

Climatología de tormentas en un valle del noroeste argentino mediante sensores remotos y reanálisis

Nota Técnica SMN 2025-199

Fabrizio Lopretto¹, Luciano Vidal²

¹ Coordinación de Pronósticos Regionales, Dirección de Pronósticos del tiempo y avisos, Dirección Nacional de Pronósticos y Servicios para la sociedad.

² Dirección de Productos de Modelación Ambiental y de Sensores Remotos, Dirección Nacional de Ciencia e Innovación en Productos y Servicios

Julio 2025

Información sobre Copyright

Este reporte ha sido producido por empleados del Servicio Meteorológico Nacional con el fin de documentar sus actividades de investigación y desarrollo. El presente trabajo ha tenido cierto nivel de revisión por otros miembros de la institución, pero ninguno de los resultados o juicios expresados aquí presuponen un aval implícito o explícito del Servicio Meteorológico Nacional.

La información aquí presentada puede ser reproducida a condición de que la fuente sea adecuadamente citada.

Resumen

Este estudio se centra en la identificación y análisis de tormentas eléctricas en un valle ubicado en la frontera entre las provincias de Tucumán y Salta, Argentina, durante los meses de diciembre a febrero en las temporadas de 2019-2024. Utilizando datos de reflectividad de radar meteorológico y detección de *flashes* usando el sensor GLM del GOES-16, se desarrolló un criterio para identificar eventos de tormenta. Junto con reanálisis de ERA-5 y el modelo de alta resolución del WRF-SMN se examinaron los patrones de anomalías en la altura geopotencial, la intensidad del viento y la variación local de humedad específica para identificar las condiciones de inestabilidad atmosférica previas a la ocurrencia de tormentas. Los resultados muestran que la convergencia de humedad es un mecanismo dominante en la acumulación local de humedad específica en el valle, superando el efecto de la advección. Además, los análisis en niveles bajos evidencian un patrón de tren de ondas más intenso en el flujo del oeste durante días con tormentas en comparación con la climatología. Estos hallazgos subrayan la utilidad del modelo WRF-SMN de alta resolución para caracterizar procesos convectivos locales y contribuir a mejoras en la predicción de tormentas eléctricas en regiones topográficamente complejas.

Abstract

This study focuses on the identification and analysis of thunderstorms in a valley located on the border between the provinces of Tucumán and Salta, Argentina, during the months of December to February for the 2019-2024 seasons. Using reflectivity and lightning detection data (GLM) from GOES-16, together with ERA-5 reanalysis data and high-resolution WRF-SMN model outputs, a criterion was developed to identify thunderstorm events. Patterns of anomalies in geopotential height, wind intensity, and specific humidity variation were examined to identify atmospheric instability conditions prior to the occurrence of thunderstorms. The results show that moisture convergence is the dominant mechanism in local moisture accumulation within the valley, surpassing the effect of advection. Additionally, low-level analyses reveal a more intense wave train pattern in the westerly flow during thunderstorm days compared to climatology. These findings highlight the utility of the high-resolution WRF-SMN model in characterizing local convective processes and contribute to improvements in thunderstorm forecasting in topographically complex regions.

Palabras clave: tormenta eléctrica, convergencia, advección, humedad, RMA-11, GLM, WRF-SMN, ERA-5.

Citar como:

Lopretto, F., Vidal, L., 2024: Climatología de tormentas en un valle del NOA mediante sensores remotos y reanálisis. Nota Técnica SMN 2025-199.

1. INTRODUCCION

El inicio de la convección en valles montañosos ha sido un tema de gran interés en la meteorología debido a su papel crucial en el desarrollo de tormentas locales y sistemas convectivos de mesoescala (SCM), y su impacto en los patrones climáticos regionales. Los valles, con su topografía compleja y características únicas, presentan condiciones favorables para la formación de corrientes ascendentes que pueden desencadenar procesos convectivos. Entre los factores más relevantes se incluyen el calentamiento diferencial entre las laderas y el fondo del valle, la dinámica del flujo de montaña y las características de humedad de la atmósfera.

Estudios previos han destacado que el desarrollo de la convección en estos entornos depende tanto de las condiciones locales como de las interacciones con fenómenos de escala sinóptica. Whiteman et al. (2000) analizó cómo las circulaciones locales inducidas por la topografía, como los vientos valle-montaña, influyen en la formación de tormentas convectivas. De manera complementaria, Zängl et al. (2004) empleó simulaciones numéricas para explorar cómo la cobertura vegetal y el albedo del suelo afectan la intensidad del calentamiento superficial.

En cuanto a la influencia de fenómenos de escala sinóptica, se ha demostrado que sistemas meteorológicos como frentes y vórtices de niveles medios pueden amplificar o inhibir los procesos convectivos locales (Kirshbaum et al., 2007). En Sudamérica, investigaciones como las de Salio et al. (2007), Marengo et al. (2004) y Nicolini y Saulo (2006) han avanzado en la comprensión de la interacción entre la precipitación en el área subtropical y la corriente en chorro de capas bajas (SALLJ). En particular, Salio et al. (2007) mostraron que, durante el desarrollo de un SCM, el SALLJ advecta aire cálido y húmedo hacia el centro y norte de Argentina, incrementando el CAPE en la región. Este proceso, junto a una onda baroclínica de escala sinóptica que evoluciona hacia el este, establece condiciones ideales para el inicio de la convección en un área extendida.

La interacción entre corrientes en chorro de niveles altos y bajos es otro factor crítico que modula el inicio de la convección. Uccellini (1979) documentó cómo las interacciones entre estas corrientes pueden desencadenar tormentas severas, destacando que las ondas de gravedad generadas en niveles altos pueden amplificar la convergencia en niveles bajos, facilitando el ascenso de parcelas de aire hacia el nivel de condensación libre (NLC). Este mecanismo establece una conexión clave entre los procesos de gran escala y los eventos convectivos locales.

La influencia de la escala sinóptica también ha sido evidente en el noroeste argentino (NOA). Ferreira (2008) observó que, durante el verano, el desarrollo de la Depresión del Noroeste Argentino (DNOA) genera un incremento en los flujos de humedad que favorece la ocurrencia de precipitaciones convectivas, aunque estas pueden inhibirse en la etapa de profundización máxima de la baja. Durante la etapa de decaimiento, las máximas anomalías de precipitación se posicionan sobre el noreste y centro de Argentina. También, Vidal (2014) encontró que el 85% de los SCM en la región del NOA se forman entre las 18 y las 00 UTC, destacando el rol de la convergencia de masa en niveles bajos como precursor clave de la convección profunda. Según Vidal (2014), la convergencia horizontal de masa en niveles bajos genera un gradiente de presión vertical que acelera las parcelas de aire hacia arriba, permitiendo que estas alcancen el NLC. Este proceso es frecuentemente utilizado como indicador de regiones favorables para la convección, siendo los frentes de escala sinóptica puntos clave para su desarrollo (Xue y Martin, 2006).

La identificación de tormentas también ha sido objeto de estudios enfocados en umbrales de reflectividad de radar. Roberts y Rutledge (2003) propusieron un umbral de 35 dBZ para identificar eventos convectivos. Mason et al. (1971) sugirió que reflectividades iguales o mayores a 55 dBZ indican la presencia de granizo, un criterio que fue validado por Schiesser (1990) y Hohl et al. (2002a), quienes demostraron que estas reflectividades están asociadas con daños por granizo en Suiza. Asimismo, Schuster et al. (2006) encontraron que este umbral permite identificar granizo significativo que causa daños severos en Australia. Más recientemente, Vidal y otros (2020) identificaron que, a partir de una reflectividad de 60 dBZ, es probable la presencia de granizos de gran tamaño (>2.5 cm).

Por último, avances recientes han incorporado observaciones satelitales y modelos de alta resolución para estudiar la evolución temporal y espacial de las tormentas convectivas en regiones montañosas (Rotach et al., 2014). Estas herramientas han permitido comprender con mayor detalle la interacción entre procesos locales y sinópticos, fortaleciendo nuestra capacidad para identificar las condiciones necesarias para el inicio de la convección.

A partir de las observaciones realizadas durante los turnos operativos de pronóstico en la Coordinación de Pronósticos Regionales del SMN, se identificó una situación recurrente durante los meses de verano en un valle específico, ubicado en la frontera entre las provincias de Tucumán y Salta, al este de la Ruta Nacional 9. En varias ocasiones, se pudo observar el inicio de la convección en una zona delimitada por el valle que se muestra en la Figura 1.

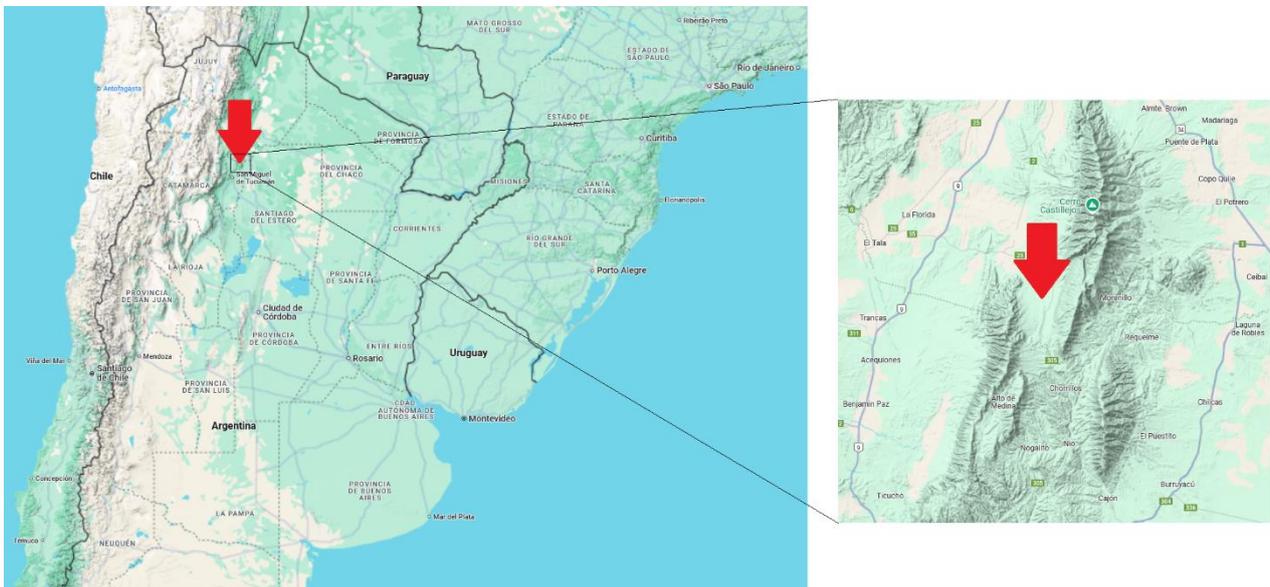


Fig. 1: Ubicación del valle de interés, en la frontera entre las Prov. de Tucumán y de Salta, al este de la Ruta Nacional 9. El recuadro negro marca la región de interés en la que se encuentra el valle (ampliada a la derecha). Mientras que la flecha roja, marca la entrada al mismo.

