

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**RELACIÓN ENTRE LA ORIENTACIÓN DE RÍOS ATMOSFÉRICOS Y EL
GRADIENTE OROGRÁFICO DE PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO
ITATA, CHILE (~36°S)**

ERNESTO GONZÁLEZ.¹
LUCÍA SCAFF.²
MARTÍN JACQUES-COPER.³

RESUMEN

Los ríos atmosféricos (RA) son flujos de humedad en la tropósfera baja que pueden generar en promedio el 50% de la precipitación anual en Chile central. Aunque las precipitaciones suelen aumentar en la parte alta de la cordillera en comparación con la costa, la orientación con que los RAs impactan podría relacionarse por su efecto en la circulación con la distribución espacial de la precipitación. Este estudio analiza la variabilidad espacial de la precipitación entre la costa y la cordillera de los Andes en la cuenca del río Itata durante eventos de RA entre 1990 y 2023, utilizando 18 estaciones meteorológicas en las regiones del Biobío y Ñuble. Se identifican eventos extremos de precipitación diaria para estimar el gradiente orográfico de precipitación (GOP). A partir del análisis de variables que caracterizan los RA desde el catálogo de Guan & Waliser (2024), se emplean características de RAs, tales como la orientación del eje principal en el océano y en la llegada a tierra, para formar cuatro grupos de eventos. Se obtienen diferencias claras en la configuración sinóptica asociada a cada grupo y del GOP. Cuando los RAs tienen una orientación más zonal en el océano, se favorece un mayor GOP, indicando más precipitación en la cordillera. En cambio, los RAs con una orientación meridional persistente tanto en el océano como en su llegada a tierra, muestran una distribución de precipitaciones homogénea entre costa y cordillera.

¹Estudiante magister en Geofísica, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción – email: ergonzalez2019@udec.cl

²Profesor titular, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción – email: mcaff@udec.cl

³Profesor titular, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción. Center for Climate and Resilience Research (CR)2, Santiago, Chile. Centro de Investigación Oceanográfica COPAS Coastal, Universidad de Concepción, Concepción, Chile – email: martinjacques@udec.cl

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos atmosféricos (RA) representan el vapor de agua transportado de los trópicos hacia latitudes medias, con forma de estrechos y largos corredores (Zhu & Newell, 1998). Dependiendo de su intensidad y duración, los (RA) pueden tener efectos beneficiosos o generar riesgos hidro-climáticos. Por ejemplo, un evento de baja intensidad (con poco transporte de humedad) pero de larga duración (e.g. cuatro días), puede provocar inundaciones y deslizamientos de tierra. En cambio, un evento intenso (con alto transporte de humedad) pero de corta duración puede ser beneficioso al aportar una importante inyección de agua dulce a una región (Ralph et al., 2019). Si bien la intensidad del RA y su duración son relevantes a la hora de estimar los daños, también hay que considerar otros factores atmosféricos, como la temperatura del aire y la inclinación del ángulo del RA cuando impacta en la costa (Garreaud et al., 2024). Los eventos de RA zonales (perpendiculares a la costa) en promedio presentan cerca de un 50% más precipitación que los RAs inclinados. Por ejemplo, en Valenzuela & Garreaud (2019) concluyeron que eventos de RA con inclinaciones zonales, al impactar con la cordillera, generan gran precipitación orográfica mientras que eventos de RA inclinados se distribuyen a lo largo de la costa generando mayores riesgos en zonas costeras, como Concepción.

Por definición, los RA presentan un largo mínimo de 2.000 km y un ancho que ronda entre 300 y 500 km (Newell et al., 1992). Para calcular la intensidad de los RA, se usa el transporte de vapor de agua integrado (IVT por sus siglas en inglés) y el vapor de agua integrado (IWV por sus siglas en inglés), ambas integradas en la columna vertical de aire. Dada la importancia de los RA en el oeste de Estados Unidos, gran cantidad de estudios sobre RA están centrados en California (e.g. Ralph et al. 2013; Dettinger et al. 2011; Kim et al. 2013; Ralph et al. 2016; Hecht & Cordeira 2017). En esta región, en Ralph et al. (2016) estudiaron la relación entre los RA y eventos extremos de precipitación, donde de 50 días de precipitación intensa, 46 están asociados con la llegada a tierra de RA (Ralph et al. 2016). Otro estudio como Hecht & Cordeira (2017) describieron la influencia de la intensidad y orientación de los RAs en la distribución de precipitaciones sobre la costa norte de California, el estudio usó el método de agrupamiento K-means para identificar las distintas orientaciones de RA.

Los RA son también de gran relevancia en la costa suroeste de Sudamérica y existen algunos estudios sobre los RA y su relación con la precipitación (e.g. Viale et al. 2018; Valenzuela & Garreaud 2019; Garreaud et al. 2024). En la costa suroeste del Océano Pacífico, la llegada a tierra de los RA es más frecuente entre 38°S y 50°S, con una frecuencia de 35 a 40 días por año, mientras que entre 30°S y 38°S esta frecuencia disminuye a un promedio que ronda los 25 a 35 eventos por año (Viale et al., 2018). Estos eventos de RA contribuyen entre 40 y 60% de la precipitación total anual entre 32°S y 37°S (Viale et al., 2018). Los eventos de RA que tienen una orientación mayormente zonal al tocar tierra tienden a ser más cálidos y estables en superficie, mientras que los meridionales son más fríos, secos e inestables (Valenzuela & Garreaud, 2019). En base a eventos de RAs zonales y meridionales, Garreaud et al. (2024) describieron sinópticamente cada grupo, haciendo un análisis detallado con simulaciones numéricas, imágenes satelitales, datos de estaciones y campañas con observaciones de radiosondas. Los RAs inclinados muestran una vaguada sobre el Pacífico sureste y vientos del noroeste sobre el centro sur de Chile en nivel medio (500 hPa). En superficie, estos eventos suelen estar en presencia de una baja cerrada al extremo sur del continente que

produce flujos del norte hacia las costas de Chile. En el caso de los eventos zonales, en 500hPa se presenta una intensificación de los vientos del Oeste que cubre gran parte del pacífico y un fuerte anticiclón subtropical en superficie que se extiende desde las costas de Chile hasta 110°W (Garreaud et al., 2024).

