



Regionalización del índice de concentración en el norte de Chile y su relación con la componente orográfica (1966-2015).

Regionalization of the Concentration Index in northern Chile and its relation with the orographic component (1966-2015).

Alexis Baltazar Fernández^a y Oliver Meseguer-Ruiz^a

Historial del artículo

Recibido:

25 de mayo de 2019.

Aceptado:

27 de junio de 2019.

^a Departamento de Ciencias Históricas y Geográficas, Universidad de Tarapacá, Arica, Chile.

Correo electrónico: omeseguer@academicos.uta.cl

Palabras clave

Cordillera de los Andes, índice de concentración, orografía, precipitación diaria

Resumen

Este artículo analiza la distribución espacial de la irregularidad de las precipitaciones diarias en el norte de Chile (desde los 17° hasta los 29° S), mediante la aplicación del índice de concentración (CI). El CI se calculó para un total de 161 estaciones meteorológicas, en el periodo 1966-2015. El propósito fue generar una regionalización espacial del CI, un índice diario que mide la irregularidad de las precipitaciones. Teóricamente, se ensayó una hipótesis que señala el efecto que tendría la orografía sobre el CI, provocando un aumento del índice desde las planicies litorales a zonas de mayor altitud como la Cordillera de los Andes, con un gradiente creciente oeste-este. Los resultados alcanzados no dan cuenta de un aumento hacia el este como era de esperar longitudinalmente. La relación con la orografía es irregular ya que en todas las macroformas del relieve hay valores del CI altos y bajos. Sin embargo, se identificó un componente zonal caracterizado por un gradiente creciente norte-sur. Además, los resultados del CI permitieron la identificación de cuatro regiones que comparten valores similares del CI: la zona norte, con valores del CI entre 0,45 y 0,58; la zona sur, con altas concentraciones de precipitación con valores entre 0,49 y 0,74; las tierras altas, con valores entre 0,45 y 0,67; y la zona costera, con valores entre 0,45 y 0,64.

Keywords

Andes Mountains, concentration index, daily precipitation, orography

Abstract

This paper analyzes the spatial distribution of irregularity of daily rainfall in northern Chile (from 17° to 29° S), applying the concentration index (CI). The CI was calculated for a total of 161 meteorological stations, and for the period 1966 to 2015. The purpose was to generate a spatial regionalization of the CI, a daily rate which measures the irregularity of rainfall. Theoretically, a hypothesis was tested that indicates the effect of topography would have on CI, causing an increase in the rate from the coastal plains to zones of higher altitude like the Andes Mountains, and a west-east increasing gradient. The results obtained do not account for an increase to the east as expected longitudinally. The relationship with orography is irregular because in all the macro-forms of relief there are high and low CI values. However, a zonal component was identified characterized by a north-south increasing gradient. Moreover, the daily precipitation CI results allowed the identification of four regions that share similar CI values: the northern zone, with CI values between 0,45 and 0,58; the southern zone, with high rainfall concentrations with values between 0,49 and 0,74; the highlands, with values between 0,45 and 0,67; and the coastal zone, with values between 0,45 and 0,64.

Introducción

El norte de Chile es un área que, climáticamente, está caracterizada por su extrema aridez. Sin embargo, las mayores cantidades de precipitación suelen registrarse en el período estival (diciembre-marzo), en algunas ocasiones implicando lluvias torrenciales con consecuencias negativas en el ámbito social y económico. Por tal razón, los recursos hídricos cumplen un rol fundamental y estratégico para el desarrollo de los sectores productivos como la minería, la agricultura y la ganadería (Meza, 2013).

Una línea que se ha venido desarrollando en los últimos años en los estudios de climatología analítica es la caracterización de los extremos climáticos y la utilización de información a escala diaria. Esta tendencia es fundamental para abordar aquellos vacíos que dejan escalas más grandes como la temporal y anual, cuya utilidad es indiscutible, pero resultan insuficientes para tratar con fenómenos hidrometeorológicos puntuales como las lluvias torrenciales. Esta problemática es de especial interés climático ya que los montos de precipitación mensual o anual pueden encubrir los montos diarios de lluvia especialmente anómalos, y estos últimos tienen la capacidad de cambiar el carácter seco o húmedo de cualquier mes, estación o año. Esto lleva a una gran incertidumbre con respecto al promedio de contribuciones pluviométricas, implicando a su vez repercusiones medio ambientales y sociales (Martín-Vide, 2004). Por ejemplo, el nivel de agresividad o torrencialidad pluviométrica sobre el suelo en lugares con escasa vegetación, como es el caso del norte de Chile, está vinculado directamente a su intensidad y distribución temporal.

Analizar la estructura diaria de las precipitaciones permite estudiar la frecuencia o número de días de lluvia, y el desglose de las cantidades registradas en los días lluviosos (Sarricolea & Martín-Vide, 2012). En efecto, Brooks & Carruther (1953) determinaron que la distribución de sus frecuencias de cantidades es ajustable mediante distribuciones exponenciales negativas. Esto se debe a que, al clasificar y tabular las cantidades diarias de precipitación en clases de una misma longitud, sus frecuencias absolutas disminuyen exponencialmente. Esto quiere decir que en un periodo y lugar determinados, hay muchos eventos con pequeñas cantidades diarias de precipitación, mientras que los eventos de precipitaciones de gran cuantía serán menos entre más sea el valor recogido por el pluviómetro (Martín-Vide, 2004). Para abordar este aspecto de la pluviometría es fundamental la utilización del Índice de Concentración (CI en adelante), ya que este indicador sintético permite calcular el grado de concentración o irregularidad de las precipitaciones, siendo explicativo

también de procesos de inestabilidad de laderas, riesgos de inundación y sequía (Sarricolea, Herrera-Ossandón & Araya, 2013).

Basándose en el coeficiente de Gini, Martín-Vide (2004) formuló el CI, específicamente para estudiar la irregularidad o concentración de las precipitaciones diarias en el mediterráneo español. Por definición, el valor del CI será siempre un número entre 0 y 1, y geométricamente representa el porcentaje del área del triángulo entre la línea $Y = X$ y la curva exponencial. El CI es virtualmente equivalente a 0 cuando la contribución de cada categoría de precipitación al monto total es la misma, y será equivalente a 1 cuando la precipitación se concentre en una única categoría y por lo tanto la curva exponencial se convierta en una línea recta $Y = 0$ (Cortesi, González-Hidalgo, Brunetti & Martín-Vide, 2012; Sarricolea, Herrera-Ossandón & Araya, 2013). Este índice ha sido aplicado en varias regiones geográficas, como Irán (Alijani, O'Brien & Yarnal, 2007), China (Zhang, Xu, Gemmer, Chen & Liu, 2009), Perú (Zubieta, Saavedra, Silva & Giráldez, 2017), Europa (Cortesi et al., 2012), Estados Unidos (Royé & Martín-Vide, 2017), Argelia (Benhamrouche et al., 2015), Malasia Peninsular (Suhaila & Jemain, 2012), oeste de Turquía (Yeşilirmak & Atatanır, 2016), España (Martín-Vide, 2004), sur de Rusia (Vyshkvarkova, Voskresenskaya & Martín-Vide, 2018) y Puerto Rico (Veléz, Martín-Vide, Royé & Santaella (2019).

Para Chile, el CI indica que las estaciones de Arica, Antofagasta, Iquique y Puerto Montt presentan valores inferiores o iguales a 0,57 (Sarricolea & Martín-Vide, 2012). Los valores máximos del CI se encuentran en La Serena (0,76), seguido por Copiapó (0,68), Valparaíso (0,64) y Santiago (0,63). En resumen, el CI alcanza sus máximos valores en Chile Central, caracterizado por un clima mediterráneo. A partir de Chile Central, los valores del CI disminuyen hacia las zonas desérticas del norte y templadas lluviosas del sur. Sin embargo, solo considerando las principales estaciones de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) no es posible sacar conclusiones ni estimaciones sobre los valores del CI hacia el interior del norte de Chile, pues su complejidad orográfica modifica los patrones de precipitación significativamente, influyendo en la cantidad registrada de lluvia.

En el Norte de Chile, la mayor parte de la acumulación de precipitación anual se origina por los vientos del este de nivel medio y alto que transportan aire húmedo desde la Amazonia para alimentar las tormentas convectivas sobre el este de los Andes durante el verano. Esta característica climática es conocida científicamente como Monzón Sudamericano

(Carvalho et al., 2012). Como una consecuencia, condiciones más secas son observadas sobre el lado oeste de los Andes y el Desierto de Atacama, donde la acumulación de precipitación puede disminuir más de 20 veces debido a la sombra pluviométrica (Valdés-Pineda, Valdés, Díaz & Pizarro-Tapia 2015).

