

Nivel hídrico y precipitaciones del lago Titicaca en relación con las variables de macroescala del océano Pacífico



Marco Espino

maespinos@gmail.com

Instituto del Mar del Perú

Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad Nacional Federico Villarreal

Edward Alburquerque,

ealbuquerque@imarpe.gob.pe

Instituto del Mar del Perú

Marceliano Segura

msegura@imarpe.gob.pe

Instituto del Mar del Perú

Rene Chura

rchura@imarpe.gob.pe

Instituto del Mar del Perú

Resumen

Se analizó el nivel hídrico (1914-2016) y las precipitaciones (1981-2016) en el Lago Titicaca para determinar patrones de variabilidad interanual, decenal y multidecenal. A las variables de nivel del lago y de precipitación, se les aplicó análisis estadísticos y la técnica de ondeletas (*wavelets*), encontrándose que la precipitación tiene una periodicidad anual y que el nivel del lago obedece, principalmente, a períodos decenales. El tiempo que demora (retardo) el lago para mostrar variación del nivel hídrico, por efecto de las precipitaciones, es de 2 a 3 meses. Así mismo, la data fue correlacionada con el Índice de Oscilación del Sur (IOS), la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) y el Índice Multivariado ENSO (EMI), determinándose que la evolución tiempo-frecuencia de los datos de nivel hídrico del lago y precipitación respecto del Índice Multivariado ENOS, muestran una asociación de fase alternada o de signo opuesto entre sí.

Palabras clave: Nivel hídrico, precipitaciones, IOS, ODP, ENOS, wavelets, Lago Titicaca.

Abstract

The water level (1914-2016) and rainfall (1981-2016) data in Lake Titicaca were analysed to determine inter-annual, decennial and multi-decennial patterns of variability. To the lake level and rainfall variables, statistical analysis and the wavelet technique were applied, finding that the rainfall has an annual periodicity and that the level of the lake obeys, mainly, to decennial periods. The time it takes (delay) the lake to show variation of the water level, due to the effect of rainfall, is 2 to 3 months. Likewise, the data was correlated with, the Southern Oscillation Index (IOS), the Pacific Decentral Oscillation (ODP) and the ENSO Multivariate Index (EMI), determining that the time-frequency evolution of the water level data of the lake and rainfall, with respect to the ENSO Multivariate Index, show an alternate or opposite sign association with each other.

Keywords: Water level, rainfall, IOS, ODP, ENSO, wavelets, Lake Titicaca.



1. Introducción

La cuenca del Titicaca ocupa 56 270 km², área en la cual se ubica el lago Titicaca (LT). Sus principales aportes provienen de las precipitaciones fluviales, con un promedio anual de 270 m³/s que equivalen al 55,5% del volumen de agua que ingresa a la cuenca; seguido de los afluentes, con 210 m³/s (44,37%); y las aguas subterráneas que aportan un 0,13%. Las mayores pérdidas se dan por la evaporación, estimadas en 436 m³/s (93,93%), y el escurrimiento por el río Desaguadero por donde se pierde 35 m³/s (4,83%); además se producen pérdidas menores por cambio de volumen del lago correspondientes al 0,97%; e intercambio con la laguna de Arapa de 0,27% (Boulangé y Aquize, 1981; PNUMA, 2011).