Las principales consecuencias negativas que pueden estar asociadas a los RA son las crecidas de ríos, que provocan inundaciones, socavaciones de riveras, fallas en puentes y cruces, entre otros. Ralph et al. (2019) propusieron una escala con cinco categorías de RA en base a la magnitud de IVT y a la duración del evento (para un punto fijo en el espacio), las primeras categorías (1 y 2) las clasifican como beneficiosas mientras que la tercera es un balance entre beneficios y peligros, las categorías 4 y 5 son principalmente catastróficas. Por ejemplo, un evento que presenta un IVT máximo que ronda entre 700 y 1000 kg/m s, si tiene una duración menor a 24 horas es beneficioso (categoría 2) al aporte de recursos hídricos, mientras que si la duración del mismo evento es mayor a 48 horas para a ser potencialmente peligroso (categoría 4), generando posibles inundaciones y deslizamientos de tierra. En zonas de alta montaña existe también el riesgo de tener un evento de RA con altas temperaturas (isoterma 0°C alta), lo que puede generar lluvia sobre nieve y exacerbar la generación de escorrentía. Por ejemplo, Henn et al. (2020) estudiaron un caso de escorrentía extrema causada por una seguidilla de RAs provocando precipitación líquida en altas elevaciones durante cinco días, generando evacuaciones y pérdidas millonarias en una cuenca al oeste de la Sierra Nevada. Chile también se ve expuesto a estos riesgos. Por ejemplo, en el trabajo de Rutllant et al. (2023), reconocieron que, en el Valle del Elqui, los RAs están implicados en 12 tormentas identificadas entre 1957 a 2017 que produjeron deslizamientos de tierra.

Por otra parte, entender la distribución de la precipitación con la topografía durante RA es clave para evaluar el impacto de los RA en la precipitación y la respuesta hidrológica. El impacto de los RA en la distribución espacial de la precipitación puede ser heterogéneo durante un mismo evento en diferentes zonas geográficas. Por ejemplo, Griffith et al. (2020) muestran que en un evento de RA ocurrido en Gran Bretaña, se ven distintos impactos en dos cuencas, mientras que RAs zonales generan mayores respuestas hidrológicas en una cuenca, casos con eventos inclinados generan mayores impactos en la otra cuenca. Ellos argumentan que esa diferencia está dada por la orientación de las cuencas y cómo el efecto de la diferencia en la topografía aumenta o suprime la precipitación.

Estudios previos muestran también el análisis del GOP con el total de precipitación y otros factores atmosféricos. Por ejemplo, Lundquist et al. (2010) demostraron que la altura del Chorro de Barrera Subtropical de la Sierra Nevada (SBJ, por sus siglas en inglés) está correlacionada negativamente con el GOP: Un aumento en la altura del SBJ provoca una reducción del GOP debido a la disminución de las precipitaciones en las partes altas de las laderas montañosas. En cambio, cuando la altura del SBJ es baja, el GOP tiende a ser más alto, especialmente cuando los vientos del oeste son fuertes, lo que incrementa la precipitación con la elevación. Por otro lado, Wolvin et al. (2024) analizan las características del GOP mediante simulaciones con el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) (Skamarok et al., 2019) en las cordilleras de Asia. Concluyeron que la variabilidad intraestacional del GOP depende de las condiciones sinópticas de la región estudiada. En Chile, esta metodología ha sido utilizada para realizar interpretaciones meteorológicas en el Valle de Elqui (Scaff et al., 2017), donde se encontró que los GOP negativos (y positivos)

están asociados con precipitaciones significativas en las regiones cercanas a la costa (y a la cordillera, respectivamente). Además, se observó una correlación positiva entre el GOP y el nivel de bloqueo del flujo representado con el número de Froude.

En Chile, a 36°S, hay una alta frecuencia de RA al año (Viale et al. 2018) además se encuentran las regiones de Biobío y Ñuble que suman una gran cantidad de población, lo que resalta la importancia de estudiar la relación entre el GOP y la orientación con la que impactan los RA. Con este estudio, se podrá entender mejor la conexión entre el transporte de los flujos de humedad intensos, la distribución de precipitación en la montaña y su posterior impacto en la respuesta hidrológica. Así, se busca poder aportar a la anticipación de eventos extremos hidro-climáticos y la mejorar en la prevención de estos desastres naturales.

2. METODOLOGÍA

2.1 SELECCIÓN EVENTOS DE PRECIPITACIÓN INTENSA

Para seleccionar eventos extremos de precipitación, se trabaja con datos observados de precipitación diaria extraídos del explorador climático (<https://explorador.cr2.cl/>) del centro de ciencia del clima y la resiliencia (CR2) entre los años 2001 a 2021. Se seleccionaron 13 estaciones cercanas a 36°S y distribuidas longitudinalmente entre 73°O y 71°O (Figura 1). Para definir eventos extremos de precipitación, se calculará el percentil 95 de los días de lluvia mayor a 1 mm en cada estación.