Por una parte, la Cordillera de Los Andes, con más de 4000 m de altitud, constituye una barrera para la humedad proveniente del océano Atlántico y limita las lluvias de verano en el Altiplano (lluvias estivales) a ocasionales lloviznas en la región preandina. Por otro lado, la nubosidad baja (camanchaca) en la costa del Desierto de Atacama, limitada en su desarrollo vertical por la base de la inversión térmica, es generalmente retenida por la Cordillera de la Costa que, con 1000 a 2000 m de altitud, constituye una eficiente barrera a la penetración de humedad hacia el desierto interior (Vargas, Ortlieb & Rutllant, 2000).

Otro factor que podría aumentar localmente la intensidad de las precipitaciones en Chile, son los cuerpos de agua continentales (lagos, ríos). Hoy en día es estimado que el 60% de la precipitación terrestre se origina en los océanos, mientras que el 40% se origina desde fuentes terrestres (Van der Ent, Savenije, Schaeffli & Steele-Dunne, 2010). Se han llevado a cabo estudios en Chile que han evidenciado cambios microclimáticos a escala local en los montos de precipitación a no más de 12 km desde un cuerpo de agua continental o reservorios como las grandes represas, fenómeno que se acrecentaba en climas más áridos. Uno de estos estudios fue llevado a cabo en la región de Coquimbo por Pizarro et al. (2013). Los autores identificaron cambios en el clima local a 4 km del reservorio de agua Puclaro.

En este sentido, la componente orográfica o meridiana también tiene un rol clave en los montos de precipitación, y, por consiguiente, en el comportamiento del CI (Sarricolea et al., 2013). Sin embargo, son pocos los estudios relacionados al CI en el norte de Chile que consideren esta particularidad orográfica, ya que generalmente se han considerado solo las principales estaciones meteorológicas, las cuales suelen tener un mayor período de registros. Precisamente es en zonas de precordillera de mayor altitud donde han acontecido en los últimos años catástrofes derivadas de fenómenos hidrometeorológicos, como los aluviones que ocurrieron en la Región de Atacama en marzo del 2015. Por esta razón, se espera que mediante las 161 estaciones meteorológicas escogidas de instituciones como la Dirección Meteorológica de Chile y la Dirección General de Aguas, sea posible abarcar el norte del país de una manera más amplia y homogénea, pudiendo identificar patrones que

expliquen la distribución espacial del CI, y estimar en que medida sus valores se ajustan a la componente orográfica. Por ello, las preguntas que subyacen a esta investigación son: ¿Cuáles son los patrones espaciales del CI en el norte de Chile? ¿Qué relaciones existen entre la componente zonal y meridiana? ¿Es posible aportar nuevos conocimientos sobre la disponibilidad de agua en una región caracterizada por sequías? ¿Se cumple la hipótesis de la existencia de un gradiente altitudinal creciente oeste-este del CI?

Materiales y métodos

Área de estudio

El área de estudio presentada en la figura 1 corresponde al norte de Chile (17° – 29° latitud Sur). Debido a su extrema aridez, la mayoría de las series diarias analizadas tienen medias inferiores a 1 mm.

Sarricolea, Herrera-Ossandón & Meseguer-Ruiz (2016) concluyeron que la utilización de superficies climáticas permite el desarrollo de nuevas clasificaciones e índices en función de la escala, como la elevación (h), isoterma (°), invierno seco (w) y verano seco (s), los cuales pueden explicar de una manera más propicia la regionalización climática en áreas caracterizadas por una topografía compleja y la existencia de distintos pisos ecológicos, como es el caso del norte de Chile. Con respecto a la latitud, los climas del norte de Chile son predominantemente áridos, específicamente climas desérticos característicos del Desierto de Atacama. Los tipos de climas que son más afectados por la continentalidad de Chile predominan debido a la escasa vegetación y a la topografía escarpada de la unidad geomorfológica del Farellón Costero. Los climas desértico cálido se remontan a los arroyos costeros de Lluta, Azapa, Vitor, Camarones, Tana y Río Loa, los cuales presentan una elevación menor a 50 m, y se extienden hasta la Pampa del Tamarugal y Mejillones. Por otro lado, la longitud-elevación permite la existencia de un clima polar en la Cordillera de los Andes. Los climas con precipitación concentrada en verano o de invierno seco son de gran interés, porque están influenciados específicamente por el Monzón Sudamericano, y afectan a los climas de tundra, glacial, y fríos semiáridos, todos estos localizados en el Altiplano del norte de Chile. Estos climas con influencia amazónica se extienden desde el norte de Chile hasta los 27° 8' S, al noreste del volcán Ojos del Salado (6880 m) ubicado en la región de Atacama, mientras que los climas desértico frío con invierno seco se extienden hasta los 24° 21' S, desde Calama al Salar de Atacama. Los climas isotérmicos (°) aparecen a lo largo de la costa desde la región de Atacama hasta la región

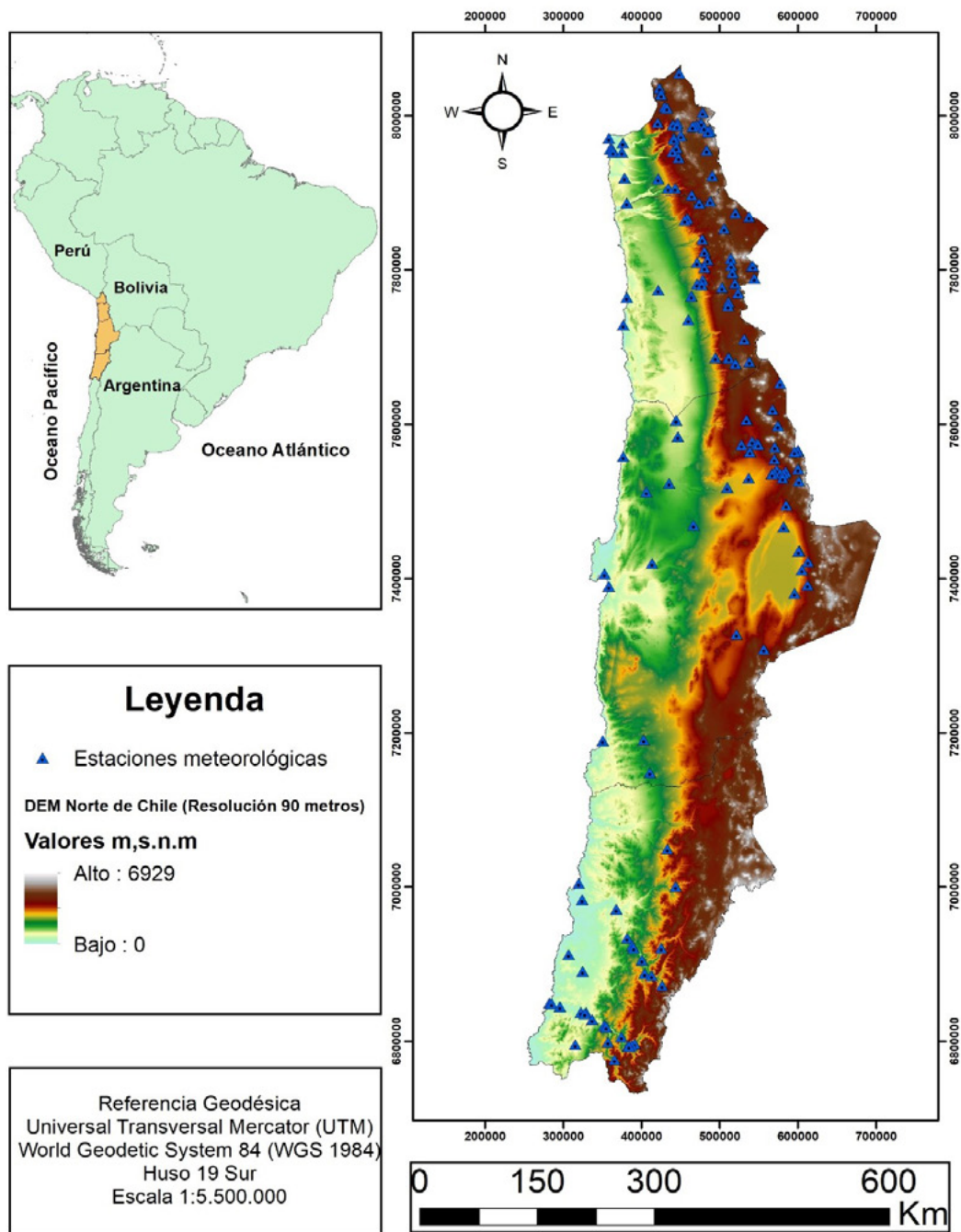


Figura 1. Localización de las estaciones meteorológicas utilizadas en el área de estudio. Fuente: Elaboración propia (2019).

de los Lagos, y extienden su influencia aproximadamente entre 63 y 120 km hacia el interior del suelo continental. Además, es posible distinguir un gradiente altitudinal creciente oeste-este desde las planicies litorales hasta la Cordillera de los Andes. De este modo, la compleja fisiografía de esta región, modifica las cantidades y tipos de precipitación, destacando los tipos de génesis convectiva y orográfica, y en algunas ocasiones frontal.