El nivel hídrico del lago Titicaca está condicionado principalmente por la intensidad de las lluvias que se dan en cada época del año de manera interanual. Algunos estudios han asociado teleconexiones en la variabilidad de las lluvias en el altiplano o en los Andes sur peruanos con eventos El Niño (EN) y La Niña (LN) o eventos ENOS (El Niño Oscilación del Sur). Trabajos como los de Aceituno (1988, 1989); Aceituno y Montecinos (1993); Aceituno y Garreaud (1995); Kiladiz y Díaz (1989), muestran resultados sobre la interrelación a gran escala entre el continente sudamericano y los eventos ENSO. Estos estudios regionales sobre la influencia de los eventos ENOS, en algunas regiones altiplánicas, reportan bajos promedios de precipitación y temperaturas altas, en asociación con el Índice de Oscilación del Sur (SOI), considerado como fase caliente/fría (El Niño/La Niña). Rome-Gaspaldy y Ronchail (1998), describen que en Perú durante EN, la pluviosidad es deficitaria en los Andes del sur, aunque muchos períodos secos del Altiplano no están relacionados a eventos ENOS. La ocurrencia puede darse en cualquier período y estarían más relacionados a la circulación atmosférica que a las condiciones superficiales del Pacífico. Por su parte, Lagos et al. (2008), describen la variabilidad de las lluvias relacionadas con eventos ENOS; encuentran que el comportamiento de las lluvias presenta diferentes regímenes en los Andes y están moderadamente correlacionados con la temperatura superficial del mar (TSM) en la región Niño 4 (Pacífico Ecuatorial Central). Lavado et al. (2012) plantean que las lluvias y los caudales en el norte de la vertiente del Pacífico peruano y en la vertiente del lago Titicaca, son influenciadas de manera inversa por la variabilidad del ENOS. Así, durante El Niño, las lluvias y caudales están sobre sus valores normales en la costa norte, mientras que en la vertiente del Titicaca y al este de los Andes se presentan sequías

hidrológicas. En tal sentido, la cuenca hidrográfica del Titicaca tiene gran importancia para la zona del Altiplano (Perú-Bolivia) por ser el afluente hídrico del lago Titicaca y la variabilidad está determinada por los patrones de precipitación.

Este trabajo trata de interpretar y explicar el comportamiento interanual y decenal de las precipitaciones y el nivel hídrico del lago Titicaca; asimismo, determinar la magnitud de la correlación del nivel hídrico del lago Titicaca y el patrón de precipitaciones con índices globales, tales como el Índice de Oscilación del Sur (IOS), la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) y el Índice Multivariado ENOS (IME), calculados para medir la interacción océano-atmósfera, que caracteriza la variabilidad del océano Pacífico.

2. Material y métodos

2.1. Datos

Los datos del nivel hídrico del lago Titicaca son mensuales desde 1914 hasta el 2016. La cota de referencia es 3800 metros sobre el nivel mar (m s. n. m.). Las precipitaciones también fueron mensuales entre 1981 y 2016 para la estación Enafer (puerto de Puno) y desde 1932 a 1990 para la estación de Salcedo (Puno). La fuente de origen de los datos procede del Servicio Nacional de Hidrología y Meteorología de Perú (SENAMHI).

El Índice de la Oscilación del Sur (IOS) es un valor que se obtiene de la diferencia de presiones atmosféricas superficiales entre la isla de Tahití y Darwin (Australia); es uno de los índices atmosféricos que se utiliza para el monitoreo del ENOS. Para este trabajo se ha considerado valores mensuales entre 1914 y 2016. El IOS es calculado por *The Australian National Climate Centre* y los datos provienen de la web de esta institución (www.bom.gov.au/climate/current/soihtml1.shtml).

La Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) es un patrón de variabilidad climática espacial persistente (20 a 30 años) que abarca todo el océano Pacífico, con manifestaciones muy claras en el Pacífico Norte (Norte América) y efectos secundarios en los trópicos (Espino, 2014). Las fases de la ODP se denominan cálidas de alrededor de 20 años (valores positivos) o frías de alrededor de 30 años (valores negativos). Se analizan valores mensuales desde 1914 a 2016 obtenidos de la web <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>.

El Índice Multivariado ENSO (IME) (Wolter, 1987; Wolter y Timlin, 1993, 1998) es el mejor parámetro para el monitoreo de El Niño debido a que integra seis variables que reflejan el acoplamiento entre el océano y la atmósfera siendo menos sensible a las variaciones ocasionales de algunas variables por efectos locales. El IME integra presión a nivel del mar (P), componentes zonales (U) y meridionales (V) del viento superficial, temperatura superficial del mar (S), temperatura superficial del aire (A) y cobertura total del cielo (C) (Espino, 2003). Para el presente trabajo se han considerado datos MEI desde 1950 hasta fines de 2016 y datos del MEI extendidos desde 1914 a 1949. <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>