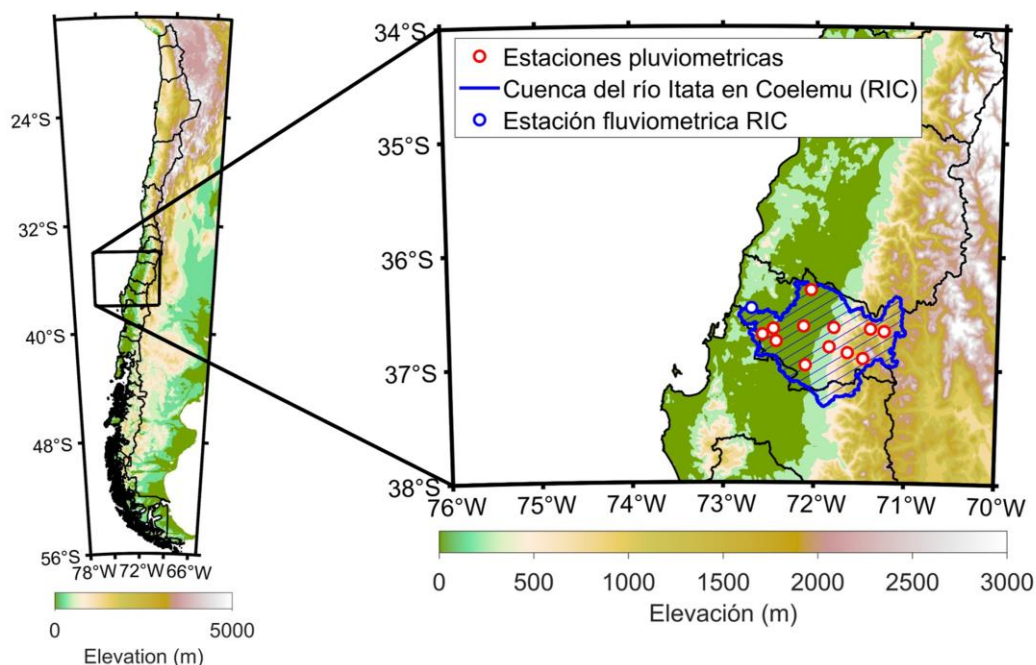


Figura 1: Ubicación del área de estudio con las estaciones con mediciones de precipitación utilizadas en círculos rojos con blanco, el círculo azul con blanco indica la estación fluviométrica utilizada. El contorno azul indica la cuenca del río Itata en Coelemu. El recuadro negro con línea continua contiene la zona de estudio.

2.2 IDENTIFICACIÓN DE RÍOS ATMOSFÉRICOS

Es necesario determinar que los eventos de precipitación extrema obtenidos mediante las observaciones estén asociados a RA, con el fin de identificar los eventos de RA se utilizará el catálogo de RA de Guan & Waliser (2024a). Para definir los eventos de precipitación extrema observada, se estima la duración de cada evento en torno a los días de precipitación que han superado el percentil 95 entre los años 2001 a 2021. Se considera como punto de partida el día que supera el p95 de precipitación en las estaciones analizadas y se evaluó si dicho día tenía presente o no a RA, utilizando el catálogo de RA. Luego, en caso de no existir un RA activo durante el día analizado, se descarta dicho evento. Inicialmente, de todos los días con precipitación extrema, solo 91 presentaron una asociación con un RA. En caso de que haya presencia de un RA durante un día de precipitación extrema, se estima la duración de la tormenta considerando todos los días en que ese RA estuvo activo en la zona de estudio, tal como se muestra en el ejemplo de la Figura 4. Con esta información, se calcularon los valores acumulados de precipitación correspondientes al período en que el RA estuvo presente, y así se definen los eventos de tormentas.

2.3 ESTIMACIÓN DEL GRADIENTE OROGRÁFICO DE PRECIPITACIÓN

Para estimar el GOP se usará la precipitación total durante las tormentas asociadas a cada RA en cada estación y se hará una regresión lineal de mínimos cuadrados con este promedio y la elevación de cada estación. Para obtener mayor cantidad de datos por evento, considerando que no todas las estaciones poseen la misma cantidad de eventos, se toman en cuenta salidas de una simulación a 4 km de resolución con el modelo WRF-SAAG (Dominguez et al., 2024) para obtener mayor robustez en el cálculo del GOP disponibles desde enero del 2000 hasta diciembre del 2021. Por lo que se estimará el GOP con datos de precipitación de las observaciones y las salidas del modelo WRF-SA dentro del área de la cuenca del río Itata en Coelemu (Figura 1). Para determinar si existe una diferencia clara entre eventos con distintos GOP, se analizarán los valores de GOP de todas las tormentas seleccionadas, aquellas donde el valor de GOP supere el percentil 75 o se encuentre bajo el percentil 25 de GOP serán seleccionadas para analizar su duración, intensidad y configuración sinóptica.

2.4 METODO DE AGRUPAMIENTO DE RÍOS ATMOSFÉRICOS

Se quiere ver las diferencias de la distribución de precipitaciones asociada a distintas orientaciones de RAs por lo que es necesario separar los eventos en distintos grupos. Para esto trabajaremos con las variables 'axismap' que presenta el eje asociado a la forma de cada RA, 'lflat' y 'lflon' que contienen la latitud y longitud de la llegada a tierra de cada RA, por lo que se buscaron las coordenadas de eventos de RA donde su llegada a tierra fuera cerca de 36°S, finalmente se usaron las variables 'tlat' y 'tlon' que contienen las coordenadas de la cola del RA. Con estas variables fue posible estimar un ángulo entre la cola del RA hasta 75°O (TANG) y otro ángulo desde 75°O hasta la llegada a tierra (CANG). En los casos donde la cola del RA se encuentre al oeste de 105°O se usará esta longitud para calcular TANG.