El objetivo de la presente Nota Técnica es avanzar en el conocimiento actual sobre el inicio de la convección en un valle particular del NOA. Para ello, se plantean los siguientes objetivos particulares:

- a) Identificar casos de tormentas eléctricas en el valle de estudio.

- b) Investigar el patrón de anomalías en los días previos a la ocurrencia de tormentas (día -1) y en el día de la tormenta (día 0), utilizando reanálisis.
- c) Analizar el campo promedio de variación local de la humedad específica inducida por los procesos de convergencia y advección en los días en que se registraron tormentas eléctricas en el valle de estudio utilizando los análisis del modelo WRF-SMN.

2 METODOLOGÍA

2.1 Región de interés

Este valle presenta una orientación norte-sur bien definida, con un ancho aproximado de 9 km en su desembocadura hacia el llano y 5 km en su fondo. Además, tiene una longitud aproximada de 11 km, con una diferencia de altura de alrededor de 400 metros entre el llano y el fondo del valle. En la Figura 2, se ilustra las dimensiones del valle, visto desde un punto de observación ubicado al sudoeste de este.

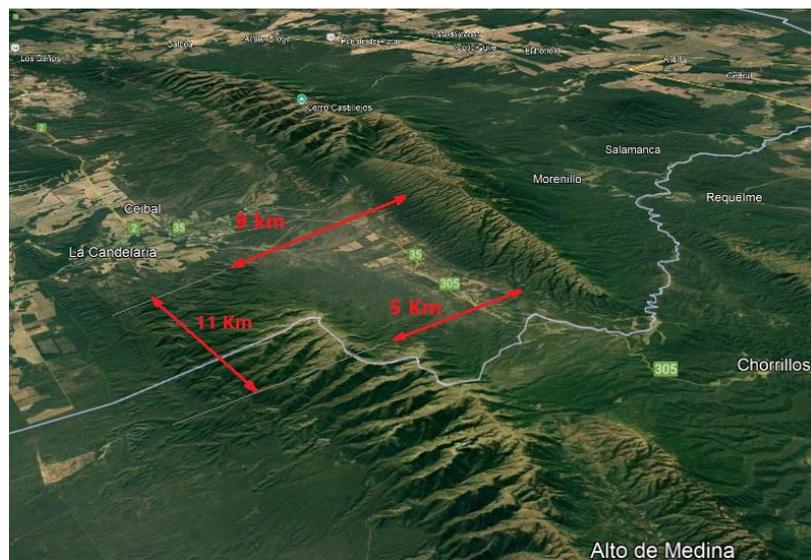


Fig. 2: Dimensiones del ancho y largo del valle, localidades circundantes y su proximidad a la línea interprovincial. El valle está visto desde el sudoeste.

La delimitación estrecha de la zona definida por este valle permitió, en varios turnos operativos, predecir con anticipación el inicio de la convección en esta área. En algunas ocasiones, esto resultó en la emisión de Avisos a Corto Plazo, como se muestra en la Figura 3.

La Figura 4 muestra, a modo de ejemplo, la detección de *flashes* dentro del valle de interés en uno de los mapeos analizados (panel izquierdo) y la imagen de reflectividad horizontal máxima del RMA-11 correspondiente.

Por razones de practicidad, los límites del valle se definieron de la siguiente manera:

- Límite norte (latitud): 26,15°S
- Límite sur (latitud): 26,30°S

- Límite oeste (longitud): 65,04°W
- Límite este (longitud): 64,90°W

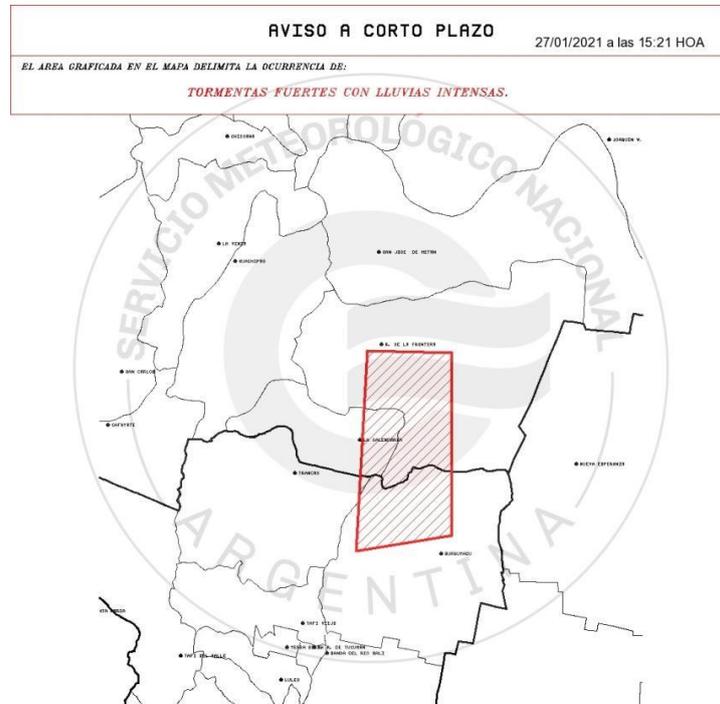


Fig. 3: Aviso a corto plazo emitido el día 27/01/2021 a las 18:21Z sobre el valle.

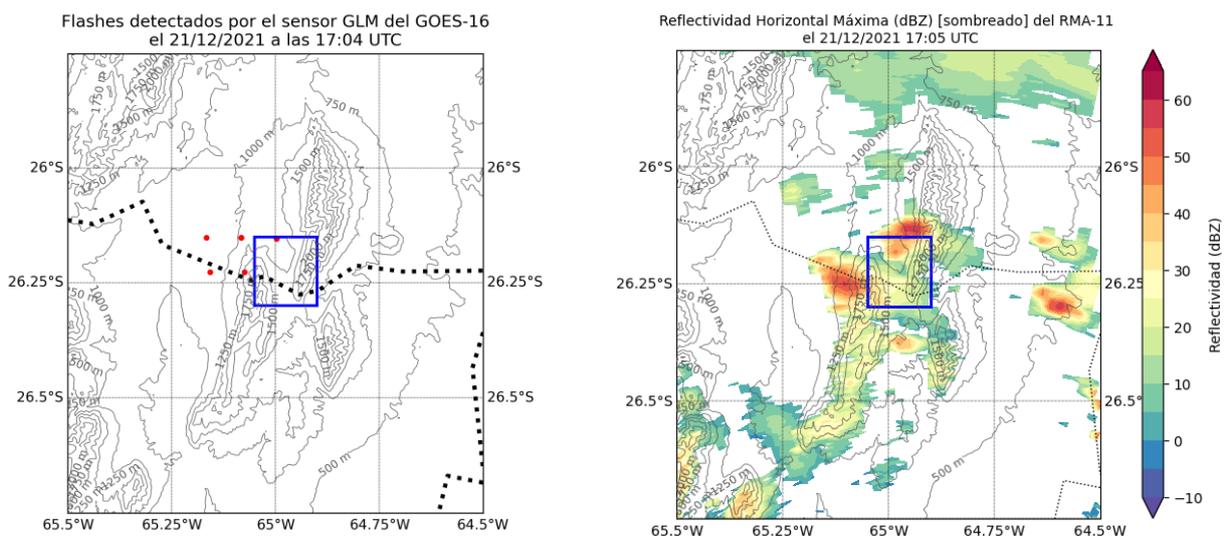


Fig. 4: Izq.: Mapeo de flashes (puntos rojos) del sensor GLM del GOES-16 sobre el valle de interés (rectángulo azul) para el día 21 de diciembre de 2021 a las 17:04 UTC. Der.: Imagen de reflectividad horizontal máxima del RMA-11 del 21 de diciembre de 2021 a las 17:05 UTC.

2.2 Datos Utilizados

2.2.1 GLM

Los datos disponibles del sensor GLM del satélite GOES-16 pertenecen a la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (Goodman y otros, 2013). El GLM mide la radiación emitida por los relámpagos, específicamente en la banda del espectro visible. Esta longitud de onda corresponde a un pico en la emisión de luz visible generada por las descargas eléctricas, lo que permite identificar eventos de relámpagos incluso durante el día, a pesar de la luz solar. El GLM captura eventos de relámpagos en tres niveles principales de datos, entre ellos los "eventos", que son las detecciones individuales de píxeles brillantes causados por un destello de relámpago en un área específica del campo de visión del sensor. Este, usa un filtro de interferencia que permite captar solo la luz en la longitud de onda específica del evento de relámpago, reduciendo la interferencia de otras fuentes de luz, como la solar. Utiliza una cámara de carga acoplada (CCD) que toma imágenes continuamente con una tasa alta de disparo (500 imágenes por segundo), permitiéndole al sistema a bordo analizar cada cuadro para identificar píxeles con aumentos bruscos de brillo, característicos de los relámpagos. Cada píxel tiene un tamaño aproximado de 8 a 14 km (dependiendo de la posición en el campo de visión), pudiendo ser detectado en fracciones de segundo, permitiendo un monitoreo casi continuo. El GLM genera un flujo constante de datos, incluyendo para el uso en este trabajo:

- La ubicación geográfica de cada evento.
- El tiempo exacto (resolución de microsegundos) de cada evento.
- La energía óptica relativa del evento, lo que permite estimar la intensidad del relámpago.

En la presente Nota Técnica se utilizaron los datos de ubicación en latitud (grados norte) y longitud (grados este) de cada evento, considerando los mapeos disponibles en los meses de diciembre, enero y febrero entre diciembre 2019 a febrero 2024 inclusive.

2.2.2 Radar RMA11

Los datos del RMA (Radar Meteorológico Argentino) son obtenidos utilizando tecnologías de radar de última generación diseñadas para monitorear condiciones meteorológicas en tiempo real. El RMA utiliza pulsos de radiofrecuencia en la banda C (5.6 GHz, longitud de onda de 5-6 cm) para detectar precipitaciones y otras características de la atmósfera. El principio de operación se basa en el envío de pulsos electromagnéticos y la medición del eco reflejado por partículas en la atmósfera. El radar emite pulsos de energía electromagnética en una dirección específica, luego los pulsos interactúan con partículas como gotas de lluvia, granizo, nieve o incluso aerosoles y parte de la energía es reflejada de regreso al radar. Posteriormente, el radar mide la señal reflejada, conocida como "eco", y la procesa para obtener información sobre las propiedades de las partículas. Los radares RMA generan varios productos meteorológicos, entre ellos la reflectividad horizontal y vertical (dBZ). Cada radar tiene un rango de detección de aproximadamente 240-480 km, dependiendo del producto, generando "volúmenes" tridimensionales, con celdas de unos pocos cientos de metros de lado realizados cada 5 a 10 minutos, permitiendo un monitoreo continuo. Entre los datos utilizados se tienen los siguientes:

- Rango, distancia del haz desde el radar, medido en metros.

