INFORME HIDROCLIMÁTICO - PARTE 2

REGIONALIZACIÓN DE LOS ANDES CENTRALES (~26° - 37° S) Y CÁLCULO DEL ÍNDICE ESTANDARIZADO DE PRECIPITACIÓN GRILLADO

Dr. Ezequiel Toum; Dr. Maximiliano Viale; Lic. Rubén Soria

Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CONICET)

RESUMEN

Este informe presenta dos análisis complementarios orientados a sustentar la plataforma web de visualización hidroclimática del DGI.

En la primer parte se puso a prueba la hipótesis *los ríos de los Andes Centrales (~26°–37°S) presentan una asimetría latitudinal en su variabilidad de derrames estivales, asociada a la mayor frecuencia e intensidad de los sistemas frontales invernales hacia el sur*. Para ello se analizaron series de derrame estival (noviembre-febrero) de nueve ríos (Choapa, Aconcagua, Mendoza, Maipo, Tunuyán, Diamante, Atuel, Grande y Barrancas), aplicando un cluster jerárquico sobre la matriz de correlación de Spearman (1970–2020), validado mediante ventanas móviles de 30 años. El análisis identificó tres grupos consistentes en el tiempo —norte árido (Choapa-Aconcagua), centro (Mendoza-Maipo-Tunuyán-Diamante-Atuel) y sur (Grande-Barrancas)—, lo que permitió definir una partición binaria de la cordillera de Mendoza en zona septentrional (Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel) y zona austral (Grande, Barrancas), adoptada como criterio de regionalización en la plataforma.

En la segunda parte se calculó el Índice Estandarizado de Precipitación para el trimestre JJA a partir de TerraClimate v1.1, ajustando una distribución Gamma de dos parámetros por máxima verosimilitud (con corrección por probabilidad de precipitación nula), calibrada sobre el período de referencia 1991–2020 y aplicada a toda la serie 1950–2025. Los mapas de SPI para años contrastantes (1968, 1982, 2006) muestran heterogeneidad espacial por latitud, ladera y altitud, y las series temporales agregadas por zona (norte/sur) permiten sintetizar la severidad de anomalías húmedas y secas de forma comparable entre sectores y escalas temporales.

1. REGIONALIZACIÓN DE LA CORDILLERA SEGÚN CAUDALES ESTIVALES

1.1 Introducción

Los Andes Centrales de Argentina y Chile (~26° - 37°S) poseen clima Mediterráneo (Garreaud 2009; Fayad et al. 2016), caracterizado por un régimen de precipitaciones mayoritariamente sólidas (nevadas) que se concentran principalmente en el trimestre junio-julio-agosto (Garreaud et al. 2017); dicha precipitación está asociada al paso de sistemas frontales provenientes del Pacífico (Viale y Nuñez, 2010) que dejan, en pocos eventos de nevadas, el paquete de nieve que luego se derrite durante los meses de verano incrementando sustancialmente el agua que baja por los ríos (Masiokas et al. 2006; Viale et al. 2018). Sin embargo, la posición relativa de cada cuenca respecto del anticiclón subtropical del Pacífico condiciona la frecuencia e intensidad con que estos frentes de tormenta invernal alcanzan cada sector de la Cordillera: los sistemas frontales son más frecuentes e intensos hacia el sur que hacia el norte (Cornwell et al. 2016; González-Reyes et al. 2017; Viale et al. 2018, 2019). Esta asimetría latitudinal en el forzante de la acumulación nival constituye la hipótesis de trabajo: *la variabilidad interanual del caudal estival de los ríos del sur de la región difiere de la de los ríos del norte, aun perteneciendo ambos sectores a la misma zona hidroclimática regional*.

Para explorar esta hipótesis, se analizó la estructura de correlación espacial entre series de caudal estival de nueve ríos de los Andes Centrales (de norte a sur: Choapa, Aconcagua, Mendoza, Maipo, Tunuyán, Diamante, Atuel, Grande y Barrancas; todos pertenecientes al primer modo de variación descrito en Masiokas et al. 2019), buscando identificar agrupamientos regionales consistentes.

1.2 Datos

Los registros de caudal diario para las cuencas argentinas se obtuvieron del Sistema Nacional de Información Hídrica de Argentina (SNIH; https://snih.hidricosargentaria.gob.ar), mientras que para las cuencas chilenas se utilizó la base de datos CAMELS-CL (Alvarez-Garreton et al. 2018). Las series diarias fueron agregadas a escala mensual permitiendo un máximo de cinco días faltantes por mes. A partir de los registros mensuales se calcularon series de derrames estivales (noviembre-febrero) sin permitir valores faltantes. Los aforos y la disponibilidad temporal de los registros de caudal se detallan en la Figura 1. Se excluyó del análisis la serie de derrames del río San Juan por la gran cantidad de datos faltantes.