En base a estos ángulos se definirán cuatro grupos de la siguiente manera:

- Eventos donde $|TANG - CANG| \leq 22.5^\circ$ y $TANG \leq 112.5^\circ$.
- Eventos donde $|TANG - CANG| \leq 22.5^\circ$ y $TANG > 112.5^\circ$.
- Eventos donde $|TANG - CANG| > 22.5^\circ$ y $TANG \leq 112.5^\circ$.
- Eventos donde $|TANG - CANG| > 22.5^\circ$ y $TANG > 112.5^\circ$.

3. RESULTADOS

En la Figura 2 y Figura 3 se pueden ver los ejes de cada RA asociado a cada grupo y los compuestos de IVT y anomalías de presión respectivamente. Sobre los eventos pertenecientes al grupo C1 notamos 7 casos que en extensión latitudinal se encuentran entre 24°S y 36°S y longitudinal desde las costas de Chile hasta 120°O , en el caso de la configuración sinóptica son eventos que presentan un flujo intenso, con magnitudes de IVT que superan los $500 \frac{kg}{ms}$ y una alta presión al norte del flujo (anomalías positivas) que provocan que el evento impacte de manera zonal a las costas de Chile.

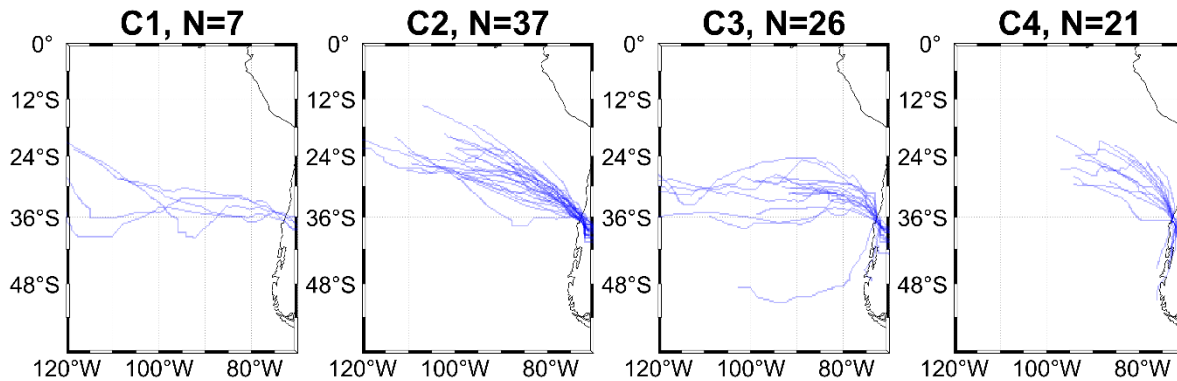


Figura 2: Ejes de cada río atmosférico asociado a cada grupo definido anteriormente.

Los eventos pertenecientes al grupo C2 corresponden a 37 casos que en extensión latitudinal se encuentran entre 12°S y 36°S y longitudinal desde las costas de Chile hasta 120°O , notando que la mayor diferencia es que en general son eventos inclinados de gran extensión longitudinal, en el caso de la configuración sinóptica son eventos que presentan un flujo intenso cerca de las costas de Chile, con magnitudes de IVT que superan los $500 \frac{kg}{ms}$ y están asociados a una baja presión intensa que está presente en gran parte del mapa (anomalías negativas) que provocan la inclinación del flujo.

Los eventos pertenecientes al grupo C3 corresponden a 26 casos que en extensión latitudinal se encuentran entre 24°S y 36°S y longitudinal desde las costas de Chile hasta 120°O , notando que su característica más notable es que son eventos que presentan una inclinación zonal desde la cola hasta 75°O y cerca de la costa se inclinan, en el caso de la configuración sinóptica son eventos que presentan un flujo intenso cerca de las costas de Chile y con una gran extensión longitudinal, con magnitudes de IVT que superan los $500 \frac{kg}{ms}$ y están asociados a una baja presión (anomalías negativas) que se intensifica cerca de las costas de Chile lo que provoca la inclinación del flujo y al norte del flujo presenta anomalías negativas pero de menor magnitud.

Los eventos pertenecientes al grupo C4 corresponden a 21 casos que en extensión latitudinal se encuentran entre 24°S y 36°S y longitudinal desde las costas de Chile hasta 100°O en los casos más extensos, donde su característica principal es que son eventos inclinados que no poseen una gran extensión longitudinal, en el caso de la configuración sinóptica son eventos que presentan un flujo intenso cerca de las costas de Chile y con una gran extensión longitudinal, con magnitudes de IVT que superan los $500 \frac{kg}{ms}$ y están asociados a una baja presión (anomalías negativas) que provoca la inclinación del flujo.

