

Análisis de la sequía en la cuenca del Paute mediante el índice de precipitación estandarizado (SPI)

Pacheco Jheimy^{1,2}, Parra Nathaly², Avilés Alex³

1 Instituto de Estudios de Régimen Seccional del Ecuador (IERSE)/Universidad del Azuay
Av.24 de Mayo 7-77/Azuay/Ecuador
jpacheco@uazuay.edu.ec

2 Escuela de Ingeniería de Sistemas y Telemática/ Facultad de Ciencias de la Administración /Universidad del Azuay
Av.24 de Mayo 7-77/Azuay/Ecuador
natypa8@hotmail.com

3 Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales / Escuela de Ingeniería Ambiental/ Facultad de Ciencias Químicas/Universidad de Cuenca
Av.12 de Abril/Azuay/Ecuador
alex.aviles@ucuenca.edu.ec

RESUMEN

La sequía se define como un desequilibrio temporal natural de la disponibilidad de agua, que consiste en una persistente precipitación por debajo de los límites normales, con frecuencia incierta, duración y severidad difícil de predecir, aunque se han realizado varios estudios a nivel mundial sobre este fenómeno, pocas son las investigaciones que toman como zona de estudio lugares con geografía tan variada como una cuenca andina y que representan los datos sobre el terreno. El presente estudio aplica el cálculo del Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) sobre 17 estaciones de precipitación en la cuenca del río Paute con una ventana de 12 meses, la recomendada para gestión de recursos hídricos. Los valores de sequía se analizaron en tres intervalos de tiempo 1985 - 1989, 1990 - 1994 y 2000 - 2004 correspondientes a los períodos más secos. Los resultados se muestran sobre mapas de interpolación Kriging ordinario generados a partir del SPI con valores de error dentro de los parámetros aceptables. Los meses más secos son los esperados de acuerdo a estudios previos, excepto en el mes de Mayo de 1985 que registra un SPI de -1.32 en promedio, el más seco de los períodos analizados, lo que lleva a plantearse la influencia de fenómenos de mayor escala que sean capaces de modificar los patrones de lluvia a grandes escalas.

Palabras clave: **cuenca del Paute, Kriging, precipitación, SPI.**

ABSTRACT

Drought is defined as a natural temporal imbalance on water availability, consisting of persistent rainfall below normal limits, with uncertain frequency, duration and severity difficult to predict, although several studies have been carried out worldwide on this Phenomenon, there are few studies that study geography as varied as an Andean basin and represent the data on the ground. The present study applies the calculation of the standardized precipitation index (SPI) on 17 rainfall stations in the river basin with a 12-month window that is recommended for water resources management. The values of drought were analyzed in three time intervals 1985 - 1989, 1990 - 1994 and 2000 - 2004 corresponds to the driest periods. The results are shown on the ordinary Kriging interpolation maps generated from the SPI and with error values within the recommended parameters, thus being the driest months are those expected according to previous studies, except in the month of May 1985 that has an SPI of -1.32 on average, the driest of the periods

analyzed, which leads to consider the influence Of larger scale phenomena capable of modifying rainfall patterns at large scales

Keywords: **Kriging, Paute basin, precipitation, SPI.**

I. INTRODUCCIÓN

La sequía se define como un desequilibrio temporal natural sobre la disponibilidad de agua, que consiste en una persistente precipitación por debajo de los límites normales, con frecuencia incierta, duración y severidad difícil de predecir, que lleva a la disminución de la disponibilidad de los recursos hídricos y la capacidad de carga de los ecosistemas (Pereira et al., 2002); (Raziei et al., 2009). Al considerarse un evento normal y recurrente del clima puede suceder en cualquier lugar, aunque sus características e impactos varían significativamente de una región a otra (Wilhite, 1997).

La sequía puede originarse debido a tres factores: (a) cambios en la temperatura superficial de los mares y océanos en los que se da un recalentamiento de la superficie del mar, dando como resultado una alteración general de la atmósfera, (b) existencia de una capa de polvo espesa en la atmósfera, la cual impide que la Tierra se enfríe, dando como resultado un aumento lento pero constante de la temperatura, esta capa de polvo se origina debido a la erosión eólica, y (c) la quema de combustibles fósiles, el cambio de uso del suelo y la actividad antropogénica que contribuyen a la modificación de la atmósfera dando como resultado alteraciones en los patrones de precipitación. En el Ecuador, las sequías se originan debido a situaciones climáticas anómalas como son: (a) la situación septentrional anómala ocasionada por la corriente fría de Humboldt, (b) La influencia del fenómeno del Niño sobre los regímenes hidro-pluviométricos del Ecuador, en la cual las precipitaciones se ven afectadas y (c) situación anticiclónica que bloquea la acción de los frentes, sistemas convectivos y depresiones, como es el caso de la sierra ecuatoriana y de las estribaciones orientales de la cordillera (Cadier et al., 1997; Rossel, 1997). Además se ha determinado una relación entre la lluvia del Ecuador y algunos índices climáticos como la Temperatura Superficial del Mar (TSM), el Índice Oceánico del Niño (ONI) y el Índice de Oscilación Sur (IOS) (Rossel, 1997).

La sequía puede tener graves consecuencias, debido a que puede dar lugar a pérdidas por rendimiento agrícola y escasez de agua (Austin et al., 1998; Quiring & Papakryiakou, 2003), así como causar daños a ecosistemas naturales y forestales a más de contribuir a la degradación del suelo y la desertificación, incluso existe la probabilidad de que los efectos del cambio climático incrementen los niveles de severidad de la sequía, dando como resultado un incremento en la escasez de agua lo que tendría un impacto devastador sobre la agricultura y el suministro de agua para consumo humano (Nicholson et al., 1998; Pickup, 1998).

