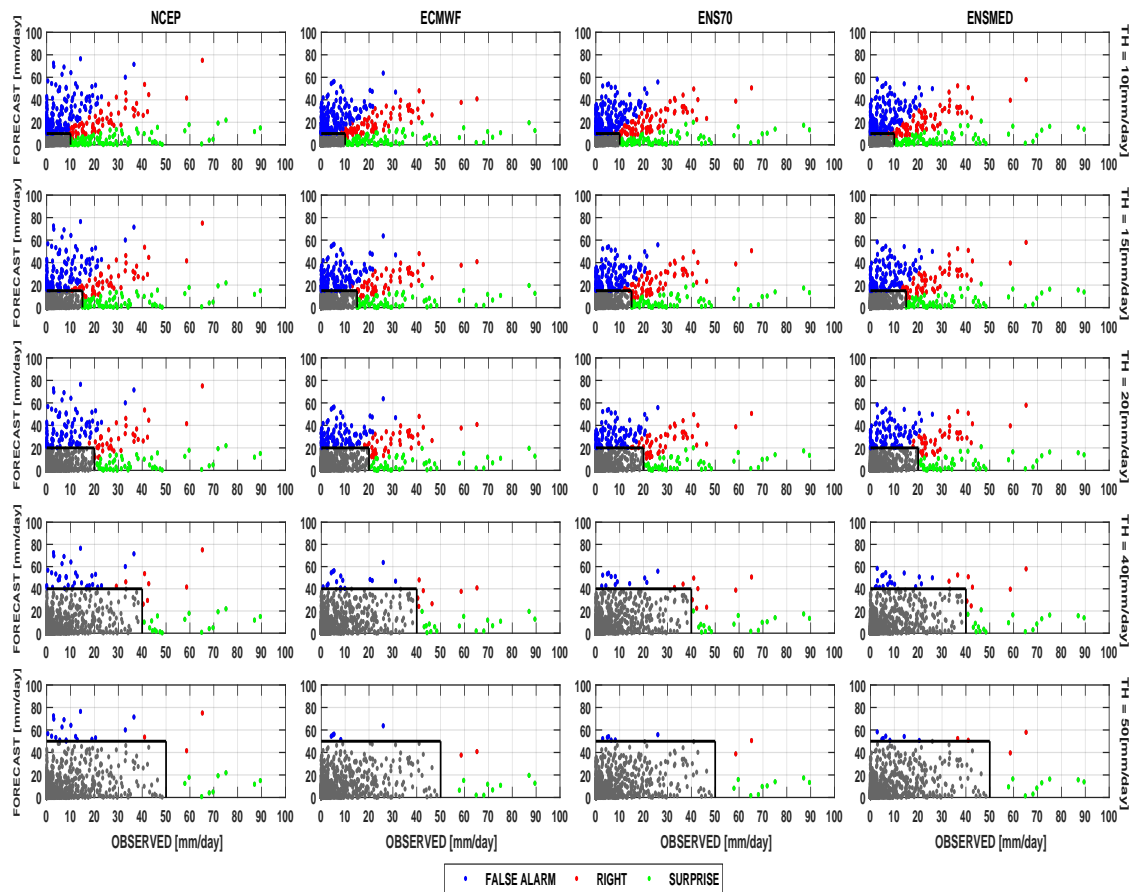


Fig. B.14: Tabla de contingencia para las primeras 72 h de pronóstico en las tres cuencas: Constitución, Baygorria y Mercedes. Grilla 20km

B.4. Tabla de contingencia 96 h

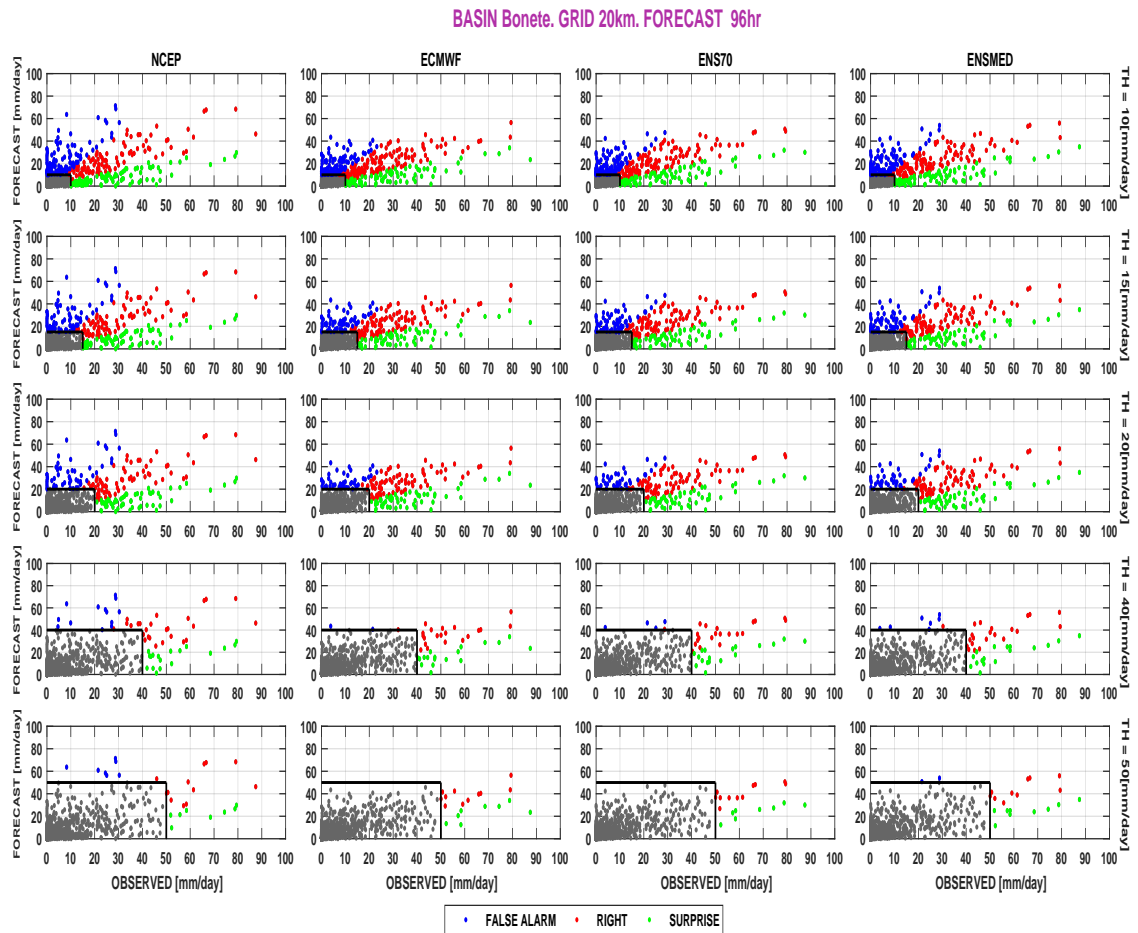


Fig. B.15: Tabla de contingencia para las cuartas 24 h de pronóstico en la cuenca Bonete. Grilla 20km.

BASIN Constitución. GRID 20km. FORECAST 96hr

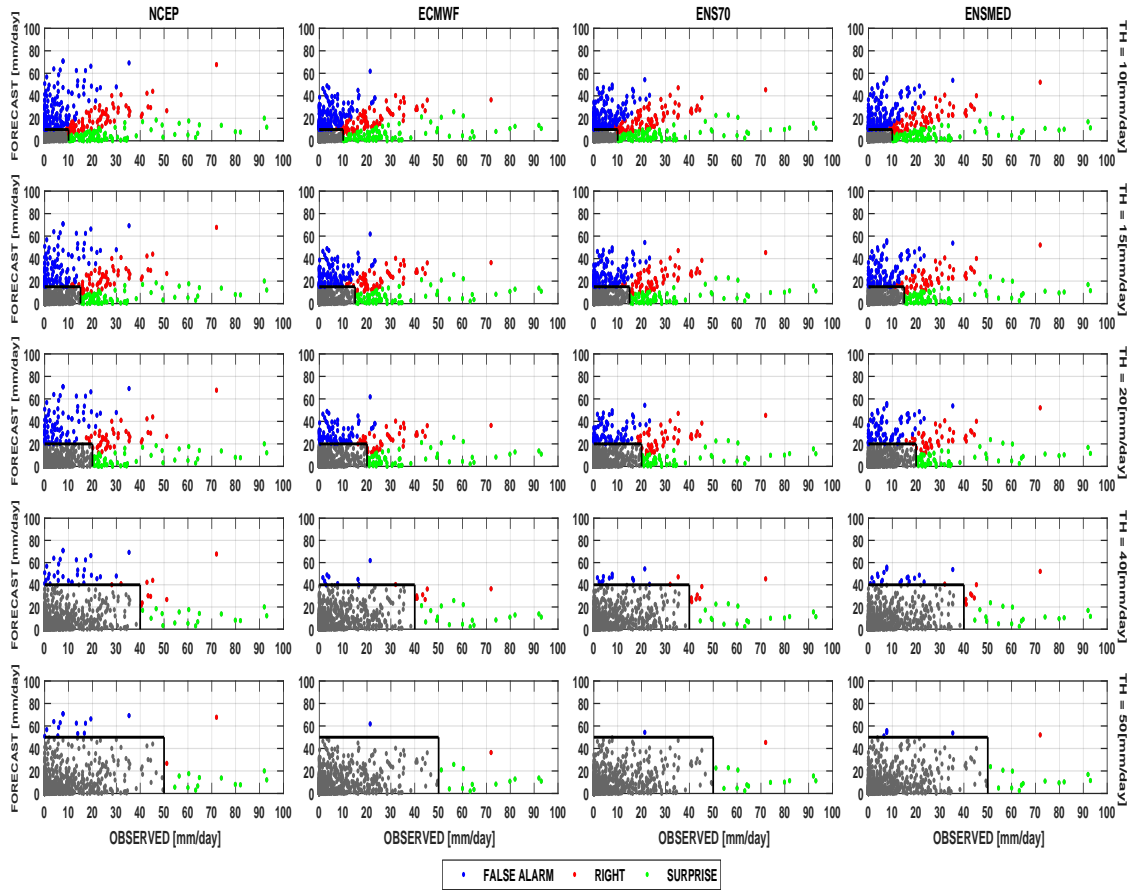


Fig. B.16: Tabla de contingencia para las cuartas 24 h de pronóstico en la cuenca Constitución. Grilla 20km.