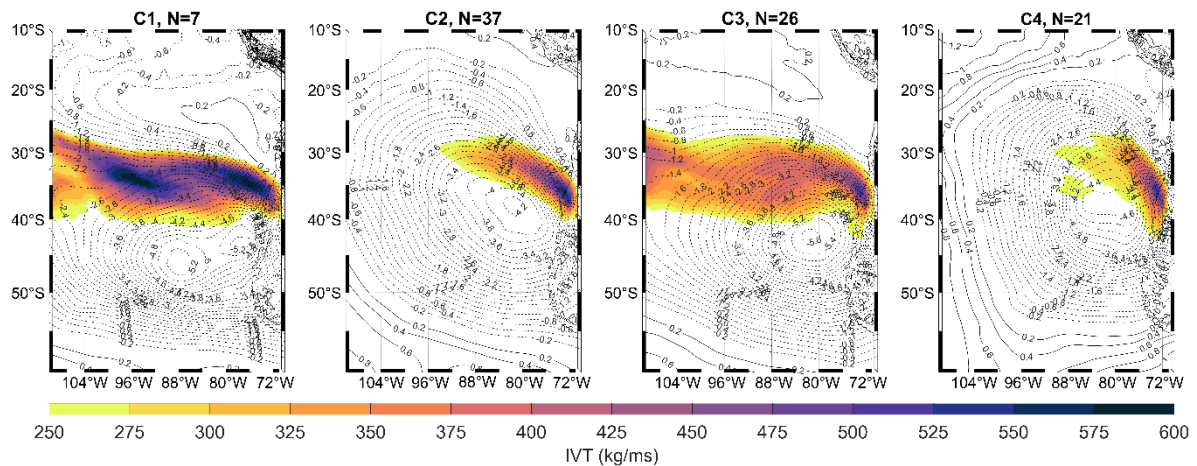


Figura 3: Compuesto del transporte de vapor de agua integrado verticalmente (IVT, en colores) y compuesto de anomalías de presión cada 0.2 hPa (contornos) de los 154 eventos distribuidos en cada grupo definido.

En la Figura 4 y 5 notamos la distribución de precipitaciones asociadas a cada grupo calculado con salidas de la simulación de WRF-SAAG (Dominguez et al., 2024) que fue calculada en un rango de tiempo entre 2000 hasta 2021 y el GOP calculado con las mismas salidas de modelo, por lo cual hay menor cantidad de miembros por grupo. En este caso notamos que los eventos asociados a los grupos C1, C2 y C3 presentan tormentas más intensas donde la mayor cantidad de precipitación se concentra en la cordillera de los Andes, en estos casos hay una magnitud de GOP promedio sobre los $55 \frac{mm}{km}$ lo que nos indica una distribución de precipitación que se concentra en su mayoría en los sectores de mayor elevación y máximos de precipitación que se encuentran sobre los 150 mm/d. En el caso de las observaciones estos grupos también presentan valores altos de GOP y en el caso del grupo C1 las observaciones nos indican un valor significativo de $108 \frac{mm}{km}$.

En el caso de los miembros del grupo C4 notamos que en promedio se asocia a tormentas que presentan un acumulado de precipitación menor a los otros grupos, también se encuentra el máximo de precipitación en los sectores altos, pero en menor magnitud con máximos de precipitación que en pocos casos llegan hasta 150 mm en un área acotada, estos eventos presentan un GOP menor a los otros grupos, con un promedio de $39 \frac{mm}{km}$ lo que nos indica tormentas que distribuyen la precipitación de una forma más homogénea entre costa y cordillera. En este caso los resultados obtenidos por las observaciones presentan el valor más pequeño dentro de todos los grupos con $46 \frac{mm}{km}$.

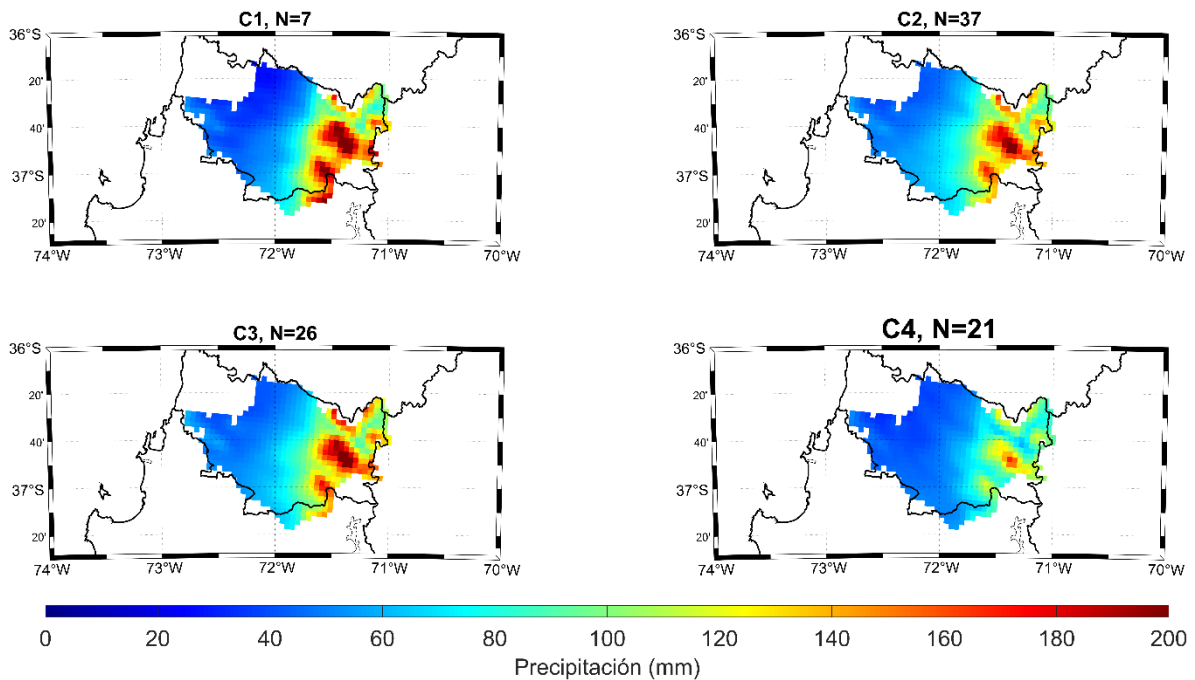


Figura 4: Compuesto de precipitación asociada a cada grupo dentro de la cuenca del río Itata en Coelemu, usando datos de las salidas del modelo WRF-SA (Dominguez et al., 2024).