Las sequías son aún más graves en cuencas deficitarias de agua donde el crecimiento de la población, la expansión de las áreas agrícolas, el aumento de la demanda energética y el incremento de las industrias demandarán más recursos hídricos (Avilés et al., 2015). Las regiones de montaña como ecosistemas importantes que proveen recursos y servicios a las comunidades de montaña y los residentes de las tierras bajas (Beniston, 2003) no están exentas de esta realidad, puesto que la alta variabilidad de la lluvia y los efectos del cambio climático en cuencas de montaña pueden traer largos periodos de sequía (Buytaert et al., 2006).

Con el fin de disminuir los efectos de este fenómeno, es necesario conocer sus características como el inicio del evento, la

extensión de territorio que se ve afectada y la gravedad de la misma (Dalezios et al., 2000). Aunque en la actualidad existen estudios que analizan el comportamiento de este fenómeno sobre diferentes escenarios (Barbeta et al., 2015; Buttafuoco et al., 2015; Cook, Ault, & Smerdon, 2015; Lloyd-Hughes & Saunders, 2002; Maystadt & Ecker, 2014), es un caso de interés especial el de las cuencas andinas (Avilés et al. 2016; Alex Avilés et al., 2015) debido a la particularidad de su geografía, sin embargo estas investigaciones no consideran el componente espacial como un producto cartográfico que permita apreciar sobre el territorio la severidad de los eventos de sequía como es el objetivo del presente trabajo.

A fin de caracterizar los niveles de importancia de la sequía, en la comunidad de gestores se usa ampliamente información expresada en un marco de índices (Shukla & Wood, 2008), éstos son útiles para identificar, localizar, cuantificar, monitorear y evaluar estos fenómenos ya que no sólo facilitan el conocimiento de estas anomalías climáticas a diversos usuarios; sino que también permite evaluarlas cuantitativamente en función de su intensidad, duración, frecuencia, probabilidad de recurrencia y extensión espacial (Tsakiris et al., 2007; Wilhite et al., 2000). Esta información resulta muy útil para la planificación y diseño de sistemas de gestión de recursos hídricos.

La mayoría de los índices se basan en variables meteorológicas o hidrológicas, entre estos se incluyen: Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI) (Palmer, 1965) basado en la precipitación y temperatura, mide la duración, intensidad y extensión espacial de la sequía, además es uno de los pocos índices estandarizados que facilita la comparación directa entre PDSI de diferentes regiones, su máxima limitación radica en que el índice está basado en reglas y supuestos arbitrarios (Avilés et al., 2015; Mishra & Singh, 2010), Índice de Humedad de la Cosecha (CMI; (Palmer, 1968)), Índice de Sequía de Bhalme y Mooley (BMDI; (Bhalme & Mooley, 1980)), el Índice de caudal estandarizado (SSI), permite monitorear las sequías hidrológicas, el método para su cálculo es similar al del SPI, por lo que tiene la ventaja de poder calcularse para varias ventanas de tiempo, su desventaja reside en el uso exclusivo de los datos de caudal (Vicente-Serrano et al., 2011) y, el Índice de Precipitación Estandarizada (SPI) (McKee, Doesken, Kleist, & others, 1993) aplicado más ampliamente en diferentes países del mundo (Vicente-Serrano, 2006; Wilhite et al., 2000; Zhai & Feng, 2009) se puede considerar como el índice más robusto y eficaz debido a que es posible calcularlo para diferentes escalas de tiempo y analizarlo por categorías de sequía (Capra et al., 2013; Capra & Scicolone, 2012), se basa únicamente en la precipitación (Vicente - Serrano 2006 ; Wu et al., 2005) y se ajusta a una función de probabilidad gamma que posteriormente se transforma en una distribución de probabilidad normal estandarizada, su principal ventaja radica en que puede calcularse para una gran variedad de ventanas de tiempo, es uno de los métodos más sencillos de efectuar y se encuentra entre los índices más usados para el pronóstico de sequías (Avilés et al., 2015). Debido a su naturaleza intrínseca probabilística, el SPI es ideal para llevar a cabo el análisis del riesgo de sequía (Guttman, 1999) su desventaja radica en el uso únicamente de la precipitación para la obtención del índice (McKee et al., 1993).

Debido a que la información de base para el SPI proviene de estaciones meteorológicas, muchas veces limitadas en canti-

dad y distribución, para fines de monitoreo, resulta útil trabajar con mapas que muestren la severidad de la sequía sobre una región obtenidos a partir de puntos de medición y los valores en lugares sin muestrear se pueden calcular a partir de las estaciones existentes.

La geoestadística es una combinación de métodos que permiten estimar el valor de una propiedad en un punto local donde no hay medición y sus métodos son muy convenientes para realizar este tipo de análisis a nivel espacial (Webster & Oliver, 2007; Zhang, Zhang, & Yao, 2009). Esta rama de la estadística aplicada se especializa en el análisis y la modelación de la variabilidad espacial en ciencias de la tierra. Su objeto de estudio es el análisis y la predicción de fenómenos en espacio y/o tiempo tomando en cuenta la autocorrelación espacial y direccional de los datos (Webster & Oliver, 2007). A diferencia de los métodos de interpolación determinísticos que se basan en funciones matemáticas, los métodos geoestadísticos (Kriging y Cokriging) se basan en métodos estadísticos y matemáticos que permiten crear superficies y evaluar la incertidumbre de las predicciones que se realicen. (Johnston, Ver Hoef, Krivoruchko, & Lucas, 2003) y pueden ser usados para generar mapas de distribución espacial mediante los sistemas de información geográfica (SIG) tal como han realizado algunos autores (Buttafuoco et al., 2015; Kamali, Nazari, & Faridhosseini, 2015).