BASIN Mercedes. GRID 20km. FORECAST 96hr

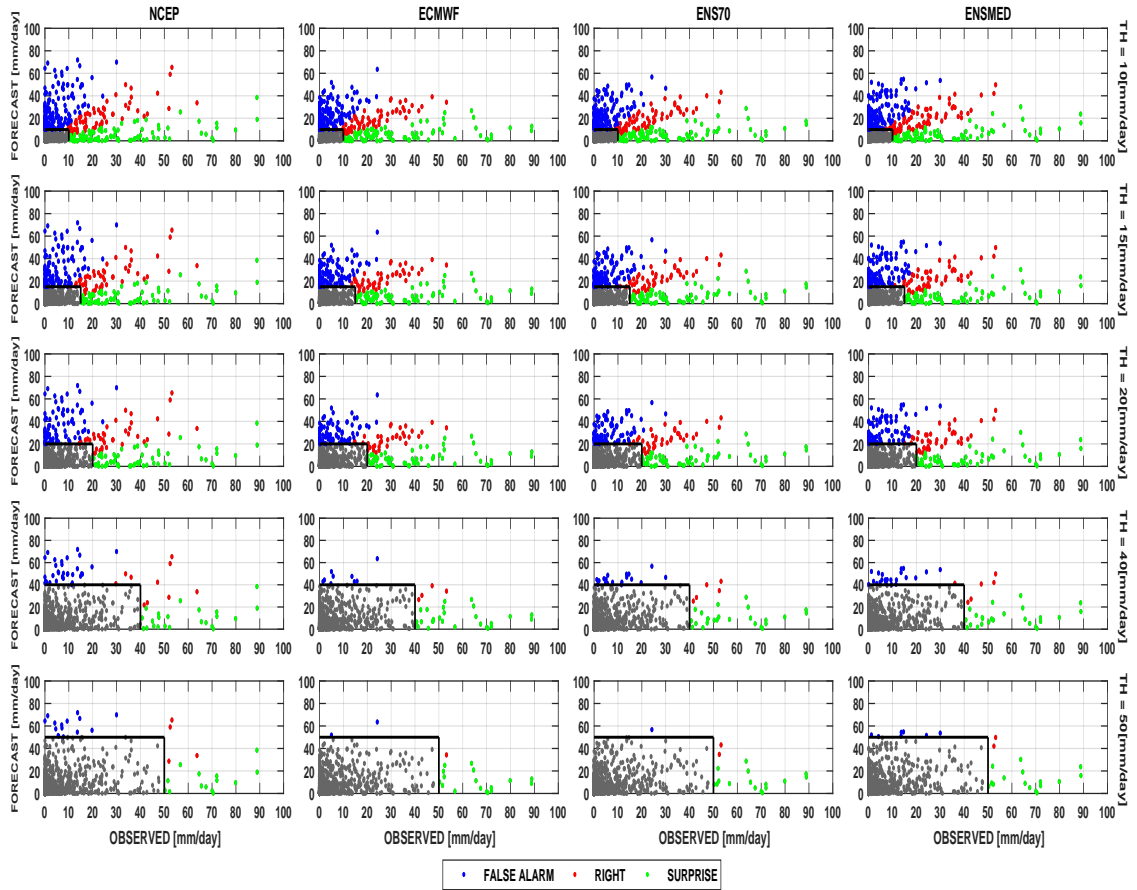


Fig. B.17: Tabla de contingencia para las cuartas 24 h de pronóstico en la cuenca Mercedes. Grilla 20km.

BASIN Baygorria. GRID 20km. FORECAST 96hr

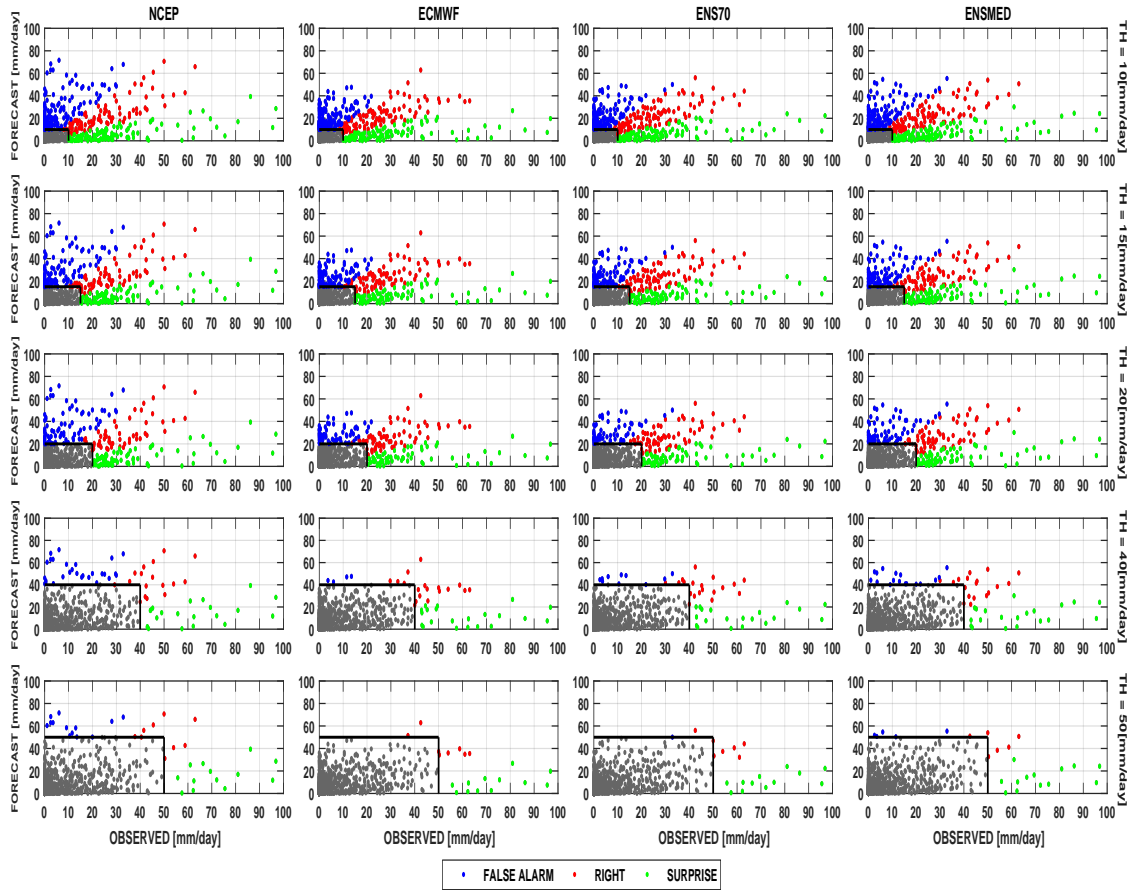


Fig. B.18: Tabla de contingencia para las cuartas 24 h de pronóstico en la cuenca Baygorria. Grilla 20km

TREE BASIN: Constitución - Baygorria - Mercedes. GRID 20km. FORECAST 96hr

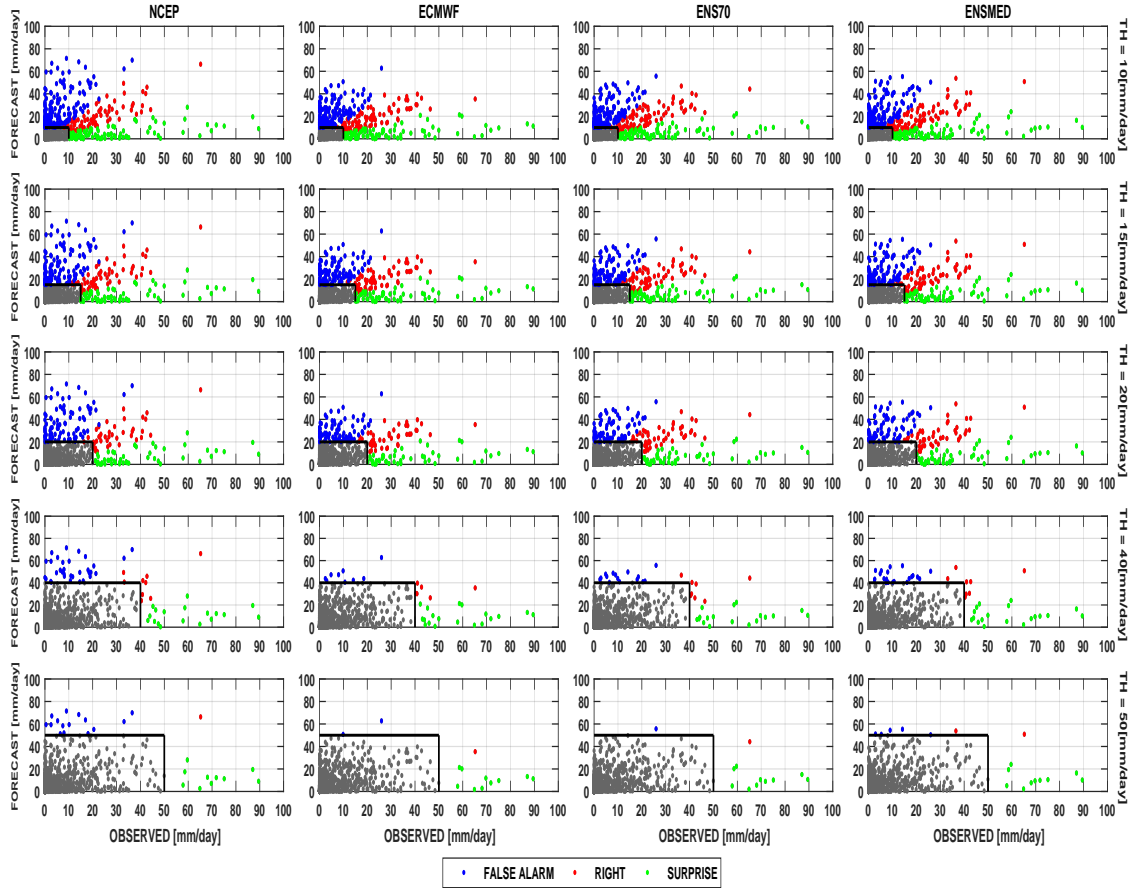


Fig. B.19: Tabla de contingencia para las primeras 96 h de pronóstico en las tres cuencas: Constitución, Baygorria y Mercedes. Grilla 20km