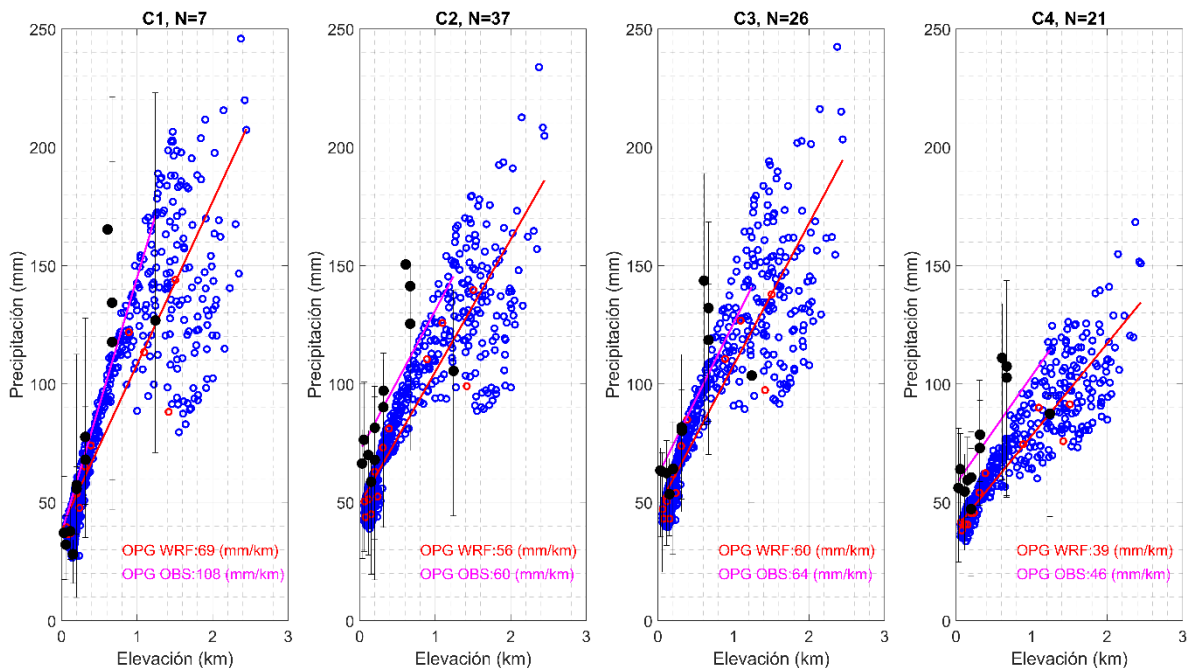


Figura 5: Compuesto del gradiente orográfico de precipitación asociado a cada grupo. Calculado con valores de precipitación dentro de la cuenca del río Itata en Coelemu, usando datos de las salidas del modelo WRF-SA (Dominguez et al., 2024). La línea roja es la línea de regresión y los puntos azules es la magnitud de la precipitación asociada a cada elevación. Los puntos negros son los valores de precipitación dados por las estaciones y la línea de regresión rosada está asociada al GOP de las estaciones. Los puntos rojos son los puntos de grilla más cercanos a las estaciones.

Si bien notamos que hay diferencias en cada uno de los grupos, ahora queremos hacer el ejercicio analizando solo del GOP y si hay grandes diferencias en la configuración sinoptica asociada a los eventos que se encuentran sobre el percentil 75 y bajo el percentil 25 de GOP. En la Figura 6 notamos le GOP promedio de las tormentas asociadas a cada percentil, donde la gran diferencia es que los eventos sobre el percentil 75 están asociados a tormentas que acumulan mayor cantidad de precipitación en las distintas elevaciones y presentan un GOP de $108 \frac{mm}{km}$ lo que nos indica una distribución de precipitación que se concentra en los sectores de mayor elevación. Comportamiento que es concistente con las estaciones que presentan GOPs promedio de $121 \frac{mm}{km}$. Sobre los eventos bajo el percentil 25 de GOP notamos que están asociados a tormentas menos intensas que presentan los máximos acumulados de precipitación promedio cercanos a 50 mm/d, dando como resultado un GOP de $16 \frac{mm}{km}$ lo que nos indica una distribución de precipitaciones más homogénea entre los sectores de menor y mayor elevación. En el caso de las observaciones estos caos presentan magnitudes promedio de precipitación mayores que la simulación pero aún siguen siendo menos intensas que los casos de $GOP > p75$.