II. MÉTODO

A. ÁREA DE ESTUDIO

La investigación se realiza en Ecuador, en la cuenca del río Paute (CRP) (figura 1), zona localizada al sur de los Andes ecuatorianos, en una región de depresión interandina, entre los 2° 15' y 3° 15' latitud sur; y, los 78° 30' y 79° 20' longitud oeste. Esta cuenca está delimitada hacia el norte por el nudo de Curique que divide la hoya del Cañar con la hoya del Paute; hacia el sur por el nudo del Portete, que divide la hoya del Jubones con la del Paute; hacia el este por la cordillera Oriental de los Andes que divide la región del Oriente con la Sierra; y hacia el oeste por la cordillera Occidental de los Andes, que divide la región de la Sierra con la Costa. El área de la cuenca tiene una extensión aproximada de 6.442 km², su altitud varía desde 440 m.s.n.m. hasta 4.680 m.s.n.m. A pesar de sus altitudes no presenta nevados o glaciares, debido a su proximidad al eje ecuatorial por lo que se presentan solo dos estaciones: La seca y la húmeda (Celleri et al., 2007).

El análisis de los eventos de sequía se realizó a partir de la precipitación media mensual en la cuenca considerando 17 estaciones (figura 1) con series históricas de enero de 1980 a diciembre 2010 provistas por el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI). El Índice de Precipitación Estandarizada (SPI) es la herramienta principal para definir y monitorear eventos de sequía. Al evaluar períodos cortos (1 a 6 meses) se estima la sequía que afecta a la vegetación y prácticas de agricultura, los períodos de 12 o 24 meses describen la sequía que se debe tomar en cuenta para manejo de recursos hídricos (Avilés et al., 2015; Bonaccorso et al., 2003; Edwards, 1997).

En el presente estudio se calculó el SPI para ventanas de tiempo de 12 meses, teniendo en cuenta que el valor categoriza este evento incluyendo períodos de humedad como se muestra en la tabla I (Mishra & Desai, 2005). Para obtener el SPI se debe definir el nivel de agrupación de los registros de datos, estos pueden ser mensual, bimensual, trimestral, semestral, etc., de esta manera se forman los SPI como SPI1,

SPI2, SPI3, SPI6, SPI12, SPI24, (Paredes, Millano, & Guevara, 2008), es decir, si se desea obtener el índice SPI12, implica que debe calcularse para cada punto de medida el valor acumulado anual. Debido a que los datos de precipitación no describen una distribución normal, las series de datos se ajustaron a una función de probabilidad gamma para el cálculo del SPI (Guttman, 1999) y (Younes et al., 2011). La distribución función de densidad de probabilidad gamma es la descrita por (Mishra & Desai, 2005):

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \tag{1}$$

Donde α es un parámetro de forma de la curva ($\alpha > 0$), β es un parámetro de escala ($\beta > 0$), x es la cantidad de precipitación ($x > 0$) y $\Gamma(\alpha)$ es la función gamma.

TABLA I
CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA SEGÚN EL ÍNDICE SPI

VALOR SPI	NIVEL DE AFECTACIÓN
≥ 2.00	Humedad extrema
$1.5 \leq \text{SPI} < 2.00$	Muy húmedo
$1.00 \leq \text{SPI} < 1.50$	Humedad moderada
$-1.00 \leq \text{SPI} < 1.00$	Cercano a normal
$-1.5 \leq \text{SPI} < -1.00$	Sequía Moderada
$-2.00 \leq \text{SPI} < -1.50$	Sequía severa
$\text{SPI} < -2.00$	Sequía extrema

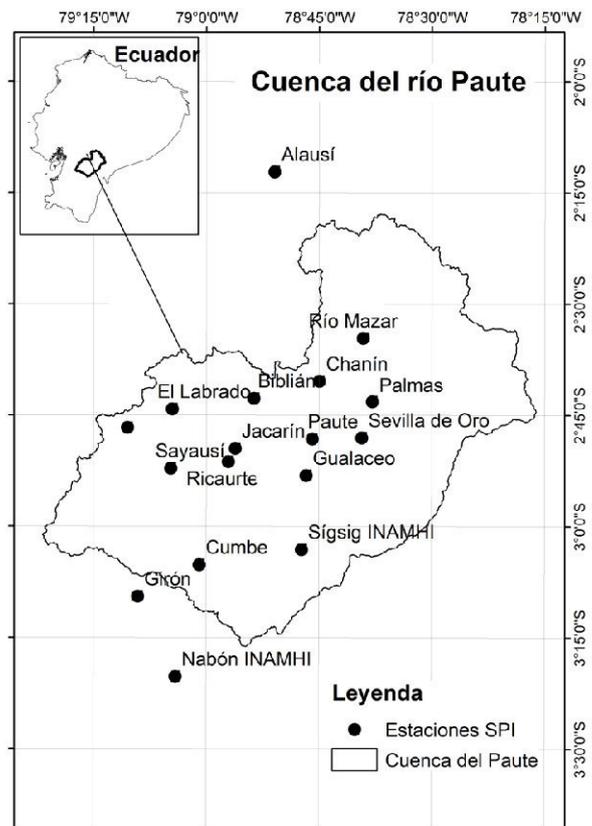


Figura 1. Ubicación de las estaciones de precipitación en la Cuenca del río Paute

El conjunto de datos SPI 12 por estación (Anexo 1) se ajustó de probabilidad gamma a normal mediante funciones del software R Studio. Los valores en zonas no muestreadas se obtuvieron a partir de procesos geoestadísticos realizados con

el software ArcGis, a través del método Kriging Ordinario en donde se modela la precipitación como un proceso intrínsecamente estacionario (Webster & Oliver, 2007) y sin tendencia definido por la ecuación [2].

$$Z_1(s) = \mu_1(s) + \varepsilon_1(s) \quad (2)$$

donde $Z_1(s)$ es la variable de interés; $\mu_1(s)$ es una constante desconocida y $\varepsilon_1(s)$ son los errores aleatorios, (s) indica las coordenadas x e y (Moreno Jiménez & Cañada Torrecilla, 2006) en donde cada valor SPI corresponde a la coordenada z de su localización para cada punto medido. El conjunto de estos valores forman una función randómica que se la conoce como variable regionalizada (Webster & Oliver, 2007), (Goovaerts, 1997).