Materiales

Se utilizaron los datos de precipitación diaria, latitud, longitud y altitud de 161 estaciones meteorológicas distribuidas homogéneamente entre las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama (figura 1). Las estaciones pertenecen a la Dirección General de Aguas (DGA) y DMC y fueron obtenidas de la base de datos del Centro de Ciencias del Clima y la Resiliencia (CR2). La totalidad de estaciones seleccionadas cuentan con 50 años de datos (1966 – 2015). Considerando que los datos meteorológicos de algunas estaciones en el norte de Chile presentan limitantes como días sin registro e interrupciones, fue necesaria la realización del proceso de homogeneización previo a la aplicación del CI. El mapa que describe el área de estudio fue realizado con el software ArcMap 10.3.1.

Procedimientos metodológicos

En primer lugar, sobre las series originales se aplicó la conocida prueba estándar de homogeneidad normal SNHT (Alexandersson, 1986), utilizando hasta $n = 10$ datos de referencia para atenuar cualquier posible falta de homogeneidad en estaciones cercanas.

Con las series rellenas y filtradas se procedió al cálculo del CI. Para esto se agruparon las series de resolución diaria en clases de 1 mm y se contabilizó el número de días de lluvia para cada clase (Tabla 1). El CI tendrá un valor entre 0 y 1, y se relaciona con el área entre la curva del ajuste exponencial y la diagonal del cuadrado de lado 100 o 10.000 unidades de área. En definitiva, el CI se calcula como la proporción de la mencionada área bajo la diagonal ($S'/5.000$), y para obtenerla se debe conocer el área inferior a la curva exponencial (A'). Este ajuste exponencial relaciona el porcentaje de días de lluvia y sus totales, ambos acumulados. El área comprendida entre la recta de equidistribución y la curva de Lorenz o exponencial puede suministrar una medida de irregularidad, donde a mayor área mayor será la irregularidad diaria de la precipitación. En la Figura 2 se puede ver geométricamente la expresión del CI para las estaciones de Antofagasta y San Pedro de Atacama.

Tabla 1

Distribución de frecuencias en clases de 1 mm, frecuencias porcentuales acumuladas de días (X) y porcentajes de precipitación correspondientes (Y) para San Pedro de Atacama (1966-2015).

Clases	Midpoint	n	$\sum n$	P	$\sum P$	$\sum n (\%) = X$	$\sum P (\%) = Y$
De 0,1 a 0,9	0,5	38	38	19	19	18,3	2,0
De 1 a 1,9	1,5	38	76	57	76	36,5	7,9
De 2 a 2,9	2,5	30	106	75	151	51,0	15,7
De 3 a 3,9	3,5	22	128	77	228	61,5	23,7
De 4 a 4,9	4,5	15	143	67,5	295,5	68,8	30,7
De 5 a 5,9	5,5	15	158	82,5	378	76,0	39,2
De 6 a 6,9	6,5	8	166	52	430	79,8	44,6
De 7 a 7,9	7,5	8	174	60	490	83,7	50,8
De 8 a 8,9	8,5	5	179	42,5	532,5	86,1	55,2
De 9 a 9,9	9,5	5	184	47,5	580	88,5	60,2
De 10 a 10,9	10,5	3	187	31,5	611,5	89,9	63,4
De 11 a 11,9	11,5	4	191	46	657,5	91,8	68,2
De 12 a 12,9	12,5	2	193	25	682,5	92,8	70,8
De 13 a 13,9	13,5	1	194	13,5	696	93,3	72,2
De 14 a 14,9	14,5	3	197	43,5	739,5	94,7	76,7
De 15 a 15,9	15,5	2	199	31	770,5	95,7	79,9
De 16 a 16,9	16,5	1	200	16,5	787	96,2	81,6
De 17 a 17,9	17,5	1	201	17,5	804,5	96,6	83,5
De 18 a 18,9	18,5	2	203	37	841,5	97,6	87,3
De 19 a 19,9	19,5	1	204	19,5	861	98,1	89,3
De 20 a 20,9	20,5	2	206	41	902	99,0	93,6
De 22 a 22,9	22,5	1	207	22,5	924,5	99,5	95,9
De 39 a 39,9	39,5	1	208	39,5	964	100	100

Fuente: Elaboración propia, 2019.

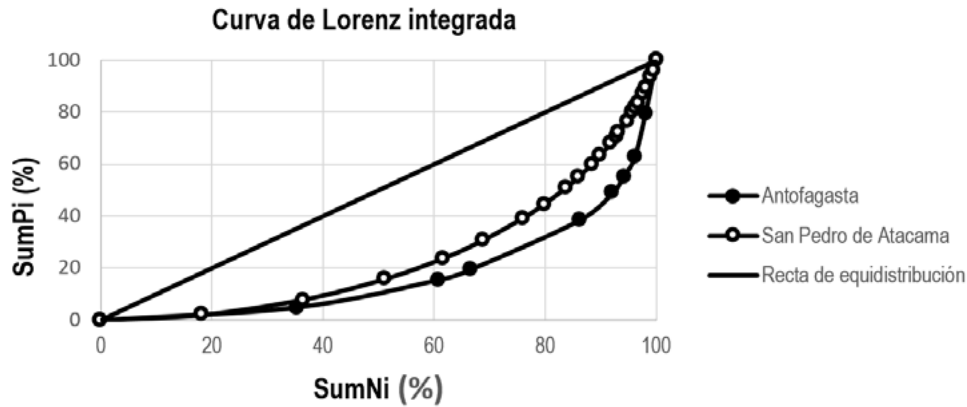


Figura 2. Curva exponencial del número acumulado de días de precipitación (Sum Ni) versus la cantidad de precipitación acumulada (Sum Pi) para las estaciones de Antofagasta y San Pedro de Atacama. La línea de color negro representa la línea de equidistribución (es decir, el caso en que el porcentaje de precipitación total se acumula en porcentaje de días equivalentes). Fuente: Elaboración propia (2017).

Olascoaga (1950) & Martín-Vide (2004) demostraron que el CI corresponde a una exponencial de 2 parámetros constantes (a y b), cuya ecuación $Y = aX \exp(bX)$, se resuelve mediante el método de los mínimos cuadrados, según las siguientes ecuaciones:

$$lna = \frac{\sum X_i^2 \ln Y_i + \sum X_i \sum X_i \ln X_i - \sum X_i^2 \sum \ln X_i - \sum X_i \sum X_i \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2} \quad (1)$$

$$b = \frac{N \sum X_i \ln Y_i + \sum X_i \sum \ln X_i - N \sum X_i \ln X_i - \sum X_i \sum \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2} \quad (2)$$

Una vez que las constantes han sido determinadas, la integral definida de la curva exponencial entre 0 y 100 es el área A bajo la curva:

$$A' = \int_0^{100} \left[\frac{a}{b} e^{bx} \left(x - \frac{1}{b} \right) \right] \quad (3)$$

El área S' comprimida por la curva, la línea de equidistribución y X=100 es la diferencia entre 5000 y el valor de la ecuación del valor de A:

$$S' = 5000 - A \quad (4)$$

A partir de este valor, se define el índice de concentración de la precipitación diaria:

$$CI = \frac{2S'}{10000} = \frac{S'}{5000} \quad (5)$$

Nótese que el valor del CI es la fracción de S' respecto a la superficie del área del triángulo inferior delimitado por la recta de equidistribución.

Con la finalidad de estimar la distribución espacial del CI se utilizó un modelo de regresión multivariable. Para esto, se procedió en primer lugar a identificar relaciones entre cada una de las variables (Latitud, Longitud, Altitud y CI) con el objetivo de discriminar y marginar del modelo a aquellas que tuviesen una correlación mutua. Para la obtención del modelo multivariable con sus respectivas ecuaciones y dispersión de puntos, se utilizó el software SPSS Statistics 23.0.

Para graficar el comportamiento espacial del CI se utilizó la herramienta de Mapa Algebraico del software ArcMap 10.3.1 ingresando la ecuación del modelo resultante. Esta interpolación se llevó a cabo ingresando la ecuación del modelo resultante. Para obtener las ecuaciones se siguió la siguiente formula:

$$CI = a + b (\text{variable independiente}) + c (\text{variable independiente}) \quad (6)$$

Donde a es la Constante, b y c son el valor del coeficiente no estandarizado B obtenido por medio del software SPSS Statistics 23.0, los cuales son factores de las capas ráster correspondientes a latitud, longitud o altitud en esta investigación.

Este método no cubre la totalidad de los límites regionales debido a que el proceso de interpolación no considera

los valores hacia afuera en el modelo de representación base. Sin embargo, presenta un escaso margen de error al utilizar modelos de regresión lineal multivariantes.