- Ángulo Azimut desde el norte geográfico, medido en grados (de 0° a 360°).
- Ángulo de Elevación desde el plano horizontal, medido en grados (0,48°, 0,92°, 1,32°, 1,80°, 2,29°, 3,08°, 3,96°, 5,05°, 6,37°, 7,95°, 9,93°, 12,44°, 15,51°, 20,04°, 29,97°).
- Factor de Reflectividad Equivalente, como reflectividad horizontal (dBZ).

Los datos mencionados, fueron obtenidos a partir de los volúmenes generados por el radar RMA11 ubicado en la ciudad de Termas de Río Hondo en la Provincia de Santiago del Estero y perteneciente al SINARAME (de Elia y otros, 2017; Giménez y otros, 2021), para el mismo período que los datos del GLM.

2.2.3 Reanálisis ECMWF

También se utilizaron datos de reanálisis proporcionado por el Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo (ECMWF) (Hersbach y otros, 2023). Este conjunto de datos es una de las fuentes más completas para el estudio del clima y la meteorología, diseñado para proporcionar información detallada sobre el estado de la atmósfera en intervalos horarios y en diferentes niveles de presión. En particular se utilizaron datos de reanálisis de las 12 UTC, obteniendo de ellos las siguientes variables:

- Altura geopotencial ($m^2 s^{-2}$) en los niveles de presión de 1000, 850 y 500 hPa.
- Temperatura (K) en los niveles de presión de 1000 y 500 hPa.
- Humedad específica ($kg kg^{-1}$) en el nivel de presión de 850 hPa.
- Componentes u y v de viento ($m s^{-1}$) en el nivel de presión de 850 y 500 hPa.

Para todos los reanálisis del período de estudio, se consideró la región delimitada entre 20°S y 60°S de latitud y 50°W y 80°W de longitud. En cuanto al período de estudio, el mismo queda definido por los meses de diciembre, enero y febrero en las temporadas 2019-20, 2020-21, 2021-22, 2022-23 y 2023-24

2.2.4 Análisis WRF-SMN

Por último, se dispuso de los datos de los análisis de 12UTC del modelo determinístico WRF de SMN (Servicio Meteorológico Nacional) de Argentina (Dillon y otros, 2020). En particular se utilizaron los datos de las siguientes variables:

- Humedad específica ($g kg^{-1}$) en los niveles de presión indicados.
- Componentes u y v de viento ($m s^{-1}$) en los niveles de presión indicados.

Los niveles de presión indicados son: 1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 400, 300, 250, 200, 150 y 100 hPa. Además, para todos los análisis disponibles en el período de estudio, el dominio del modelo queda definido por el área dado entre 11,65°S y 54,37°S de latitud y entre 47,97°W y 94,33°W.

2.3 Metodología

2.3.1 Día con tormenta

El criterio para identificar días con tormenta eléctrica en el valle de interés consiste en detectar al menos un *flash* en la zona utilizando el sensor GLM del GOES-16. Además, el horario del mapeo debe coincidir con el intervalo de tiempo de un volumen del RMA-11, en el cual al menos un PPI presenta una reflectividad horizontal mayor o igual a 45 dBZ en el valle.

Como se mencionó en el párrafo anterior, se utilizaron el sensor GLM del satélite GOES-16 y el RMA-11. Los pasos para detectar la generación de tormentas con actividad eléctrica sobre el valle fueron los siguientes:

PASO 1: En primera instancia, se descargaron los datos que contienen la información sobre la actividad eléctrica detectada en el valle. Para ello, se utilizaron los datos de *flashes* individuales del sensor GLM instalado en el satélite GOES-16. La información se presenta en archivos, donde cada hora se particiona en 180 archivos, resultando en un total de 3 archivos por minuto. Cada archivo almacena el mapeo con la ubicación en latitud y longitud de los *flashes*, lo que suma un total de 4,320 archivos por día. Considerando los meses de diciembre, enero y febrero desde diciembre de 2019 hasta febrero de 2024, esto da como resultado un total de 1952640 archivos (mapeos) posibles.

A partir de lo anterior, se desarrolló un algoritmo para capturar los datos mediante la descarga de los archivos (mapeos). A partir del conteo de los archivos, se determinó que la cantidad de archivos faltantes no fue significativa (~0,3%). Estos resultados se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1: Cantidad de mapeos disponibles vs. faltantes.

Mes	Total archivos (mapeos) posibles	Archivos (mapeos)	
		Existentes	Faltantes
Diciembre	669600	667608 (99,7%)	1992 (0,3%)
Enero	669600	667581 (99,7%)	2019 (0,3%)
Febrero	613440	611874 (99,74%)	1566 (0,26%)
Total	1952640	1947063 (99,71%)	5577 (0,29%)

PASO 2: Con esta información disponible, se desarrolló un segundo algoritmo que permitió detectar cuántos de estos archivos (mapeos) contienen al menos un *flash* detectado dentro del valle de interés en cada hora. La Tabla 2 resume la cantidad de casos de actividad eléctrica detectada en el valle.

Tabla 2: Cantidad de mapeos con y sin detección de flashes en el valle con el sensor GLM.

Mes	Mapeos		
	Total disponibles	Sin Detección en el Valle	Con detección en el Valle
Diciembre	667608	662861 (99,29%)	4747 (0,71%)
Enero	667581	659892 (98,85%)	7689 (1,15%)
Febrero	611874	606524 (99,13%)	5350 (0,87%)
Total	1947063	1929277 (99,09%)	17786 (0,91%)

Se observó que la cantidad de mapeos con detección de actividad eléctrica en el valle es significativamente inferior a la cantidad de mapeos disponibles.

PASO 3: Una vez identificados los días en los que se detectó actividad eléctrica en el valle, se procedió a analizar los volúmenes disponibles del RMA-11 correspondientes a esos días. Para ello, se desarrolló un algoritmo que generó los PPI de reflectividad horizontal (Z) de las 15 elevaciones de cada volumen disponible. Este análisis se realizó para los volúmenes en los días con actividad eléctrica detectada en el valle, y además se verificó que, en alguna de las elevaciones, la reflectividad horizontal en el área del valle fuera igual o superior a un umbral determinado. Para este estudio, se utilizó un valor intermedio con respecto a lo propuesto

en otros trabajos, definiendo el umbral en 45 dBZ. Una vez identificados los volúmenes con $Z \geq 45$ dBZ en el valle durante los días con actividad eléctrica detectada, el siguiente paso fue determinar en cuáles de estos volúmenes los *flashes* detectados coincidían con el período de barrido de dichos volúmenes. Para ello, se desarrolló un algoritmo que identificara los volúmenes en los cuales el horario de mapeo del GLM (con al menos un *flash* en el valle) coincidiera con el intervalo entre el inicio y el fin del volumen del RMA-11 con $Z \geq 45$ dBZ.

Por otra parte, es fundamental considerar que la correspondencia espacial y temporal entre los datos de radar y de satélite no es exacta. En otras palabras, no siempre es posible ubicar el *flash* detectado por el sensor GLM en la misma latitud y longitud que el eco de radar que supera el umbral de reflectividad propuesto. Esto implica que un *flash* detectado en una ubicación específica dentro del valle podría no estar espacialmente asociado al eco que excede el umbral definido. De igual manera, el momento en el que se detecta un *flash* en un mapeo puede no coincidir exactamente con el instante en que se registra el eco superior al umbral, aunque el horario del mapeo del GLM esté dentro del período de barrido del volumen de radar. Estas diferencias en la naturaleza de los datos presentan desafíos para la correlación precisa entre actividad eléctrica y reflectividad radar en el valle. Estas limitaciones pueden deberse a varios factores. Uno de ellos es el desacoplamiento entre procesos ópticos (captados por el sensor GLM) y microfísicos (captados por el RMA). Es decir, un núcleo de alta reflectividad podría deberse a partículas grandes o densas (como lluvia cálida), que no necesariamente generan descargas eléctricas al no estar asociadas a temperaturas que permitan la coexistencia con fase sólida. Incluso por la distribución espacial de las descargas, los relámpagos pueden ocurrir en regiones donde los campos eléctricos son suficientemente fuertes, pero que se encuentren desplazados del núcleo de mayor reflectividad. Por otro lado, los errores de instrumento y de paralaje contribuyen a la problemática.

El sensor GLM está ubicado en órbita geoestacionaria (36.000 km de altura), lo que introduce un error de paralaje en la geolocalización del evento óptico. Este error puede ser significativo, especialmente en regiones cercanas a los bordes del campo de visión del satélite como menciona Goodman et al. (2013) y Virts et al. (2020). Además, se debe tener en cuenta que la resolución espacial del GLM (aproximadamente 8 km por píxel en el cenit) es mucho menor que la del radar (aproximadamente 250 m a 1 km de este en la horizontal). Esto puede generar discrepancias en la ubicación precisa del evento. Por último, se debe tener en cuenta el desplazamiento por la dinámica atmosférica. El tiempo que toma al radar en completar un volumen completo y al GLM registrar un evento puede diferir. Los hidrometeoros (asociados con reflectividad elevada) pueden ser desplazados por el viento hasta la llegada del haz del radar a esa determinada dirección dada por los ángulos de elevación y de acimut. Además, los relámpagos pueden ocurrir en ubicaciones adyacentes debido al transporte de cargas eléctricas.

2.3.2 Caracterización con reanálisis

Para analizar el comportamiento sinóptico en los casos donde se detectó tormenta eléctrica según el criterio planteado, se calcularon las anomalías de diversas variables usando los reanálisis del modelo europeo. Primero, se utilizaron los reanálisis horarios en los días con actividad eléctrica detectada para calcular el valor promedio de dichos días, obteniendo así el campo medio diario en los días con tormenta eléctrica en el valle. En paralelo, se calcularon los valores climatológicos a partir de los reanálisis medios mensuales para el período 2003-2023. Las anomalías se obtuvieron como la diferencia entre el valor medio diario de los días con tormenta eléctrica y el valor climatológico. A partir de esto, se calcularon y graficaron los campos de anomalía de las siguientes variables:

- Altura geopotencial en 1000, 850 y 500 hPa.
- Intensidad del viento en 500 hPa.
- Espesor de la capa entre 1000 y 500 hPa.
- Términos de la advección y convergencia de humedad específica en 850 hPa.