El objetivo de la geoestadística es explorar y cuantificar el patrón espacial que describe una variable regionalizada, con este fin se emplea el variograma experimental el cual es una función del vector distancia de los pares de valores, esta función está definida por la siguiente ecuación (Moreno Jiménez & Cañada Torrecilla, 2006; Webster & Oliver, 2007):

$$\gamma(s_i, s_j) = 0.5 * \text{promedio}(Z(s_i) - Z(s_j)) \quad (3)$$

Donde s_i y s_j son los valores medidos en el lugar i y j , el promedio se debe a que se agrupan las distancias en un determinado número de intervalos. El cálculo de las distancias entre dos lugares se lo realiza mediante la ecuación de la distancia euclidiana (Moreno Jiménez & Cañada Torrecilla, 2006). Posteriormente, se ajusta el modelo del variograma que es una función teórica, al semivariograma experimental que permite estimar el variograma analíticamente para cualquier distancia. El modelo del variograma que se emplee (gaussiano, experimental, exponencial, entre otros) requiere de parámetros para ajustarse (pepita, rango y meseta), además de considerar el criterio de vecindad por la forma que describe la búsqueda (elipse al mantener anisotropía) y el número de vecinos para la interpolación (Webster & Oliver, 2007). En este estudio el variograma para todos los años se ajustó al modelo esférico, uno de los adecuados debido a la naturaleza de la variable (P. Goovaerts, 2000).

TABLA II
Parámetros de ajuste del variograma experimental

MESES MÁS SECOS	PEPITA	MESETA	RANGO	DIRECCIÓN
Mayo 1985	55253	85454	72862	24
Noviembre 1985	73188	158197	72874	15
Julio 1990	834.3	6006.3	20308	10
Agosto 1992	5666	36644	107776	64
Septiembre 2002	1866	3688	46686	65
Junio 2002	20261	37493	98860	72

El ajuste óptimo del modelo está determinado por validación cruzada, que consiste en revisar la compatibilidad entre el conjunto de datos y el modelo estructural, para cada modelo, Z se estima a partir de los datos y el modelo Kriging en cada punto de muestreo, luego se excluye temporalmente el valor muestral en ese punto y se considera la información de un vecino para estimar el valor de la variable en esa localización. Las estimaciones se comparan con el valor medido a través de medidas estadísticas que permiten determinar el error en la interpolación (Moreno Jiménez & Cañada Torrecilla, 2006; Webster & Oliver, 2007), entre las medidas están:

Error medio cuadrático estandarizado:

$$EMCS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left[\frac{(\hat{Z}(s_i) - z(s_i))}{\hat{\sigma}(s_i)} \right]^2}{n}} \quad (4)$$

Error medio estandarizado:

$$EMS = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i)) / \hat{\sigma}(s_i)}{n} \quad (5)$$

El EMS debe ser cercano a 0, esto debido a que el modelo aplicado no tiene sesgo, sin embargo, no es una medida robusta para el diagnóstico ya que Kriging no es sensible a las inexactitudes del semivariograma, pero se prefiere un EMS lo más pequeño posible (Webster & Oliver, 2007). El EMCS debe ser cercano a uno, si es mayor que uno, indica que la variabilidad de la predicción ha sido infraestimada y si es menor que uno, se ha sobrestimado la variabilidad (Moreno Jiménez & Cañada Torrecilla, 2006). En la tabla II se indican los parámetros de ajuste para las estimaciones y los errores producidos.

III. RESULTADOS

A partir de los valores de precipitación media mensual se determinó de los valores SPI para una ventana de 12 meses y aplicando Kriging Ordinario se generó los mapas de sequía para la cuenca del río Paute con las siguientes características: variograma esférico, anisotropía, vecindad en máximo 5 y mínimo 2 sobre una elipse de 4 transectos.

De las series de datos 1980 - 2010 se identificaron los períodos más secos de acuerdo al índice SPI por grupos de 5 años como se observa en el anexo 1, a partir de esos grupos se generaron los mapas tomando en cuenta los dos meses más secos en promedio por grupo siendo así: Mayo 1985 (figura 2) y Noviembre 1985 (figura 3) para el período 1985 - 1989 con SPI de -1.32 y -1.30 respectivamente, Julio 1990 (figura 4) y Agosto 1992 (figura 5) para el período 1990 - 1994 con sequías de -1.15 y -1.12 respectivamente, y; para el período 2000 - 2004, Septiembre 2002 (figura 6) con SPI -0.96 y Junio 2002 (figura 7) con SPI -0.89, las figuras a continuación muestran los cantones afectados por los eventos de sequía

Para el caso de Mayo de 1985, el modelo Kriging se obtuvo con un EMS de -0.048 y un EMCS de 0.94. La figura 2 muestra que la parte alta y media de la cuenca del Paute es la más afectada por eventos de sequía severa. La escala SPI presenta en promedio un valor de -1.32, un solo valor positivo en Sevilla de Oro con 1.42 que corresponde al rango de humedad moderada pero esta clasificación no se ve graficada debido a la influencia de algunos vecinos como Alausí y Jacarín que registran un SPI de -2.31 y -2.57 respectivamente.