Resultados

En base a los valores obtenidos (Tabla 2), se determinó que la concentración diaria de la precipitación, analizada mediante la aplicación del CI, refleja que las estaciones que se encuentran por bajo los 1000 m de altitud presentan valores superiores a 0,5, a excepción de las estaciones U. del Norte y Diego Aracena Iquique con valores de 0,45 y 0,48 respectivamente.

El CI alcanza sus máximos valores en Peine y Los Tambos (0,74), seguido de Sagasca y Quillagua con CI = 0,69, e Inacaliri (0,67). En síntesis, dentro del área de estudio se puede decir que el CI máximo se consigue muy cercano a la Cordillera de los Andes y la Depresión Intermedia, donde gran parte de las precipitaciones de cierta magnitud se concentran en unos pocos días. Sin embargo, estas estaciones son excepciones de valores altos en zonas de mayor altitud, ya que por lo general la distribución de

valores del CI es muy irregular si consideramos netamente la componente meridiana u orográfica. Por otra parte el valor más bajo del CI se da en Río Loa Antes Represa Lequena (0,446), seguido de U. del Norte, Lagunillas (Pampa Lirima), Humapalca, Ticnamar y Río Caracarani en Humapalca con CI = 0,45. Estos bajos valores del CI se concentran generalmente en las áreas más septentrionales del norte de Chile, y en sectores de precordillera con más de 3000 m de altitud, a excepción de la estación U. del norte ubicada en la costa y con una altitud de 55 m.

Considerando los resultados del CI, 21 de las estaciones meteorológicas superan el valor de 0,6, lo cual implica, que en solo un 25% de los días lluviosos se registran en dichas estaciones más de un 70% de la precipitación total, lo que significa irregularidad en el reparto de las precipitaciones.

Los valores de CI obtenidos para las 161 estaciones fueron correlacionados directamente con los valores de las coordenadas de latitud, longitud (UTM huso 19 S) y altitud (en los tres casos, en metros), y estos últimos entre sí. Se obtuvieron relaciones estadísticamente significativas

Tabla 2

Valores del CI para las 161 estaciones meteorológicas.

Nombre	CI	Nombre	CI	Nombre	CI
Visviri	0,48	Cancosa	0,49	El Tatio	0,51
Villa Industrial (Tacora)	0,47	Río Cancosa En El Tambo	0,5	Coya Sur	0,56
Humapalca	0,45	Poroma	0,52	Calama	0,46
Río Caracarani en Humapalca	0,45	Lagunillas (Pampa Lirima)	0,45	El Loa Calama Aeropuerto	0,52
Alcerreca	0,47	Huaytani	0,51	Río Grande	0,53
Río Lluta En Alcerreca	0,49	Parca	0,51	Sierra Gorda	0,52
Caquena	0,47	Coyacagua	0,54	San Pedro De Atacama	0,52
Puquios	0,51	Cerro Colorado	0,49	Toconao Experimental	0,55
Pacollo	0,49	Mamia	0,51	Toconao Reten	0,54
Cotacotani	0,47	Diablo Marca	0,58	Talabre	0,52
Isla Blanca	0,48	Huara En Fuerte Baquedano	0,51	Baquedano	0,61
Putre (Dcp)	0,51	Altos Del Huasco	0,56	Camar	0,52
Putre	0,51	Sagasca	0,69	Cerro Moreno Antofagasta Aeropuerto	0,51
Parinacota Conaf Dga	0,51	Iquique	0,51	Socaire	0,5
Parinacota Ex Endesa	0,51	Salar Huasco	0,51	Antofagasta	0,62
Las Cuevas Conaf	0,49	Sillillica	0,56	Peine	0,74
Chucuyo Reten	0,48	Esmeralda	0,52	Imilac	0,61
Chucuyo (Ex Endesa)	0,48	Diego Aracena Iquique Aeropuerto	0,48	Monturaqui	0,57
Chungara Ajata	0,49	Coposa	0,49	Aguas Verdes	0,62
Chungara Guarderia	0,47	Guatacondo Dga	0,49	Tal-Tal	0,53
Chungara Reten	0,47	Copaquire	0,52	Sierra Overa	0,66
Portezuelo Chapiquia	0,5	Río Huatacondo En Copaquire	0,49	Las Vegas	0,61

Tabla 2 (continuación)

Valores del CI para las 161 estaciones meteorológicas.

Nombre	CI	Nombre	CI	Nombre	CI
Chacalluta Arica Aeropuerto	0,5	Ujina	0,47	Caldera	0,64
Murmuntane	0,49	Collahuasi	0,46	Pastos Grandes	0,59
Central Chapiquia	0,61	Ollague	0,53	Desierto de Atacama	0,52
Lluta	0,5	Cebollar	0,57	Caldera Aeropuerto	0,56
Belen	0,49	Lequena	0,65	Copiapo	0,56
Arica Oficina	0,52	Rio Loa Antes Represa Lequena	0,45	Elibor Campamento	0,59
U. Del Norte	0,45	Quillagua	0,69	Rio Copiapo En La Puerta	0,55
Guallatire	0,52	Ascotan	0,49	Los Loros	0,57
El Buitre Aerodromo	0,51	Tranque Sloman	0,5	Jorquera En La Guardia	0,56
Rio Ticnamar En Angostura	0,58	Quinchamale	0,49	El Totoral	0,56
Azapa	0,52	San Pedro De Conchi	0,53	Lautaro Embalse	0,56
Tignamar	0,45	Parshall N 2	0,49	Canto De Agua	0,56
Chilcaya	0,52	Conchi Viejo	0,51	Manflas	0,58
Chaca	0,53	Ojos San Pedro	0,5	Iglesia Colorada	0,63
Codpa	0,49	Rio Siloli Antes B.T. Fcab	0,52	Torin En El Potro	0,61
Esquia	0,52	Silala	0,56	Huasco	0,63
Rio Camarones En Chilpe	0,52	Conchi Embalse	0,49	Huasco Bajo	0,62
Caritaya Embalse	0,49	Conchi Muro Embalse	0,55	Freirina	0,58
Pumire	0,53	Inacaliri	0,67	La Compaia (Vallenar)	0,54
Cuya	0,5	Rio Loa En Salida Embalse Conchi	0,55	Vallenar Dga	0,55
Q. Camia 3 Km. A. Arriba De Tarcavire	0,49	Tocopilla	0,54	Vallenar Dmc	0,57
Enquelca (Ex Caraguano)	0,49	Cupo	0,56	Santa Juana	0,58
Colchane (T. Isluga)	0,51	Linzor	0,56	Rio Huasco En Algodones	0,59
Apamilca (Camia)	0,52	Turi	0,56	Junta Del Carmen	0,58
Camia	0,51	Toconce	0,6	El Transito	0,55
Puchultiza	0,54	Ayquina	0,58	San Felix	0,55
Chiapa	0,51	Rio Salado A. J. Curti	0,59	Conay En Albaricoque	0,54
Chuzmiza	0,52	Sifon Ayquina	0,58	Domeiko	0,52
Pampa Lirima Dcp	0,55	Salado Embalse	0,55	Conay	0,64
Q. Tarapaca En Sibaya	0,51	Rio Salado En Sifon Ayquina	0,48	El Parral	0,63
Mocha	0,52	Caspana	0,54	Los Tambos	0,74
Pampa Lirima	0,49	Chiu-Chiu	0,56	El Corral	0,62

Fuente: Elaboración propia, 2019.

(nivel de confianza > 99,9%) entre algunas de estas variables, pero entre otras no (Tabla 3). Se consideraron como relaciones considerables únicamente aquellos valores de r de Pearson mayores a 0,5.

El valor de la r de Pearson entre el CI y la altitud es -0,36, con un p -valor menor a 0,00001 correspondiente a un nivel de confianza mayor a 99,9%. Por lo tanto, no existe una relación considerable directamente proporcional entre

estas 2 variables, como sugería la hipótesis de trabajo, ya que en áreas de mayor altitud se presentan valores de CI altos y bajos (Figura 3).

El valor de la r de Pearson entre el CI y la longitud es -0,15, con p -valor de 0,05 correspondiente a un nivel de confianza del 95% (Figura 4). Por lo tanto, no existe una relación significativa entre estas 2 variables, debido a valores muy dispares del CI tanto en la costa como en la

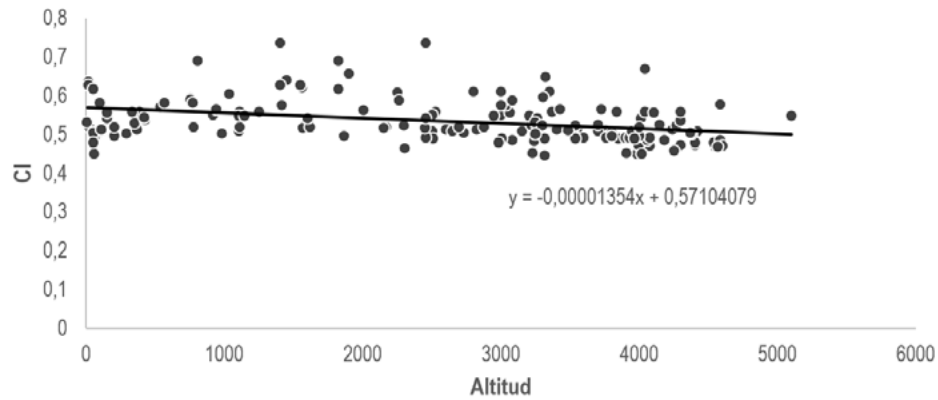


Figura 3. Regresión lineal entre CI y altitud para las 161 estaciones. Fuente: Elaboración propia (2019).