2.2. Metodología empleada

Se normalizaron (estandarizaron) los datos de nivel hídrico del lago Titicaca y de las precipitaciones (lluvias) para poder comparar su evolución en el tiempo y posteriormente se calcularon las anomalías de precipitación removiendo su ciclo anual. Para calcular el desfase temporal entre las variables ya mencionadas, se aplicó la correlación cruzada o “crosrelación”, es decir, la correlación entre la serie temporal de precipitación en un tiempo dado y la serie del nivel hídrico del lago Titicaca en un tiempo posterior. Otra técnica utilizada para poder extraer información de la periodicidad de las series temporales fue la técnica de ondeletas (“wavelets” en inglés) la cual se detalla a continuación:

Ondeletas (Wavelets)

El análisis *wavelet* es una herramienta básica para el estudio de señales, enfocándose sobre una parte específica en una señal para extraer las estructuras locales y singularidades (Ghil et al. 2002). Es útil para seguir cambios en la frecuencia de una o más señales periódicas en la dinámica climática (Torrence y Compo, 1998; Lau y Weng, 1995; Meyers et al., 1993). Este análisis tiene como característica principal utilizar funciones de base locales generalizadas (*wavelets*) que pueden ser *dilatadas* y *trasladadas* con una resolución flexible tanto en el tiempo como en la frecuencia (Lau y Weng, 1995; Graps, 1995).

Dependiendo del enfoque, continuo o discreto que se le dé, la transformada *wavelet* descompone una señal $X(t)$ en términos de algunas funciones elementales derivada de una *wavelet Madre* o *wavelet analizadora* por dilatación $[\]$ y traslación $[\]$:

Una transformación *wavelet* en un continuo de tiempo y frecuencias simplemente es una proyección de una señal $X(t)$, en las traslaciones “ τ ” y dilataciones “ s ” de:

Un tipo *wavelet Madre* utilizada en estudios de climatología (Torrence y Compo, 1998) es el tipo **Morlet** que debido a su naturaleza compleja es capaz de detectar amplitudes y fases dependientes del tiempo para diferentes frecuencias existentes en las series de tiempo. En el presente trabajo haremos uso de dicha “*wavelet*” **Morlet** que está dado por:

3. Resultados

Precipitaciones (lluvias)

Las lluvias en la cuenca del Titicaca, entre 1981 al 2016, presentan períodos de alta frecuencia. Estas representan el 55,5% del volumen que ingresa a la cuenca. Por lo general, el período lluvioso se incrementa a partir del último trimestre del año y disminuye hacia fines del primer trimestre del año siguiente (Fig. 1), alcanzando la mayor intensidad en enero y el mínimo valor en julio. Así mismo, las mayores desviaciones coinciden con la época de mayores precipitaciones, lo cual indica que en estos momentos también ocurren grandes variaciones por efectos de eventos El Niño o La Niña.

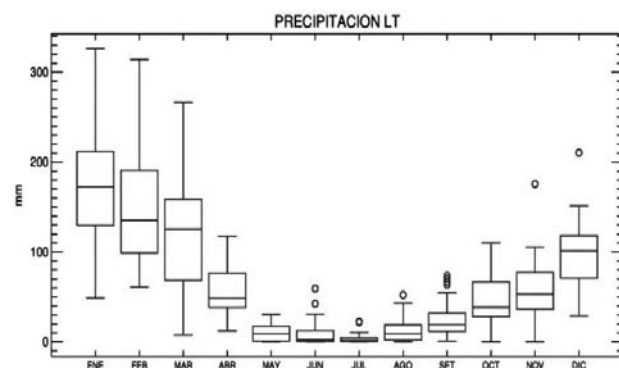


Figura. 1. Las cajas expresan los límites superior e inferior (primer y tercer cuartil, respectivamente) de las precipitaciones. La línea horizontal representa la mediana. Las prolongaciones representan la dispersión de los datos. Según el gráfico, en el mes de enero se registran la mayor cantidad de lluvias y la mayor dispersión. Los datos son comparables desde la mediana para cada uno de los meses en todo el período.