La altura geopotencial es fundamental para identificar patrones sinópticos que afectan el inicio de la convección. En particular en el nivel de 1000 hPa representa niveles bajos de la atmósfera, donde ocurre la convergencia de masa asociada a la formación de tormentas. Este nivel es crucial para analizar la interacción con fenómenos como la corriente en chorro en capas bajas (SALLJ), que transporta aire cálido y húmedo hacia áreas de convección (Salio et al., 2007). Además, 850 hPa resulta relevante para evaluar la advección de humedad y las anomalías en la dinámica de flujo, esenciales para determinar las condiciones locales favorables para la convección (Ferreira, 2008). Mientras que 500 hPa nivel representa la circulación en la atmósfera media, donde fenómenos de gran escala, como vórtices u ondas baroclínicas, pueden amplificar o inhibir los procesos convectivos (Kirshbaum et al., 2007). También permite analizar la interacción con corrientes en chorro de niveles altos, que generan condiciones de ascenso dinámico (Uccellini, 1979). La intensidad del viento en este nivel es clave para analizar la interacción entre corrientes de gran escala y los procesos locales de convección. Según Uccellini (1979), las corrientes en niveles medios y altos generan ondas de gravedad que amplifican la convergencia en niveles bajos, facilitando el ascenso de las parcelas de aire hacia el nivel de condensación libre (NLC). Además, la dinámica del viento en 500 hPa está asociada a la formación de ondas baroclínicas, que modulan el desarrollo de sistemas convectivos (Salio et al., 2007).

El espesor entre 1000 y 500 hPa proporciona información sobre el gradiente térmico vertical, que está directamente relacionado con la estabilidad atmosférica. Un mayor espesor suele asociarse a un CAPE elevado (aire más inestable), indicando condiciones propicias para la convección (Salio et al., 2007). Este parámetro también permite identificar áreas de intensificación de la circulación vertical debido a gradientes de temperatura en la columna atmosférica.

La humedad específica en niveles bajos es un factor determinante para el inicio de la convección, ya que el suministro de aire cálido y húmedo incrementa el CAPE en la región (Salio et al., 2007). La advección de humedad específica en 850 hPa está relacionada con el transporte de humedad hacia áreas convectivas, particularmente por el SALLJ. Por otro lado, la convergencia de humedad genera un forzamiento dinámico que favorece el ascenso de las parcelas de aire hacia el NLC, tal como lo destaca Vidal (2014).

2.3.3 Campo medio con análisis de alta resolución

Como se analizó en la sección 2, el valle de interés presenta dimensiones pequeñas para ser estudiado con reanálisis que tienen una resolución de 0,25°. Para ello, se utilizaron los análisis de las 12Z del modelo WRF-SMN en su configuración para el dominio DET1, como se describe en el trabajo de Dillon y otros (2020), el cual cuenta con una resolución de 4 km y fue aplicado en los días con tormenta identificada según el criterio propuesto. No obstante, no se contaba con análisis para los 82 días con tormenta eléctrica, obteniéndose 58 análisis, lo que representa el 71% de las corridas (Fig. 6).

Disponibilidad de corridas de 12Z del WRF-SMN en días donde verifica el criterio propuesto

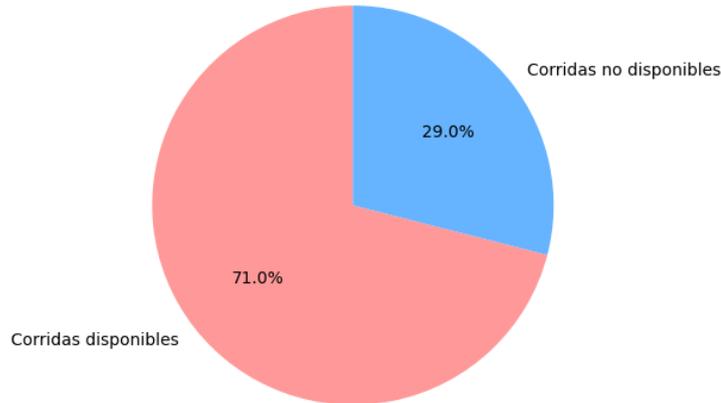


Fig. 6: Proporción de corridas de 12Z del WRF-SMN disponibles en relación con la cantidad total en días donde se cumple el criterio propuesto de tormenta eléctrica

Para visualizar la diferencia entre trabajar con una resolución de $0,25^\circ$ proporcionada por los reanálisis de ERA-5 y los análisis de un modelo de alta resolución de 4 km del WRF-SMN, se presenta en la Figura 7 la disposición de los puntos de grilla para ambos modelos en la misma región.

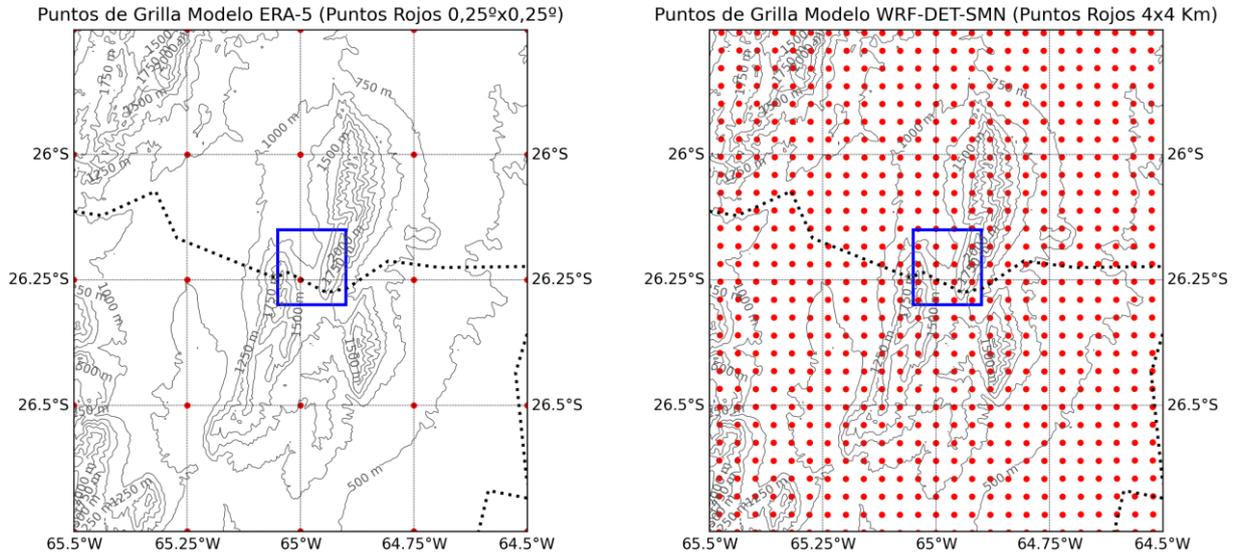


Fig. 7: Puntos de grilla para: a) modelo ERA-5 del centro Europeo. b) modelo WRF-SMN. El rectángulo azul identifica los bordes del valle de interés.

En los análisis de las 12Z, se buscó identificar una superficie isobárica que estuviera por encima del terreno para evitar que los datos se vieran fuertemente enmascarados por la topografía del valle. Tras evaluar varias elevaciones, se seleccionó el nivel de 800 hPa. Con los datos de viento y humedad específica, variables conservadas para análisis históricos según el trabajo de Álvarez y otros (2020), se calculó el valor de los términos de advección y de la convergencia de humedad específica para cada punto de la cuadrícula en el nivel mencionado mediante la siguiente expresión:

$$\partial q/\partial t = -u.\partial q/\partial x - v.\partial q/\partial y - q.(\partial u/\partial x + \partial v/\partial y)$$

Donde x e y son la distancia longitudinal y latitudinal respectivamente, t es el tiempo, u y v son las componentes zonal y meridional del viento respectivamente, y q es la humedad específica.

3 RESULTADOS

3.1 Distribución de casos

Se observó que 3.564 de los 17.786 mapeos en los que se detectó al menos un *flash* en el valle ocurrieron dentro del período de tiempo de un volumen del RMA-11 con $Z \geq 45$ dBZ, lo cual representa aproximadamente el 20% de los mapeos con actividad eléctrica. Asimismo, se verificó que, en 1.526 mapeos, aunque se detectaron *flashes* dentro del período de barrido de un volumen, no se registró una Z que alcanzara los 45 dBZ, representando alrededor del 8,5% de los mapeos. Por último, en 12.696 mapeos (aproximadamente el 71%) no se dispone de volúmenes cuyo horario de mapeos coincida con el período de barrido, lo que imposibilita corroborar el criterio de tormenta propuesto. Esta ausencia de datos puede deberse a razones como mantenimiento del radar, protección ante altas temperaturas o falta de campo de reflectividad horizontal en el volumen, entre otros. Esta limitación representa un desafío para la obtención de conclusiones, ya que la falta de datos de radar puede afectar la representatividad estadística de los casos de tormenta en el valle. Estos resultados se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3: Cantidad y porcentaje de mapeos disponibles que verifican el criterio vs. que no verifican vs. faltantes.

Formato Datos	Mapeos con al menos una detección en el valle			
	Disponibles	Sin volumen	Con volumen	
			Z < 45 dBZ	Z >= 45 dBZ
Cantidad	17786	12696	1526	3564
Porcentaje	100,00	71,38	8,58	20,04

Además, se observó que, aunque el número de días con actividad eléctrica es similar en diciembre y febrero, se alcanzó un máximo en enero (ver Tabla 4).

Tabla 4: Cantidad de días con actividad eléctrica en el valle de interés con el criterio propuesto en los meses de diciembre, enero y febrero entre diciembre 2019 y febrero 2024 inclusive.

Mes	Cantidad de días	
	Total del período	Con tormenta por criterio en el valle
Diciembre	155	23
Enero	155	34
Febrero	142	25
Total	452	82

Una vez identificados los mapeos útiles, es decir, aquellos en los que al menos un *flash* ocurre dentro del período de barrido de un volumen con $Z \geq 45$ dBZ, se procedió a analizar su distribución horaria (Fig. 8).

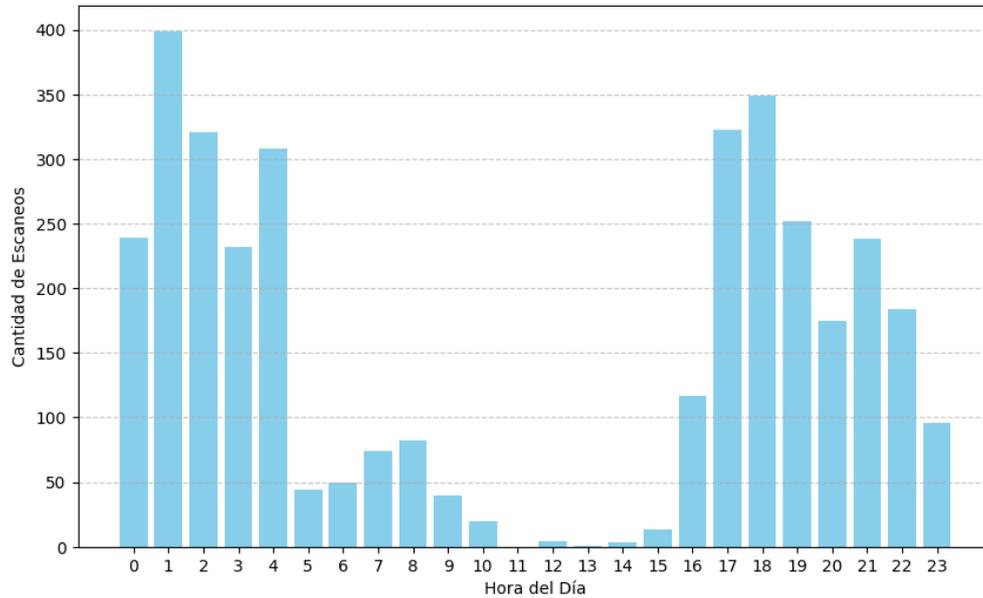


Fig. 8: Distribución horaria de los mapeos con detección en el valle consistidos con $Z \geq 45$ dBZ.