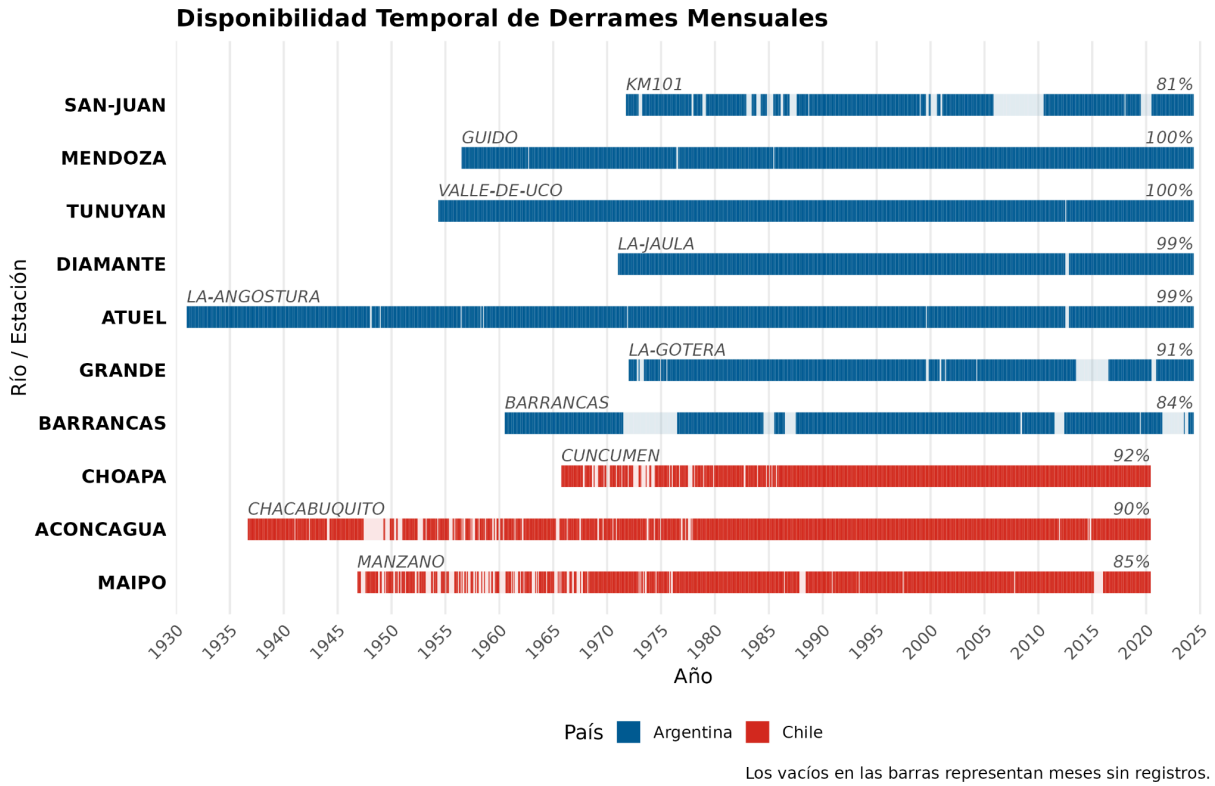


Figura 1*. Disponibilidad temporal de los derrames mensuales en el binomio río-estación de aforo. El porcentaje de datos disponibles está como texto al final de las barras.*

Con los derrames estivales, y a los fines de obtener series comparables entre sí, se calculó el índice normalizado *z-score* para cada unos de los nueve ríos bajo análisis,

z-score = (Xi - Media) / DE

donde *Xi* representa el derrame estival (hm3) para el año hidrológico *i*, *Media* es el derrame promedio para el periodo 1981-2020 (40 años), y *DE* es el desvío estándar para el mismo periodo.

1.3 Metodología

Como periodo común a las nueve series se utiliza 1970-2020 (50 años); sobre estos años se calcula el coeficiente de correlación de Spearman entre pares de series para obtener una matriz de correlaciones. Con esta última se calcula del *cluster* jerárquico, método empleado para probar la hipótesis de agrupamiento propuesta,

+ ***Matriz de distancia:*** la disimilitud entre ríos se define como d = 1 − ρ, donde ρ es el coeficiente de correlación de Spearman.

+ ***Clustering jerárquico:*** sobre la matriz de distancia se aplica un algoritmo de clustering jerárquico aglomerativo con enlace promedio.
+ ***Corte del dendrograma:*** se evalúan dos particiones, una de 2 (k=2) y otra de 3 (k=3) grupo sobre el período completo (1970–2020).

Además, para evaluar si la estructura de agrupamiento es estable en el tiempo, el *clustering* se repitió en ventanas móviles de 30 años (1970–1999, 1971–2000, …, hasta 1991–2020), recalculando la matriz de correlación y el dendrograma en cada ventana. Dado que la etiqueta numérica de cada cluster (1, 2, 3…) puede cambiar de una ventana a otra sin que cambie su composición, se normalizaron usando tres ríos que se mostraron estables en todas las ventanas exploradas (Figura 2):

Barrancas → grupo "sur"
Choapa → grupo "norte árido"
Tunuyán → grupo "centro" (solo relevante para la partición k=3)

Esta decisión permitió construir, para cada ventana móvil, una asignación consistente de cada río a "norte"/"sur" (k=2) o "norte árido"/"centro"/"sur" (k=3).