El correlograma de las precipitaciones con relación al nivel del LT (Fig. 2) refleja que la influencia o el efecto de las lluvias sobre la variación del nivel hídrico del lago recién es advertida a partir del segundo o tercer mes de iniciadas las lluvias; es decir, a partir de ese período se alcanza la estabilización del nivel del lago. Al aplicar el



espectro de potencia de Fourier y la técnica de *wavelet* al proceso aleatorio de las precipitaciones en el dominio de la frecuencia, se obtiene un comportamiento oscilatorio con ciclos anuales (fig. 3).

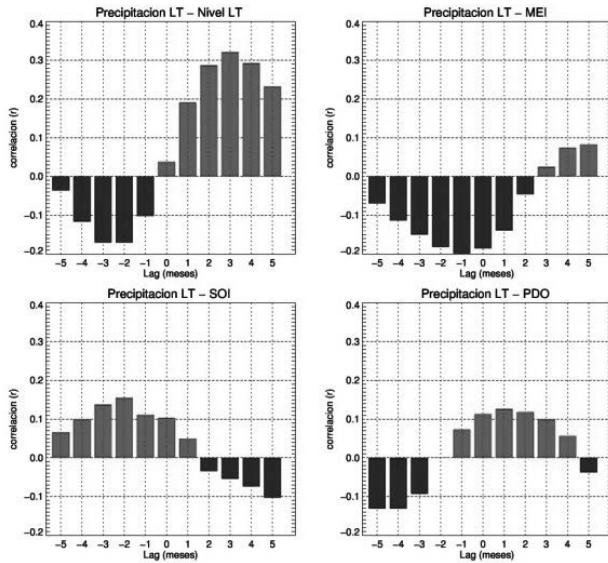


Figura 2. Correlograma de las precipitaciones con el nivel hídrico del lago Titicaca, y los índices MEI, SOI y PDO.

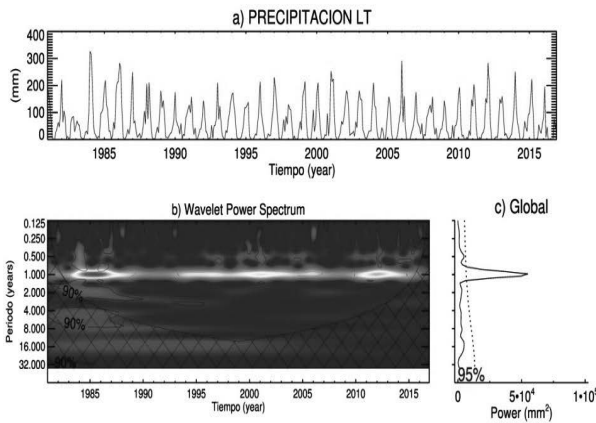


Figura 3. a) Precipitaciones en el lago Titicaca de 1981 a 2016. b) Espectro de potencia ondular ("wavelets"). El eje horizontal es el tiempo y el eje vertical, el período representativo del espectro ondular. Las líneas exponenciales convergentes hacia el centro de la gráfica marcan la región de influencia de los extremos de la serie en los que los resultados están deformados. c) Espectro de potencia de oscilación anual de las precipitaciones. La línea punteada representa el 95% de confianza.

La anomalía de las precipitaciones en el LT muestra un comportamiento de orden inverso con respecto al IME; es decir, cuando las precipitaciones son intensas el IME es negativo y viceversa. Este comportamiento es similar entre las precipitaciones y el IOS, pero con un valor más bajo, esto debido a que en la composición del índice IME intervienen seis variables, entre las que se incluye el IOS. Por lo tanto, la tendencia de correlación inversa es más robusta (evidente) entre la precipitación con el IME (Fig. 4).