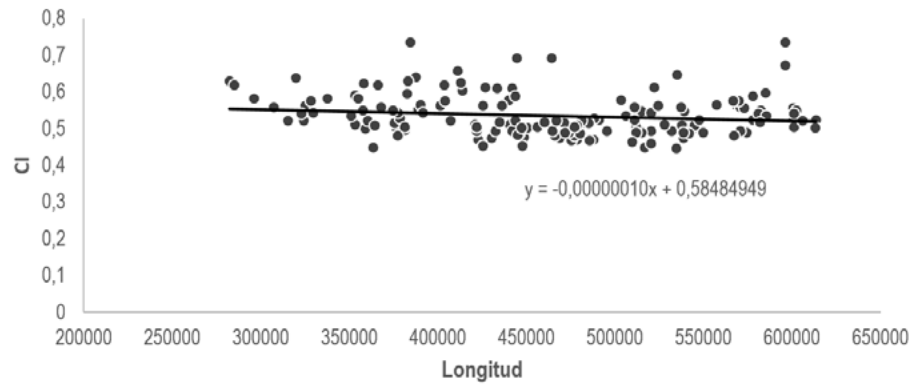


Figura 4. Regresión lineal entre CI y longitud para las 161 estaciones. Fuente: Elaboración propia (2019).

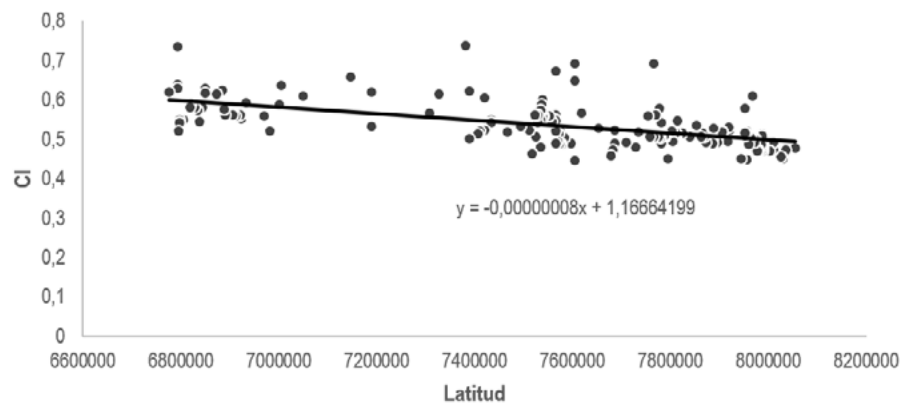


Figura 5. Regresión lineal entre CI y latitud para las 161 estaciones. Fuente: Elaboración propia (2019).

Cordillera de los Andes propiciados por la influencia de múltiples factores (latitudinales, oceánicos, atmosféricos, orográficos). Una considerable correlación negativa fue identificada entre el CI y la latitud, cuyo valor de *r* de Pearson es -0,59, y su *p*-valor menor a 0,00001 correspondiente a un nivel de confianza mayor a 99,9% (Figura 5).

La ecuación de la línea de regresión resultante es la siguiente:

$$y = -0,00000008x + 1,1666 \quad (7)$$

Por lo tanto, el CI puede ser expresado como una variable que es dependiente de la latitud:

$$CI = -0,00000008 \times \text{Latitud} + 1,1666 \quad (8)$$

Esta correlación se justifica por las influencias sobre las precipitaciones. En las regiones más septentrionales del norte de Chile predominan las precipitaciones de tipo convectivas influenciadas por el Monzón Sudamericano. Sin embargo, a medida que nos dirigimos al Sur empieza a perder fuerza la influencia de este mecanismo, predominando precipitaciones de tipo frontal.

Como hay correlaciones entre las variables Altitud – Longitud; Altitud – Latitud; CI – Latitud (Tabla 3), estas no serán consideradas independientes entre sí, y por lo tanto no debiesen ser incluidas en un mismo modelo de correlación múltiple.

Tabla 3. Correlaciones mutuas entre las diferentes variables (en negrita valores de *r* de Pearson significativos, en cursiva *p*-valor menor a 0,01 correspondiente a un nivel de confianza mayor a 99,9%).

	Longitud	Latitud	Altitud
CI	-0,16	-0,59	-0,36
Altitud	0,73	0,57	
Latitud	0,38		

Fuente: Elaboración propia, 2019.

Basado en estos resultados, modelos de más de 2 variables independientes que expliquen el valor del CI como una variable dependiente, debido a la existencia de correlaciones mutuas, no pudo ser obtenido. Únicamente se obtuvo un modelo con 2 variables independientes explicativas del CI: latitud y longitud.

La ecuación del modelo resultante es:

$$CI = 1,174 + 5,4939E-8(\text{Longitud}) - 8,7781E-8(\text{Latitud}) \quad (9)$$

Este modelo multivariable fue estadísticamente significativo. Presentó un *r* de 0,596 con *p*-valor menor a 0,00001 correspondiente a un nivel de confianza mayor a 99,9%. La dispersión de puntos de este modelo se presenta en la Figura 6.

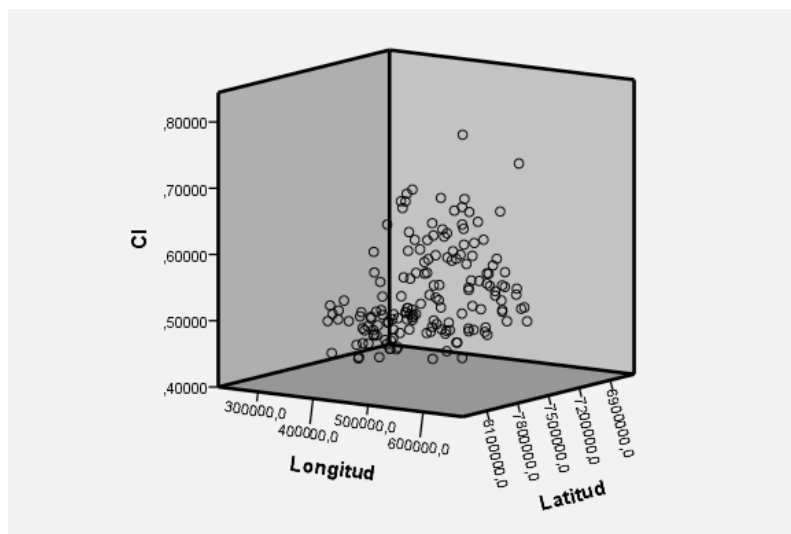


Figura 6. Regresión lineal entre CI y latitud para las 161 estaciones. Fuente: Elaboración propia (2019).

El producto cartográfico obtenido de este modelo dio cuenta de un marcado gradiente latitudinal creciente norte-sur del CI (Figura 8).

En base al análisis subjetivo de los valores del CI y los patrones espaciales y geográficos de la figura 7, se identificaron 4 regiones que comparten valores similares del CI (Figura 9).