A partir de la distribución, se observaron dos máximos bien definidos. El primero se presenta en horas de la tarde, asociado al calentamiento diurno, y el segundo en horas de la noche o madrugada, separado del primer máximo por un mínimo relativo alrededor de las 23Z-00Z. Con los mapeos que verificaron el criterio propuesto, se buscó evaluar la distribución espacial de detección a través de la frecuencia absoluta de *flashes*. Para eso se definieron cajas cuadradas de $0,025^\circ$ de lado, y se contabilizó la cantidad de *flashes* en cada caja. Esta información se resume en la siguiente figura.

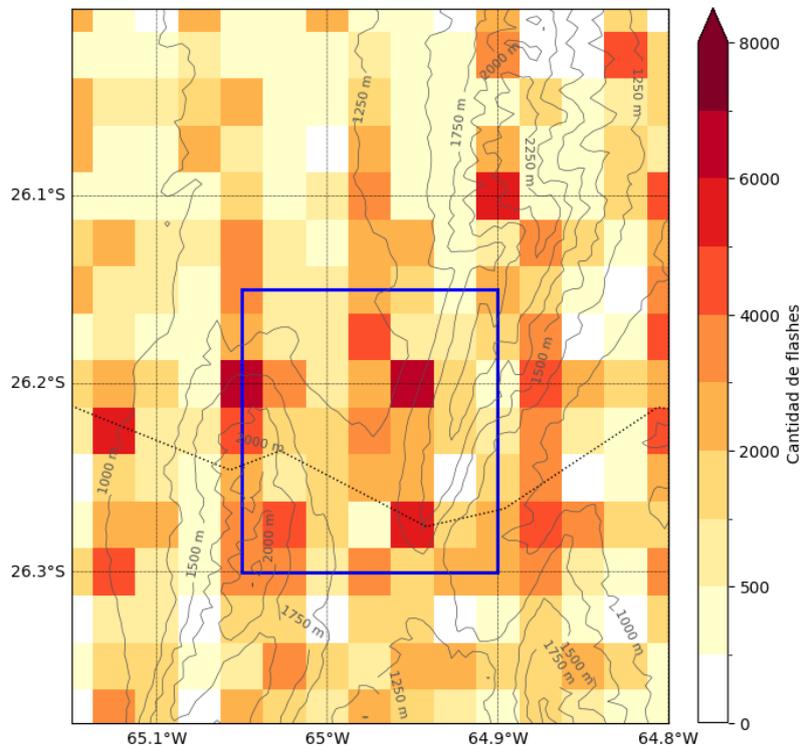


Fig. 9: Distribución espacial de flashes detectados por el sensor GLM del GOES-16, en casos que cumplen con el criterio de detección propuesto en el valle. Los colores representan la cantidad de detecciones en cada cuadrante, con una mayor concentración de eventos en las zonas en tonalidades más oscuras. El recuadro azul indica la región de interés analizada en el estudio.

En las esquinas oriental y occidental de entrada al valle, sobre el piedemonte, se observaron las mayores cantidades de *flashes* detectados en eventos que verifican el criterio. En ambos casos se contabilizaron valores entre 6000 y 7000 *flashes*, evidenciando que estas posiciones son las más favorecidas para el desarrollo de actividad eléctrica por criterio propuesto. No obstante, en el interior del valle también se apreciaron máximos secundarios en el piedemonte sobre ambas laderas, con valores entre 4000 y 5000 al oeste y entre 5000 y 6000 al este. Por último, cabe mencionar que la cantidad total de *flashes* contabilizados en el valle fue de 85952, si se consideran mapeos en los que se verifica el criterio propuesto.

De manera similar al caso anterior, con los volúmenes que verificaron el criterio propuesto, se buscó evaluar la distribución espacial de detección a través de la frecuencia absoluta de volúmenes de muestro con reflectividades mayor o iguales a 45 dBZ. Para eso se utilizaron las mismas cajas cuadradas de 0,025° de lado, y se contabilizó la cantidad de veces que se alcanzó o superó el umbral en cada una de ellas. Esta información se resume en la siguiente figura.

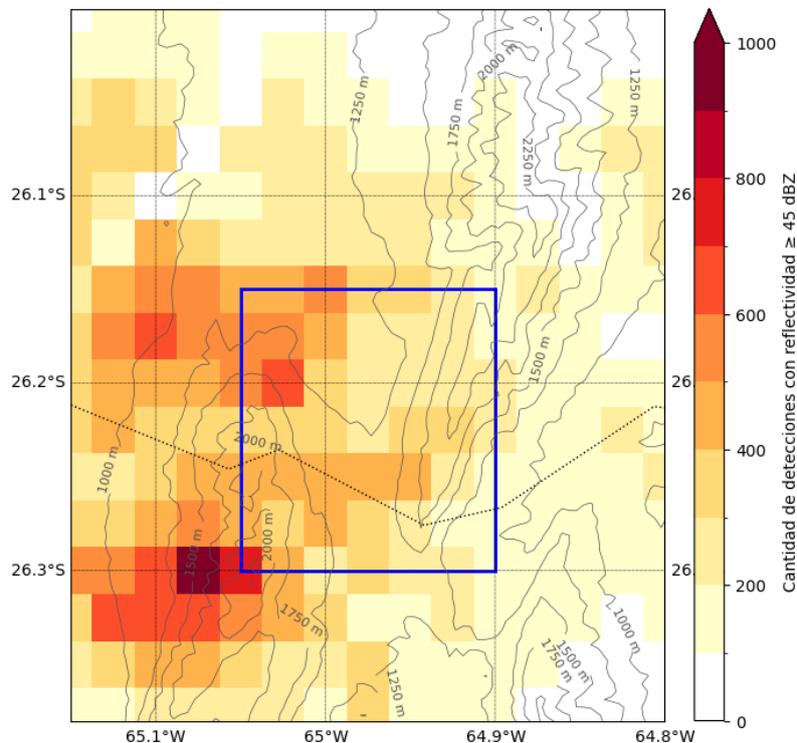


Fig. 10: Distribución espacial de volúmenes de muestreo con reflectividad ≥ 45 dBZ identificados por el RMA-11, en casos que cumplen con el criterio de detección propuesto en el valle. Los colores representan la cantidad de detecciones en cada cuadrante, con una mayor concentración de eventos en las zonas en tonalidades más oscuras. El recuadro azul indica la región de interés analizada en el estudio.

Al igual que en la distribución espacial de *flashes*, se pudo detectar un máximo relativo de frecuencia absoluta en la esquina occidental de la entrada al valle, en el piedemonte. Mientras que en la esquina oriental no resultó tan claro identificar un máximo relativo con los volúmenes del RMA-11 como si sucedió con los *flashes* detectados por el GLM. Por otro lado, utilizando los volúmenes donde se verifica el criterio, se pudo identificar un máximo sobre la cadena de cerros occidental, si bien queda fuera del valle de estudio. Debido a su ubicación sobre la topografía, no se descarta la posibilidad que se deba, al menos en parte, a ecos de terreno.

3.2 Campos de Anomalías

A partir de los campos de anomalía de intensidad de viento y altura geopotencial en 500 hPa (Fig. 11), se observó, desde el día -1 al día 0, un máximo de anomalía en la intensidad del viento sobre el norte de la Patagonia con desplazamiento progresivo. De forma similar, se identificó un mínimo de anomalía en la altura geopotencial sobre la región patagónica, también en movimiento progresivo. Estos resultados sugieren que, en los casos de tormenta eléctrica identificados mediante el criterio propuesto, el tren de ondas de los vientos del oeste es más intenso en comparación con la climatología. Estos resultados se corresponden a los hallados previamente por Vidal (2014). En dicho trabajo se identificó una posición similar del máximo de viento en nivel de 200 hPa en situaciones de inicio de convección asociados a SCM.

En el campo de anomalías de espesores de la capa 1000-500 hPa y de altura geopotencial en 1000 hPa (Fig. 12), se observó un mínimo de anomalía en la altura geopotencial en el día -1, con el centro de bajas presiones ubicado muy cerca del valle de interés, desplazándose progresivamente en el día 0. Asimismo, se identificó

un máximo de anomalía de espesores en el norte del país y un mínimo en el sur, ambos con un movimiento hacia el noreste. Estos patrones permitieron identificar condiciones de inestabilidad el día previo a la ocurrencia de tormentas en el valle, caracterizadas por la presencia de una masa de aire relativamente cálido con un frente frío avanzando hacia el noreste del país. Nuevamente, se hallan coincidencias con el trabajo previo realizado por Vidal (2014), el cual identificó la presencia de un frente frío débil alcanzando la región del NOA con una clara circulación del sudeste. En particular, en su estudio sobre la ocurrencia de SCM en la región, el campo medio de 1000 hPa presentó un centro cerrado anticiclónico post-frontal sobre el sudeste de la provincia de Buenos Aires, como también una señal de la DNOA.

En relación con las anomalías de la variación local de humedad específica debida a la advección y las anomalías de altura geopotencial en 850 hPa, se observó un desplazamiento progresivo del mínimo de anomalía en la altura geopotencial, lo que evidencia el avance de un sistema frontal hacia el noreste del país en los casos de tormenta eléctrica, de acuerdo con el criterio adoptado. Además, mientras que los valores de anomalía de la variación local de humedad específica por advección fueron cercanos a cero en términos climatológicos, se registraron valores negativos en los días -1 y 0 en el valle de interés. Sin embargo, se observó una disminución en la intensidad de esta anomalía al pasar del día -1 al día 0, lo que indicó una reducción en las condiciones adversas para el inicio de la convección. Estos resultados se presentan en la Figura 13.

A partir de la Figura 14, el campo de anomalía de variación local de humedad específica debido a convergencias en 850 hPa mostró valores positivos en el valle de interés en el día -1. Para el día 0, se observó un aumento en la variación local de humedad sobre el valle respecto al día -1, lo cual evidencia que, incluso con una resolución de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, es posible identificar un incremento en las condiciones favorables para el inicio de la convección en el valle. Es importante señalar que, si bien climatológicamente la variación local de humedad específica debida a la convergencia es positiva, esta aumenta en condiciones previas a la ocurrencia de tormentas en el valle.