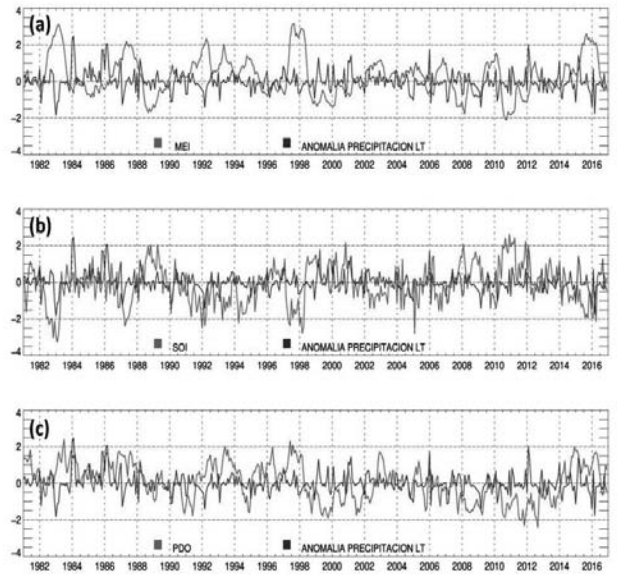


Figura 4. Anomalía de las precipitaciones versus índices globales (variables normalizadas). (a) Anomalía de la precipitación versus MEI, (b) Anomalía de la precipitación versus IOS, (c) Anomalías de precipitaciones versus PDO.

Los resultados de correlación de las lluvias en el lago Titicaca con el IME e IOS corroboran lo manifestado por Lavado et al. (2012a). Durante El Niño Fuerte (La Niña Fuerte), la región sur andina de la vertiente del Pacífico presenta disminución (aumento) de lluvias; por ende, la vertiente del Titicaca presenta un importante déficit de lluvias durante El Niño Fuerte.

Durante los eventos *El Niño con categoría muy fuerte* (1982-83; 1987-88; 1993-95; 1997-98), el IME alcanzó los mayores picos de anomalía positiva; mientras tanto, las anomalías de precipitaciones tuvieron valores negativos y las lluvias fueron menos intensas en dichos períodos. La misma tendencia se presentó para eventos de *El Niño de categoría moderada* (1991-93; 2002-03; 2004-05; 2006-07; 2009-10).

Después del evento El Niño 1997-1998, calificado como intenso, le siguió un evento La Niña (1999-2001) con categoría de intenso a moderado. Para los años 2004 y 2005, las condiciones fueron normales; sin embargo, en el primero de los dos años el valor del MEI fue positivo, cambiando a valores ligeramente negativos a finales del 2005 y el primer trimestre del 2006. Entre mayo de 2007 y marzo de 2009, se presentó el fenómeno de La Niña de intensidad moderada luego entre junio de 2010 y marzo de 2012 un evento intenso seguido de uno más moderado (Quiroz, 2011). Durante estos dos eventos, La Niña de categoría intensa o moderada, las anomalías de IME tuvieron valores positivos; en ese mismo período, las lluvias en el LT presentaron anomalías positivas (Ver Fig. 4).

Para el período entre 1975 a 1995, los niveles de precipitaciones del lago encajan dentro de una fase cálida del PDO; mientras que, a partir de 1998, están en una fase fría o de un período negativo (Mantua y Hare, 2002).

La base de datos de precipitaciones (1931 a 1990), en la estación de Salcedo (Puno), representan tendencias similares al igual que en la estación de Senamhi. Es decir, la estacionalidad es anual con temporadas de lluvias que se inician a fines de la estación de primavera e influyen en el nivel del lago Titicaca a partir del segundo o tercer mes (Fig. 5).

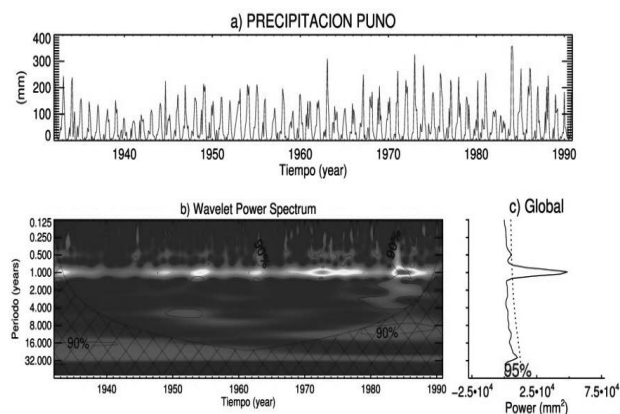


Figura 5. a) Precipitaciones en la estación de Salcedo (Puno) de 1932 a 1990. b) Espectro de potencia ondular (“wavelets”). El eje horizontal es el tiempo y el eje vertical el período representativo del espectro ondular. Las líneas exponenciales convergentes hacia el centro de la gráfica marcan la región de influencia de los extremos de la serie en los que los resultados están deformados. c) Espectro de potencia de oscilación anual de las precipitaciones.