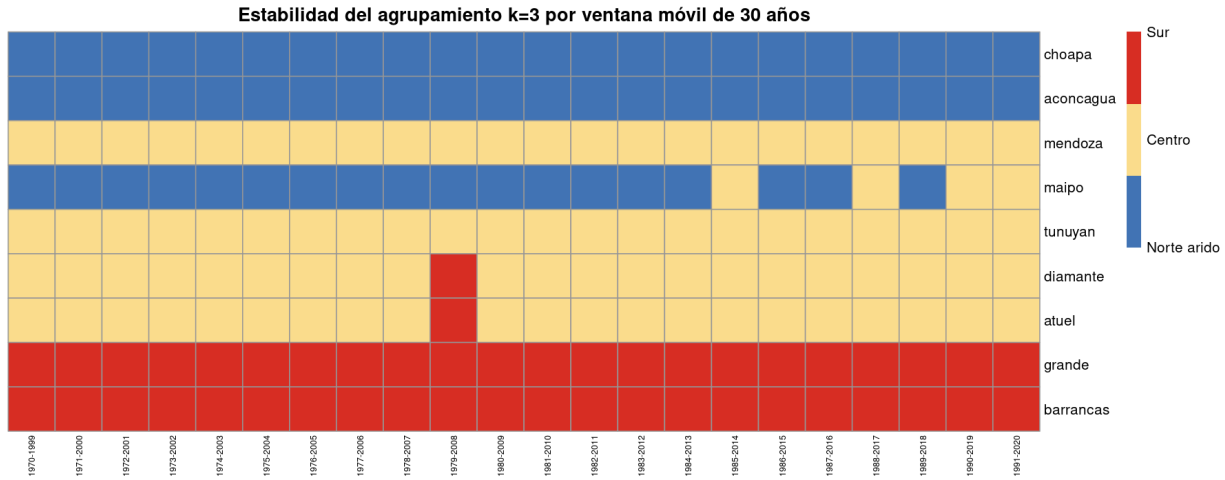


Figura 2*. Estabilidad en la clasificación de los ríos bajo análisis para cada una de las ventanas móviles de treinta años para el periodo 1970-2020.*

1.4 Resultados

Los altos valores en el coeficientes de correlación de Spearman entre pares de series (derrames estivales) muestra que todas las cuencas comparten una señal hidroclimática común, modulada fundamentalmente por las nevadas invernales (Figura 3; Garreaud 2009; Masiokas et al. 2006, 2010; Viale y Nuñez 2010). Las relaciones más débiles se dan entre el río Barrancas (cuenca más austral) y el Choapa (cuenca más septentrional), con un coeficiente de 0.69 (alpha = 0.05), a las que le siguen el par

Mendoza-Barrancas con 0.71; del otro lado del espectro los pares Diamante-Atuel lideran el ranking con un coeficiente de correlación cercano a 0.97 y le siguen Choapa-Aconcagua, Grande-Barrancas y Aconcagua-Maipo con un valor cercano a 0.96.