Para Noviembre de 1985, el segundo mes más seco del período 1985 - 1989, el modelo Kriging se obtuvo con un EMS de -0.05 y un EMCS de 0.87.

En la figura 3 se observa que presenta sequía extrema en la parte alta de la cuenca, Jacarín con -2.99, El Labrado -2.36, Sayausí con -2.34 y Biblián con -1.35. Únicamente se presenta un punto con valor de humedad moderada en Sevilla de Oro con SPI 1.60.

En Julio de 1990, figura 4, el primer mes más seco en promedio del período 1990 - 1994 con SPI -1.15, el modelo Kriging se

obtuvo con un EMS de -0.06 y un EMCS de 0.91. En la figura 4 se observa que presenta sequía extrema en la parte alta (Saysú con SPI -2.85 y El Labrado con -1.42) y una sección de la parte media de la cuenca (Biblián con SPI -1.92, Paute con -1.74 y Chanín con -1.56). En este mes no se registran valores positivos de sequía.

En la figura 5 se muestra, el segundo mes en promedio más seco del período 1990 - 1994 con un SPI de -1.12, la parte baja de la cuenca del Paute es la más afectada por eventos de se-

quía moderada. Para este caso el modelo Kriging se obtuvo con un EMS de -0.06 y un EMCS de 1.23. El valor de mayor sequía corresponde a la estación de Palmas con -1.95 en el cantón Sevilla de Oro, y al noroccidente del cantón Cuenca, la estación Piscícola Chirimichay con -1.68.

Para el período 2000 - 2004, el mes más seco en promedio fue Septiembre de 2002 con SPI de -0.96, siendo Ricaurte el registro más bajo con -1.99, le siguen Alausí con -1.56, Palmas con -1.41, Paute y Piscícola Chirimichay con -1.35 cada una. Nueve

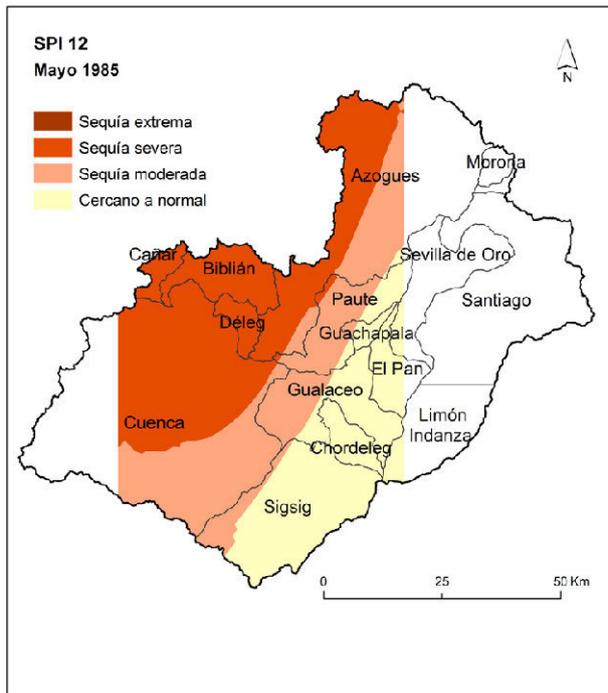


Figura. 2. SPI 12 en el mes de Mayo de 1985.

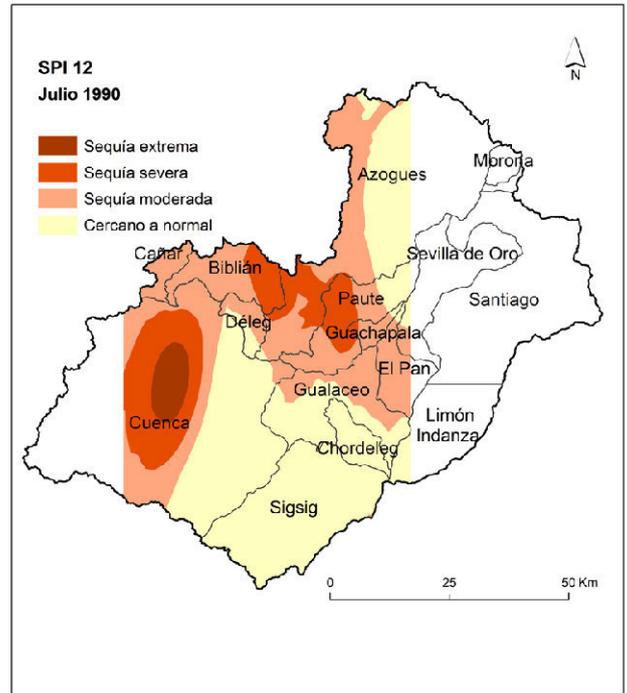


Figura. 4. SPI 12 en el mes de Julio de 1990.

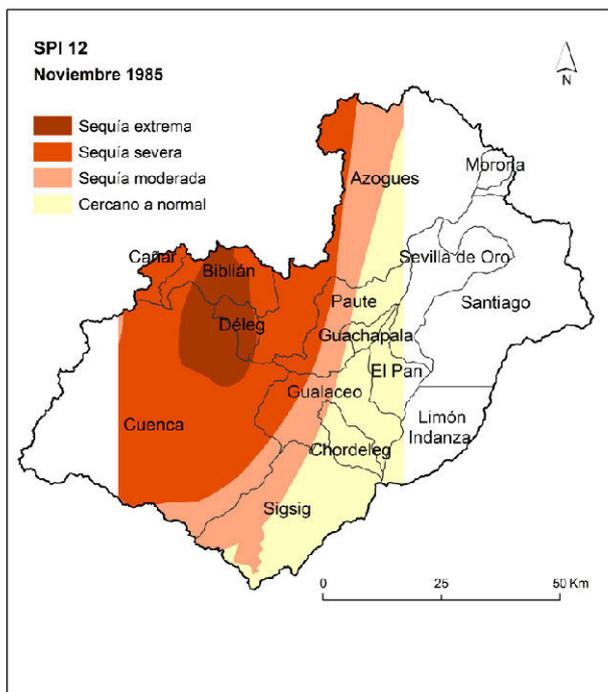


Figura. 3. SPI 12 en el mes de Noviembre de 1985.