Nivel hídrico del Lago Titicaca

El lago Titicaca alcanza el mayor nivel hídrico a partir del segundo trimestre del año (marzo - abril), lo que corrobora la correlación luego de iniciado el período de lluvias, con una demora de 2 o 3 meses. Luego se inicia una disminución paulatina hacia fines de año (Fig. 6). En la década de 1940 alcanzó el nivel más bajo, en tanto que a fines de la década de 1980 fue el mayor nivel (Fig. 7a).

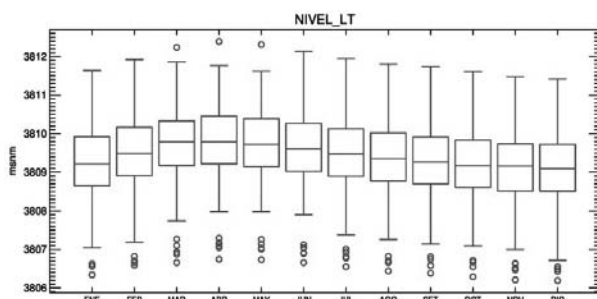


Figura 6. Diagrama de cajas del nivel hídrico mensual del LT para la serie de tiempo 1914-2016. El lago alcanza el mayor nivel

hídrico en los meses de marzo-abril, esto significa dos meses después de la mayor intensidad de lluvias (enero).

El análisis wavelet evidencia que las oscilaciones en el nivel hídrico del LT tienen un comportamiento ondular de notable intensidad que varía entre 10 y 12 años (decenal) y otro de aproximadamente 25 años (Fig. 7 b, c); además de una componente de periodo mayor que puede asociarse a una tendencia no lineal (multianual).

Los ciclos interanuales del nivel del lago, tanto en los niveles máximos como mínimos, reflejan asociación con el IME y la ODP. El comportamiento y estacionalidad del nivel hídrico del lago Titicaca, con relación a los índices del Pacífico se caracteriza por presentar fluctuaciones de alta frecuencia en el corto plazo, bastante similar al mostrado por las lluvias, de alternancia inversa (Fig. 8). En el caso particular de las lluvias con el IME, existe un comportamiento de carácter inverso, marcado por cierta tendencia cíclica interanual o decenal, cuyos cambios significativos del nivel hídrico del lago se dan en períodos en que las anomalías positivas del IME se incrementan notablemente (Fig. 8a). En la serie temporal de correlación de anomalías del nivel hídrico del lago y el IME, destacan los ciclos de la década 1940 a 1950, 1965 a 1973, 1990 a 1998. Así mismo, esta tendencia de correlación es similar con respecto al ODP y el IOS (Fig. 8b, 8c).

Los resultados históricos de la ODP indican una fase cálida aproximadamente desde 1925 a 1946 y de 1977 a 1995; mientras que de 1947 a 1976 y posteriormente a 1996 se percibe la existencia de un período negativo (fase fría) (Mantua y Hare, 2002). La principal fuente de variabilidad del nivel hídrico del lago Titicaca está representada por el ciclo anual en las precipitaciones. Señales interanuales (2–7 años), decenal (10–20 años) y multianual (20–70 años) presentes en el IOS y la ODP coincide con los valores negativos de la ODP y frecuentes eventos La Niña. Mientras que las condiciones lluviosas (1977/1978 a 1998/1999) coinciden con valores positivos de la ODP y con frecuentes e intensos eventos de El Niño. Con respecto a la interrelación del nivel del Lago Titicaca con el Índice de Oscilación Decadal, hacia el final del período decenal frío (1890-1924) (Mantua y Hare, 2002), el lago registró valores de anomalía positiva. Posteriormente, en el ciclo cálido (1925-1946), las precipitaciones registraron una disminución gradual hasta alcanzar el valor histórico más bajo. En este período de tiempo, el PDO estuvo en fase con eventos El Niño (intensos en los años de 1940-41, 1941-42, 1946-47 y moderado entre 1944-