A partir de los campos de reanálisis de la anomalía de la variación local de humedad específica, atribuibles tanto al término de la advección como al término de la convergencia, se observó que los efectos de estos términos son contrapuestos. Es decir, mientras que el primero presentó valores negativos en los días -1 y 0, el segundo mostró valores positivos para ambos días. Sin embargo, se identificó que, en este nivel, el término de la advección es de un orden de magnitud (10^{-10}) menor que el término de la convergencia (10^{-9}), lo que hace que este último sea el dominante. Esto abrió la puerta para investigar el comportamiento de estas variables en una resolución espacial mayor en modelos que cuenten con un modelado numérico más adecuado para la parte convectiva, considerando los fenómenos y sus escalas correspondientes.

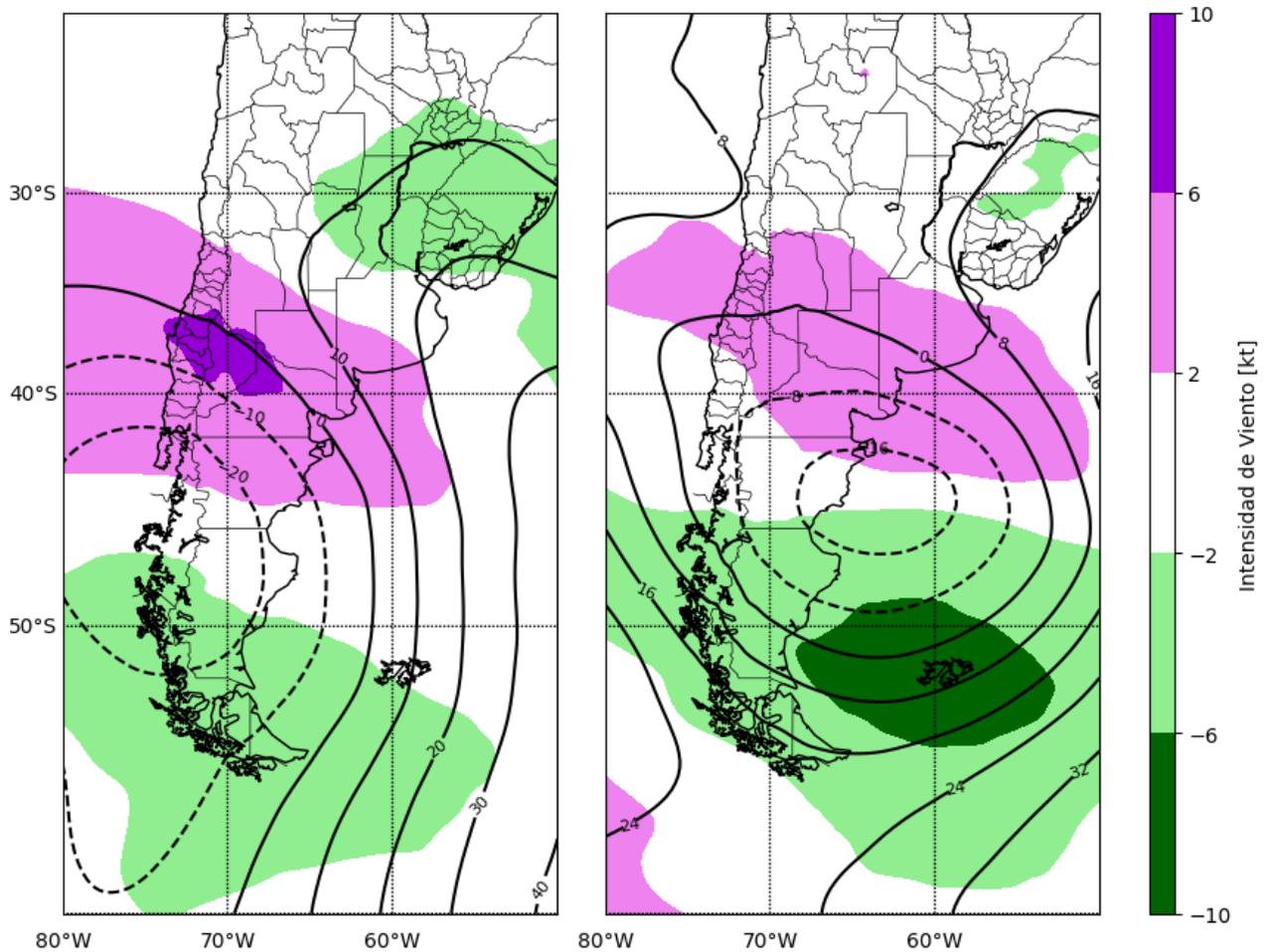


Fig. 11: Anomalías de intensidad de viento y de altura geopotencial en 500 hPa. Izquierda: considerando el valor medio diario del día previo en los que se identificó tormenta eléctrica según criterio propuesto; Derecha: considerando el valor medio diario en el día en que se identificó tormenta eléctrica según criterio.

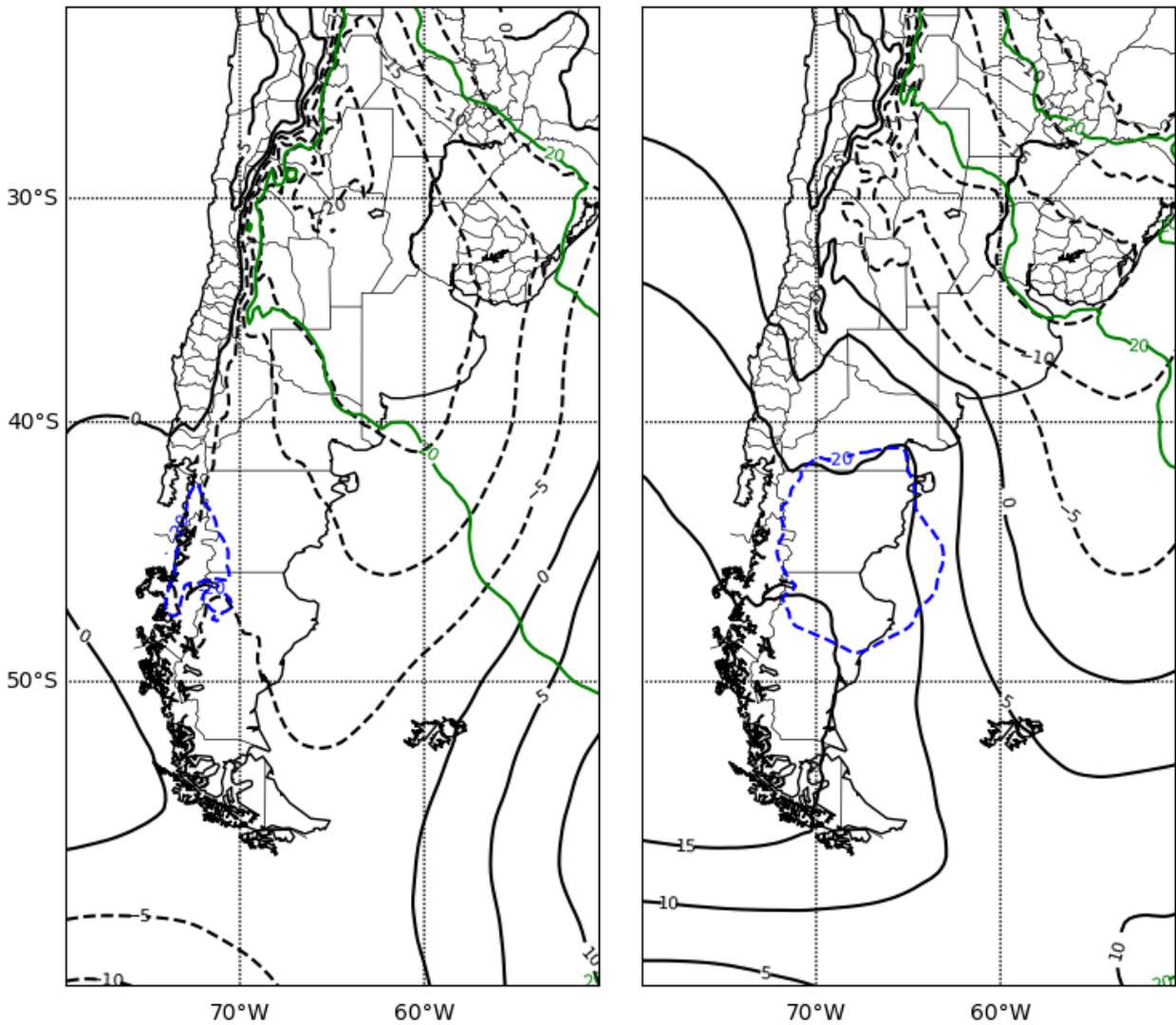


Fig. 12: Anomalías de intensidad de espesores de la capa 1000-500 hPa y de altura geopotencial en 500 hPa. Izquierda: considerando el valor medio diario en el día previo en los que se identificó tormenta eléctrica según criterio propuesto; Derecha: considerando el valor medio diario en el día en los que se identificó tormenta eléctrica según criterio.

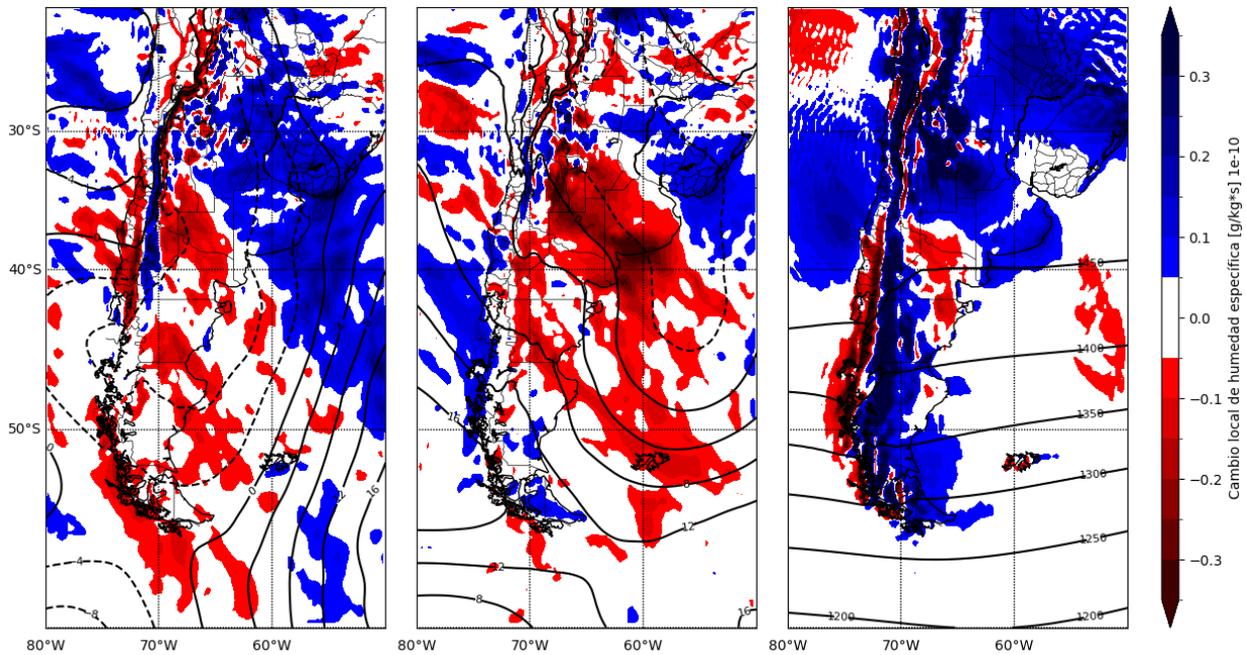


Fig. 13: Anomalías de tasa local de humedad específica por advección y de altura geopotencial en 850 hPa. Izq.: considerando el valor medio diario en el día previo en los que se identificó tormenta eléctrica según criterio propuesto; Centro: considerando el valor medio diario en el día en los que se identificó tormenta eléctrica según criterio, Der.: Tasa local de humedad específica por advección y altura geopotencial en 850 hPa climatológico.