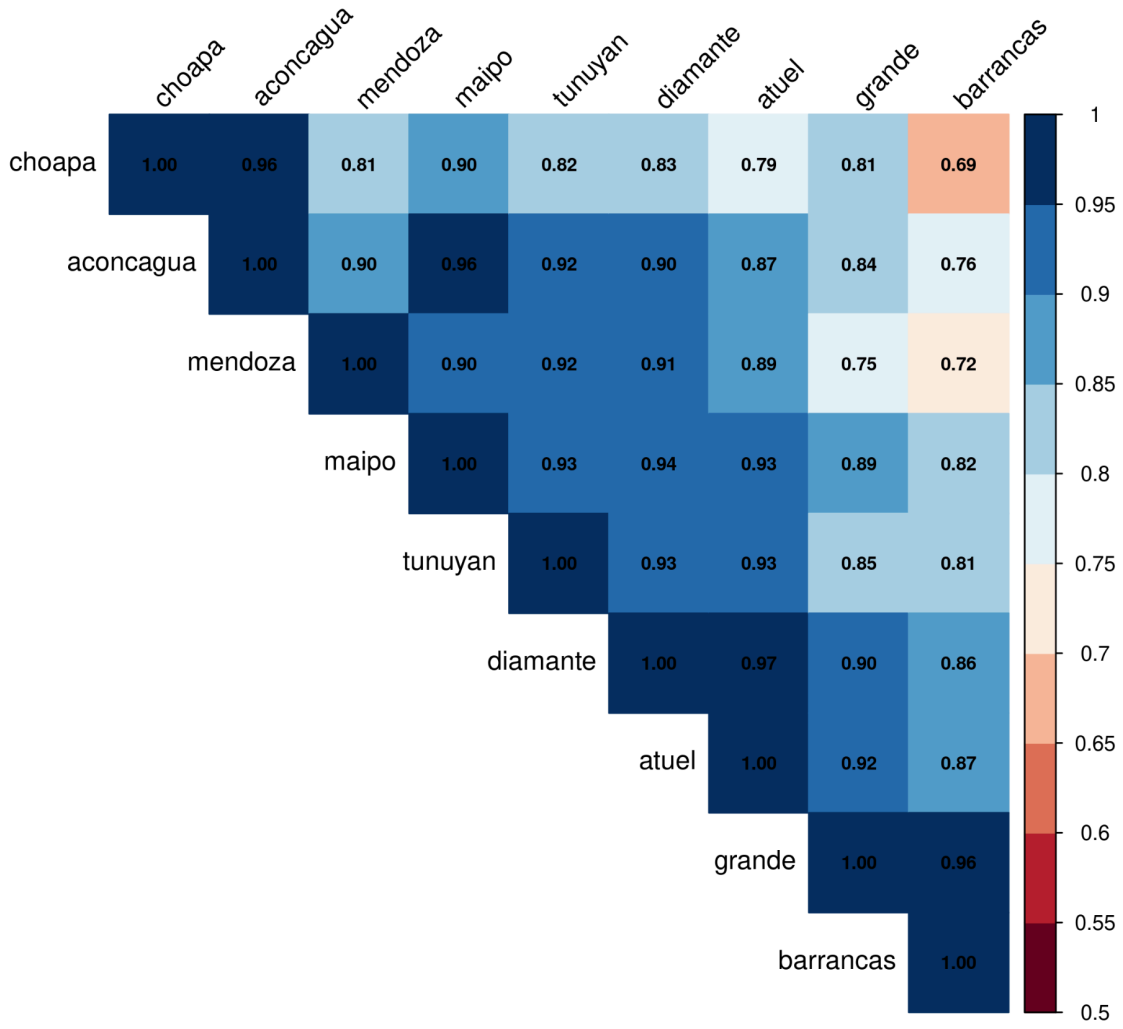


***Figura 3**. Matriz de correlación (Spearman) entre series de derrame estival (Nov-Feb) total acumulado para el periodo 1970-2020 en los principales ríos de los Andes Centrales de Argentina y Chile.*

El cluster jerárquico para el periodo completo (1970-2020) sugiere tres grandes grupos a saber: el sur compuesto por los ríos Barrancas y Grande; el de la zona centro, compuesto por los ríos Mendoza, Maipo, Tunuyán, Diamante y Atuel; y el norte árido, integrado por los ríos Choapa y Aconcagua (Figura 4). *La partición de los Andes de Mendoza adoptada para la visualización en la **plataforma web** se basa en este análisis sobre caudales estivales, mostrando de forma cuantitativa que ambos sectores*

presentan regímenes de variabilidad hidroclimática estival distinguibles. ***Esta regionalización es uno de los criterios que estructura la presentación de resultados (SPI y demás productos hidroclimáticos) en la plataforma****.*

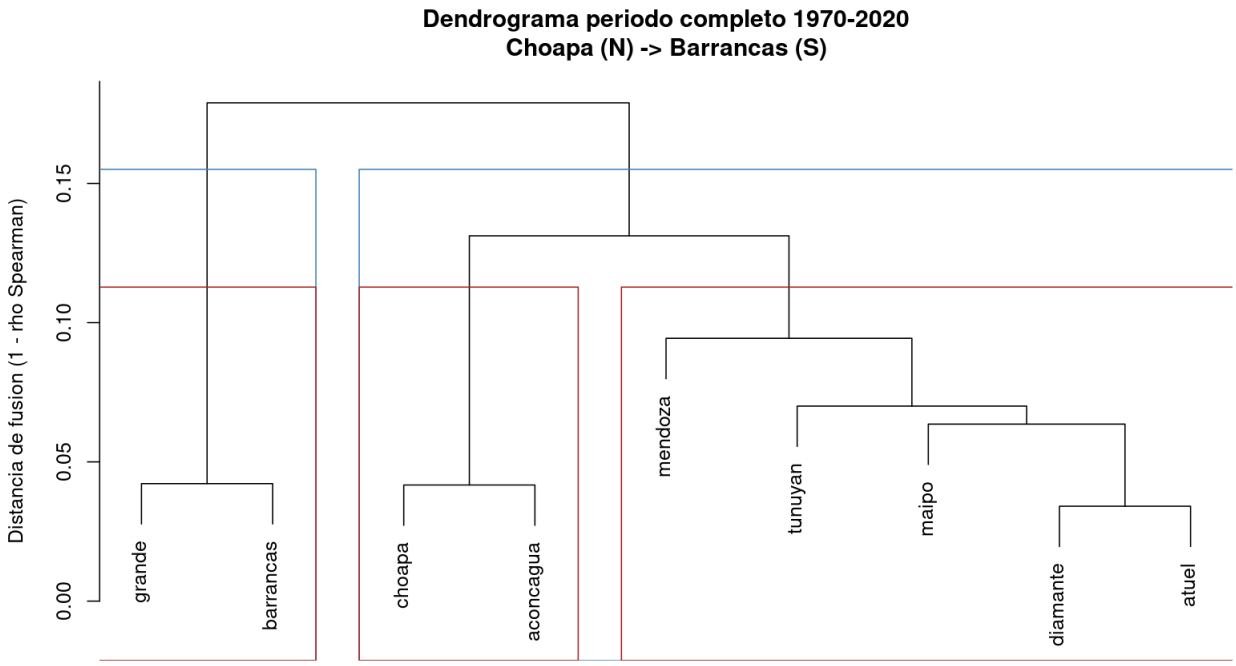


Figura 4*. Dendrograma con agrupamiento para dos y tres clases según tomando como métrica de referencia el coeficiente de correlación de Spearman entre pares de derrames estivales durante el periodo 1970-2020.*