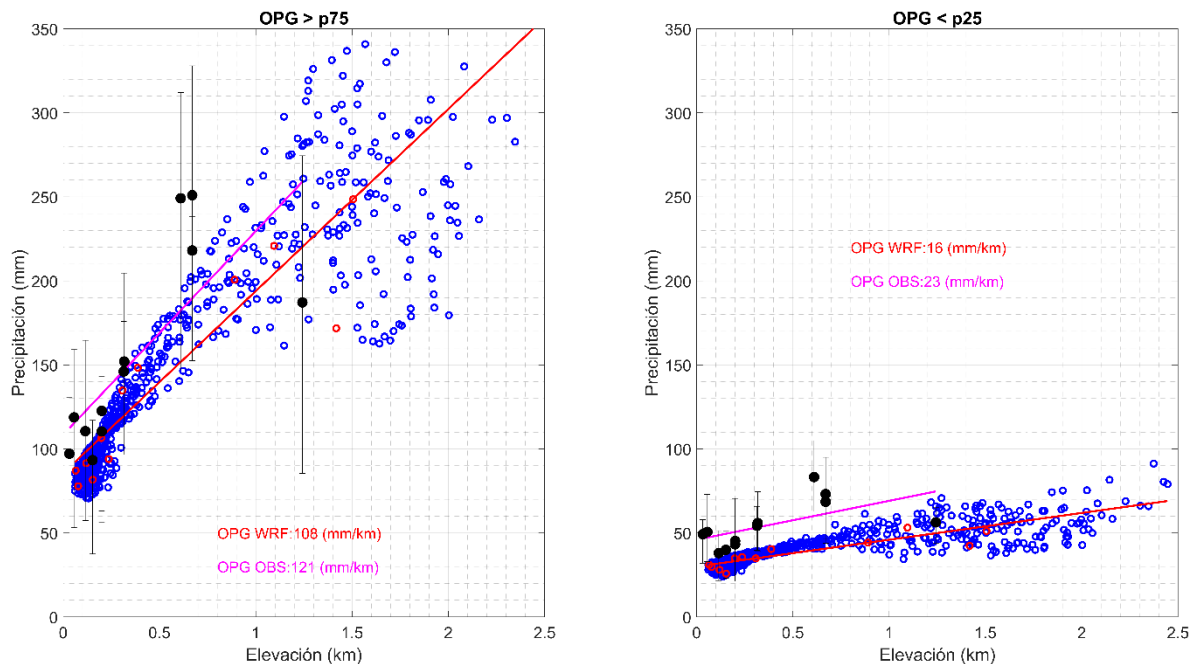


Figura 6: Compuesto del gradiente orográfico de precipitación asociado a eventos sobre el percentil 75 y bajo el percentil 25. En rojo notamos la línea de regresión asociada y en círculos azules la precipitación promedio. Los puntos negros son los valores de precipitación dados por las estaciones y la línea de regresión rosada está asociada al GOP de las estaciones. Los puntos rojos son los puntos de grilla más cercanos a las estaciones.

Finalmente, en base a su configuración sinóptica (Figura 7) notamos que los eventos con GOP sobre el percentil 75, están asociados a flujos de humedad más intensos, con una mayor extensión longitudinal y tormentas con una duración promedio de 3.7 días. Mientras que los eventos con GOP bajo el percentil 25 presentan flujos de humedad de menor magnitud, de menor extensión longitudinal y una duración promedio de la tormenta de 2.1 días.

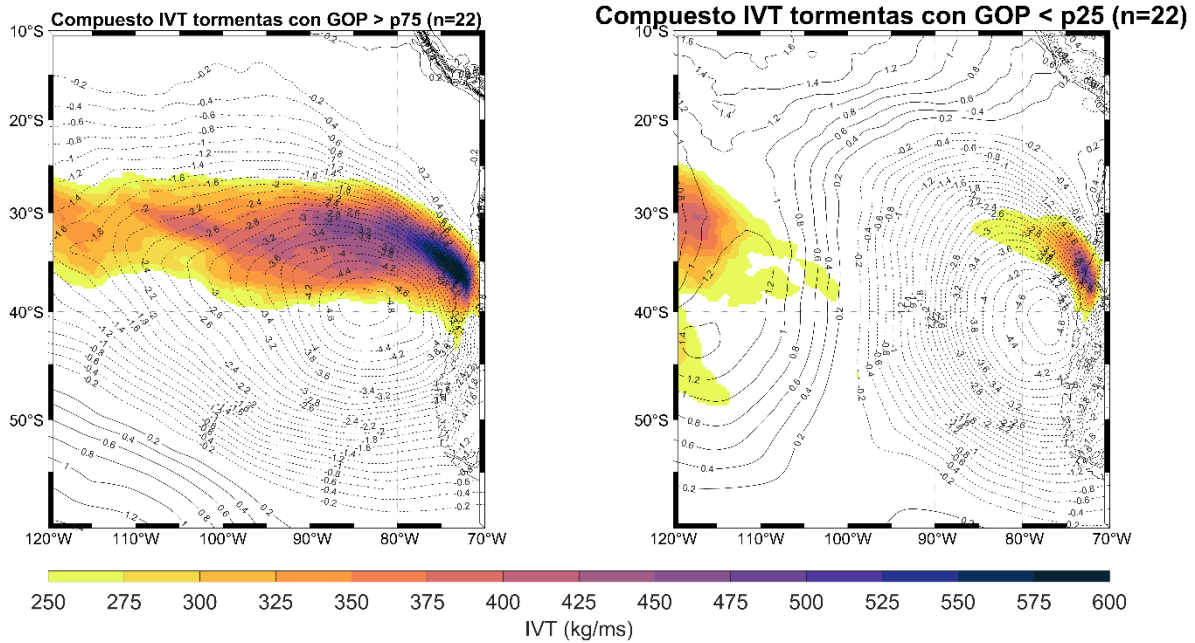


Figura 7: Compuesto de transporte de vapor de agua integrado verticalmente (IVT, en colores) y compuesto de anomalías de presión cada 0.2 hPa (en contornos) para eventos sobre el percentil 75 de GOP (panel de la izquierda) y bajo el percentil 25 de GOP (panel de la derecha).

4. CONCLUSION

Notamos que las tormentas extremas asociadas a ríos atmosféricos pueden variar su distribución de precipitación dependiendo de la orientación asociada a cada caso, por lo que en este estudio se analizaron cuatro grupos, que presentan diferencias en su estructura sinóptica. En base a esto notamos que los eventos que presentan un flujo de menor extensión e inclinado está asociado a distribuciones de precipitación más homogénea entre costa y cordillera mientras que los eventos son una estructura zonal y con mayor extensión presentan mayor acumulación de la precipitación en los puntos de mayor elevación. Luego al hacer un análisis solo de los eventos de GOP, notamos que los eventos que presentan mayores magnitudes de GOP están asociados a tormentas con un flujo de humedad intenso que se extiende por gran parte del océano y de una duración promedio de 4 días, lo que genera que los máximos de precipitación se concentren en los sectores de mayor elevación. Al contrario los eventos asociados a magnitudes bajas de GOP, presentan tormentas con un flujo de humedad más débil con menor extensión y de una duración promedio de 2.3 días, lo que genera que los máximos de precipitación no sean de gran magnitud y la distribución sea homogénea entre costa y cordillera.