45), lo cual habría influido para que las precipitaciones en la zona altiplánica y el nivel del lago disminuyan en gran magnitud. El pico más alto de precipitaciones y del nivel hídrico del lago, se registró a mediados de la década de 1980 (1986), correspondiente a otro ciclo cálido (desde 1977). Contrariamente, el mayor pico de precipitación y nivel del lago también se dio en el período de tres eventos El Niño (1977, 1982-1983, 1988). (http://www.tesis.uchile.cl/tesis/uchile/2009/cf-jacques_mc/pdfAmont/cf-jacques_mc.pdf)

La variabilidad del nivel hídrico del lago está dada también por la evaporación, que representa el 93,93% de las pérdidas en el balance hídrico del lago; sin embargo, este proceso ocurre de manera constante durante todo el año, en un solo sentido (disminución o pérdida). Los efectos de las lluvias sobre el incremento o caída del nivel hídrico recién se reflejan a partir del segundo o tercer mes.

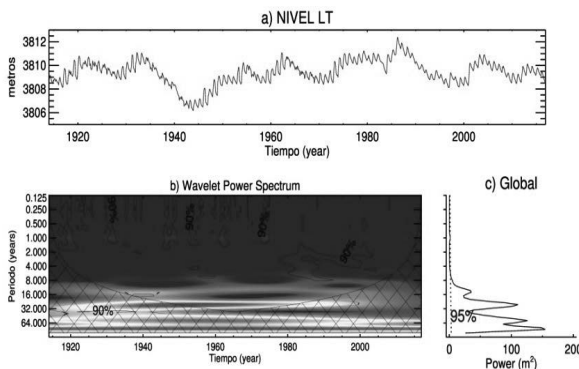


Figura 7. a) Nivel hídrico del Lago Titicaca de 1914 a 2016. b) Espectro de potencia ondular (wavelets). El eje horizontal es el tiempo y el eje vertical indica el período representativo del espectro de oscilación. Las líneas exponenciales convergentes hacia el centro de la gráfica marcan la región de influencia de los extremos de la serie en los que los resultados están deformados. c) Espectro de potencia de oscilación anual del nivel hídrico.

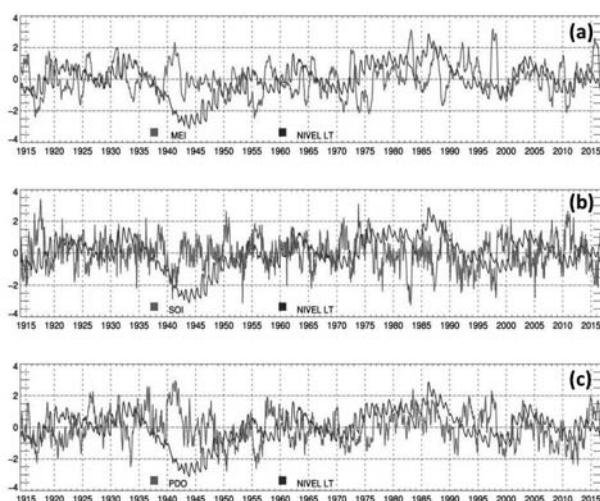


Figura 8. Correlación del nivel hídrico del lago con índices globales. (a) Nivel del lago versus MEI, (b) Nivel del lago versus IOS, (c) Nivel del lago versus PDO.

Discusión y conclusiones

La base de datos disponibles de precipitaciones (lluvias) y del nivel hídrico del lago Titicaca fue suficiente para definir un patrón de fluctuación a escala temporal (inter-anual) de estas dos variables y correlacionarlas con índices de escala global del Pacífico (IOS, IME, ODP). Mediante la aplicación del análisis *wavelet* y la transformada de Fourier, como herramientas para identificar frecuencias en las señales de las series temporales, se estableció que las precipitaciones presentan señales de cambios u ondulaciones en períodos de un año, con mayores intensidades de lluvias entre diciembre a marzo. El nivel hídrico del lago Titicaca muestra oscilaciones interanuales (decenales) y otras de mayor período. El correlograma entre las precipitaciones y el nivel hídrico del LT indica que después de dos a tres meses se aprecia variabilidad en el nivel del lago.