Luego de este análisis, la cordillera de Mendoza queda dividida en dos: una **región septentrional** compuesta por la unión de las cuencas de los ríos Mendoza (cierre en Guido), Tunuyán (Valle de Uco), Diamante (la Jaula) y Atuel (la Angostura); y una **zona austral** constituída por la cuenca del río Grande (la Gotera) y Barrancas (Barrancas).

2. ÍNDICE ESTANDARIZADO DE PRECIPITACIÓN (SPI - *STANDARDIZED PRECIPITATION INDEX*)

2.1 Introducción

El SPI (*Standardized Precipitation Index; Guttman 1999*) transforma una serie de precipitación acumulada en una variable con distribución normal estándar (media 0, desvío 1), lo que permite comparar la severidad de anomalías húmedas y secas entre sitios y escalas temporales distintas, independientemente del régimen pluviométrico

local. Esta propiedad permite su comparabilidad espacial y temporal; argumento central para promover un procedimiento de cálculo normalizado.

En este trabajo se adoptó la distribución Gamma de 2 parámetros (forma y tasa), ajustada por máxima verosimilitud (MLE), siguiendo el procedimiento originalmente propuesto por McKee et al. (1993) y evaluado por Guttman (1999) frente a otras familias de distribución (Pearson III, GEV, Kappa, Wakeby). Aunque Guttman (1999) encontró que ninguna distribución domina en todos los criterios de comparación, la familia Gamma resultó la de menor magnitud de diferencias respecto al modelo regional de referencia (REG), y es la más utilizada operativamente (e.g. Departamento General de Irrigación, ó el *National Drought Mitigation Center* de *EEUU*). Wilks (2019) recomienda además el uso de MLE por sobre el método de momentos para la estimación de los parámetros de la Gamma en aplicaciones climatológicas.

2.2 Datos

Se utilizó el producto grillado TerraClimate v1.1 (Abatzoglou et al. 2018; validado en el ***Informe Hidroclimático Parte 1***) como fuente de precipitación total. Para cada celda de la grilla se construyó una serie de precipitación acumulada en el trimestre junio-julio-agosto (JJA), sumando los totales mensuales correspondientes a cada año para el período completo disponible (1950–2025).

TerraClimate v1.1 es un conjunto de datos climáticos y de balance hídrico global, mensual, de alta resolución espacial (1/24°, ~4 km), que cubre el período 1950–presente para toda la superficie terrestre. Su génesis está en la combinación de tres fuentes con distintas fortalezas espacio-temporales mediante una técnica llamada interpolación climáticamente asistida (*climatically aided interpolation*): por un lado, las normales climáticas de alta resolución espacial de WorldClim v2 para el período base 1970–2000; y por otro, las anomalías temporales mensuales provenientes de dos productos de menor resolución espacial pero con mayor cobertura temporal: CRU Ts4.0 (datos de estaciones interpolados a 0.5°, 1901–2015) y el reanálisis ERA5 (0.25°, 1950–presente). El método consiste en interpolar bilinealmente las anomalías mensuales de estas dos fuentes y superponerlas sobre las normales climáticas de alta resolución de WorldClim, priorizando CRU Ts4.0 donde hay cobertura de estaciones y recurriendo a ERA5 en píxeles sin datos de estaciones.

2.3 Metodología

Los parámetros de la distribución Gamma se calibraron utilizando exclusivamente el subconjunto de años 1991–2020, tomado como período de referencia climatológica. Esta elección fija el *clima normal* contra el cual se evalúan las anomalías en toda la

serie, siguiendo la práctica estándar de usar una ventana climatológica de 30 años como línea base (Wilks 2019).

Para cada celda de la grilla, y usando únicamente los valores de precipitación total acumulada JJA (que es el trimestre que toma de referencia para la acumulación nívea el DGI; Villodas et al. 2026) del período base (1991–2020):

+ Se descartan los años con valor nulo de precipitación (ceros) para el ajuste de los parámetros continuos de la Gamma.
+ Se ajustan los parámetros forma (*shape*) y tasa (*rate*) de la distribución Gamma mediante máxima verosimilitud.
+ Las celdas con datos faltantes en cualquier año del período base se excluyen del ajuste.

Este procedimiento genera dos rásters (uno de forma y otro de tasa) con un valor de parámetro por celda, fijos en el tiempo, que representan el comportamiento climatológico local de la precipitación JJA en el período de referencia.