La primera es la zona más septentrional del norte de Chile con valores del CI entre 0,45 y 0,69. La mayoría de las 161 estaciones con bajos valores del CI, entre 0,45 y 0,58, se concentraban en esta región (excepto por Lequena con 0,65, Quillagua y Sagasca = 0,69). Estos valores bajos del CI se deben a la influencia del mecanismo del Monzón Sudamericano sobre las precipitaciones de tipo convectivo del período estival, y a las condiciones que inhiben la ocurrencia de lluvias torrenciales en la costa, como el Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO) y la corriente fría de Humboldt. Estos factores propician que las precipitaciones en esta región tengan similares concentraciones en dicho período. Una segunda región corresponde a la mitad sur del norte de Chile con valores del CI entre 0,49 y 0,74. Estos altos valores del CI se deben a la pérdida de influencia del Monzón Sudamericano y a un origen de precipitación de tipo frontal, propiciado por fenómenos geográficos puntuales como el ENSO y el debilitamiento del APSO, implicando en algunas ocasiones lluvias torrenciales concentradas en pocos días. Una tercera región corresponde a zonas de gran altitud (sobre los 3000 m.s.n.m.) con valores del CI entre 0,45 y 0,67. Estos valores están influenciados por barreras orográficas de gran altitud como la Cordillera de los Andes, la cual obstaculiza las masas de aire cargadas de humedad provenientes del oeste, implicando que las precipitaciones se den regularmente en la ladera de barlovento. Por último, una cuarta región, con valores casi idénticos a los de las tierras altas, corresponde a la zona costera, con valores entre 0,45 y 0,64. Estos valores están asociados a precipitaciones ocasionales que ocurren principalmente en invierno, mayormente relacionados al movimiento noreste de los frentes fríos extratropicales, los que también producen precipitación y caída de nieve sobre las altas montañas áridas durante esta estación del año (Garreaud & Rutllant, 1996). Por otro lado, los episodios de precipitación en verano son inusuales, a excepción de aquellos eventos que ocurren en latitudes bajas alrededor de los 18°S (Arica). Aquí, la nubosidad convectiva formada sobre la Cordillera de los Andes durante la temporada de precipitación estival, ocasionalmente alcanza la costa cuando un patrón de circulación regional anómalo favorece el transporte de

humedad hacia el oeste desde el interior del continente (Schulz, Boisier & Aceituno, 2011). Por lo tanto, los valores mínimos del CI dentro del rango de valores de esta región climática, están influenciados por precipitaciones convectivas, mientras que los valores máximos se deben principalmente a precipitaciones frontales ocasionales de alta concentración propiciadas por un gran número de factores, como el debilitamiento del APSO propiciado por el ENSO.

Discusión

Teóricamente, los climas subtropicales poseen un CI mayor que climas templados lluviosos (Martín-Vide, 2004), lo cual si bien no es consistente con los resultados de esta investigación ya que los valores del CI para las estaciones subtropicales del norte de Chile son similares al de Puerto Montt (0,56), es necesario considerar que el norte de Chile presenta condiciones geográficas y climáticas muy distintas a España por lo que esta teoría podría ser válida solo para esa región. Esto se debe en parte al rol que cumplen la componente orográfica, la presencia del APSO y episodios del ENSO, sobre las concentraciones de precipitación, las que, a pesar de ser escasas, presentan una significativa regularidad en las regiones más septentrionales del norte de Chile durante el período estival. Por otra parte, hay una explicación estadística, ya que, al haber tan pocos días de precipitación registrados con valores no tan elevados, el peso o porcentaje que representan con respecto al total de precipitación nunca es tan alto. Harían falta más estudios en zonas del Centro-Sur de Chile que consideren un gran número de estaciones meteorológicas con una buena distribución espacial homogénea que abarque la componente orográfica para poder corroborar sustancialmente la hipótesis de Martín-Vide (2004). No obstante, las altas concentraciones halladas en el norte de Chile confirman que esta región posee una pluviometría bastante irregular, alcanzando su máxima expresión en las estaciones Peine y Los Tambos (0,74), ubicadas en la precordillera de la Región de Antofagasta y Atacama respectivamente. Estos altos valores del CI son consistentes con lo que esperábamos para el norte de Chile en base al estudio llevado a cabo por Alijani et al. (2007), quienes, al aplicar el CI en Irán, un país caracterizado por climas con montos pluviométricos similares al norte de Chile, obtuvieron valores del CI más altos que los registrados en climas mediterráneos de España ($>0,70$) (Martín-Vide, 2004). Además, los resultados de esta investigación son consistentes con los de Sarricolea & Martín-Vide (2012), ya que en ambos casos el gradiente creciente Norte-Sur del CI en el norte de Chile es muy marcado.

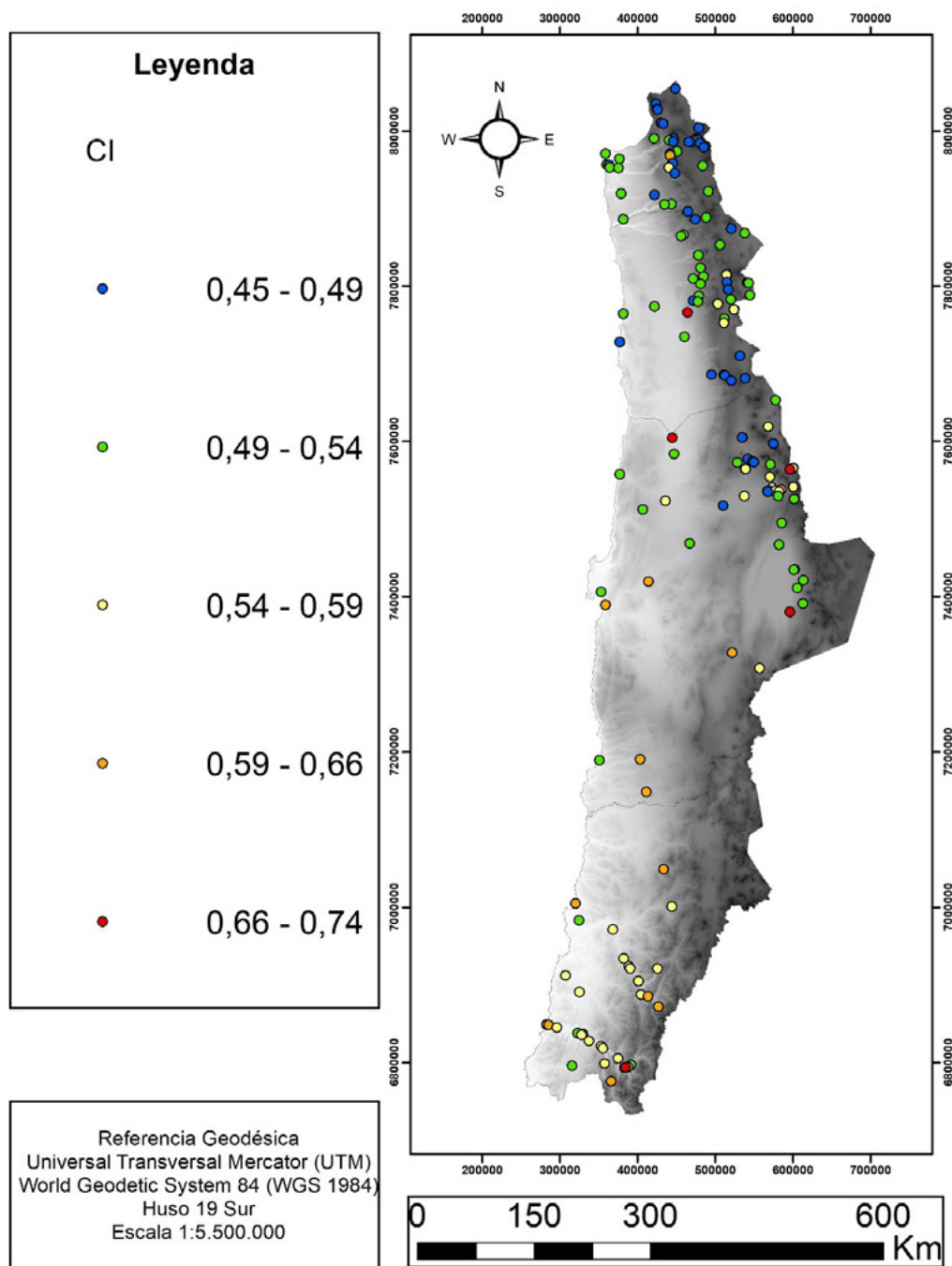


Figura 7. Distribución de los valores del CI para las 161 estaciones. Fuente: Elaboración propia (2019).