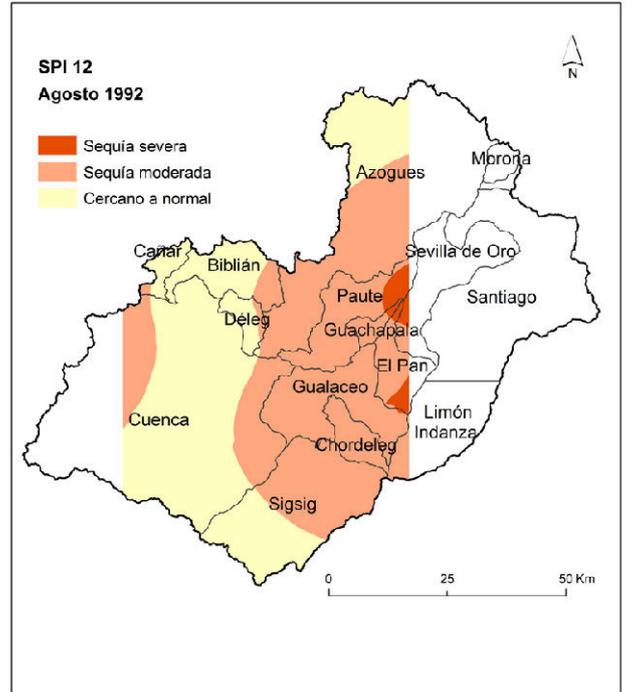


Figura. 5. SPI 12 en el mes de Agosto de 1992.

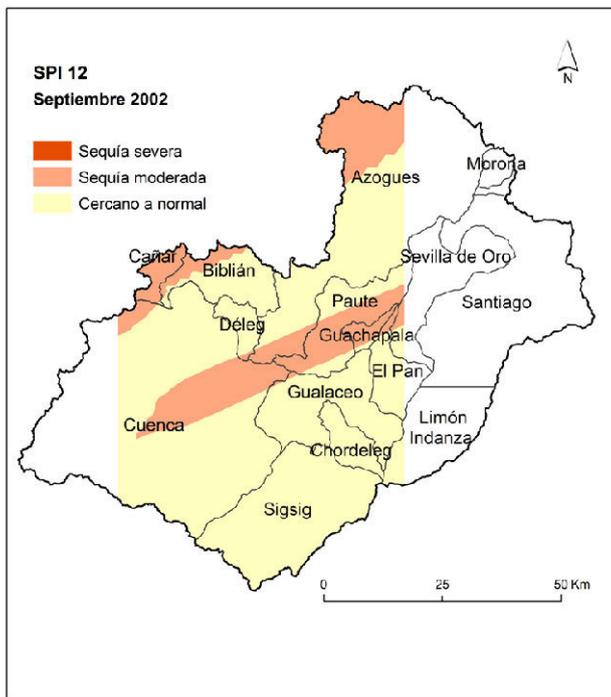


Figura. 6. SPI 12 en el mes de Septiembre de 2002.

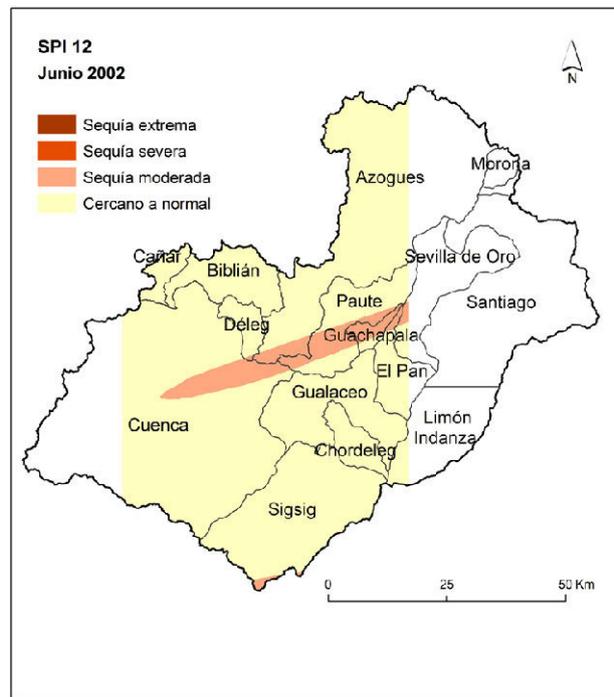


Figura. 7. SPI 12 en el mes de Junio de 2002.

de los valores SPI en este mes se mantienen en el rango cercano a normal como se muestra en la figura 6.

La figura 7 muestra Junio 2002, el segundo mes más seco del período 2000 - 2004, con un SPI de -0.89 en promedio.

Como se observa en la figura 7, existen sólo dos tipos de sequía: moderada y cercano a normal. Esto se debe a que la estación con mayor sequía es Ricaurte con -2.11, Alausí con -1.80 y Nabón con -1.59 y le siguen Palmas con -1.40 y Paute con -1.18. En este mes, 12 de los 17 valores SPI tienen un registro cercano a normal.