La distribución Gamma no está definida en cero, mientras que series climáticas reales pueden incluir años sin precipitación. Siguiendo el tratamiento estándar del SPI (Guttman, 1999; McKee et al., 1993), se calcula la probabilidad empírica de precipitación nula en el período base:

$$q = n(P=0) / n$$

y se construye la función de distribución acumulada mixta:

$$H(x) = q + (1 - q) \cdot F(x), \text{ si } x > 0$$
$$H(x) = q, \text{ si } x = 0$$

donde F(x) es la función de distribución acumulada de la Gamma ajustada. Esta corrección evita asignar probabilidad cero a los años sin precipitación y es la que se aplicó para cada celda y cada año de la serie completa (no solo del período base).

El valor de probabilidad acumulada H(x) obtenido para cada celda y cada año se transforma en un valor de SPI aplicando la función cuantil de la distribución normal estándar:

$$SPI = \Phi^{-1}(H(x))$$

El resultado es, por definición, una variable con media 0 y desvío 1 en el período base, cuyos valores pueden interpretarse en términos de severidad de anomalía húmeda o seca según las clases estándar. A modo de ejemplo el DGI adopta (Villodas et al. 2026),

+ SPI >= 2.0 : Extremadamente abundante
+ 1.5 <= SPI < 2.0 : Muy abundante
+ 1.0 <= SPI < 1.5 : Moderadamente abundante
+ 0.3 <= SPI < 1.0 : Nevadas abundantes
+ -0.3 <= SPI < 0.3 : Nevadas normales
+ -1.0 <= SPI < -0.3 : Nevadas escasas
+ -1.5 <= SPI < -1.0 : Sequía meteorológica moderada
+ -2.0 < SPI < -1.5 : Sequía meteorológica severa
+ SPI < -2.0 : Sequía meteorológica extrema

Los parámetros de forma y tasa, calibrados una única vez en el período base 1991–2020, se aplican luego a toda la serie temporal 1950–2025, celda por celda, para obtener un valor de SPI por año en cada punto de la grilla. Esto permite ubicar cualquier año de la serie histórica —incluso fuera del período de calibración— en relación con el clima de referencia reciente o normal (1991–2020).

2.4 Resultados

A modo de ejemplo se han seleccionado tres años (período 1950-2025) con precipitaciones totales acumuladas durante el trimestre JJA bien distintas (Figura 5). El invierno 1968 registró uno de los déficits de nevadas más acusados del registro instrumental, el trimestre de 1982 fue de los más nevadores, mientras que el 2006 estuvo por encima del valor promedio (Garreaud et al. 2020; Masiokas et al. 2006). Lo interesante de los mapas grillados es que permiten visualizar heterogeneidades entre zonas latitudinales, laderas (barlovento y sotavento) y altitudes durante un mismo año; así, por ejemplo, 1982 muestra anomalías positivas más intensas en la zona de las cuencas de los ríos Mendoza, Tunuyán, Aconcagua y Maipo, con una leve disminución hacia la zona del Diamante y Atuel, y valores decididamente más bajos en la zona de los ríos Grande y Barrancas. Por su parte, el mapa de 1968 sugiere sequías más intensas hacia el sur, que además adquieren mayor fuerza en las zonas de baja altitud en Chile y a barlovento de la Cordillera; a su vez 2006 presenta valores más homogéneos para las latitudes de la provincia de Mendoza (Figura 5).

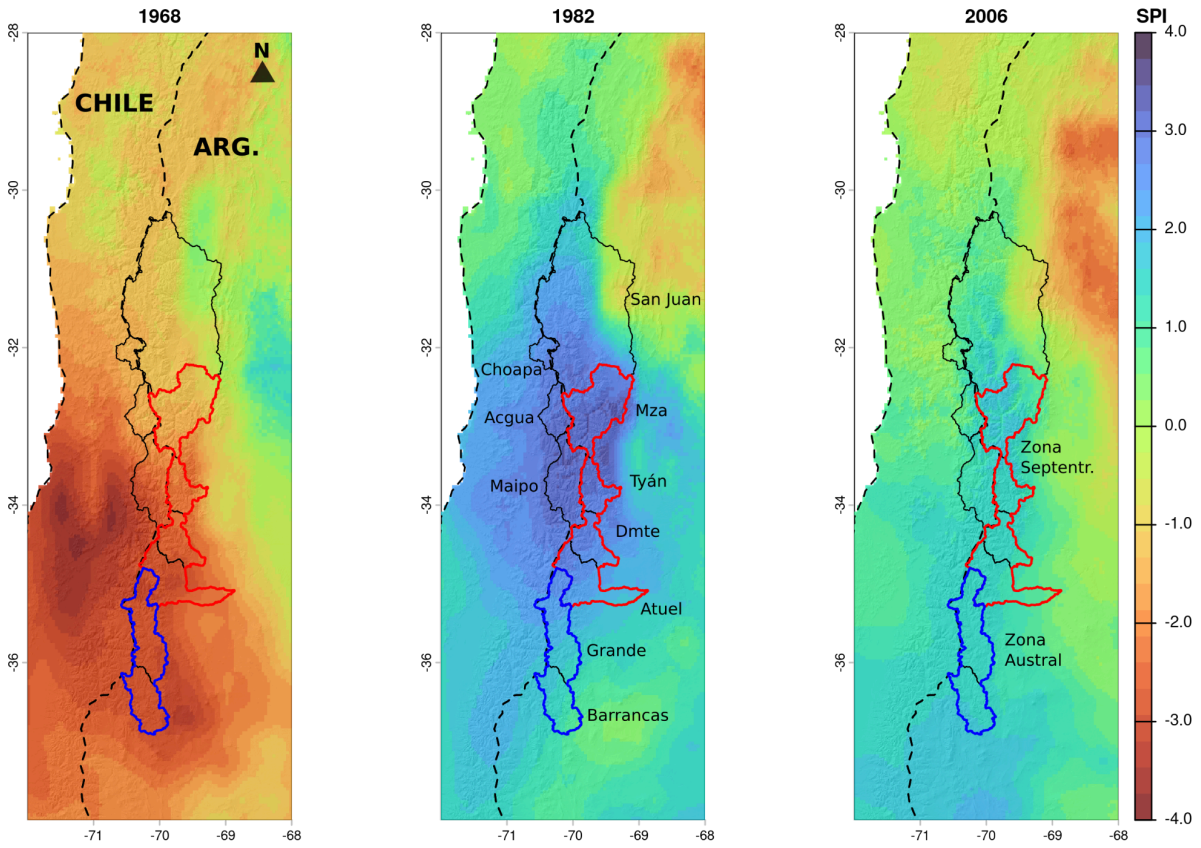


***Figura 5**. Mapas del SPI (trimestre JJA) para la zona de interés. Los polígonos negros delimitan las cuencas hidrográficos de los ríos descriptos, mientras que el azul denota el área de la zona clasificada como austral y el rojo la septentrional.*

El visualizador de la plataforma web, también da la posibilidad de obtener series temporales del SPI, calculadas como el valor promedio dentro de los polígonos. Estos últimos pueden ser las cuencas de los principales ríos de la provincia o los grandes agrupamientos zona septentrional y austral (Figura 6).

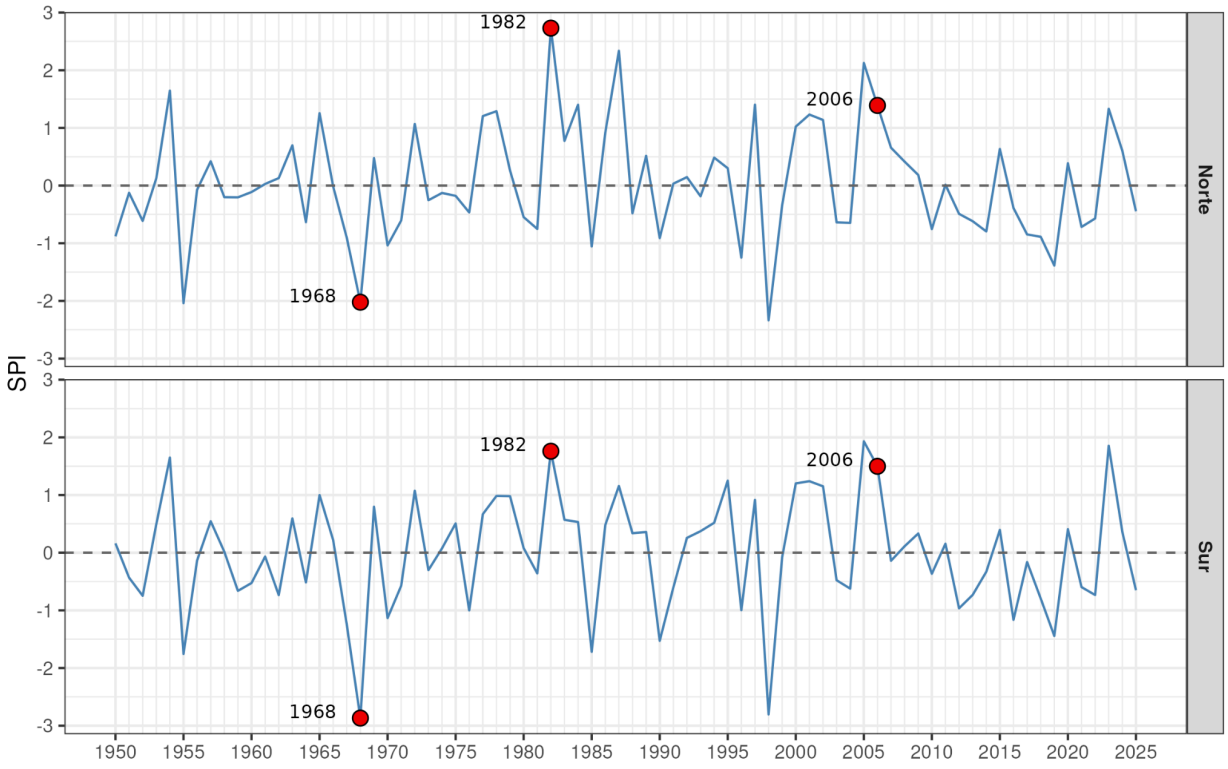


***Figura 6**. Series temporales del SPI para los agrupamientos o clusters norte y sur de la provincia de Mendoza. El SPI surge como promedio areal de las celdas que caen dentro de los polígonos.*

3. CONCLUSIONES

Se destacan como principales mensajes de este informe:

1. La estructura de correlación de los derrames estivales sugiere de forma cuantitativa que existe una asimetría latitudinal en la señal hidroclimática de los Andes Centrales, con una transición identificable entre un régimen norte/centro y uno austral, consistente y estable en ventanas móviles de 30 años.
2. Dentro de la provincia de Mendoza, esta estructura se traduce en dos zonas hidroclimáticamente distinguibles —septentrional (Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel) y austral (Grande, Barrancas)—, que constituyen un criterio objetivo y reproducible para organizar la presentación de resultados (SPI y otros productos) en la plataforma web.
3. El cálculo del SPI sobre TerraClimate v1.1, con calibración Gamma-MLE en el período de referencia 1991–2020, permite ubicar cualquier año de la serie 1950–actualidad respecto del clima reciente, ofreciendo al DGI una métrica estandarizada, comparable espacial y temporalmente, para caracterizar la severidad de precipitaciones invernales abundantes o deficitarias de forma espacialmente distribuída.

4. Los mapas de SPI evidencian que las anomalías de precipitación invernal no son espacialmente homogéneas: varían según latitud, ladera (barlovento/sotavento) y altitud, lo que refuerza el valor de un producto grillado —frente a registros puntuales de estaciones— para captar esta heterogeneidad y respalda la desagregación por zonas y cuencas en el visualizador.
5. La combinación de ambos análisis —regionalización por caudales y SPI grillado— provee una base metodológica coherente y trazable para que la plataforma comunique a los tomadores de decisión tanto la magnitud de una anomalía de precipitación invernal como su contexto espacial dentro de la Cordillera en la región de interés.

REFERENCIAS

Abatzoglou, J.T., Dobrowski, S.Z., Parks, S.A., Hegewisch, K.C., 2018. TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. Sci Data 5, 170191. https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191

Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P.A., Boisier, J.P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., Ayala, A., 2018. The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset. Hydrology and Earth System Sciences 22, 5817–5846. https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018

Cornwell, E., Molotch, N.P., McPhee, J., 2016. Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. Hydrology and Earth System Sciences 20, 411–430. https://doi.org/10.5194/hess-20-411-2016

Fayad, A., Gascoin, S., Faour, G., López-Moreno, J.I., Drapeau, L., Page, M.L., Escadafal, R., 2017. Snow hydrology in Mediterranean mountain regions: A review. Journal of Hydrology, Investigation of Coastal Aquifers 551, 374–396. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.05.063

Garreaud, R.D., 2009. The Andes climate and weather, in: Advances in Geosciences. Presented at the 4th EGU Alexander von Humboldt Conference “The Andes: Challenge for Geosciences” - 4th Alexander von Humboldt International Conference on The Andes: Challenge for Geosciences, Santiago de Chile, Chile, 24–28 November 2008, Copernicus GmbH, pp. 3–11. https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009

Garreaud, R.D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J.P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., Zambrano-Bigiarini, M., 2017. The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. Hydrology and Earth System Sciences 21, 6307–6327. https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017

González-Reyes, Á., McPhee, J., Christie, D.A., Quesne, C.L., Szejner, P., Masiokas, M.H., Villalba, R., Muñoz, A.A., Crespo, S., 2017. Spatiotemporal Variations in Hydroclimate across the Mediterranean Andes (30°–37°S) since the Early Twentieth Century. Journal of Hydrometeorology 18, 1929–1942. https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0004.1

Guttman, N.B., 1999. Accepting the Standardized Precipitation Index: A Calculation Algorithm1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 35, 311–322. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb03592.x

Masiokas, M.H., Cara, L., Villalba, R., Pitte, P., Luckman, B.H., Toum, E., Christie, D.A., Quesne, C.L., Mauget, S., 2019. Streamflow variations across the Andes (18°–55°S) during the instrumental era. Sci Rep 9, 1–13. https://doi.org/10.1038/s41598-019-53981-x

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., Le Quesne, C., Aravena, J.C., 2006. Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. J. Climate 19, 6334–6352. https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1

McKee, T. B, N. J. Doeskin, and J. Kieist, 1993. The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales. Proc. 8th Conf. on Applied Climatology, January 17-22, 1993, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, pp. 179-184.

Viale, M., Bianchi, E., Cara, L., Ruiz, L.E., Villalba, R., Pitte, P., Masiokas, M., Rivera, J., Zalazar, L., 2019. Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile. Front. Environ. Sci. 7. https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00069

Viale, M., Nuñez, M.N., 2010. Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics. J. Hydrometeor. 12, 481–507. https://doi.org/10.1175/2010JHM1284.1

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, 1671–1687. https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0006.1

Villodas, R., Rivera, J., Goixart, I., Villarreal, R., Martini, C., Toum, E., Segal, H., Pinto, M., Andino, M., Roselló, M., Toledo, M., 2026. Hidrología Aplicada a la Gestión Hídrica, 1st ed, Irrigación Edita. DGI.

Wilks, D.S., 2019. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 4th edition. ed. Elsevier, Amsterdam.