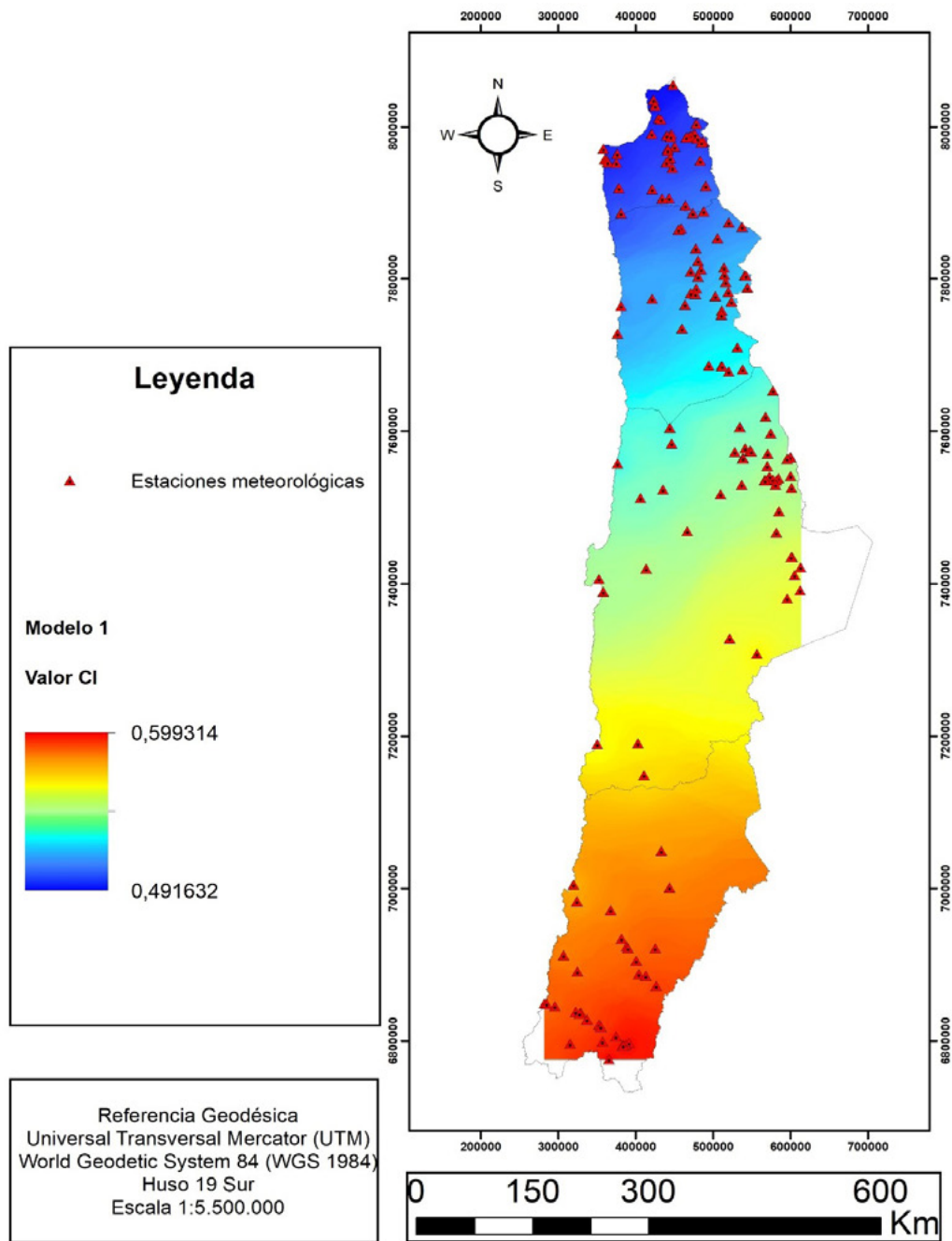


Figura 8. Interpolación en base al modelo obtenido (CI-Latitud-Longitud). Fuente: Elaboración propia (2019).

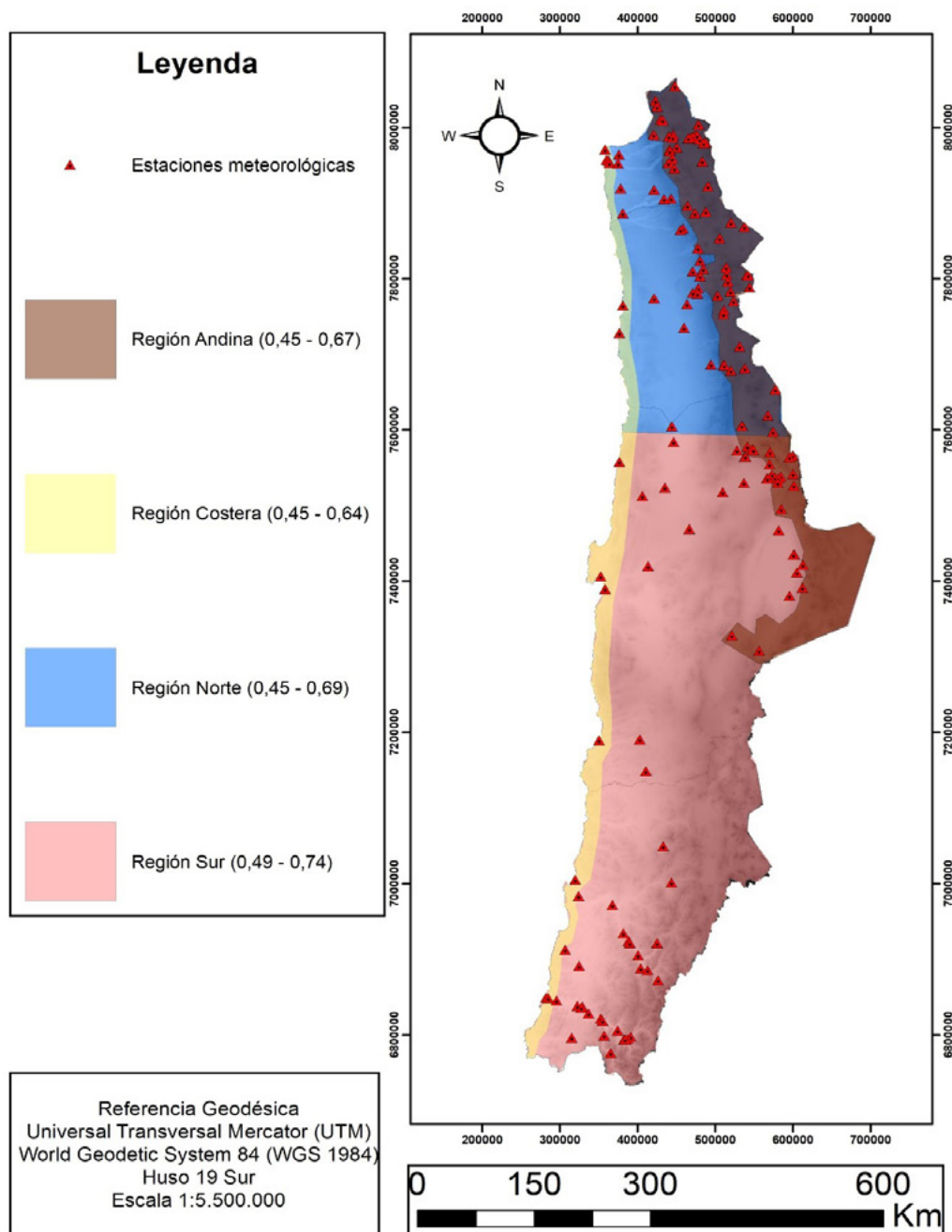


Figura 9. Regionalización del CI. Fuente: Elaboración propia (2019).

La complejidad orográfica del norte de Chile podría ser abordada trabajando con varios modelos de regresión lineal multivariable. Sin embargo, la gran cantidad de relaciones entre las variables analizadas no permitió obtener más de un modelo explicativo del CI que considerase únicamente variables independientes. El estudio llevado a cabo por Meseguer-Ruiz, Olcina, Sarricolea & Martín-Vide (2016) demostró que trabajar con más de un modelo de regresión multivariable es una buena alternativa para explicar variables como la dimensión fractal. En este sentido incluir un mayor número de variables independientes entre sí permitiría obtener más modelos multivariados explicativos del CI.

En algunos sectores el CI parece no funcionar bajo ciertos umbrales, como por ejemplo aquellas estaciones donde la primera clase (0,1 a 0,9 mm) aglutina más de un 20% de las precipitaciones, tal como es el caso de Arica, Iquique y Antofagasta, todas ellas costeras desérticas.

Debido a la complejidad geográfica del área de estudio, fue necesario utilizar dos criterios para identificar regiones que comparten valores similares del CI: latitudinal y orográfico. En base al criterio latitudinal, se identificó la región norte y sur. La región sur presentó los valores más altos del CI, debido principalmente a anomalías sinópticas. Esta influencia es consistente con el trabajo de Benhamrouche et al. (2015), en el cual la región sur de Argelia presentó valores del CI mayores a 0,62, justificados por eventos puntuales de precipitación intensa que alteraban la escasez de precipitación que caracterizaba a esa parte del país. Por otra parte, en base al criterio orográfico, se identificó la región costera y andina con altitudes superiores a 3000 m. Los valores del CI entre estas dos regiones tienen un gran rango y son similares, debido a que los valores mínimos y máximos están influenciados a su vez, por la componente latitudinal, correspondiente a la región norte y sur respectivamente.

Una alternativa para alcanzar un mejor entendimiento de la componente orográfica, puede ser aplicar el CI de manera independiente para el piso ecológico de la costa y Altiplano. De esta forma, se podría complementar el trabajo llevado a cabo por Sarricolea & Romero (2015), considerando un mayor número de estaciones meteorológicas repartidas homogéneamente.

Se espera establecer espacial y estadísticamente como influyen otros índices y variables en el CI como los tipos sinópticos de Jenkinson y Collison. Además, se espera analizar el comportamiento sinóptico de las masas de aire para determinar concretamente el tipo de precipitación que

caracteriza a la mitad norte y sur del área de estudio con la finalidad de profundizar aún más la comprensión del comportamiento espacial y temporal de las precipitaciones en el norte de Chile.