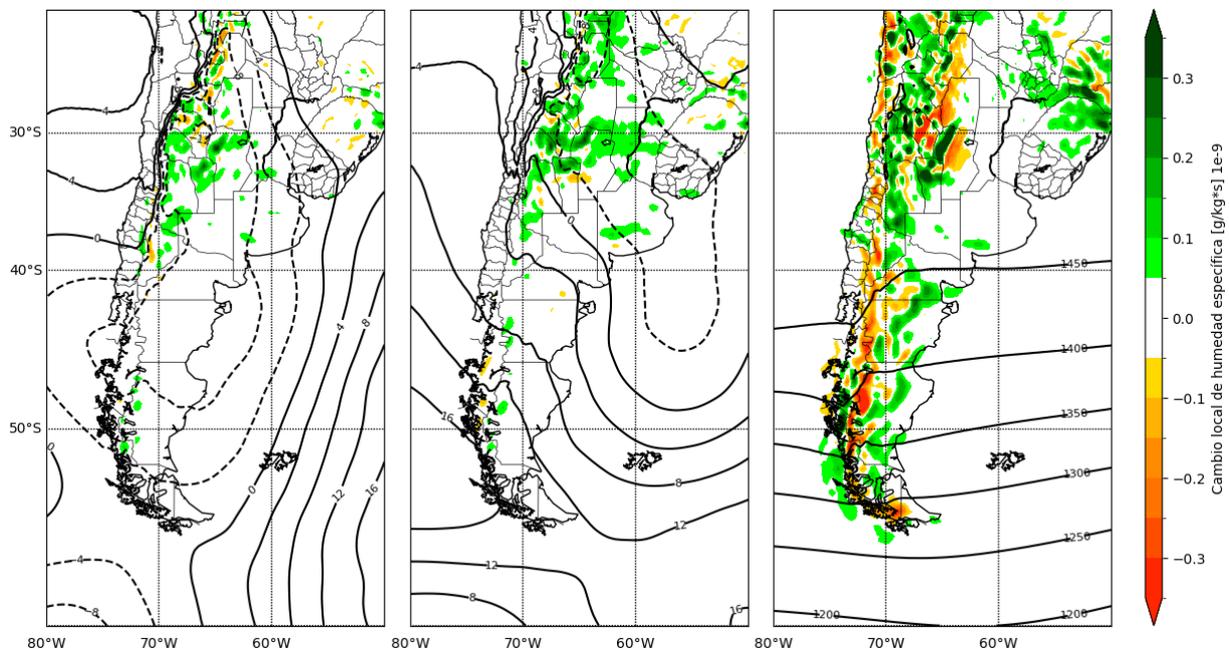


Fig. 14: Anomalías de tasa local de humedad específica por convergencia y de altura geopotencial en 850 hPa. Izquierda: considerando el valor medio diario en el día previo en los que se identificó tormenta eléctrica según criterio propuesto; Centro: considerando el valor medio diario en el día en los que se identificó tormenta eléctrica según criterio, Derecha: Tasa local de humedad específica por convergencia y altura geopotencial en 850 hPa climatológico.

3.3 Campos medios en alta resolución

Como se mencionó en la sección 3, una vez calculado el aporte de la convergencia de humedad al cambio local de humedad específica para cada análisis disponible, se procedió a calcular el campo medio de la variación local de humedad específica atribuida al término de la convergencia en 800 hPa a las 12Z en los días en que se detectaron tormentas en el valle, de acuerdo con el criterio propuesto y considerando la disponibilidad de análisis de alta resolución. Este resultado se muestra en la Figura 15.

Se pudo identificar un máximo relativo de la tasa local de humedad específica atribuida al término de la convergencia en el valle de interés. Esto se ajusta a lo esperado, dado que, en las situaciones iniciales de convección para la formación de tormentas, este es uno de los mecanismos que permiten la disponibilidad de humedad y el posterior movimiento de ascenso. Además, se observó que este máximo presenta una extensión zonal mayor en su porción norte que en su porción sur, lo que sugiere que se ajusta a la morfología del valle. A diferencia de lo que ocurre con el cerro en el extremo occidental del valle, el Cerro Castillejos (en el extremo oriental del valle) queda enmascarado al trabajar con la superficie isobárica de 800 hPa. En realidad, este cerro se extiende más al sur de lo que se puede apreciar en esta figura. También se destacó un mínimo local en la tasa de humedad específica por convergencia sobre la ladera oriental de este cerro, al este del valle de interés.

Por último, se decidió no incluir el campo medio de viento en barbas, ya que se encontraron casos con diversas direcciones de viento en el valle, lo que generó un campo de calma al calcular el valor medio, sin aportar al análisis.

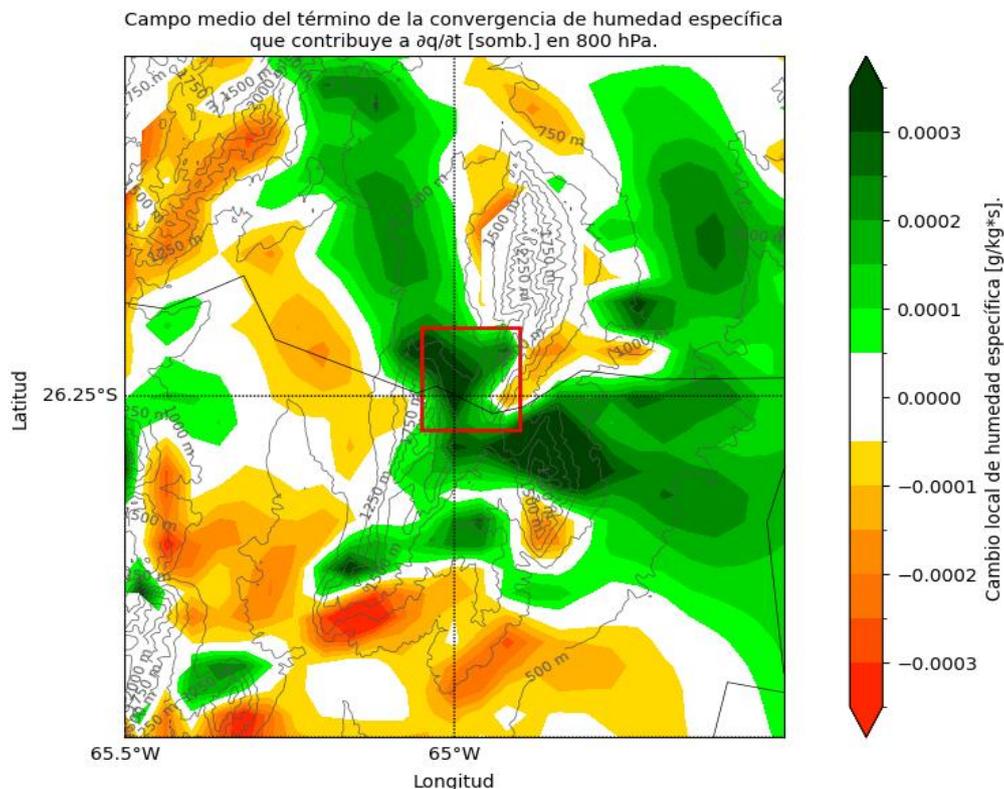


Fig. 15: Campo medio de variación local de humedad específica debido a convergencia de humedad en 800 hPa en días en que verifica el criterio propuesto de tormenta en el valle. Rectángulo rojo: valle de interés.

Para concluir, se calculó el campo medio del término de advección sobre el área de interés (Fig. 16). Se observó que el valle se encuentra dentro de una región de advección negativa, aunque el máximo se sitúa al sudeste del valle. No obstante, se constató que, si bien estos valores se contraponen al término de la convergencia, son dos órdenes de magnitud menores. Esto puso en manifiesto el claro dominio del término de convergencia (superior a lo observado en 850 hPa con los reanálisis del ERA-5), siendo este el principal mecanismo que permite el incremento local de la humedad específica necesaria para los desarrollos convectivos.

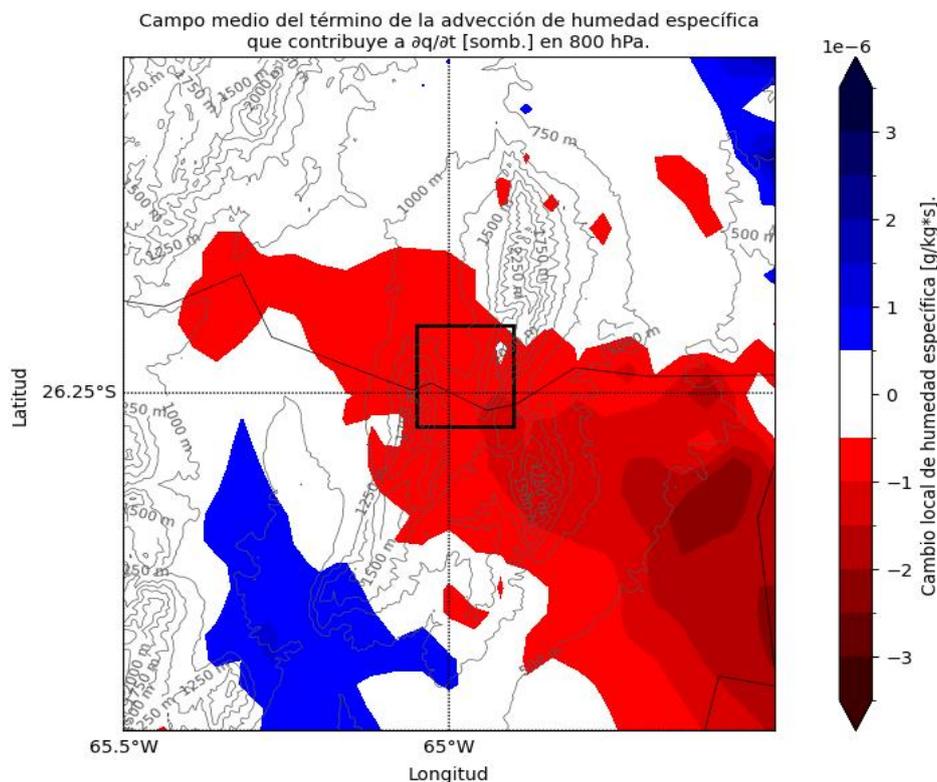


Fig. 16. Campo medio de variación local de humedad específica debido a advección de humedad en 800 hPa en días en que verifica el criterio propuesto de tormenta en el valle. Rectángulo negro: valle de interés.