B.5. Tabla de contingencia 120 h

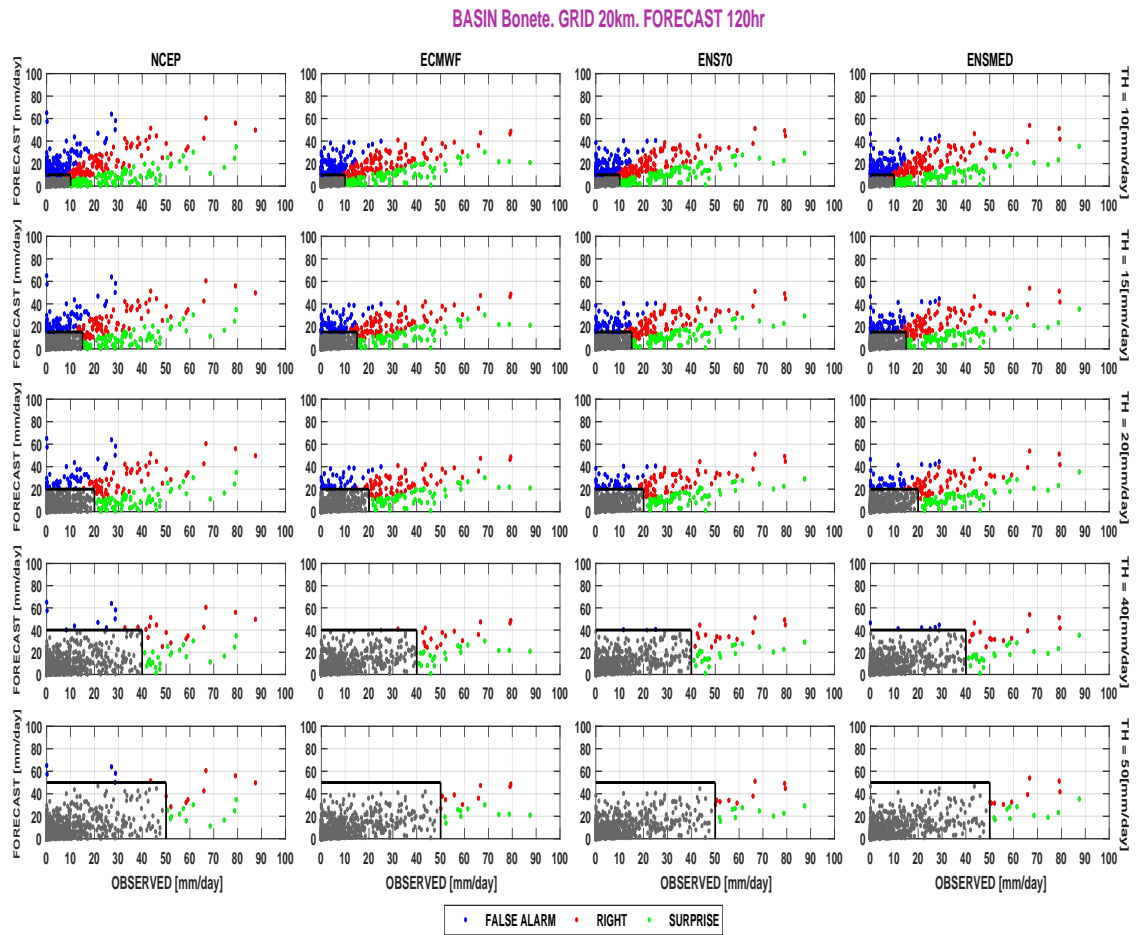


Fig. B.20: Tabla de contingencia para las quintas 24 h de pronóstico en la cuenca Bonete. Grilla 20km.

BASIN Constitución. GRID 20km. FORECAST 120hr

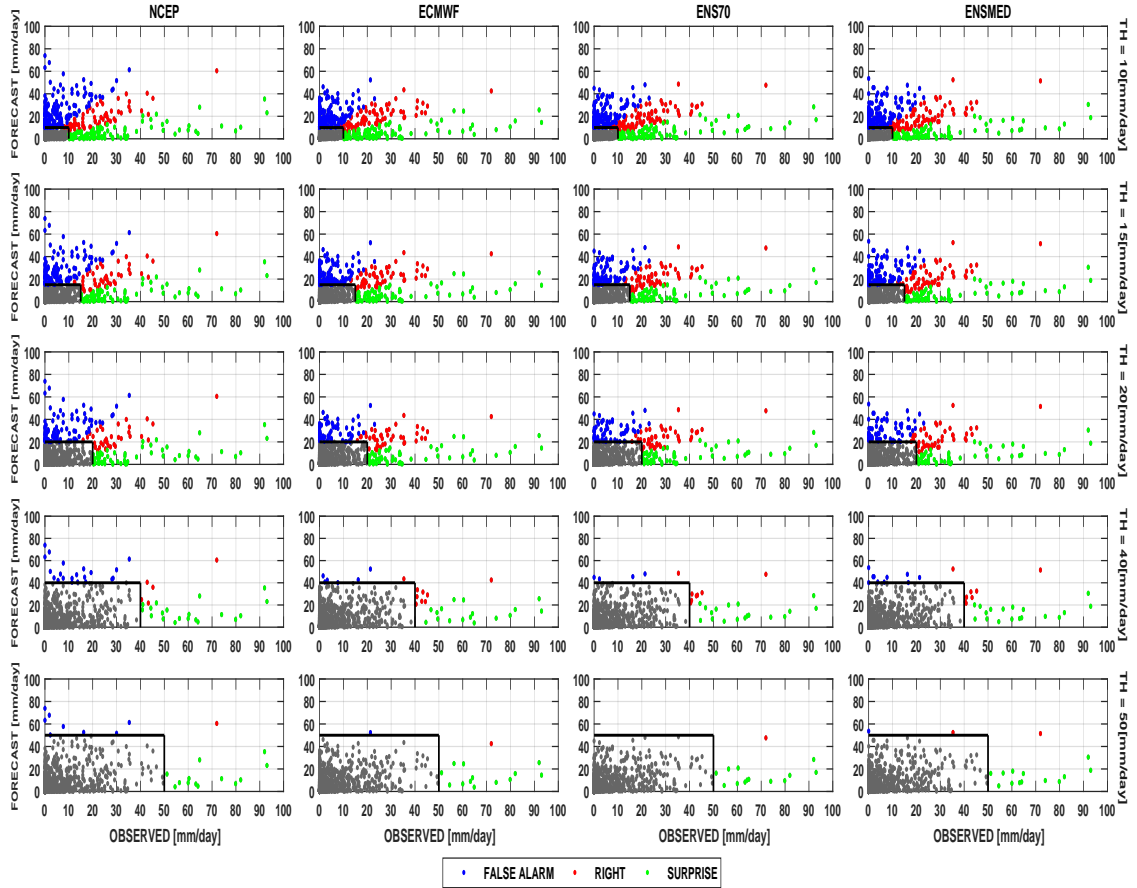


Fig. B.21: Tabla de contingencia para las quintas 24 h de pronóstico en la cuenca Constitución. Grilla 20km.

BASIN Mercedes. GRID 20km. FORECAST 120hr

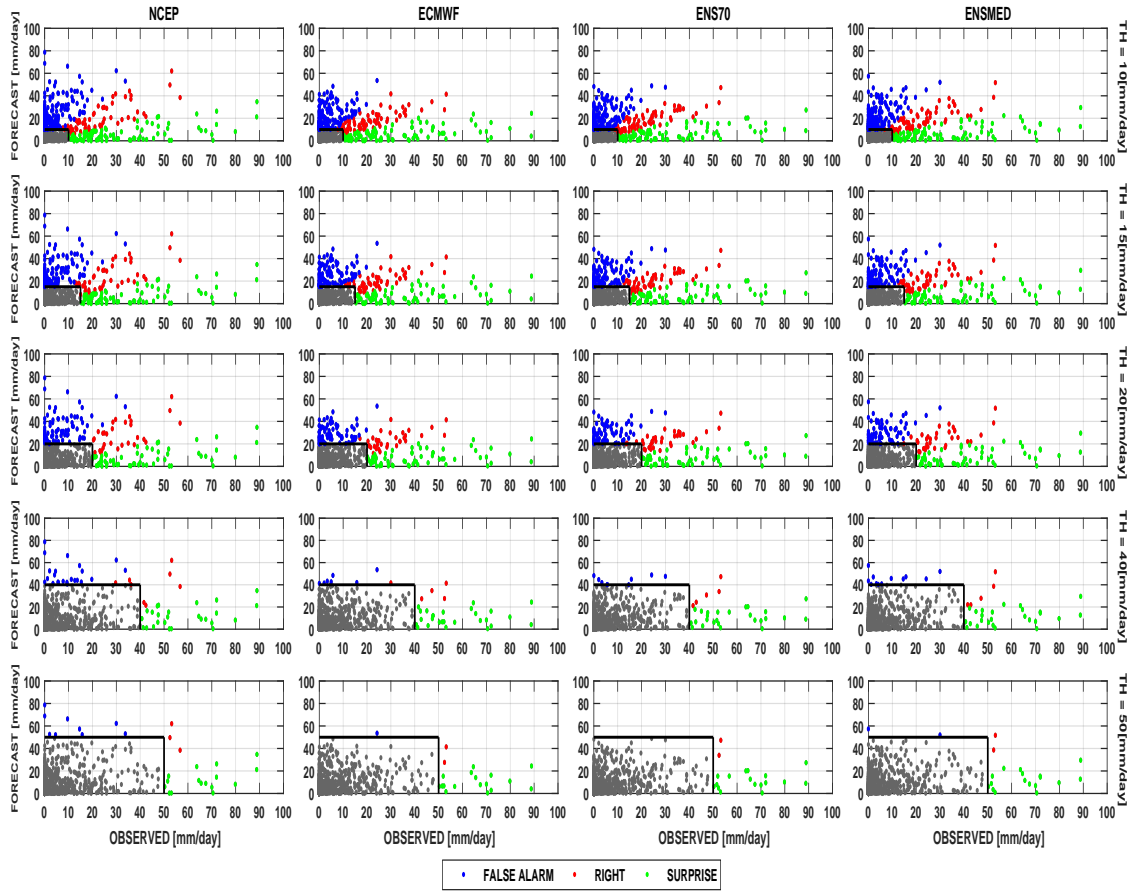


Fig. B.22: Tabla de contingencia para las quintas 24 h de pronóstico en la cuenca Mercedes. Grilla 20km.

BASIN Baygorria. GRID 20km. FORECAST 120hr

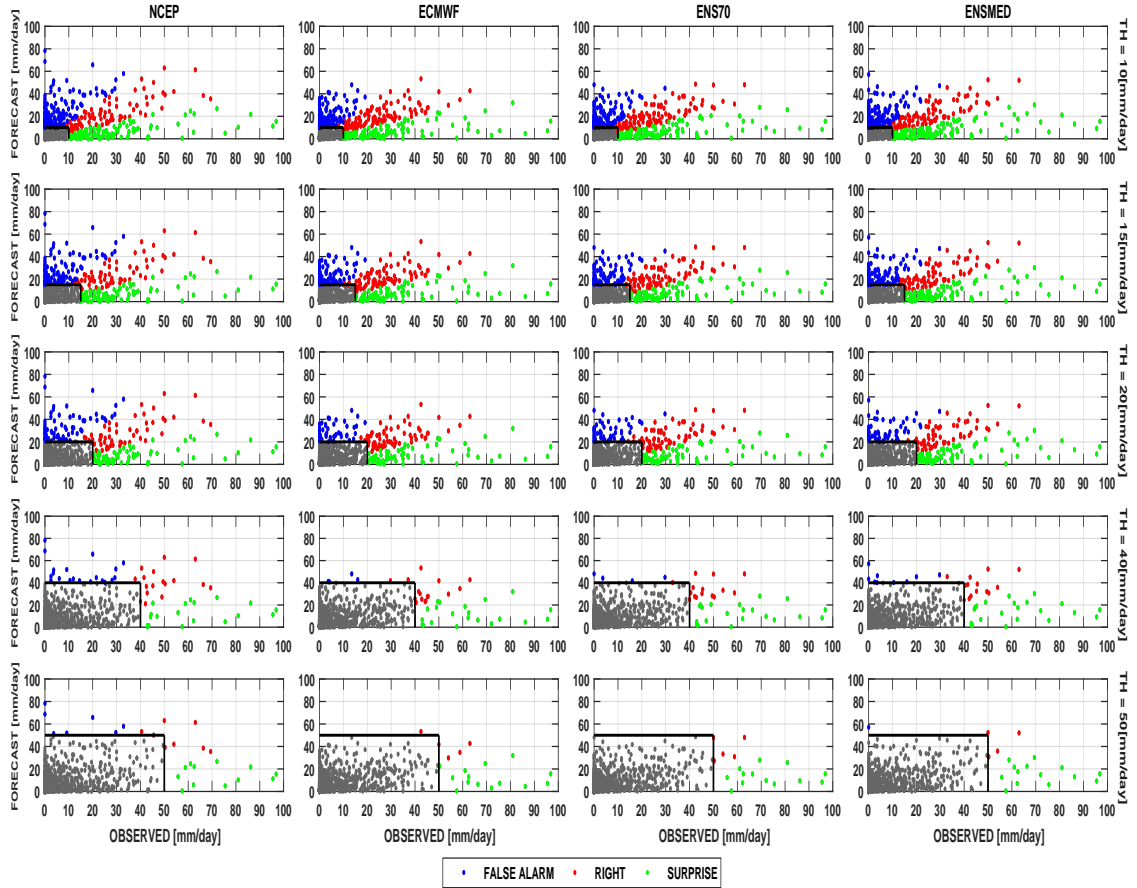


Fig. B.23: Tabla de contingencia para las primeras 120 h de pronóstico en la cuenca Baygorria. Grilla 20km

TREE BASIN: Constitución - Baygorria - Mercedes. GRID 20km. FORECAST 120hr

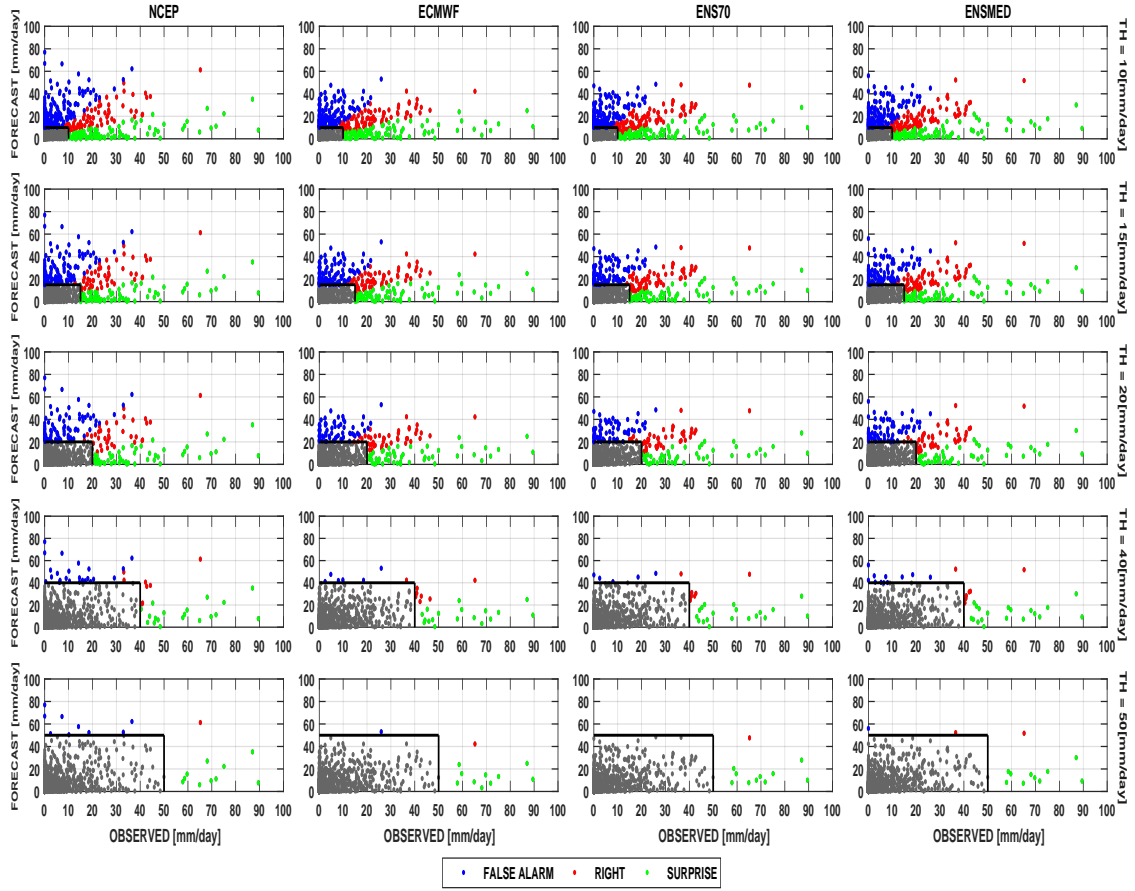


Fig. B.24: Tabla de contingencia para las primeras 120 h de pronóstico en las tres cuencas: Constitución, Baygorria y Mercedes. Grilla 20km

B.6. Tabla de contingencia 144 h

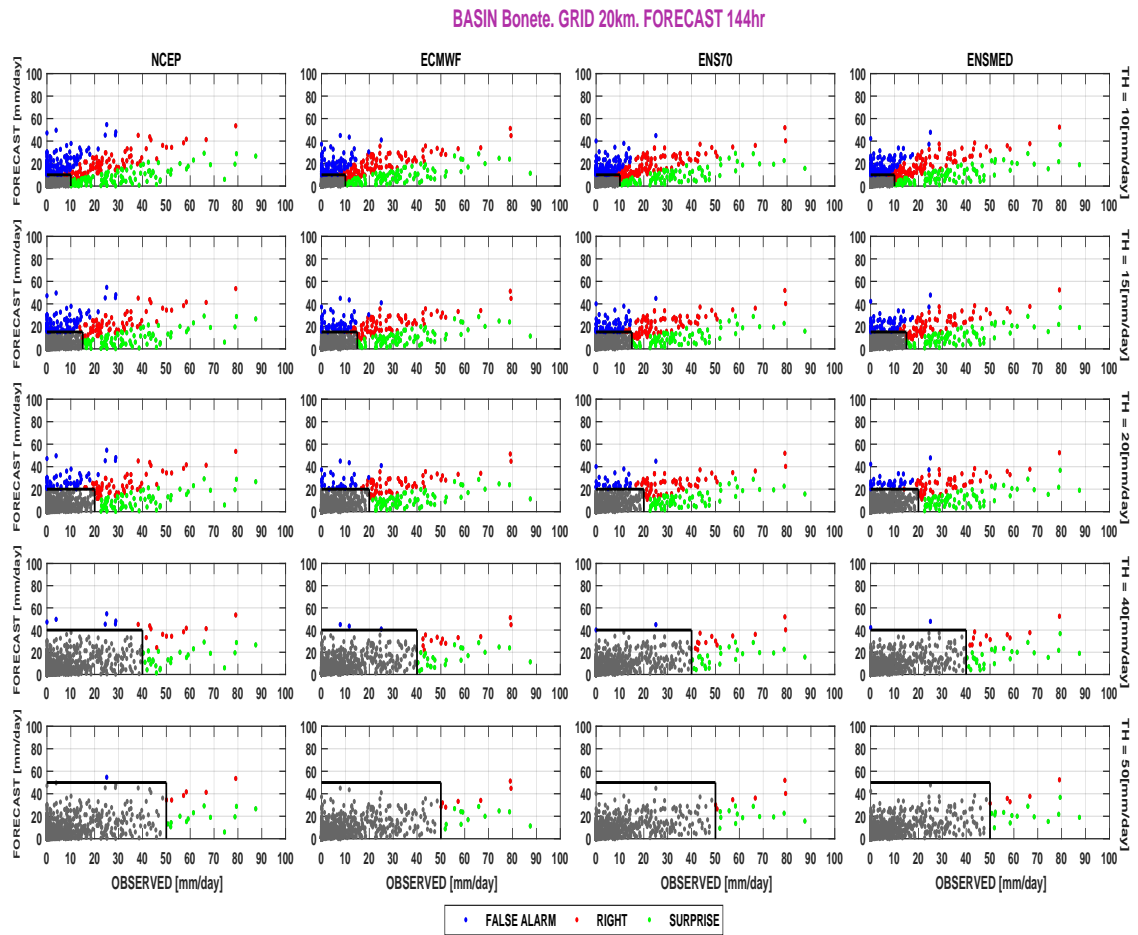


Fig. B.25: Tabla de contingencia para las sextas 24 h de pronóstico en la cuenca Bonete. Grilla 20km.

BASIN Constitución. GRID 20km. FORECAST 144hr

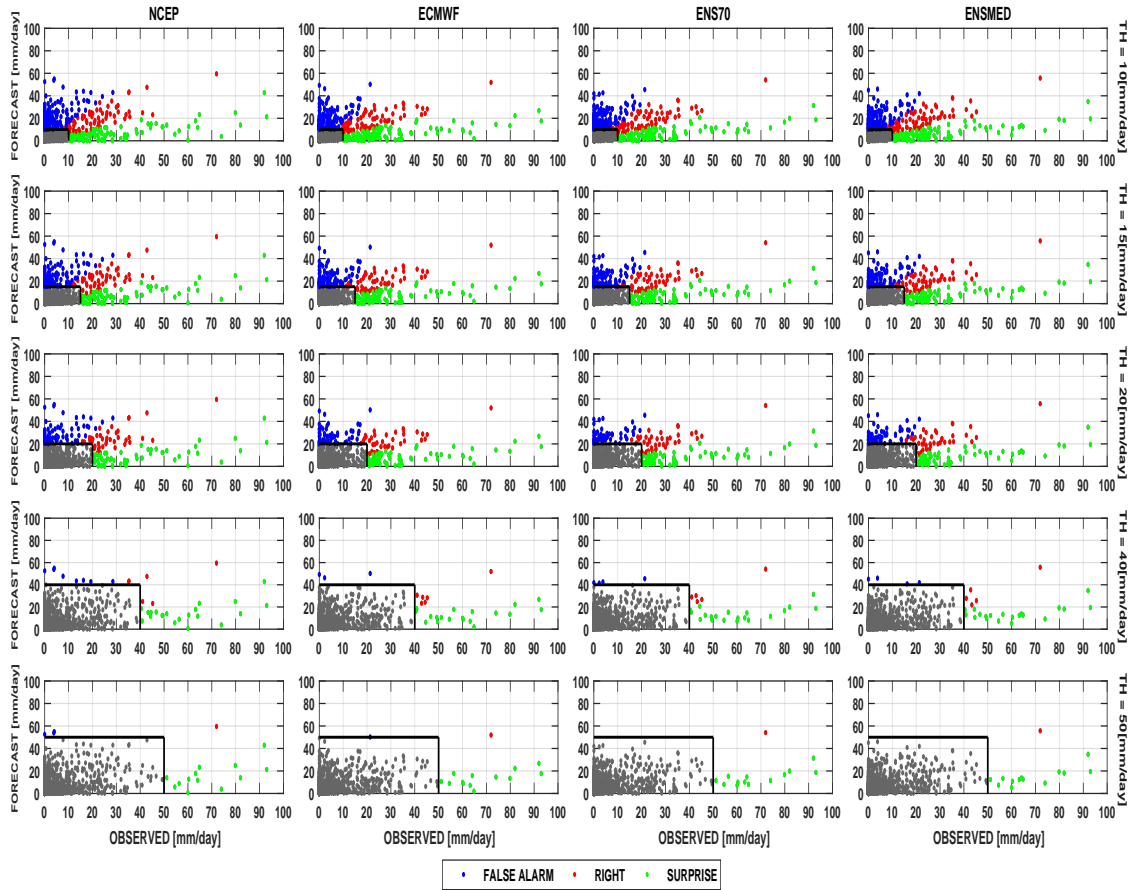


Fig. B.26: Tabla de contingencia para las sextas 24 h de pronóstico en la cuenca Constitución. Grilla 20km.

BASIN Mercedes. GRID 20km. FORECAST 144hr

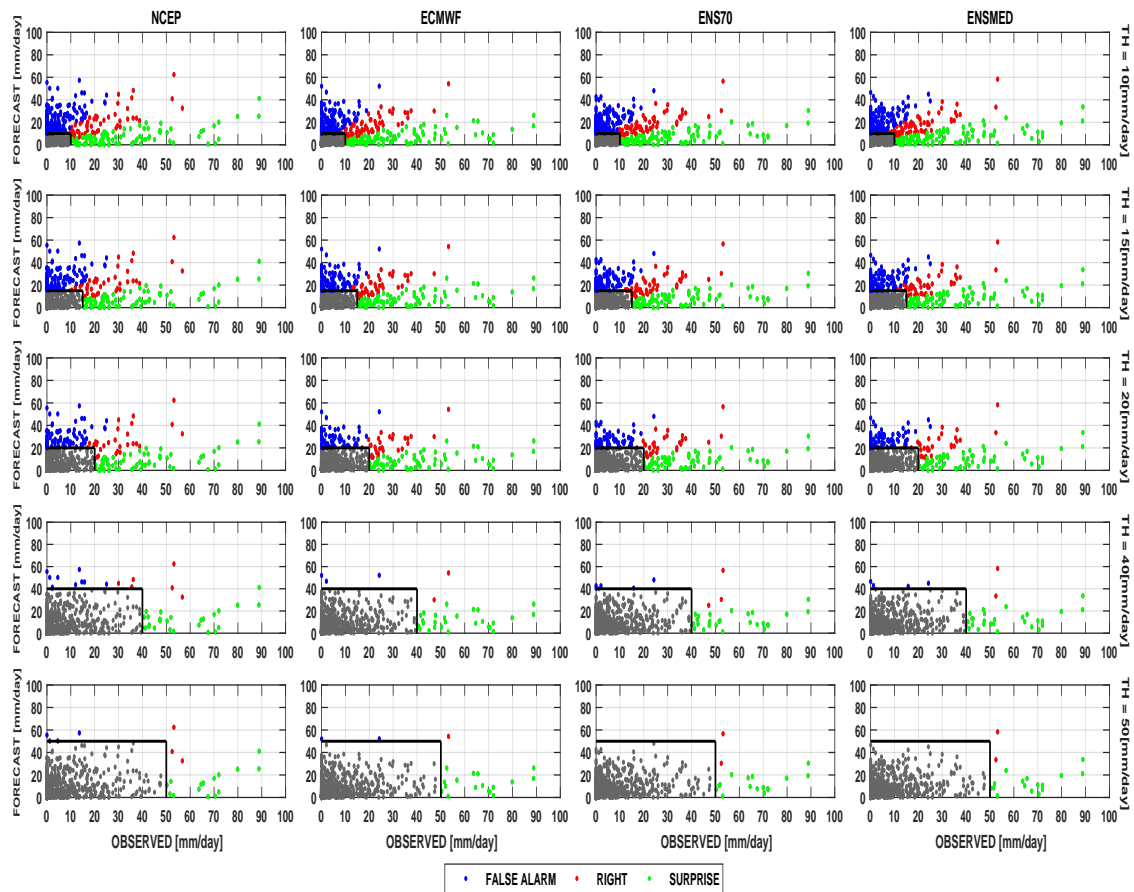


Fig. B.27: Tabla de contingencia para las sextas 24 h de pronóstico en la cuenca Mercedes. Grilla 20km.

BASIN Baygorria. GRID 20km. FORECAST 144hr

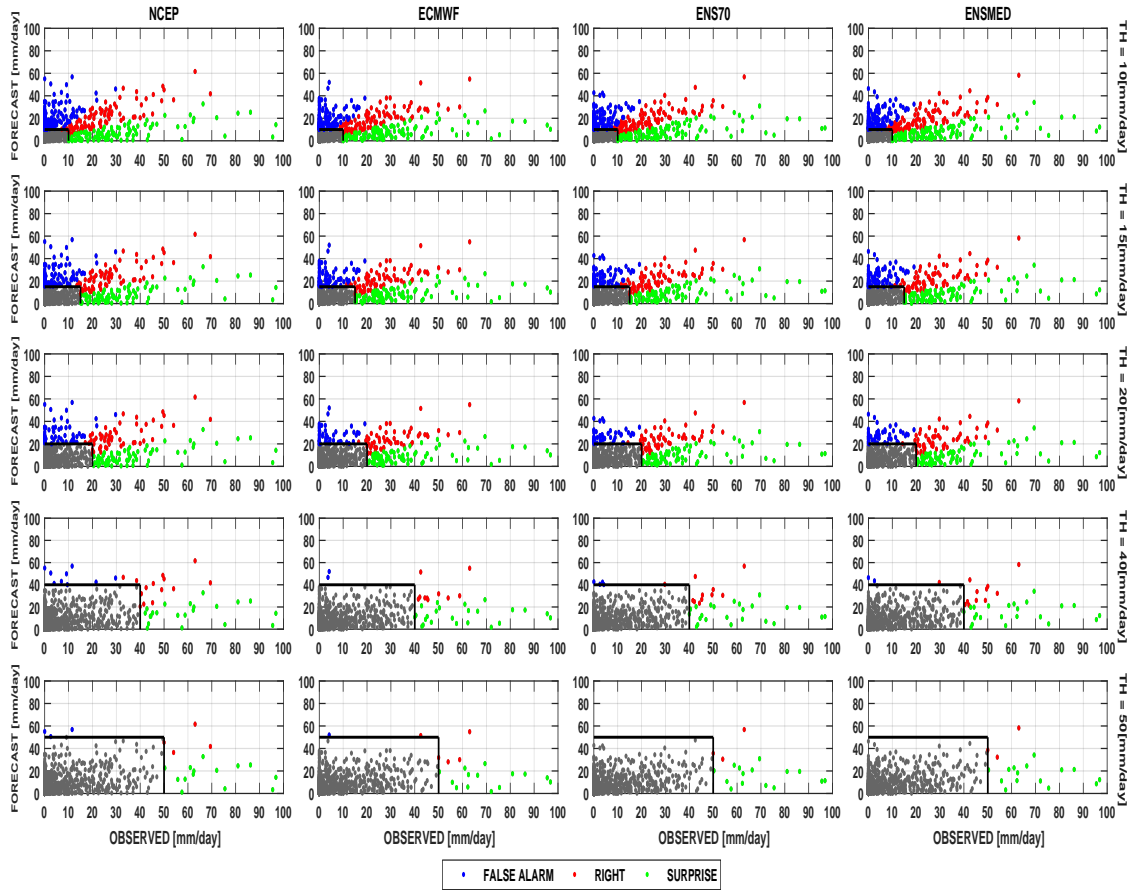


Fig. B.28: Tabla de contingencia para las sextas 24 h de pronóstico en la cuenca Baygorria. Grilla 20km

TREE BASIN: Constitución - Baygorria - Mercedes. GRID 20km. FORECAST 144hr

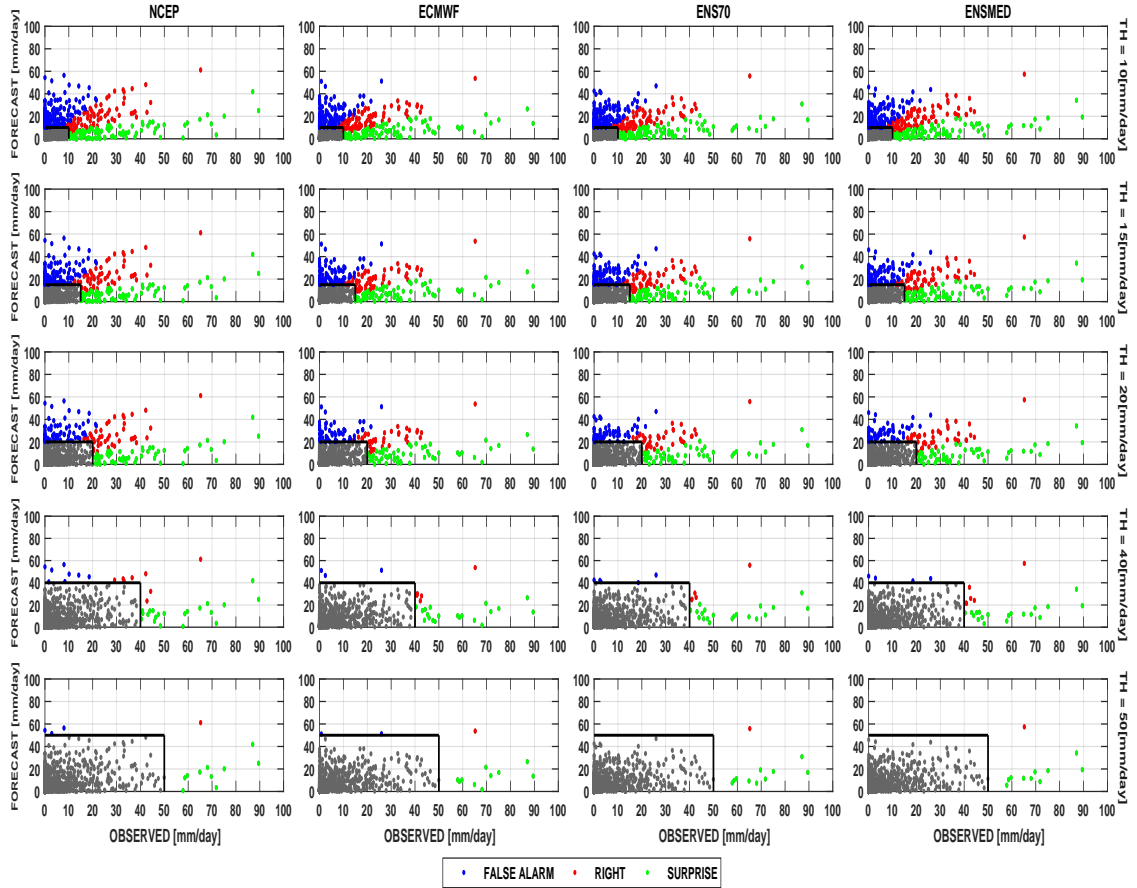


Fig. B.29: Tabla de contingencia para las primeras 144 h de pronóstico en las tres cuencas: Constitución, Baygorria y Mercedes. Grilla 20km

B.7. Tabla de contingencia 168 h

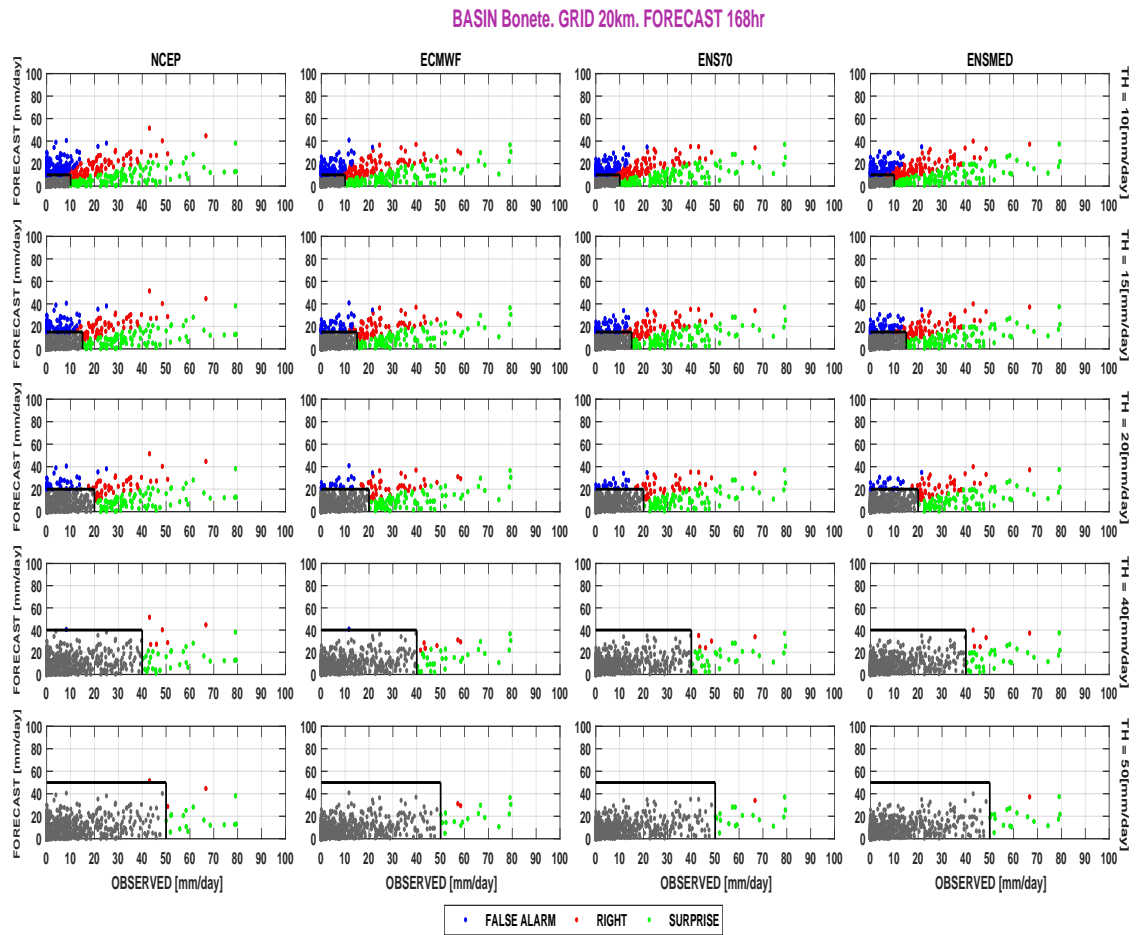


Fig. B.30: Tabla de contingencia para las séptimas 24 h de pronóstico en la cuenca Bonete. Grilla 20km.

BASIN Constitución. GRID 20km. FORECAST 168hr

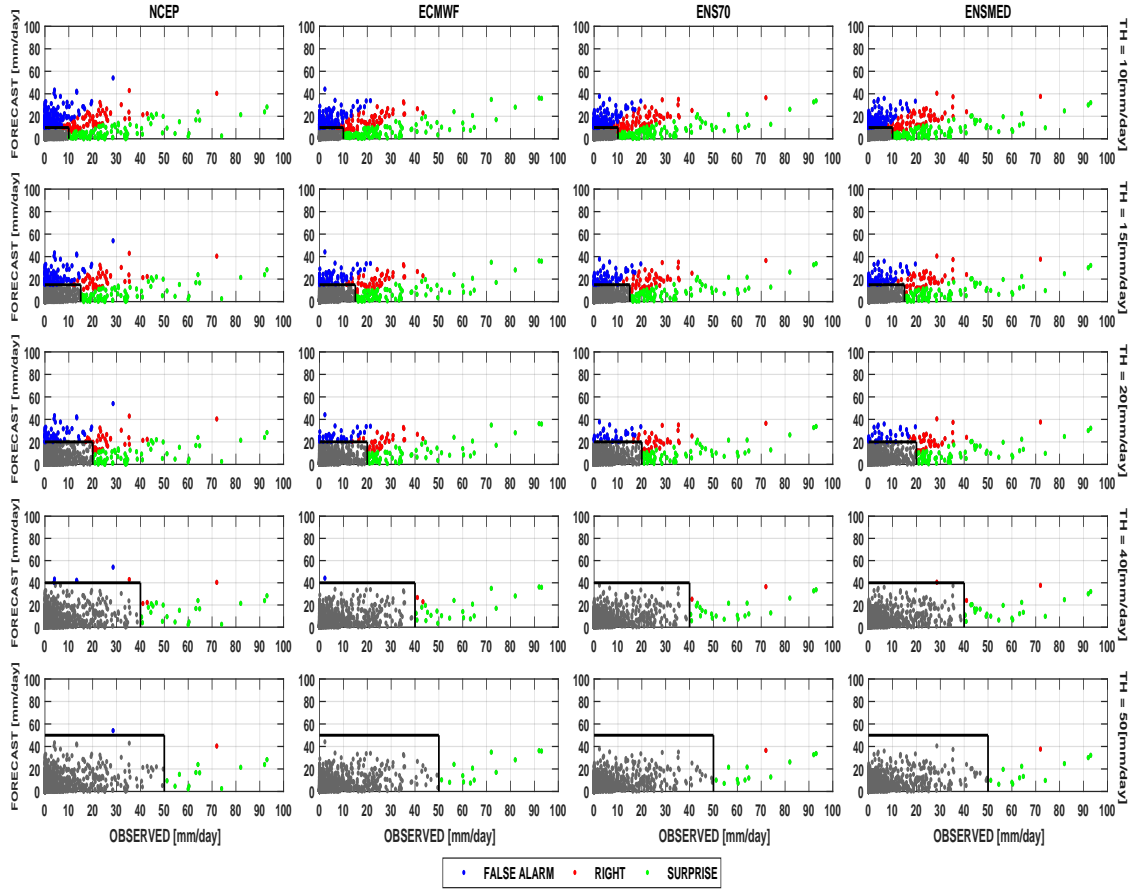


Fig. B.31: Tabla de contingencia para las séptimas 24 h de pronóstico en la cuenca Constitución. Grilla 20km.

BASIN Mercedes. GRID 20km. FORECAST 168hr

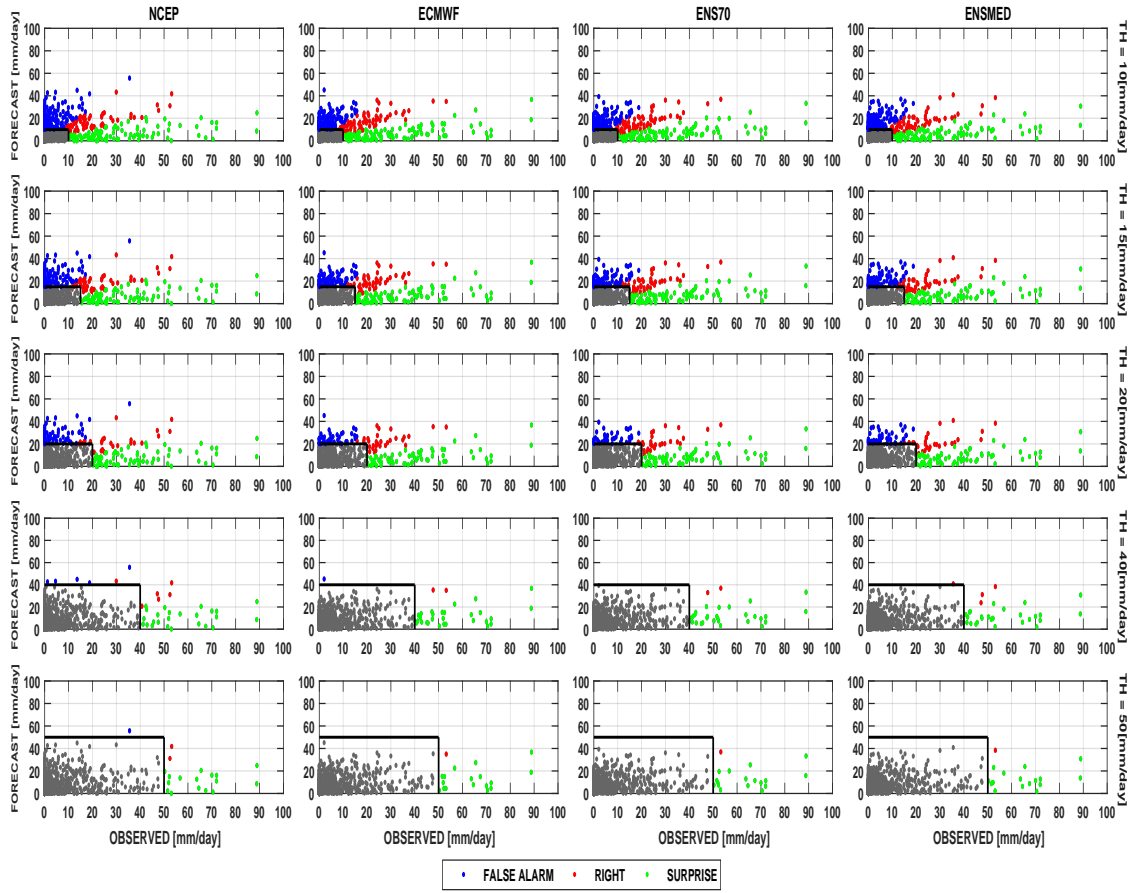


Fig. B.32: Tabla de contingencia para las séptimas 24 h de pronóstico en la cuenca Mercedes. Grilla 20km.

BASIN Baygorria. GRID 20km. FORECAST 168hr

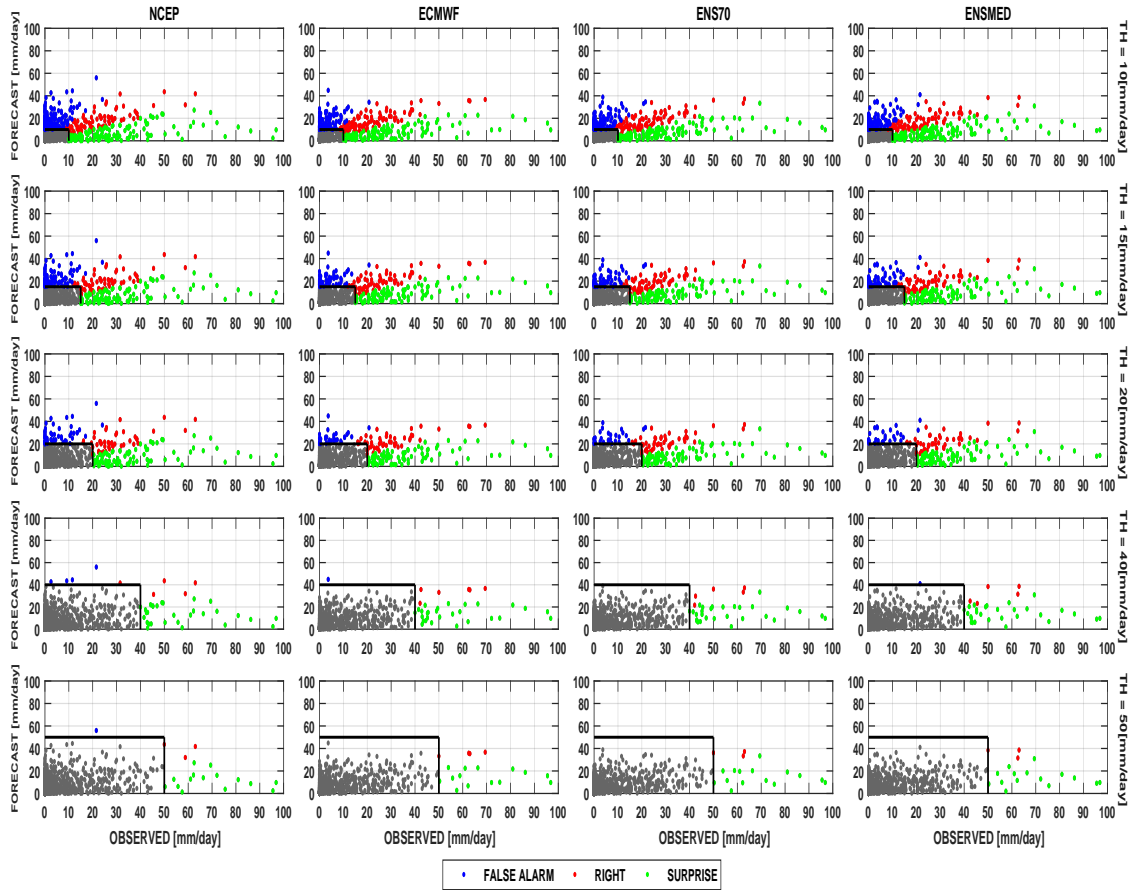


Fig. B.33: Tabla de contingencia para las séptimas 24 h de pronóstico en la cuenca Baygorria. Grilla 20km

TREE BASIN: Constitución - Baygorria - Mercedes. GRID 20km. FORECAST 168hr

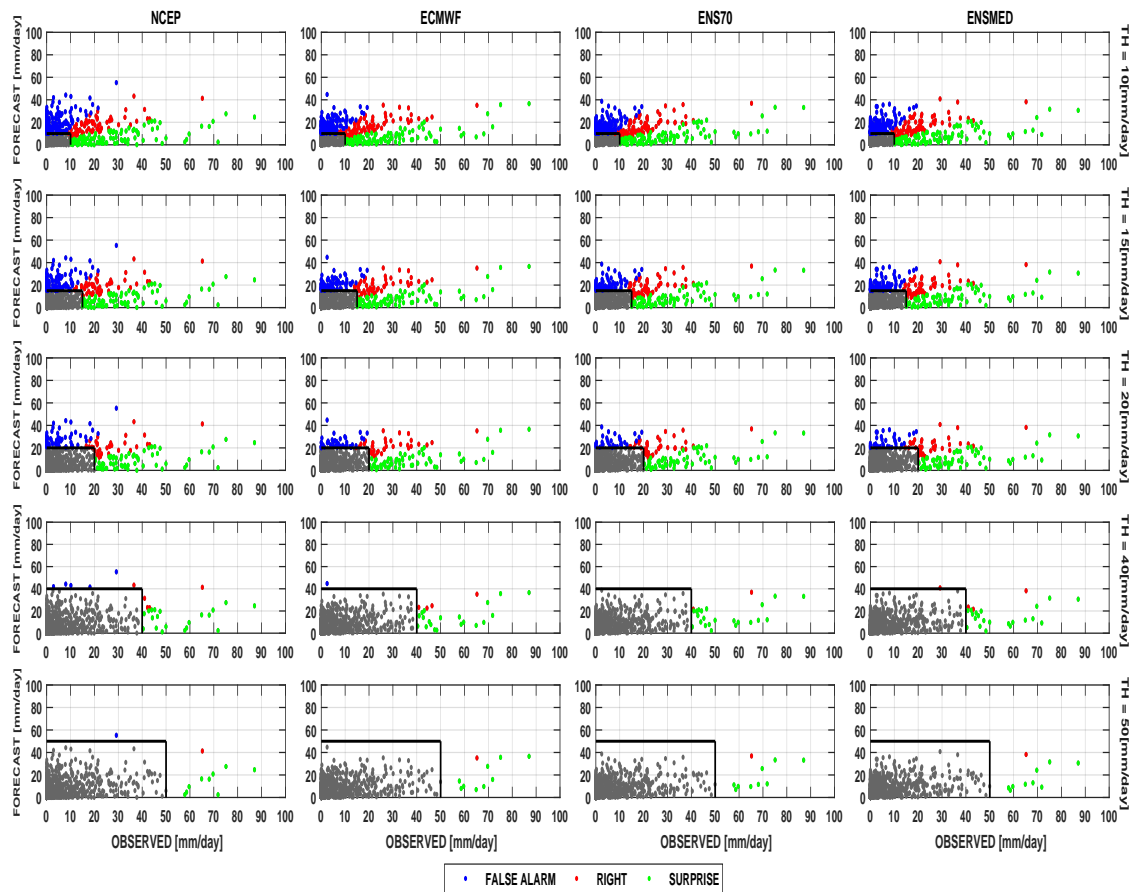


Fig. B.34: Tabla de contingencia para las primeras 168 h de pronóstico en las tres cuencas: Constitución, Baygorria y Mercedes. Grilla 20km

Apéndice C

Metodología para el cálculo de variables dinámicas y termodinámicas.

Para el objetivo específico de analizar un evento de precipitación en la cuenca de Bonete, nos vamos a centrar en los aspectos dinámicos y termodinámicos de la atmósfera que lo explican.

Se calculará el campo de vorticidad potencial de Ertel y la energía estática húmeda, en la grilla espacial tipo C que tiene definido el modelo WRF, Figura C.1.

Para la vorticidad potencial, Ecuación C.1, necesitamos calcular la vorticidad relativa y planetaria. La primera se calcula como el rotor del viento que está definido en los niveles de masa, y por lo tanto la vorticidad queda calculada en el centro de la grilla. Lo mismo sucede con el parámetro de Coriolis, que utilizamos la latitud del centro de la grilla.

$$PV = -g(\zeta_{\theta} + f) \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (C.1)$$

Se realiza una suavización del campo de vorticidad, que consiste en promediar los ocho valores que rodean cada centro de grilla, y el centro mismo. En este paso se pierden las fronteras del dominio, y se gana en la interpretación del resultado con un campo más suavizado.

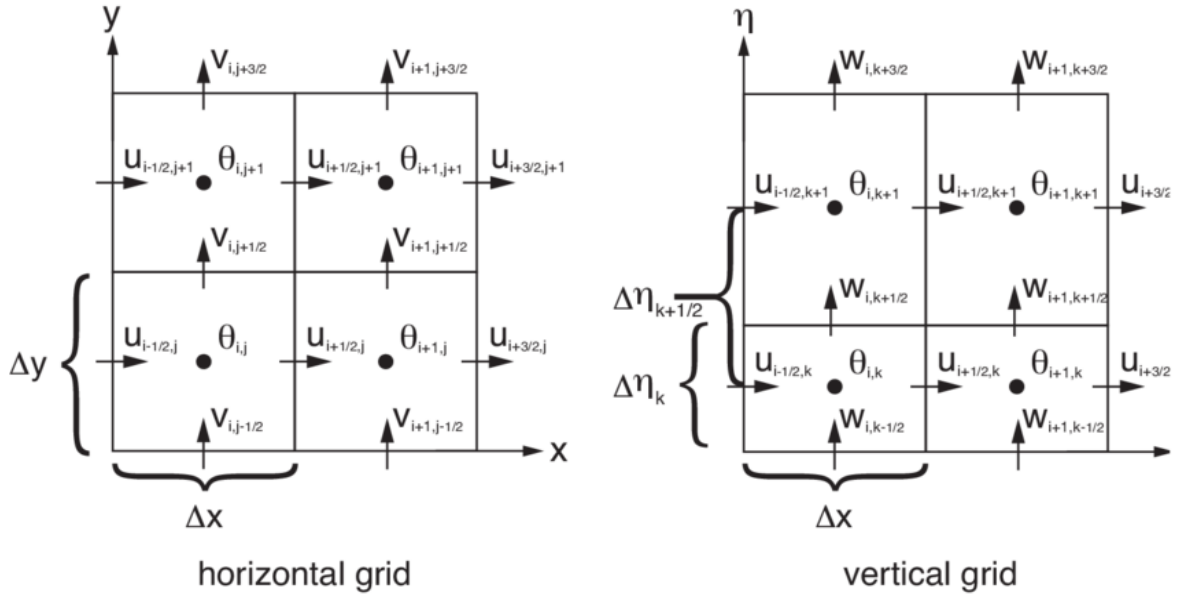


Fig. C.1: Grilla Arakawa-C utilizada al resolver las ecuaciones que gobiernan la atmósfera. Fuente Skamarock et al. (2005)

Para el término de estabilidad, como la temperatura está definida en los niveles de masa, debemos primero interpolar a los niveles verticales intermedios, para luego hacer el cociente con el diferencial de presión ∂p correspondiente a ese nivel, y así obtener la estabilidad en niveles de masa, los mismos niveles donde está definida la vorticidad absoluta.

El modelo WRF, tiene como salida la temperatura potencial perturbada en [K], a la cual hay que sumarle 300 K, definido como el estado base, para obtener la temperatura potencial total en [K].

Para la interpolación, seguimos lo propuesto por Arakawa and Schubert (1974), donde se calcula un parámetro adimensional, que es función de la presión del nivel que estemos parado, Ecuación C.2. Este parámetro se calcula tanto para los niveles de masa del modelo, identificados con subíndice u , como para los niveles intermedios, identificados con subíndice w , estos varían entre 0 y 1, siendo 0 el valor en superficie y 1 el valor en el tope de la atmósfera.

$$E = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{0.286} \quad (C.2)$$

Para el cálculo de las presiones a partir de los niveles η del modelo, masa e intermedios, debemos utilizar la siguiente definición:

$$P = P_{sup} + \eta * (P_{tope} - P_{sup})$$

Donde:

- P es la presión en el nivel deseado.
- P_{sup} es la presión en el nivel de referencia, consideramos 1000 hPa.
- P_{tope} es la presión en el límite superior del modelo, 50hPa.
- η es el nivel eta del modelo que va de 0 a 1, donde 0 representa el nivel de referencia (P_{sup}) y 1 representa el límite superior del modelo (P_{tope}).

De esta forma la temperatura potencial interpolada a un nivel intermedio, w_k , se calcula de la siguiente forma:

$$\theta_{w_k} = \frac{\theta_{u_k} * (E_{u_{(k+1)}} - E_{w_k}) + \theta_{u_{(k+1)}} * (E_{w_{(k+1)}} - E_{u_k})}{(E_{u_{(k+1)}} - E_{u_k})}$$

Luego solo se debe calcular el parámetro de estabilidad utilizando los niveles de presión correspondiente a los niveles eta intermedios, para que el parámetro quede definido en los niveles de masa y poder calcular la vorticidad potencial del modelo.

Para calcular la condición de inestabilidad a partir de la energía estática húmeda y saturada, utilizamos el geopotencial dado por el modelo en los niveles η intermedios, donde se deben sumar el campo base, PHB, y el perturbado, PH, que tiene unidades de $[m^2/s^2]$.

La temperatura se calcula a partir de la ecuación termodinámica adiabática, C.3, utilizando la temperatura potencial interpolada que se definió anteriormente, que queda definida en los niveles η intermedios.

$$T = \theta * \left(\frac{P}{P_{sup}} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (C.3)$$

También la humedad específica es una salida del modelo, QVAPOR, en unidades de kg/kg, definida en los niveles de masa de la grilla C, por lo tanto se realiza la misma interpolación que se describió para la temperatura potencial.

Para la energía estática húmeda, $h \equiv c_p T + gz + L_c q$, se utiliza la humedad específica en el nivel más cercano a la superficie. Y para la energía estática saturada en dos niveles de interés, 700mb y 500mb, seleccionamos la temperatura y geopotencial más cercanos a esos niveles, y el cálculo de la humedad específica de saturación se realiza mediante la tabla psicrométrica, ingresando los datos de temperatura del modelo más cercana a esos niveles.