Conclusiones

Los montos pluviométricos, su concentración y la configuración espacial que de ella resulta, está controlada por distintos factores que actúan de modo multiescalar. Por un lado, las configuraciones sinópticas y la latitud, que condicionan la estacionalidad de las precipitaciones, cuya génesis es preferentemente convectiva en la zona más septentrional del norte de Chile y frontal en la mitad sur del norte de Chile, y por otro lado factores geográficos que modifican regional y localmente las precipitaciones, apareciendo el relieve como el factor más destacado, pues genera forzamiento orográfico de las masas de aire, y sombras pluviométricas. Por lo tanto, es fundamental correlacionar el CI con otras variables y escalas temporales para lograr una mejor comprensión de la irregularidad de las concentraciones de precipitación en el norte de Chile. Los resultados expuestos permiten concluir que el norte de Chile hay una irregularidad en la distribución del CI, complicándose la identificación de macrorregiones climáticas homogéneas entre sí, y heterogéneas la una de la otra. Sin embargo, el gradiente latitudinal creciente norte-sur del CI es claro, influenciado por distintos orígenes de precipitaciones. Por un lado, están las regiones de Arica y Parinacota y Tarapacá con precipitaciones convectivas influenciadas por el monzón Sudamericano y valores del CI más bajos que las regiones de Antofagasta y Atacama, influenciadas estas últimas por precipitaciones originadas por frentes fríos que avanzan desde el Sur debido a etapas de debilitamiento del APSO. Por lo tanto, el CI en el norte de Chile aumenta en función de la componente latitudinal, donde las regiones de Antofagasta y Atacama pierden influencia del Monzón Sudamericano, caracterizado este último por propiciar precipitaciones regulares en el trimestre estival.

La hipótesis planteada en esta investigación ha quedado descartada, puesto que la altitud no presentó una relación directamente proporcional significativa con el CI, sino que la relación es inversamente proporcional con un valor de r de Pearson de -0,36. Este bajo valor no permite establecer una relación lo suficientemente significativa ya que la influencia de la altitud sobre el CI es bastante irregular, puesto que los valores más bajos del CI (0,45) se presentan a altitudes de 55 m (U del norte) y 3980 m (Humapalca). Lo mismo sucede con algunos de los valores más altos del CI, los cuales se pueden encontrar

a altitudes de 802 m (Quillagua) y 4040 m (Inacaliri). Debido a la complejidad geográfica del norte Chile, es necesario avanzar en este tipo de estudios que consideran un amplio número de estaciones meteorológicas con una buena distribución, lo cual permite analizar los distintos factores orográficos que actúan sobre los distintos pisos ecológicos. Por lo tanto, es fundamental llevar a cabo un análisis de las variables desde y para el norte de Chile, con la finalidad de disminuir el margen de error propiciado tanto por la complejidad orográfica, como por la influencia de climas mediterráneos de la zona centro de Chile.

Es posible que una revisión a resolución horaria o en clases mayores a 1 mm permita comprender de mejor manera las causas de la representación del CI en regiones caracterizadas por escasez de precipitaciones.

Referencias

- Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *International Journal of Climatology*, 6(6), 661-675. <https://doi.org/10.1002/joc.3370060607>
- Alijani, B. J., O'Brien, J. & Yarnal, B. (2007). Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 94(1), 107-124. <https://doi.org/10.1007/s00704-007-0344-y>
- Benhamrouche, A., Boucherf, D., Hamadache, R., Bendahmane, L., Martín-Vide, & J. Teixeira. (2015). Spatial distribution of the daily precipitation concentration index in Algeria. *Natural Hazards and Earth System Science*, 15(3), 617-625. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-617-2015>
- Brooks, C. & N. Carruthers. (1953). *Handbooks of statistical methods in meteorology*. London: H.M Stationery Off.
- Carvalho, L. M., Jones, C., Posadas, A. N., Quiroz, R., Bookhagen, B. & Liebmann, B. (2012). Precipitation characteristics of the South American monsoon system derived from multiple datasets. *Journal of Climate*, 25(13), 4600-4620. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00335.1>
- Garreaud, R. D. & Rutllant, J. (1996). Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el período 1991-1993. *Atmósfera*, 9, 251-27.
- Martín-Vide, J. (2004). Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of Climatology*, 24(8), 959-971. <https://doi.org/10.1002/joc.1030>
- Meseguer-Ruiz, O., Olcina, J., Sarricolea, P. & Martín-Vide, J. (2016). The temporal fractality of precipitation in mainland Spain and the Balearic Islands and its relation to other precipitation variability indices. *International Journal of Climatology*, 37(2), 849-860. <https://doi.org/10.1002/joc.4744>
- Meza, F. J. (2013). Recent trends and ENSO influence on droughts in Northern Chile: An application of the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Weather and Climate Extremes*, 1, 51-58. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2013.07.002>
- Olascoaga, M. J. (1950). Some aspects of Argentine rainfall. *Tellus* 2(4), 312-318. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v2i4.8601>
- Royé, D. & Martín-Vide, J. (2017). Concentration of daily precipitation in the contiguous United States. *Atmospheric Research*, 196, 237-247. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.06.011>
- Sarricolea, P., Herrera-Ossandón, M. & Araya, C. (2013). Análisis de la concentración diaria de las precipitaciones en Chile Central y su relación con la componente zonal (subtropicalidad) y meridiana (orográfica). *Investigaciones Geográficas Chile*, 45, 37-50. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2013.27595>
- Sarricolea, P., Herrera-Ossandón, M. & Meseguer-Ruiz, O. (2016). Climatic regionalization of continental Chile. *Journal of Maps*, 13(2), 66-73. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592>
- Sarricolea, P. & Martín-Vide, J. (Septiembre, 2012). Distribución espacial de las precipitaciones diarias en Chile mediante el índice de concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005. En J.M. Cuadrat, P. Dorta, M. J. Estrela, F. González Rouco, J. A. López Díaz, J. C. García Codrón, ... R. García Herrera (Eds.), *Cambio climático, extremos e impactos* (pp. 631-639). Salamanca: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología.
- Sarricolea, P. & Romero, H. (2015). Variabilidad y cambios climáticos observados y esperados en el

- Altiplano del norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 62, 169-183. <https://doi.org/10.4067/s0718-34022015000300010>
- Schulz, N., Boisier, J. P. & Aceituno, P. (2011). Climate change along the arid coast of northern Chile. *International Journal of Climatology*, 32(12), 1803-1814. <https://doi.org/10.1002/joc.2395>
- Suhaila, J. & Jemain, A. (2012). Spatial analysis of daily rainfall intensity and concentration index in Peninsular Malaysia. *Theoretical and Applied Climatology*, 108(1), 235-24. <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0529-2>
- Valdés-Pineda, R., Valdés, J., Díaz, H. & Pizarro-Tapia, R. (2015). Analysis of spatio-temporal changes in annual and seasonal precipitation variability in South America-Chile and related ocean-atmosphere circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 36(8), 2979-3001. <https://doi.org/10.1002/joc.4532>
- Van der Ent, R. J., Savenije, H.H.G., Schaeffli, B. & Steele-Dunne, S. C. (2010). Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 46(9), 1-12. <https://doi.org/10.1029/2010wr009127>
- Vargas, G., Ortlieb, L. & Rutllant, J. (2000). Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista geológica de Chile*, 27(2), 157-176. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082000000200002>
- Vélez, A., Martín-Vide, J., Royé, D. & Santaella, O. (2019). Spatial análisis of daily precipitation concentration in Puerto Rico. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(3), 1347-1355. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2550-1>
- Vyshkvarkova, E., Voskresenskaya, E. & Martín-Vide, J. (2018). Spatial distribution of the daily precipitation concentration index in southern Russia. *Atmospheric Research*, 203, 36-43. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.12.003>
- Yeşilirmak, E. & Atatanır, L. (2016) Spatio temporal variability of precipitation concentration in Western Turkey. *Natural Hazards*, 81(1), 687-704. <https://doi.org/10.1007/s11069-015-2102-2>
- Zhang, Q., Xu, C., Gemmer, M., Chen, Y. & Liu, C. (2009). Changing properties of precipitation concentration in the Pearl River Basin, China. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(3), 377-385. <https://doi.org/10.1007/s00477-008-0225-7>
- Zubieta, R., Saavedra, M., Silva, Y. & Giráldez, L. (2017). Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the Mantaro River basin: central Andes of Peru. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31(6), 1305-1318. <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1235-5>

Agradecimientos

Al proyecto FONDECYT N° 11160059 (2016): “Cambios espaciales recientes en la variabilidad y las tendencias de la precipitación a resolución diaria en el norte de Chile (17°S – 29°S) y su relación con la evolución de las temperaturas, las situaciones sinópticas y las teleconexiones climáticas”, en el que se enmarca este artículo, por el financiamiento, cuyo investigador titular a cargo es Oliver Meseguer Ruiz.

Al Convenio de Desempeño UTA 1401, por premiar esta tesis de investigación en el marco del Concurso de Mejores Tesis Regionales 2017.