4. CONCLUSIONES

El uso de mapeos del GLM como parte del criterio de detección es una implementación adecuada, dado que la cantidad de mapeos faltantes es despreciable. Sin embargo, la cantidad de mapeos con al menos una detección en el valle es significativamente inferior a la cantidad total de mapeos disponibles. Al incorporar datos de radar al criterio de detección, se buscó filtrar falsas detecciones de destellos por parte del GLM, asegurando que éstas estén acompañadas por valores elevados de reflectividad. Si bien esta es una estrategia válida, es importante considerar que el 71% de los mapeos con al menos una detección ocurrieron en ausencia de datos de volumen de radar, debido a motivos técnicos como el mantenimiento o el apagado por altas temperaturas, entre otros. Por otro lado, solo el 20% de los mapeos con al menos una detección de destellos en el valle contaron con un volumen en el que se alcanzó o superó el umbral de reflectividad. Por lo tanto, es relevante tener en cuenta que la cantidad de identificaciones de tormentas utilizando el criterio propuesto podría ser más elevada si se contara con esos volúmenes.

Además, se observó que la cantidad de días en los que se logró identificar al menos una vez una tormenta con el criterio propuesto se mantuvo en valores similares durante los meses de diciembre, enero y febrero, siendo ligeramente superior en el caso de enero.

Por otro lado, al considerar el campo de anomalías de altura geopotencial e intensidad del viento en niveles medios, se concluyó que, en los casos de tormenta eléctrica identificados con el criterio propuesto, el tren de ondas del oeste es más intenso en comparación con la climatología.

Además, los reanálisis de ERA-5 en niveles bajos lograron identificar las condiciones de inestabilidad en el día previo a la ocurrencia de tormentas en el valle, donde se encontraba una masa de aire relativamente cálido con un frente frío avanzando hacia el noreste del país. En el campo de anomalías de la variación local de humedad específica debido a la advección, se observó una disminución de la anomalía húmeda en el noreste y un aumento de la anomalía seca en el centro, lo que coincide con el avance del frente hacia el norte del país. La climatología de la variación local de humedad específica en 850 hPa debido a la advección mostró valores negativos en el valle de interés, mientras que debido a la convergencia presentó valores positivos. Además, aunque las anomalías asociadas al término de la advección son negativas, las anomalías derivadas del término de la convergencia son positivas y de un orden de magnitud mayor, evidenciando su dominio sobre la primera. Se observó también que las anomalías negativas relacionadas con el término de la advección disminuyen en intensidad del día -1 al día 0, mientras que las positivas asociadas al término de la convergencia aumentan.

Al trabajar con los análisis del modelo de alta resolución WRF-SMN en el nivel de 800 hPa, se compararon los campos medios de la contribución del término de la convergencia y de la advección al cambio local de humedad específica. Se observó que, aunque este último presenta valores negativos, estos son dos órdenes de magnitud menores que los del término de la convergencia. Esto refuerza la idea de que la contribución positiva del término de la convergencia es la que predomina y explica el aumento local de humedad específica necesario para la formación de las tormentas identificadas por el criterio propuesto. Además, se notó que este máximo local sigue la forma del valle, presentando un ancho mayor en la desembocadura hacia el llano y siendo más angosto en el fondo del valle.

Por último, en la región noroeste del valle (específicamente en el piedemonte occidental, en la entrada al valle), se identificó un máximo relativo en la frecuencia de detección tanto mediante GLM como con RMA-11. Ambos sensores evidencian una zona del valle con marcada actividad convectiva. Además, esta región coincide con el incremento local más significativo de humedad específica, asociado a la convergencia de dicha variable, tal como se observó en los análisis de alta resolución realizados con WRF-SMN. Lo relevante de esto es que el mecanismo dominante de convección (la convergencia de humedad específica) se corresponde con el criterio metodológico propuesto para identificar tormentas en el valle a partir de datos provenientes de sensores remotos. En este sentido, si se planificaran futuras mediciones relacionadas con procesos convectivos en la región, este sector del valle resultaría especialmente adecuado para su implementación.

REFERENCIAS

- Alvarez Imaz, M., F. Cutraro, M.E. Dillon, Y. García SKabar, C. Matsudo, M. Sacco y S. Righetti, 2020: Implementación del sistema de pronóstico numérico en el HPC: Postproceso y almacenamiento de los pronósticos numéricos. Nota Técnica SMN 2020-80. <http://hdl.handle.net/20.500.12160/1404>
- Copernicus Climate Change Service, Climate Data Store, 2023: ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: [10.24381/cds.adbb2d47](https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47) (Accessed on 10-10-2024)
- de Elía R., L. Vidal, P. Lohigorry, R. Mezher y M Rugna, 2017: La red argentina de radares meteorológicos de Argentina. Nota Técnica SMN 2017-39. <http://hdl.handle.net/20.500.12160/625>
- Dillon, M. E., C. Matsudo, Y. García Skabar, M. Sacco, 2020: Implementación del sistema de pronóstico numérico en el HPC: Configuración de los pronósticos determinísticos. Nota Técnica SMN 2020-78. <http://hdl.handle.net/20.500.12160/1402>
- Ferreira, L., 2008: Causas y variabilidad de la depresión del Noroeste argentino e impactos sobre los patrones regionales de circulación. Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires.
- GEBCO Compilation Group, 2024: GEBCO 2024 Grid (doi:10.5285/1c44ce99-0a0d-5f4f-e063-7086abc0ea0f)
- Giménez, D., L. Vidal, M. Rugna, R. de Elía y L. Giordano, 2021: Climatología de ecos no meteorológicos para la red de radares SINARAME. Nota Técnica SMN 2021-103. <http://hdl.handle.net/20.500.12160/1685>
- Goodman, S. J., and Coauthors, 2013: The GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM), Atmospheric Research, Volumes 125–126, 2013, Pages 34-49, ISSN 0169-8095, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.01.006>.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N., 2023: ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: [10.24381/cds.adbb2d47](https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47) (Accessed on 10-10-2024)
- Helmus, J.J., S.M. Collis, 2016: The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a Library for Working with Weather Radar Data in the Python Programming Language. Journal of Open Research Software. 4(1), p.e25. DOI: <http://doi.org/10.5334/jors.119><http://doi.org/10.5334/jors.119>
- Kirshbaum, D. J., Adler, B., Yuter, S. E., 2007: *The role of moist convection in the evolution of orographic precipitation*. Journal of the Atmospheric Sciences, 64(11), 4262-4278.
- Kirshbaum, D. J., G. H. Bryan y R. Rotunno, 2007: The triggering of orographic rainbands by small-scale topography. J. Atmos. Sci., 64, 1530-1549.
- Marengo, J. A., W. R. Soares, C. Saulo y M. Nicolini, 2004: Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. J. Climate., 17, 2261-2280.
- Nicolini, M. y C. Saulo, 2006: Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997-1998 warm season. Meteor. Atmos. Phys., 94, 129-143.
- Kunz M., Kugel P. 2015: Detection of hail signatures from single-polarization C-band radar reflectivity, Atmospheric Research, Volume 153, Pages 565-577, ISSN 0169-8095, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.09.010>.
- Roberts, R. D., Rutledge, S., 2003: Nowcasting Storm Initiation and Growth Using GOES-8 and WSR-88D Data, *Weather and Forecasting*, 18(4), 562-584. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2003\)018%3C0562:NSIAGU%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018%3C0562:NSIAGU%3E2.0.CO;2)
- Rotach, M. W., Wohlfahrt, G., Hansel, A., Reif, M., Wagner, J., Zappa, M., 2014: *The world is not flat: Implications for the global carbon balance*. Bulletin of the American Meteorological Society, 95(7), 1027-1040.

Salio, P., M. Nicolini y E. J. Zipser, 2007: Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1290-1309.

Uccellini, L. W. y D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper- and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703.

Vidal, L., 2014: Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 2014. https://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n5573_Vidal

Vidal, L., Ishikame, G., Pappalardo, L., Rugna, M., 2020: Sobre el uso del radar meteorológico para el diagnóstico de granizo. Nota Técnica SMN 2020-77. <http://hdl.handle.net/20.500.12160/1388>

Virts, K., Koshak, W., 2020: Mitigation of Geostationary Lightning Mapper Geolocation Errors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 37. 10.1175/JTECH-D-19-0100.1.

Whiteman, C. D., 2000: *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*. Oxford University Press.

Xue, M. y W. J. Martin, 2006: A High-Resolution Modeling Study of the 24 May 2002 Dryline Case during IHOP, Part II: Horizontal Convective Rolls and Convective Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 172-191.

Zängl, G., Heise, E., Damrath, U., 2004: *The impact of vegetation and soil moisture on the simulation of mountain-valley circulations in a mesoscale model*. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 85(1-2), 93-113.

Instrucciones para publicar Notas Técnicas

En el SMN existieron y existen una importante cantidad de publicaciones periódicas dedicadas a informar a usuarios distintos aspectos de las actividades del servicio, en general asociados con observaciones o pronósticos meteorológicos.

Existe no obstante abundante material escrito de carácter técnico que no tiene un vehículo de comunicación adecuado ya que no se acomoda a las publicaciones arriba mencionadas ni es apropiado para revistas científicas. Este material, sin embargo, es fundamental para plasmar las actividades y desarrollos de la institución y que esta dé cuenta de su producción técnica. Es importante que las actividades de la institución puedan ser comprendidas con solo acercarse a sus diferentes publicaciones y la longitud de los documentos no debe ser un limitante.

Los interesados en transformar sus trabajos en Notas Técnicas pueden comunicarse con Ramón de Elía (rdelia@smn.gov.ar), Luciano Vidal (lvidal@smn.gov.ar) o Martin Rugna (mrugna@smn.gov.ar) de la Dirección Nacional de Ciencia e Innovación en Productos y Servicios, para obtener la plantilla WORD que sirve de modelo para la escritura de la Nota Técnica. Una vez armado el documento deben enviarlo en formato PDF a los correos antes mencionados. Antes del envío final los autores deben informarse del número de serie que le corresponde a su trabajo e incluirlo en la portada.

La versión digital de la Nota Técnica quedará publicada en el Repositorio Digital del Servicio Meteorológico Nacional. Cualquier consulta o duda al respecto, comunicarse con Melisa Acevedo (macevedo@smn.gov.ar).