IV. CONCLUSIONES

El estudio se enfocó en un análisis exploratorio de las sequías en la cuenca del Paute para una ventana de 12 meses que muestra sequía para niveles de gestión de recursos hídricos durante el período 1980 - 2010, teniendo en cuenta que el índice SPI 12 se calculó con base en la precipitación media de cada una de las 17 estaciones de la cuenca del Paute.

Los datos SPI 12 se calcularon observando una distribución gamma ajustada a una normal con el fin de aplicar Kriging para estimar los valores de sequía en los puntos no muestreados. Los parámetros de ajuste del semivariograma empírico al modelo experimental se realizaron de manera que las superficies generadas presenten mapas sin saltos inexplicables en la interpolación y a través de la validación cruzada los EMS y EMCS estén dentro de los valores permitidos, es decir, cercanos lo más posible a cero y a uno respectivamente. Cabe mencionar que si bien se encontraron parámetros que redujeron las medidas de error como el criterio de vecindad por ejemplo, estos generaron superficies que no están acorde a la realidad del terreno.

Se tomaron en cuenta 3 períodos de análisis para el SPI 12, 1980 - 1984, 1990 - 1994 y 2000 - 2004, ya que en estos se de-

teció los períodos más secos, siendo el mes de Mayo de 1985 el más seco con un SPI de -1.32 y el menos seco Junio de 2002 con -0.89. A pesar de existir datos que muestran humedad moderada como en el caso de la estación Sevilla de Oro en Mayo y Noviembre de 1985 con valores de 1.42 1.60 respectivamente, éstos no se ven reflejados en los mapas por la condición de los vecinos al momento de la interpolación, los puntos que rodean esta estación tienen una clasificación que va de sequía severa a normal, y es precisamente de todos los meses, el de Mayo de 1985 el que llama más la atención pues no coincide con estudios previos realizados sobre precipitación como Celleri (2007) en donde la zona que describe sequía se muestra como de las que más llueve, esto puede deberse a un mes y año atípico dentro de la serie de datos debido a fenómenos que modifican la lluvia a gran escala.

Un problema de aplicar un índice de sequía basado únicamente en datos de precipitación se vio reflejado en el hecho de que no es posible, dentro de este índice, considerar variables que influyen en la precipitación como altitud, temperatura, pendiente entre otros (P. Goovaerts, 2000), a pesar de esta limitación, los mapas coinciden con las épocas de menor precipitación señalados en (Celleri et al., 2007) y el índice SPI 12 es el adecuado para el análisis a nivel macro (A Avilés et al., 2016), sin embargo, los patrones de variabilidad temporal y espacial de la sequía en la cuenca del Paute que podrían explicarse más claramente si se analizaran en conjunto con datos de patrones climáticos sinópticos que se presentan en la región montañosa occidental influenciada por el régimen costero del Pacífico y en la región montañosa oriental influenciada por las masas de aire tropicales húmedas provenientes de la Amazonía y del Atlántico (Vuille et.al, 2000).

AGRADECIMIENTOS

Al Vicerrectorado de Investigaciones de la Universidad del Azuay y al Instituto de Estudios de Régimen Seccional del Ecuador por el financiamiento y apoyo. Al Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) por la provisión de los datos.

REFERENCIAS

- Austin, R. B., Cantero-Martínez, C., Arrúe, J. L., Playán, E., & Cano-Marcellán, P. (1998). Yield-rainfall relationships in cereal cropping systems in the Ebro river valley of Spain. *European Journal of Agronomy*, 8(3), 239-248.
- Avilés, A., Céleri, R., Paredes, J., & Solera, A. (2015). Evaluation of Markov Chain Based Drought Forecasts in an Andean Regulated River Basin Using the Skill Scores RPS and GMSS. *Water Resources Management*, 29(6), 1949-1963. <http://doi.org/10.1007/s11269-015-0921-2>
- Avilés, A., Céleri, R., Solera, A., & Paredes, J. (2016). Probabilistic Forecasting of Drought Events Using Markov Chain and Bayesian Network-Based Models: A Case Study of an Andean Regulated River Basin. *Water*, 8(37), 1-16.
- Barbeta, A., Mejía-Chang, M., Ogaya, R., Voltas, J., Dawson, T. E., & Peñuelas, J. (2015). The combined effects of a long-term experimental drought and an extreme drought on the use of plant-water sources in a Mediterranean forest. *Global Change Biology*, 21(3), 1213-1225.
- Beniston, M. (2003). Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic Change*, 59(1), 5-31.
- Bhalme, H. N., & Mooley, D. A. (1980). Large-scale droughts/floods and monsoon circulation. *Monthly Weather Review*, 108(8), 1197-1211.
- Bonaccorso, B., Bordi, I., Cancelliere, A., Rossi, G., & Sutera, A. (2003). Spatial variability of drought: an analysis of the SPI in Sicily. *Water Resources Management*, 17(4), 273-296.
- Buttafuoco, G., Caloiero, T., & Coscarelli, R. (2015). Analyses of drought events in Calabria (Southern Italy) using standardized precipitation index. *Water Resources Management*, 29, 557-573.
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B. De, & Wyseure, G. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, 329(3-4), 413-421. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.031>
- Cadier, É., Gornez, G., Calvez, R., & Rossel, F. (1997). Inundaciones y Sequias en el Ecuador: el proyecto INSEQ. Quito.
- Capra, A., Consoli, S., & Scicolone, B. (2013). Long-term climatic variability in Calabria and effects on drought and agrometeorological parameters. *Water Resources Management*, 27(2), 601-617.
- Capra, A., & Scicolone, B. (2012). Spatiotemporal variability of drought on a short-medium time scale in the Calabria Region (Southern Italy). *Theoretical and Applied Climatology*, 110(3), 471-488.
- Celleri, R., Willems, P., Buytaert, W., & Feyen, J. (2007). Space - time rainfall variability in the Paute Basin, Ecuadorian Andes. *Wiley InterScience*, 3327(August), 3316-3327. <http://doi.org/10.1002/hyp>
- Cook, B. I., Ault, T. R., & Smerdon, J. E. (2015). Unprecedented 21st century drought risk in the American Southwest and Central Plains. *Science Advances*, 1(1), e1400082.
- Dalezios, N. R., Loukas, A., Vasiliades, L., & Liakopoulos, E. (2000). Severity-duration-frequency analysis of droughts and wet periods in Greece. *Hydrological Sciences Journal*, 45(5), 751-769.
- Edwards, D. C. (1997). Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales.
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press on Demand.
- Goovaerts, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228(1-2), 113-129. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00144-X](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00144-X)
- Guttman, N. B. (1999). Accepting the Standardized Precipitation Index: a Calculation Algorithm. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 35(2), 311-322. <http://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb03592.x>
- Johnston, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K., & Lucas, N. E. (2003). *Using ArcGIS Geostatistical Analyst*.
- Kamali, M., Nazari, R., & Faridhosseini, A. (2015). The Determination of Reference Evapotranspiration for Spatial Distribution Mapping Using Geostatistics. *Water Resources ...*, 29, 3929-3940.
- Lloyd-Hughes, B., & Saunders, M. A. (2002). A drought climatology for Europe. *International Journal of Climatology*, 22(13), 1571-1592. <http://doi.org/10.1002/joc.846>
- Maystadt, J.-F., & Ecker, O. (2014). Extreme weather and civil war: Does drought fuel conflict in Somalia through livestock price shocks? *American Journal of Agricultural Economics*, 96(4), 1157-1182.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J., & others. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology* (Vol. 17, pp. 179-183).
- Mishra, A. K., & Desai, V. R. (2005). Drought forecasting using stochastic models. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19(5), 326-339. <http://doi.org/10.1007/s00477-005-0238-4>
- Mishra, A. K., & Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391(1), 202-216.
- Moreno Jiménez, A., & Cañada Torrecilla, R. (2006). *Sistemas y Análisis de la Información Geográfica*.
- Nicholson, S. E., Tucker, C. J., & Ba, M. B. (1998). Desertification, drought, and surface vegetation: an example from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(5), 815-829.
- Palmer, W. C. (1965). *Meteorological Drought*. U.S. Weather Bureau, Res. Pap. No. 45.
- Palmer, W. C. (1968). Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: The new crop moisture index.
- Paredes, F., Millano, J. L., & Guevara, E. (2008). Análisis espacial de las sequías meteorológicas en la región de Los Llanos de Venezuela durante el período 1961-1996. *Revista de Climatología*, 8.

- Pereira, L. S., Cordery, I., & Iacovides, I. (2002). Coping with Water Scarcity.(IHP? VI, Technical Documents in Hydrology, n° 58). Paris. International Hydrological Programme, UNESCO.
- Pickup, G. (1998). Desertification and climate change--the Australian perspective. *Climate Research*, 11(1), 51-63.
- Quiring, S. M., & Papakryiakou, T. N. (2003). An evaluation of agricultural drought indices for the Canadian prairies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 118(1-2), 49-62. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(03\)00072-8](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(03)00072-8)
- Raziei, T., Saghafian, B., Paulo, A. A., Pereira, L. S., & Bordi, I. (2009). Spatial patterns and temporal variability of drought in western Iran. *Water Resources Management*, 23(3), 439-455.
- Rosell, F. (1997). Influencia de El Niño sobre los regímenes hidro-pluviométricos del Ecuador, serie INSEQ No.18, tomos I, II y III. INAMHI-ORSTOM.
- Shukla, S., & Wood, A. W. (2008). Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophysical Research Letters*, 35(2), 1-7. <http://doi.org/10.1029/2007GL032487>
- Tsakiris, G., Pangalou, D., & Vangelis, H. (2007). Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resources Management*, 21(5), 821-833.
- Vicente-Serrano, S. M. (2006). Differences in spatial patterns of drought on different time scales: an analysis of the Iberian Peninsula. *Water Resources Management*, 20(1), 37-60.
- Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, J. I., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorin-Molina, C., & Morán-Tejeda, E. (2011). Accurate computation of a streamflow drought index. *Journal of Hydrologic Engineering*, 17(2), 318-332.
- Vuille, M., Bradley, R. ., & Keimig, F. (2000). Climate variability in the andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13, 2520-2535.
- Webster, R., & Oliver, M. (2007). *Geostatistics for Environmental Scientists* (Second Ed). John Wiley & Sons, Ltd.
- Wilhite, D. A. (1997). Responding To Drought: Common Threads From the Past, Visions for the Future. *Journal of the American Water Resources Association*, 33(5), 951-959. <http://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1997.tb04116.x>
- Wilhite, D. A., Hayes, M. J., & Svoboda, M. D. (2000). Drought monitoring and assessment: status and trends in the United States. In *Drought and drought mitigation in Europe* (pp. 149-160). Springer.
- Younes, K., Ali, M. G., Esmail, A., & Fatemeh, T. (2011). Assessment of geostatistical methods for spatial analysis of SPI and EDI drought indices. *World Applied Sciences Journal*, 15(4), 474-482. <http://doi.org/10.1002/joc.1691>
- Zhai, L., & Feng, Q. (2009). Spatial and temporal pattern of precipitation and drought in Gansu Province, Northwest China. *Natural Hazards*, 49(1), 1-24.
- Zhang, J., Zhang, J., & Yao, N. (2009). Geostatistics for spatial uncertainty characterization. *Geo-Spatial Information Science*, 12(1), 7-12.

ANEXO 1

SPI de las estaciones de precipitación en la cuenca del río Paute