REFERENCIAS

- Dettinger, M. D., Ralph, F. M., Das, T., Neiman, P. J., & Cayan, D. R. (2011). Atmospheric rivers, floods and the water resources of California. *Water (Switzerland)*, 3, 445–478. <https://doi.org/10.3390/w3020445>
- Dominguez, F., Rasmussen, R., Liu, C., Ikeda, K., Prein, A., Varble, A., Arias, P. A., Bacmeister, J., Bettolli, M. L., Callaghan, P., Carvalho, L. M. V., Castro, C. L., Chen, F., Chug, D., Chun, K. P. S., Dai, A., Danaila, L., da Rocha, R. P., de Lima Nascimento, E., ... Schneider, T. (2024). Advancing South American Water and Climate Science through Multidecadal Convection-Permitting Modeling. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 105, E32–E44. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-22-0226.1>
- Garreaud, R. D., Jacques-Coper, M., Marín, J. C., & Narváez, D. A. (2024). Atmospheric Rivers in South-Central Chile: Zonal and Tilted Events. *Atmosphere*, 15(4). <https://doi.org/10.3390/atmos15040406>
- Griffith, H. V., Wade, A. J., Lavers, D. A., & Watts, G. (2020). Atmospheric river orientation determines flood occurrence. *Hydrological Processes*, 34(23), 4547–4555. <https://doi.org/10.1002/hyp.13905>
- Guan, B., & Waliser, D. E. (2024a). A regionally refined quarter-degree global atmospheric rivers database based on ERA5. *Scientific Data*, 11. <https://doi.org/10.1038/s41597-024-03258-4>
- Hecht, C. W., & Cordeira, J. M. (2017). Characterizing the influence of atmospheric river orientation and intensity on precipitation distributions over North Coastal California. *Geophysical Research Letters*, 44(17), 9048–9058. <https://doi.org/10.1002/2017GL074179>
- Henn, B., Musselman, K. N., Lestak, L., Ralph, F. M., & Molotch, N. P. (2020). Extreme Runoff Generation From Atmospheric River Driven Snowmelt During the 2017 Oroville Dam Spillways Incident. *Geophysical Research Letters*, 47(14). <https://doi.org/10.1029/2020GL088189>
- Kim, J., Waliser, D. E., Neiman, P. J., Guan, B., Ryoo, J. M., & Wick, G. A. (2013). Effects of atmospheric river landfalls on the cold season precipitation in California. *Climate Dynamics*, 40, 465–474. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1322-3>
- Lundquist, J. D., Minder, J. R., Neiman, P. J., & Sukovich, E. (2010). Relationships between barrier jet heights, orographic precipitation gradients, and streamflow in the northern Sierra Nevada. *Journal of Hydrometeorology*, 11(5), 1141–1156.
- Newell, R. E., Newell, N. E., Zhu, Y., & Scott, C. (1992). Tropospheric rivers? – A pilot study. *Geophysical Research Letters*, 19, 2401–2404. <https://doi.org/10.1029/92GL02916>
- Ralph, F. M., Coleman, T., Neiman, P. J., Zamora, R. J., & Dettinger, M. D. (2013). Observed impacts of duration and seasonality of atmospheric-river landfalls on soil moisture and runoff in coastal Northern California. *Journal of Hydrometeorology*, 14, 443–459. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-076.1>
- Ralph, F. M., Cordeira, J. M., Neiman, P. J., & Hughes, M. (2016). Landfalling atmospheric rivers, the Sierra barrier jet, and extreme daily precipitation in Northern California's Upper Sacramento River watershed. *Journal of Hydrometeorology*, 17(7), 1905–1914. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0167.1>
- Ralph, F. M., Rutz, J. J., Cordeira, J. M., Dettinger, M., Anderson, M., Reynolds, D., Schick, L. J., & Smallcomb, C. (2019). A scale to characterize the strength and impacts of atmospheric rivers. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(2), 269–289. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0023.1>
- Rutllant, J. A., Matus, F., Rudloff, V., & Rondanelli, R. (2023). The role of atmospheric rivers in rainfall-induced landslides: A study from the Elqui valley. *Journal of Arid Environments*, 216. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2023.105016>

Scaff, L., Rutllant, J. A., Rahn, D., Gascoin, S., & Rondanelli, R. (2017). Meteorological interpretation of orographic precipitation gradients along an Andes west slope basin at 30°S (Elqui Valley, Chile). *Journal of Hydrometeorology*, 18, 713–727. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0073.1>

Skamarok, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Liu, Z., Berner, J., ... & Huang, X. Y. (2019). A description 555 of the Advanced Research WRF Version 4. Tech. Rep. NCAR TechnicalNote: NCAR/TN-556+ STR, NCAR, <https://doi.org/10.5065/1dfh-6p97>

Valenzuela, R. A., & Garreaud, R. D. (2019). Extreme Daily Rainfall in Central-Southern Chile and Its Relationship with Low-Level Horizontal Water Vapor Fluxes. *Journal of Hydrometeorology*, 1829–1850. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-19>

Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R. D., & Ralph, F. M. (2018). Impacts of atmospheric rivers on precipitation in Southern South America. *Journal of Hydrometeorology*, 19(10), 1671–1687. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0006.1>

Wolvin, S., Strong, C., Rupper, S., & Steenburgh, W. J. (2024). Climatology of orographic precipitation gradients over High Mountain Asia derived from dynamical downscaling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 129(20), e2024JD041010.

Zhu, Y., & Newell, R. E. (1998). A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers.