

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

XXVI CONGRESO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

IDENTIFICACIÓN DE VARIABLES PREDICTORAS DE EVENTOS DE SEQUÍA PARA LAS CUENCAS RÍO ACONCAGUA Y RÍO MAIPO

**VICTOR VALLEJOS F.¹
ÁLVARO OSSANDÓN A.²
LINA CASTRO H.³**

RESUMEN

A partir del año 2010, Chile enfrenta una "Megasequía" que ha generado graves problemas en la hidrología, vegetación y actividad de incendios. Además, se espera reducción de precipitaciones y aumento de temperaturas en el futuro próximo. A partir de la observación de estos fenómenos, es importante prepararse y adaptarse a estos impactos. En este contexto, el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) puede ser utilizado para detectar y monitorear eventos de sequía. Este estudio utiliza datos de precipitación mensual del periodo 1985-2015 para identificar teleconexiones entre SPI y otros índices climáticos con diferentes desfases temporales, con el fin de detectar potenciales predictores de eventos de sequía en las cuencas Río Aconcagua y Río Maipo, ubicadas en el centro de Chile. Una vez identificados los potenciales predictores para distintos horizontes de pronóstico (de 1 a 8 meses de desfase) para las escalas de SPI de 3, 6, 9, y 12 meses, como ejemplo de aplicación, se ajusta un modelo de regresión lineal múltiple para predecir SPI12 en una estación de la cuenca Río Aconcagua. Los pronósticos obtenidos son validados a través del método de validación cruzada "Hold-Out Repetido" y utilizando métricas de precisión como la correlación de Pearson (R) y NSE.

¹ Estudiante de Ingeniería Civil, Universidad Santa María - email: victor.vallejof@sansano.usm.cl

² Instructor Académico, Departamento de Obras Civiles, Universidad Santa María - email: alvaro.ossandon@usm.cl

³ Profesora Asistente, Departamento de Obras Civiles, Universidad Santa María - email: lina.castro@usm.cl

1. INTRODUCCIÓN

Chile se encuentra actualmente en un escenario preocupante, debido al evento multianual de sequía de mayor duración y extensión territorial registrado a partir del año 2010 denominado “Megasequía”, el cual, se caracteriza por déficits medios de lluvia ininterrumpidos del 20-40% que han generado graves impactos en la hidrología superficial, el agua subterránea, la exportación de sedimentos al océano, la vegetación y la actividad de incendios en distintas zonas del país (CR2, 2015; Garreaud et al., 2017, 2020). Según proyecciones climáticas, se espera una significativa reducción de las precipitaciones y aumento de las temperaturas en la zona central del país para las próximas décadas (Garreaud et al., 2020; Masiokas et al., 2006). No obstante, la sequía permite implementar medidas para reducir el riesgo de desastres, dado su desarrollo gradual en el tiempo y en el territorio (Li et al., 2009). Bajo este escenario, es indispensable identificar variables con potencial predictivo para eventos de sequía a nivel local, que permitan a los organismos involucrados disponer de herramientas útiles para la toma de decisiones e implementación de medidas que permitan mitigar los impactos de estos eventos de forma anticipada.

El índice estandarizado de precipitación (SPI) propuesto por McKee et al. (1993) permite clasificar diferentes tipos de sequía, debido que es capaz de cuantificar el déficit de precipitación para diferentes escalas temporales. Este índice se obtiene utilizando series de precipitación acumulada, las cuales deben tener como mínimo 30 años de registro (Hayes et al., 1999) y posee un buen ajuste para zonas extensas con distintas condiciones climáticas. Además ha sido utilizado ampliamente en otras partes del mundo por su simplicidad y universalidad (Hayes et al., 1999; Tsakiris & Vangelis, 2004) para detectar y monitorear las condiciones de sequía (intensidad y duración, Bhuiyan, 2004; Komuscu, 1999; Vicente-Serrano et al., 2004; Wu et al., 2007).

Referente a Chile, numerosos estudios corroboran la existencia de teleconexiones entre índices climáticos a gran escala con variables hidroclimáticas y se conoce desde hace décadas la influencia significativa de las características atmosféricas del Pacífico tropical asociadas al ENSO, PDO y zonas de anomalías de la temperatura superficial del mar (SST) del Pacífico tropical (Masiokas et al., 2006; Montecinos et al., 2000; Quintana & Aceituno, 2012). Por ejemplo Pittock (1980) y Garreaud et al. (2009) han establecido que en Chile central, las fases positivas y negativas de los índices Oscilación Sur (SOI), ENSO Multivariado (MEI) y Oscilación del Pacífico (PDO) están vinculados a patrones de precipitación y temperatura alcanzando correlaciones máximas en el apogeo de la temporada de lluvias (invierno; junio-agosto). Montecinos & Aceituno (2003) y Garreaud et al. (2020) respaldan estos hallazgos al demostrar correlaciones altas entre precipitación y campos de SST a lo largo del pacífico ecuatorial (Índice ENSO) sugiriendo además que la PDO contribuye a las condiciones secas pero no es capaz de explicar la intensidad y persistencia completa de la actual Megasequía. No obstante, en Chile no existen estudios que evidencien teleconexiones entre el SPI y los índices climáticos a gran escala, lo que abre la interrogante respecto a si dichas teleconexiones pueden ser utilizadas con fines de pronóstico del SPI, es decir, considerando desfases temporales de los índices climáticos. Motivado por la necesidad de contar con herramientas de pronóstico de sequía que permitan la implementación de medidas de mitigación para este tipo de desastres, este trabajo tiene como objetivo identificar teleconexiones entre la variable SPI a distintas escalas temporales (3, 6, 9, y 12 meses) e índices climáticos tradicionales (ej. Niño 1.2, Niño 3.4, PDO) o propios (obtenidos a partir del análisis de campos espaciales de Temperatura Superficial del Mar, SST) para distintos desfases temporales (0-12 meses). Esto se realiza con el fin de identificar predictores y determinar los desfases temporales

óptimos para el pronóstico de eventos de sequía en dos cuencas exorreicas pluvio-nivales ubicadas en el centro del país, con altas concentraciones de población. La zona de estudio corresponde a las cuencas Río Aconcagua y Río Maipo, y el periodo de estudio corresponde al periodo comprendido entre los años hidrológicos 1985-2015. Adicionalmente, un enfoque preliminar muestra la aplicación de los índices encontrados, implementando modelos de pronóstico simple (modelo de regresión lineal múltiple, MRLM; modelo de regresión lineal múltiple condicional, MRLE) para una estación de la zona de estudio.

2. ZONA DE ESTUDIO

En la Figura 1 se ilustran las cuencas exorreicas Río Aconcagua ($32^{\circ}15'S-33^{\circ}11'S$, $70^{\circ}O-71^{\circ}31'O$) y Río Maipo ($32^{\circ}56'S-34^{\circ}05'S$, $69^{\circ}46'O-71^{\circ}40'O$), las cuales poseen una superficie total de 7334 [km²] y 15274 [km²], respectivamente. Ambas cuencas se extienden desde la divisoria de aguas, originada en la Cordillera de los Andes, hasta su desembocadura en el océano Pacífico, poseen un clima del tipo mediterráneo y sus cauces principales son el río Aconcagua y Maipo, los cuales presentan un régimen mixto (pluvio-nival) con volúmenes en su mayoría de carácter pluvial, que se traduce en crecidas significativas durante el invierno (junio-agosto) y la primavera (septiembre-noviembre), debido a las precipitaciones y los deshielos cordilleranos. Chile es un país centralizado, ambas cuencas cuentan con altas tasas de urbanización y una considerable concentración de habitantes, por lo que resulta fundamental prevenir consecuencias negativas producto de la sequía en la región. Agregar que ambas cuencas cuentan con abundante información hidrométrica, lo cual hace viable el análisis.

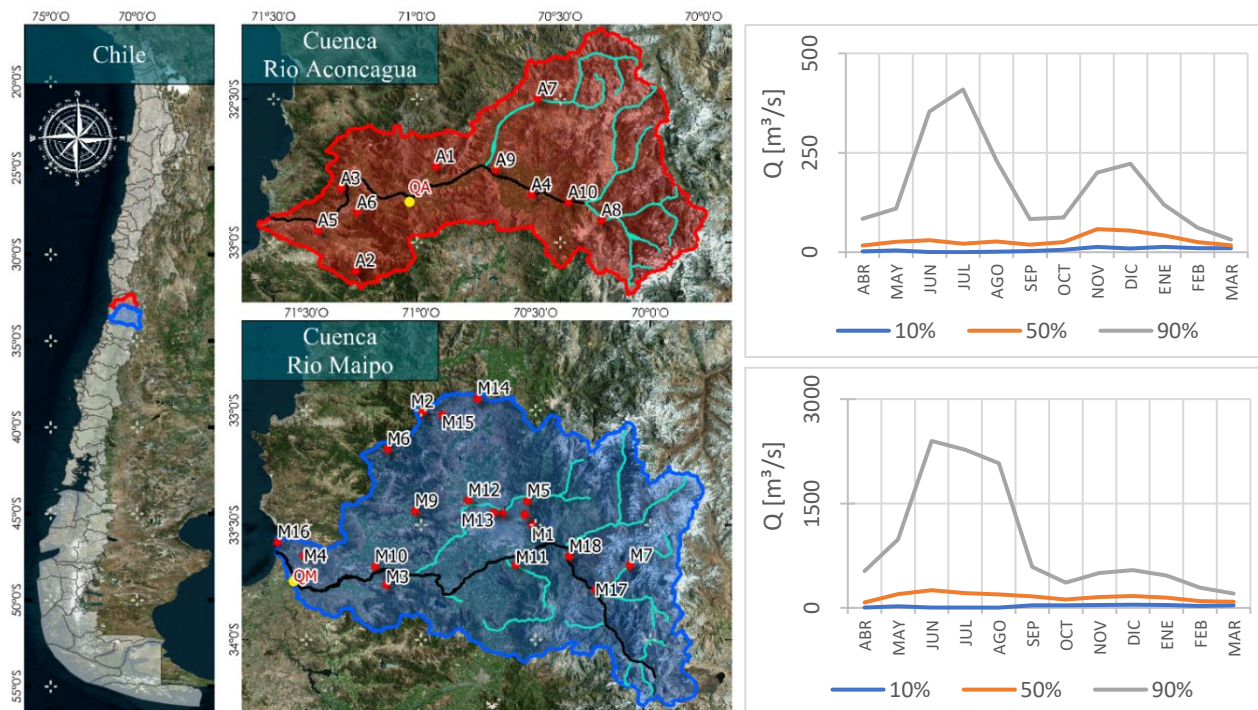


Figura 1. Cuencas de los ríos Aconcagua (rojo) y Maipo (azul) y sus respectivas curvas de variación estacional de caudales medios. las líneas negras y cian corresponden a los ríos principales y secundarios de la zona de estudio y los puntos rojos a las estaciones pluviométricas utilizadas. Las curvas de variación estacional para distintas probabilidades de no excedencia corresponden a las estaciones Río Aconcagua en Romeral (QA; $32^{\circ}50'S$, $71^{\circ}01'O$) y Río Maipo en Cabimbao (QM; $33^{\circ}43'S$, $71^{\circ}33'O$), respectivamente.

2.1. DATOS

A partir de la base de datos del explorador climático del Center for Climate and Resilience Research (CR2; <https://explorador.cr2.cl/>), se obtuvieron series de tiempo de precipitación mensual para 10 y 19 estaciones de Río Aconcagua y Río Maipo, respectivamente (ver Tabla 1 y Tabla 2) para el periodo 1985-2015. El periodo de estudio considerado maximiza la cantidad de estaciones con un amplio registro temporal (30 años) sin largos periodos de ausencia de datos (no más del 10%).

Tabla 1. Identificación y nombre de las estaciones de la cuenca Río Aconcagua.

ID	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altura [msnm]
A1	Catemu	-32.73	-70.93	440
A2	Lliu Lliu embalse	-33.10	-71.21	260
A3	Lo Rojas	-32.81	-71.27	190
A4	Los Andes	-32.83	-70.60	820
A5	Los Aromos	-32.96	-71.35	100
A6	Quillota	-32.90	-71.21	130
A7	Resguardo Los Patos	-32.50	-70.58	1220
A8	Riecillos	-32.92	-70.36	1290
A9	San Felipe	-32.75	-70.72	640
A10	Vilcuya	-32.86	-70.47	1100

Tabla 2. Identificación y nombre de las estaciones de la cuenca Río Maipo.

ID	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altura [msnm]	ID	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altura [msnm]
M1	Antupiren	-33.50	-70.52	904	M11	Pirque	-33.67	-70.59	659
M2	Caleu	-33.01	-70.99	1120	M12	Pudahuel Santiago	-33.39	-70.79	482
M3	Carmen de las Rosas	-33.76	-71.15	165	M13	Quinta Normal Santiago	-33.45	-70.68	527
M4	Cerrillos de Leyda	-33.63	-71.51	182	M14	Rincón de Los Valles	-32.95	-70.75	955
M5	Cerro Calan	-33.40	-70.54	848	M15	Rungue Embalse	-33.02	-70.91	700
M6	Colliguay	-33.17	-71.15	490	M16	San Antonio (Pta. Panul)	-33.57	-71.63	80
M7	El Yeso embalse	-33.68	-70.09	2475	M17	San Gabriel	-33.78	-70.24	1266
M8	Eulogio Sánchez Tobalaba Ad.	-33.45	-70.55	650	M18	San José de Maipo Reten	-33.64	-70.35	943
M9	Los Panguiles	-33.44	-71.03	190	M19	Terrazas Oficinas Centrales DGA	-33.45	-70.64	560
M10	Melipilla	-33.68	-71.20	168					

En cuanto a los índices climáticos de gran escala, para el mismo periodo temporal, se recopilieron series temporales de las anomalías de la SST del océano Pacífico Norte (PDO), Centro (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, ONI), Sur (SOI) y el Índice Bimensual Multivariante de ENOS (MEI) proporcionadas por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA; <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>). Además, en el caso de campos espaciales de la

anomalía de la temperatura superficial del mar (SST), para el periodo de estudio se obtuvo un producto grillado de extensión global con una resolución espacial de 5° desde el Columbia Climate School International Research Institute for Climate and Society (IRI; <https://iri.columbia.edu/resources/data-library/>).

3. METODOLOGÍA

3.1. CONTROL DE CALIDAD DE DATOS

Para validar los datos de precipitación mensual, se lleva a cabo una búsqueda exhaustiva de valores atípicos mediante la aplicación de métodos específicos para identificar inconsistencias (distancia de Mahalanobis). Identificados los datos faltantes y valores atípicos de las estaciones, se utiliza el método racional deductivo (Guevara, 2003) para completar las series.

$$P_i = \frac{\sum P}{1200 - \sum S_i} \cdot S_i \quad (1)$$

donde P_i corresponde a la precipitación del mes faltante, $\sum P$ la suma de las precipitaciones del año con datos faltantes, S_i la sumatoria de los porcentajes promedio mensuales de los meses i cuya precipitación se desconoce. Este proceso permitió asegurar la calidad de los datos utilizados en el estudio y garantizar resultados confiables.

3.2. SERIES SPI REPRESENTATIVAS

El cálculo de series SPI desarrollado por McKee et al. (1993) implica ajustar una distribución teórica de densidad de probabilidad (distribución Gamma), a la distribución de frecuencia de la precipitación acumulada. Esta distribución ajustada, se transforma a una distribución normal estandarizada $N(0,1)$, siendo SPI el valor resultante. La Tabla 3 presenta la interpretación de los valores numéricos de SPI.

Previo al cálculo de series SPI, se comprueba el ajuste de los datos de precipitación acumulada por mes según el tipo de escala mensual que se utilice (3, 6, 9 y 12 meses) con una función de distribución Gamma. Para evaluar la bondad de ajuste, se utilizan gráficos mensuales Cuantil-Cuantil, en conjunto al estadístico de Smirnov Kolmogorov con una significancia del 5% (Massey Jr, 1951).

Para reducir la dimensionalidad y preservar la información por cuenca del espacio muestral multivariado de series SPI (obtenidas para cada estación y escala temporal) se aplica el método PCA (Análisis de Componentes Principales), asumiendo significativa, una concentración de varianza del 80% como criterio de selección de componentes principales.

Tabla 3. Clasificación según valor del SPI (McKee et al., 1993).

SPI	Categoría
-2.00 o menos	Extremadamente seco
-1.50 a -1.99	Severamente seco
-1.00 a -1.49	Moderadamente seco
-0.99 a 0.99	Normal
1.00 a 1.49	Moderadamente húmedo
1.50 a 1.99	Severamente húmedo
2.00 o más	Extremadamente húmedo

3.3. DETECCIÓN DE TELECONEXIÓN

Para evaluar teleconexiones entre series SPI representativas (PCA) e índices climáticos (tradicionales y propios), se emplea el coeficiente de correlación de Spearman como medida de asociación.

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n \cdot (n^2 - 1)} \quad (2)$$

donde n es el número de datos en la muestra y d_i es la diferencia entre los rangos asignados a cada valor de la muestra. Los resultados de r_s oscilan entre -1 y 1, indicando correlaciones negativa perfecta y positiva perfecta respectivamente, por otra parte, el valor 0 indica inexistencia de asociación entre las variables en estudio. Este coeficiente es comúnmente utilizado cuando los datos presentan valores extremos y/o distribuciones de probabilidad no normales.

Por otra parte, los índices climáticos propios permiten representar de manera sintética las condiciones climáticas en zonas particulares, con alto potencial predictivo o de alta correlación r_s de la anomalía de la SST grillada con SPI, puesto que son construidos mediante el cálculo de la media espacial. Para evitar detectar teleconexiones sin significado físico, el análisis se restringió exclusivamente a la región del Pacífico Sur, permitiéndonos obtener resultados confiables y pertinentes en relación con los fenómenos que ocurren en la región. Se consideran desfases temporales de hasta 12 meses, permitiendo capturar el impacto retardado.

3.4. MODELO DE PRONÓSTICO

Para demostrar la utilidad de las teleconexiones identificadas, se implementa un modelo de regresión lineal múltiple (MRLM) a una estación. Este tipo de modelos considera una relación lineal entre la variable a explicar o predecir y las variables predictoras, empleando la siguiente ecuación:

$$SPI_E(t) = C_0 + C_1 \cdot X_1(t) + C_2 \cdot X_2(t) + \dots + C_n \cdot X_n(t) \quad (3)$$

donde E representa la escala de SPI ajustada, X los predictores, y C los coeficientes de la regresión, estimados a partir del método de mínimos cuadrados. Además, se considera una modificación de la estructura del modelo de regresión lineal múltiple, para permitir así la incorporación de un enfoque condicionado en función de eventos Niño (valores MEI mayores a 0.5), Niña (valores MEI menores a -0.5) y neutros en caso contrario (Hernandez et al., 2022). Este modelo será definido como un modelo de regresión lineal múltiple por etapas (MRLE) y su ecuación es la siguiente:

$$SPI_E(t) = \begin{cases} C_{0,1} + \sum_{i=1}^n C_{i,1} X_{i,1}(t) & MEI(t) < -0.5 \rightarrow \text{Niña} \\ C_{0,2} + \sum_{i=1}^n C_{i,2} X_{i,2}(t) & -0.5 < MEI(t) < 0.5 \rightarrow \text{Neutro} \\ C_{0,3} + \sum_{i=1}^n C_{i,3} X_{i,3}(t) & MEI(t) > 0.5 \rightarrow \text{Niño} \end{cases} \quad (4)$$

Para seleccionar el mejor modelo MRLM (MRLE), se genera un conjunto de modelos candidatos a partir de la combinación de múltiples predictores y se escoge el que presente el menor valor de AIC (Akaike Information Criterion; Akaike, 1974), proporcionando una medida objetiva para comparar modelos en términos de su capacidad predictiva y complejidad.

Para evaluar la capacidad predictiva del modelo elegido, se realiza la validación cruzada (VC) utilizando el método Hold-Out Repetido con 1000 iteraciones y dejando fuera del ajuste de manera aleatoria el 10% del total de los datos, que corresponde a los datos de validación del modelo. Para evaluar la performance del modelo se utilizarán como métricas de ajuste el coeficiente de correlación de Pearson (R) y el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE; Nash & Sutcliffe, 1970).

4. RESULTADOS

4.1. ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

La Figura 2 ilustra los variogramas obtenidos para cada cuenca a partir de las series de SPI12. Para ambas cuencas se observa que el PC1 (Primer Componente Principal) explica más del 80% de la varianza total, mientras que las demás dimensiones por separado no superan el 10%. Es importante mencionar que todas las estaciones contribuyen de manera similar al PC1, ya que las series son ponderadas de manera equitativa. Como resultado, existe una alta correlación entre ellas. Esta situación se repite en todas las escalas de SPI.

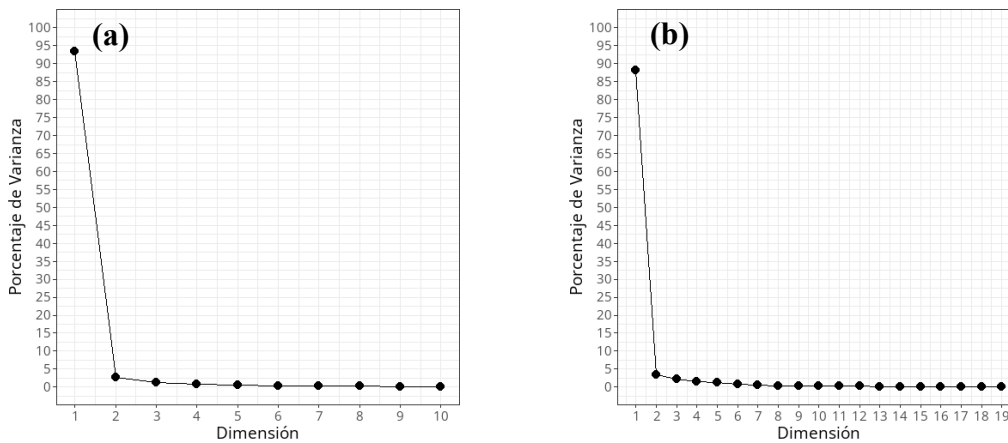


Figura 2. Variogramas de SPI12 para las cuencas del (a) Río Aconcagua y (b) Río Maipo.

4.2. DETECCIÓN DE TELECONEXIÓN

Las Figura 3 y Figura 4 ilustran correlaciones de Spearman (r_s) para las cuencas Río Aconcagua y Río Maipo, respectivamente, obtenidas a partir del cruce entre series del PC1 del SPI a distintas escalas temporales e índices climáticos tradicionales para diferentes desfases mensuales. Se observa que, para la mayoría de los índices, se obtienen correlaciones predominantemente positivas hasta desfases temporales de 7 meses, a excepción del SOI. También se aprecia que aumentan las correlaciones, la cantidad de desfases significativos y los desfases de máxima correlación a medida que aumenta la escala temporal del SPI. En este sentido, para el SPI12, se obtienen correlaciones significativas para el rango de desfases temporales comprendidos entre 1 y 6 meses, con valores absolutos de r_s mayores a 0.3 para casi la totalidad de los índices analizados, exceptuando el PDO

para ambas cuencas (única correlación significativa para SPI12 para 1 mes de desfase en la cuenca Río Maipo), y los índices SOI y Niño 4 para la cuenca del Río Aconcagua para 6 meses de desfase temporal. Para el rango de 1 a 6 meses de desfases, los valores oscilan entre -0.39 y 0.48 para la cuenca Río Aconcagua (Figura 3.d) y -0.42 y 0.51 para la cuenca Río Maipo (Figura 4.d), sin disminuciones sustanciales con respecto a la teleconexión cotemporal (desfase temporal de 0 meses) y con marcada tendencia al incremento para todos los índices hasta los primeros 2 meses de desfase, lo cual es congruente por la distancia espacial entre la zona de ubicación de los índices y la zona de análisis. Para desfases temporales mayores a 6 meses, las correlaciones obtenidas son bajas y no significativas.

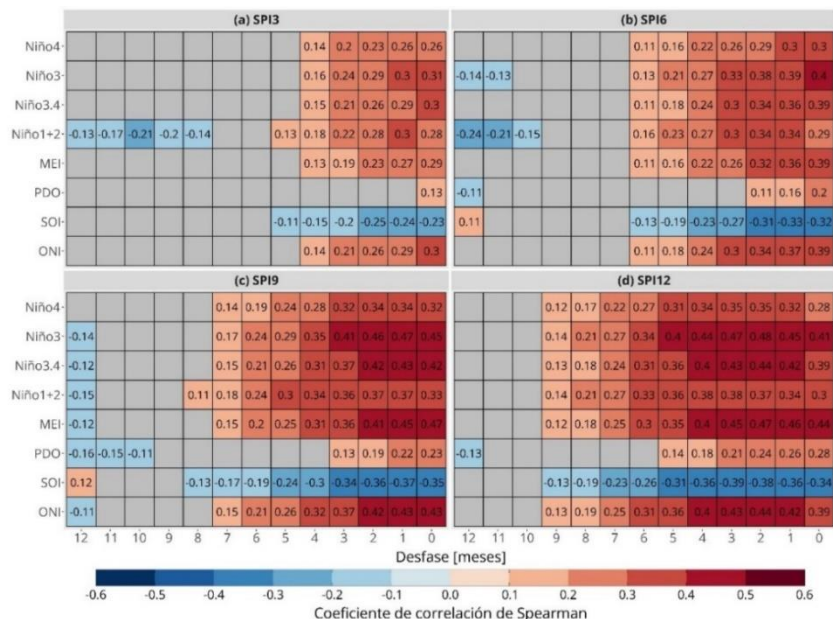


Figura 3. Coeficientes de correlación de Spearman entre índices climáticos tradicionales y SPI representativos de la cuenca Río Aconcagua para escalas temporales de (a) 3 meses, (b) 6 meses, (c) 9 meses, y (d) 12 meses. El color gris indica correlación no significativa.

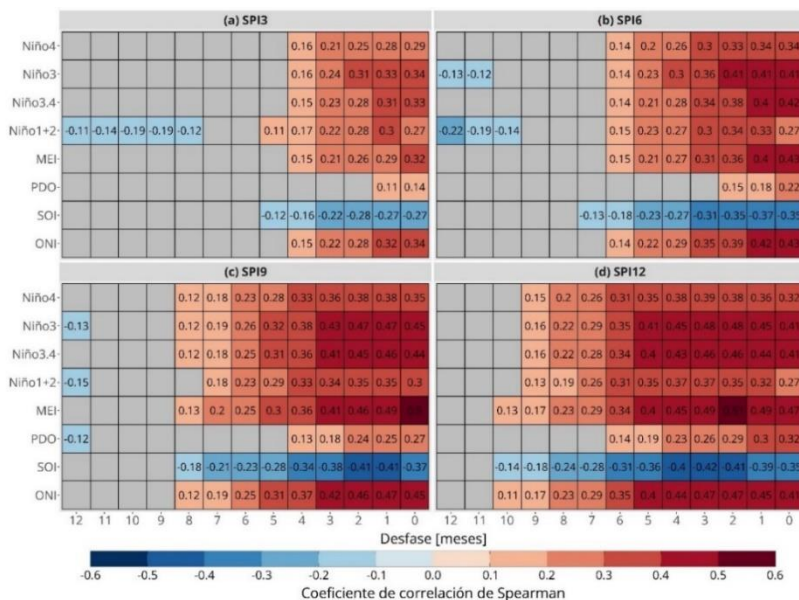


Figura 4. Lo mismo que en Figura 3, pero para la cuenca Río Maipo.

Aunque los índices estacionales tradicionales entregan buenas correlaciones, resulta interesante buscar índices particulares o locales, específicos para la zona, que entreguen una mayor correlación. La Figura 5 ilustra tres macrozonas estáticas de alta correlación r_s (valor absoluto): Pacífico Central (PC; 15°N-7.5°S, 140°E-155°E), Pacífico Sureste (PSE; 20°S-35°S, 170°E-230°E) y Niño 3 Sur (N3S; 5°S-20°S, 210°E-270°E) para el SPI12 representativo de la cuenca Río Aconcagua. Con el propósito de llevar a cabo un análisis más detallado, las regiones PSE y N3S, se subdividen en dos y tres partes respectivamente: Pacífico Sureste 1 (PSE1; 20°S-35°S, 170°E-190°E), Pacífico Sureste 2 (PSE2; 20°S-35°S, 190°E-210°E) y Pacífico Sureste 3 (PSE3; 20°S-35°S, 210°E-230°E). Niño 3 Sur Este (N3SE; 5°S-20°S, 210°E-240°E) y Niño 3 Sur Oeste (N3SO; 5°S-20°S, 240°E-270°E). Realizando un análisis similar se obtuvieron las mismas zonas de alta correlación tanto para las otras escalas de 3, 6 y 9 meses como para la cuenca Río Maipo.

Las Figura 6 y Figura 7 ilustran correlaciones de Spearman (r_s) para las cuencas Río Aconcagua y Río Maipo, respectivamente, obtenidas a partir del cruce entre series del PC1 del SPI a distintas escalas temporales e índices climáticos propios para diferentes desfases mensuales. Se observa que las zonas PC y PSE poseen correlaciones predominantemente negativas hasta desfases temporales de 7 meses, mientras que la zona N3S posee correlaciones positivas significativas hasta desfases temporales de 9 meses. Además, al igual que en las Figura 3 y Figura 4, se aprecia que aumentan las correlaciones, la cantidad de desfases significativos y los desfases de máxima correlación a medida que aumenta la escala temporal del SPI. En este sentido, para el SPI12, se obtienen correlaciones altas y significativas en todos de los índices analizados, cuyos valores oscilan entre -0.44 y 0.50 para la cuenca Río Aconcagua y -0.47 y 0.53 para la cuenca Río Maipo, nuevamente entre un rango de 1 a 6 meses de desfases, con excepción del PC el cual extiende su rango hasta 8 meses). Además, los índices no presentan disminuciones sustanciales con respecto a la teleconexión cotemporal y la mayoría tiende a mantener el valor de correlación para 1 mes de desfase, a diferencia de las zonas PC y PSE1, donde se reporta una marcada tendencia al incremento con hasta 2 meses de desfase.

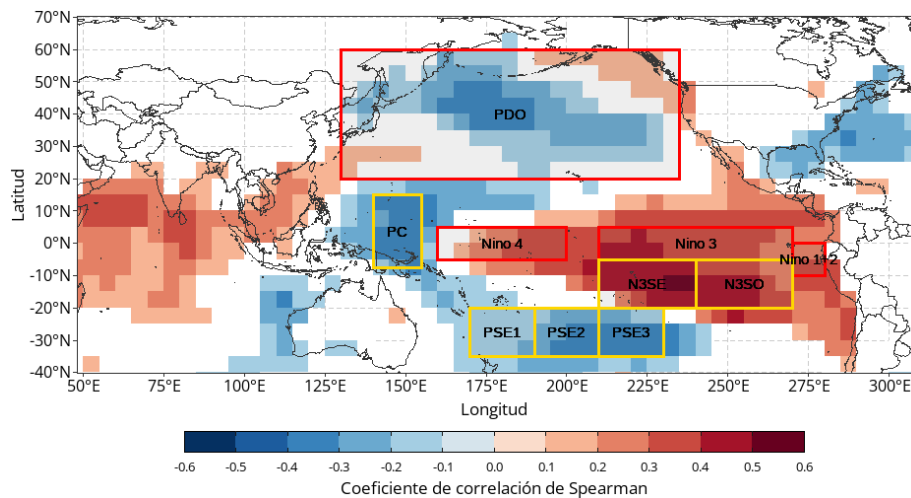


Figura 5. Mapa grilla de correlación de Spearman, entre SPI12 de la cuenca Río Aconcagua y SST para un tiempo de desfase de 0 meses. Las grillas en blanco indican carencia de relevancia estadística; los recuadros rojos denotan zonas de índices tradicionales, y los amarillos zonas de alta correlación.

Tabla 4. Predictores potenciales recomendados, considerando un umbral mínimo de $|r_s|$ de 0.30.

Índices	Rango de desfases [meses]							
	SPI3		SPI6		SPI9		SPI12	
	Río Aconcagua	Río Maipo	Río Aconcagua	Río Maipo	Río Aconcagua	Río Maipo	Río Aconcagua	Río Maipo
Niño 4	-	-	1	1-3	1-3	1-4	1-5	1-6
Niño 3	1	1-2	1-3	1-4	1-4	1-5	1-6	1-6
Niño 3.4	-	1	1-3	1-3	1-4	1-5	1-6	1-6
Niño 1+2	1	1	1-3	1-3	1-5	1-4	1-6	1-6
MEI	-	-	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-6
PDO	-	-	-	-	-	-	-	1
SOI	-	-	1-2	1-3	1-4	1-4	1-5	1-6
ONI	-	1	1-3	1-3	1-4	1-5	1-6	1-6
N3SO	-	-	1-2	1-2	1-3	1-4	1-6	1-6
N3SE	-	1	1	1-2	1-3	1-3	1-4	1-5
PSE3	-	-	-	-	-	1	1-2	1-3
PSE2	-	1	1	1-3	1-2	1-4	1-3	1-5
PSE1	-	-	-	2-4	-	1-5	-	3-6
PC	-	-	1-2	1-4	1-5	1-6	1-7	1-8

4.3. APLICACIÓN DE MODELO DE PRONÓSTICO DE SPI

Con el fin de demostrar la capacidad predictiva de las teleconexiones identificadas, se ajustan dos modelos de regresión lineal múltiple (MRLM y MRLE) para SPI12 con un desfase temporal de 1 mes, empleando como potenciales predictores los índices de la Tabla 4 para la estación Catemu (A1 en la Tabla 1) de la cuenca Río Aconcagua. Cabe destacar que un desfase de 1 mes, implica un tiempo de antelación de 0 meses, es decir, el pronóstico será liberado el primer día del mes correspondiente. La Tabla 5 muestra los mejores modelos seleccionados con sus respectivos valores de AIC y otras métricas. Es posible observar que ambos modelos obtienen coeficientes R y NSE mayores a 0.5 y 0.3 respectivamente, presentando disminuciones marginales en la validación cruzada con respecto a la calibración.

Los modelos MRLM, MRLE Neutro y MRLE Niño incluyen predictores correspondientes a la zona N3S. Además, los modelos MRLM y MRLE Niño utilizan la misma combinación de predictores. Por otra parte, los modelos MRLE Niña y MRLE Neutro repiten el predictor Niño 3.4, incluyendo el índice N3SE en este último. Es importante destacar que para los modelos MRLE se tiene una mayor capacidad predictiva cuando se tienen eventos marcadamente Niño y Niña, no así en los Neutro, sin embargo, la zona N3SE mejora levemente las correlaciones del MRLE Neutro, debido que en caso de no utilizarse este predictor, el mejor modelo ajustado utilizaría los índices ONI y MEI reportando una correlación de 0.261 (y no de 0.377) para la calibración.

Tabla 5. Predictores, valores AIC, métricas de rendimiento para la mejor calibración MRLM (MRLE) y validación cruzada SPI12 con 0 meses de antelación para la estación A1.

Calibración						Validación Cruzada (VC)			
Modelo	Evento	Predictores	AIC	R	NSE	R		NSE	
MRLM	-	ONI + Niño 4 + N3SO	827.68	0.575	0.330	0.557		0.314	
MRLE	Niña	Niño 3.4	279.062	0.465	0.645	0.216	0.428	0.437	0.190
	Neutro	MEI + Niño 3.4 + N3SE	301.064	0.377		0.142		0.301	0.085
	Niño	ONI + Niño 4 + N3SO	208.031	0.602		0.363		0.557	0.308

Las ecuaciones de los mejores modelos considerados (Tabla 5) son las siguientes:

MRLM:

$$SPI_{12}(t) = -0.19 + 0.81 \cdot ONI - 0.47 \cdot \text{Niño } 4 + 0.38 \cdot N3SO \quad (5)$$

MRLE:

$$SPI_{12}(t) = \begin{cases} 0.34 + 0.80 \cdot \text{Niño } 3.4 & \text{Niña} \\ -0.76 + 0.75 \cdot \text{MEI} - 1.02 \cdot \text{Niño } 3.4 + 1.14 \cdot N3SE & \text{Neutro} \\ 0.13 + 0.70 \cdot ONI - 0.83 \cdot \text{Niño } 4 + 0.53 \cdot N3SO & \text{Niño} \end{cases} \quad (6)$$

La Figura 8 muestra las series de tiempo de SPI12 observada (roja) versus las series de SPI12 pronosticadas con 0 meses de antelación en modo calibración (negra) y validación cruzada (celeste) para los modelos MRLM y MRLE. Se observan similitudes entre los modelos, puesto que ambos logran pronosticar el peak de 1998 (evento Niño) y muestran limitaciones al intentar pronosticar valores moderadamente secos para los años posteriores a 1989, ya que los valores negativos no superan el umbral de -1 (Tabla 3) reportando condiciones normales sin déficits relevantes. Además, ambos no presentan superávits (mayores a 1) desde el año 2000 en adelante, obteniéndose una diferencia relevante con respecto a la serie observada para el año 2003 (evento Niño). Por otro lado, en ambos enfoques se evidencia la inexistencia de una disminución sustancial en la performance del modo VC con respecto a la calibración. Con respecto a la tendencia, a nivel general se observa que ambos modelos son capaces de capturar la señal de la variabilidad de SPI12, además se comprueban los resultados reportados por estudios previos (Jerez Toledo et al., 2021; Ojeda Pinto & Vargas Baecheler, 2017; Quevedo Tejada et al., 2015) donde se destacan los años 1989, 1999 y 2014 correspondientes a eventos Niña en calidad de año extremadamente seco en términos de magnitud, no obstante, presentan problemas evidentes. El modelo diferenciado (Figura 8.b) evidencia en los últimos 2 años del periodo una menor capacidad de predicción para eventos Neutro al ser comparados con años de eventos Niño y Niña.

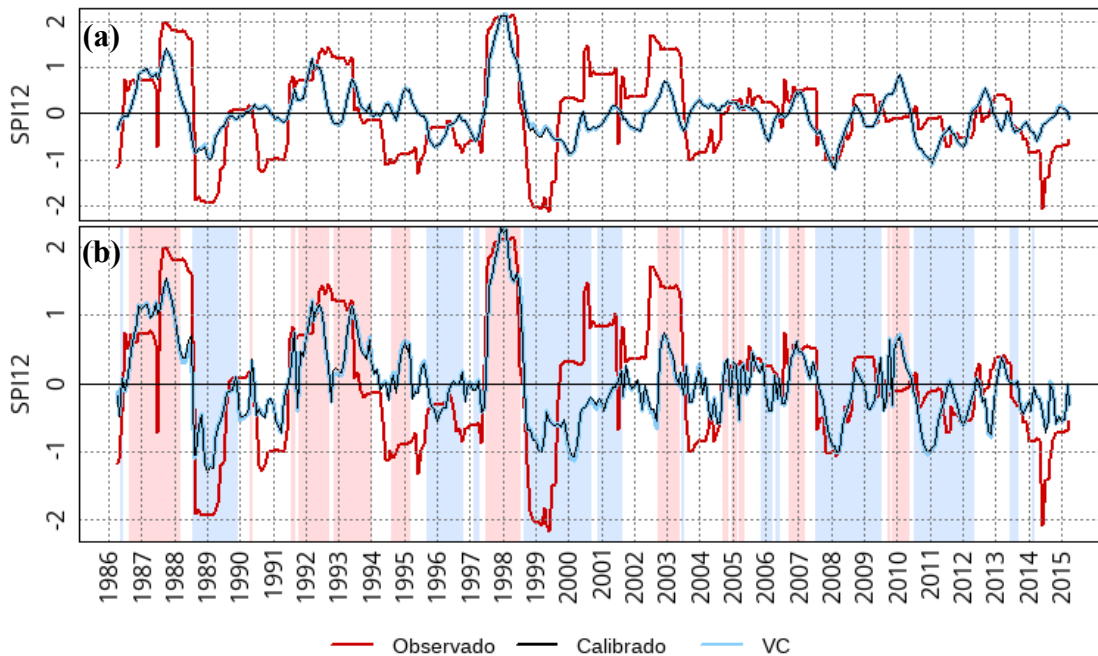


Figura 8. Series temporales para la estación A1 en el periodo 1986-2015 del SPI12 observado (rojo), ajustado (negro) mediante MRLM (a) y MRLE (b), junto con su validación cruzada (celeste) para 0 meses de antelación. Los años diferenciados Niño/Niña se representan en b utilizando los colores atenuados, rojo y azul, respectivamente.

5. CONCLUSIONES

En este estudio, se llevó a cabo un análisis de teleconexiones entre SPI y diversos índices climáticos en las cuencas Río Aconcagua y Río Maipo con el objetivo de detectar potenciales variables predictoras para su uso en pronóstico. Además, con el propósito de ilustrar una aplicación práctica de los hallazgos, se ajustó un MRLM (MRLE) a la estación A1.

A partir del análisis de teleconexiones, es posible concluir que se obtiene una mayor capacidad de pronóstico para escalas superiores de SPI sin excepción. Además, en la Tabla 4 recomendamos distintos índices climáticos tradicionales desde 1 hasta 6 meses de desfase e índices climáticos propios, donde los desfases varían entre el mismo rango, siendo la excepción el índice PC, el cual posee series con altos valores de correlación hasta los 8 meses (Figura 7.d). Los índices tradicionales dominantes fueron el ONI, SOI, MEI, Niño 3.4 y Niño 3 (Figura 3 y Figura 4) y los índices propios dominantes fueron el PC y la zona N3S (Figura 6 y Figura 7), debido que se obtienen correlaciones absolutas sobre 0.4 y hasta 0.5 para escalas de SPI12. Las disminuciones de correlación con respecto a la teleconexión cotemporal son marginales y con marcada tendencia al incremento para todos los índices climáticos tradicionales y para las zonas PC y PSE1 hasta 2 meses de desfase. El índice menos relevante en el estudio es el PDO, debido a su bajas correlaciones y significancia, además de su marcada tendencia a la disminución ligada al incremento del desfase.

Los resultados con respecto a los modelos de pronóstico (Tabla 5) en cuanto al análisis de índices propios son alentadores, ya que se confirmó la alta persistencia de la zona N3S, como covariable en tres de los cuatro modelos, documentando la mejora sustancial de correlación que ejerce sobre años Neutro, además la VC reporta una baja reducción en el rendimiento en comparación con la calibración, sin embargo, no se pueden considerar concluyentes, ya que no hemos validado la idoneidad del modelo. Por otra parte, la Figura 8 confirmó el hecho de que siempre que el índice MEI establece condiciones fuera de lo Neutro, el modelo logra capturar tendencia en periodos de sequía, no así su magnitud, siendo incapaz incluso de reportar valores moderadamente secos posteriores al año 1989 (Tabla 3). Esta última falencia podría ser superada con la incorporación de predictores que reflejen las condiciones hidrológicas locales a nivel de cuenca.

La identificación de variables predictoras representa un valioso paso hacia el desarrollo de métodos más precisos de pronóstico, lo que podría tener aplicaciones prácticas en la toma de decisiones relacionadas con la gestión de recursos hídricos y la planificación ante eventos de sequía extrema que se espera que aumenten debido al cambio climático global y antropogénico. Esperamos que este aporte sea utilizado en trabajos futuros donde se evalúen modelos de pronósticos más sofisticados, en los cuales se considere incertidumbre o que aborden la no linealidad de los datos y se incorporen otros predictores de carácter local. Por último, este análisis de teleconexión puede extenderse a otras cuencas de Chile u otras regiones de Sudamérica.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al profesor Álvaro Ossandón y a la profesora Lina Castro por su apoyo y colaboración en el desarrollo y preparación de este trabajo, así como a la Universidad Santa María por el financiamiento otorgado para asistir a este Congreso.

REFERENCIAS

- Akaike, H. (1974). A New Look at the Statistical Model Identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6), 716–723. <https://doi.org/10.1109/TAC.1974.1100705>
- Bhuiyan, C. (2004). Various Drought Indices For Monitoring Drought Condition In Aravalli Terrain Of India. *Proceedings of the XXth ISPRS Congress, Istanbul, Turkey*, 7(5), 12–23.
- CR2. (2015). *Informe a la nación. La megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro*.
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garretón, 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(12), 6307–6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., & Veloso-Aguila, D. (2020). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1), 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Guevara, J. (2003). Métodos de estimación y ajuste de datos climáticos. *Publicaciones de La Universidad Central de Venezuela. Caracas*.
- Hayes, M. J., Svoboda, M. D., Wilhite, D. A., & Vanyarkho, O. V. (1999). Monitoring the 1996 Drought Using the Standardized Precipitation Index. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(3), 429–438. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0429:MTDUTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0429:MTDUTS>2.0.CO;2)
- Hernandez, D., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., & Ricchetti, F. (2022). Hydrologic Sensitivities and ENSO Variability Across Hydrological Regimes in Central Chile (28°–41°S). *Water Resources Research*, 58(9), 1–23. <https://doi.org/10.1029/2021WR031860>
- Jerez Toledo, C., Vergas Mesa, X., & Mendoza Zuñiga, P. (2021). Análisis de la severidad-duración-frecuencia de sequías meteorológicas, hidrológicas y agrícolas en la cuenca del Río Bueno, Chile. *XXV Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica*.
- Komuscu, A. U. (1999). Using the SPI to Analyze Spatial and Temporal Patterns of Drought in Turkey Using the SPI to Analyze Spatial and Temporal Patterns of Drought in Turkey. *Drought Network News (1994-2001)*, 11(49), 6–13.
- Li, Y., Ye, W., Wang, M., & Yan, X. (2009). Climate change and drought: a risk assessment of crop-yield impacts. *Climate Research*, 39(1), 31–46. <https://doi.org/10.3354/cr00797>
- 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. *Journal of Climate*, 19(24), 6334–6352. <https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1>
- Massey Jr, F. J. (1951). The Kolmogorov-Smirnov test for goodness of fit. *Journal of the American Statistical Association*, 46(253), 68–78. <https://doi.org/10.2307/2280095>
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, 17(22), 179–183.
- Montecinos, A., & Aceituno, P. (2003). Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate*, 16(2), 281–296. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2)
- Montecinos, A., Díaz, A., & Aceituno, P. (2000). Seasonal Diagnostic and Predictability of Rainfall in Subtropical South America Based on Tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13(4), 746–758. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0746:SDAPOR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0746:SDAPOR>2.0.CO;2)
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Ojeda Pinto, R., & Vargas Baecheler, J. (2017). Análisis de la Megasequía 2010 - 2016 en Chile mediante el índice de precipitación estandarizado. *XXIII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica*.
- Pittock, A. B. (1980). Patterns of Climatic Variation in Argentina and Chile—I Precipitation, 1931–60. *Monthly Weather Review*, 108(9), 1347–1361. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<1347:POCVIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1347:POCVIA>2.0.CO;2)
- Quevedo Tejada, D., Salcedo Sandoval, G., & Peredo Parada, M. (2015). Clasificación de años secos, normales y húmedos mediante el método standardized precipitation index adaptado a caudal medio mensual: Aplicación en Mulchén. *XXII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica*.
- Quintana, J., & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical West coast. *Atmósfera*,

25(1), 1–22.

https://www.researchgate.net/publication/262701855_Changes_in_the_rainfall_regime_along_the_extratropical_west_coast_of_South_America_Chile_30-43_S/fulltext/03a7ee4a0cf2ead7539c5161/Changes-in-the-rainfall-regime-along-the-extratropical-west-coast-of-Sout

Tsakiris, G., & Vangelis, H. (2004). Towards a Drought Watch System based on Spatial SPI. *Water Resources Management, 18*(1), 1–12. <https://doi.org/10.1023/B:WARM.0000015410.47014.a4>

Vicente-Serrano, S., González-Hidalgo, J., de Luis, M., & Raventós, J. (2004). drought patterns in the Mediterranean area: the Valencia region (eastern Spain). *Climate Research, 26*(1), 5–15. <https://doi.org/10.3354/cr026005>

Wu, H., Svoboda, M. D., Hayes, M. J., Wilhite, D. A., & Wen, F. (2007). Appropriate application of the standardized precipitation index in arid locations and dry seasons. *International Journal of Climatology, 27*(1), 65–79. <https://doi.org/10.1002/joc.1371>