La correlación de las precipitaciones (lluvias) y el nivel hídrico con respecto a los índices globales del Pacífico (IME, IOS y ODP) tienen una frecuencia de comportamiento de orden inverso, con una mejor correspondencia con el Índice Multivariado ENOS y en menor escala con el IOS; sin embargo, la tendencia se mantiene con ambos índices, cuya aplicación es para caracterizar a los eventos El Niño o La Niña. La correlación entre la intensidad de las lluvias y de nivel hídrico del lago Titicaca es de orden inverso cuando hay eventos El Niño y La Niña, lo cual es propio por la dependencia que existe del nivel del lago respecto de las precipitaciones.

Si bien existe una correlación entre las variables analizadas, es un tanto impreciso señalar de manera concluyente el grado de correlación o influencia de



Figura 9.



Figura 10.

los índices del Pacífico, antes mencionados, con la variabilidad interanual de las precipitaciones y el nivel del Lago. Existen trabajos de investigación que expresan la existencia de otros factores meteorológicos que dan lugar a teleconexiones significativas a nivel regional e influyen sobre las precipitaciones en la zona altoandina peruana (Silva et al., 2008; Espinoza et al., 2009, Espinoza et al., 2011 y Lavado et al., 2012). Entre los factores meteorológicos que influyen o perturban la correlación con los índices del Pacífico, se tiene a la formación de la Alta de Bolivia (AB), que resulta ser un anticiclón con núcleo caliente, que en el mes de octubre se ubica sobre el Perú y oeste de la Amazonía; en paralelo con la Baja del Noreste de Brasil (BNEB), favorecen la ocurrencia de precipitaciones moderadas a fuertes sobre territorio boliviano, sierra central de Perú y en menor intensidad en la región sur. La AB tiene relación con el avance meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que en conjunto con la Corriente del Jet Subtropical atraen más hacia el sur el cinturón ecuatorial de los vientos del Este (Aceituno, 1996).

Estas fluctuaciones de la circulación océano-atmosférica, en su conjunto, influyen en la variabilidad de las precipitaciones y el nivel hídrico del lago Titicaca, con períodos de precipitaciones intensas o períodos de sequías en la región del altiplano. Esto sugiere la implementación de una metodología que permita medir, de manera independiente, el nivel de correlación de los índices del Atlántico y los Índices del Pacífico, con las precipitaciones y el nivel hídrico del lago Titicaca.

Bibliografía

Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: surface climate. *Monthly Weather Review*, v. 116, p. 505-524.

————— (1989). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 2: Upper-Air Circulation. *Journal of Climate*, 2: p. 341-355.

————— (1996). Elementos del clima en el Altiplano sudamericano. *Rev. Geofísica-IPGH*, 44, 1996, 37-55.

Aceituno, P. y A. Montecinos (1993). Circulation anomalies associated with dry wet periods in the South American Altiplano. *Fourth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Hobart, Australia*: 330-331.

Aceituno, P. y R. Garreaud (1995). Impacto de los fenómenos El Niño y La Niña en regímenes fluviométricos andinos. *Rev. Soc. Chilena Ing. Hidraulica*, 10(2): 33-43.

Boulangé B. y E. Aquize Jaen (1981). Morphologie, hydrographie et climatologie du lac Titicaca et de son bassin versant *Rev. Hydrobiol. trop.*, 14 (4): 269-287.

Espino, M. (2003). Estrategia de Gestión Oriental para el Pacífico Oriental con especial mención a la pesquería peruana (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Lima.

————— (2014). Patrones de variabilidad y las pesquerías en el pacífico sud este (Tesis Doctorado). Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Lima.

Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Filizola, N.; Noriega, L.; Lavado, C.W.S.; Pombosa, R.; Romero, R. (2009). Spatio-Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*, v. 29, p. 1574-1594.

Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Junquas, C.; Vauchel, P.; Lavado, C.W.S.; Drapeau, G.; Pombosa, R. (2011). Climate variability and extremes drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. L13406, doi: 10.1029/2011GL047862.

Ghil, M., M. R. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. W. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi y P. Yiou (2002). Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev. Geophys.* 40 (1): 1-41.

Graps A. (1995). An Introduction to Wavelets. *IEEE Comp. Sci. Eng.*, 2(2), 50-61.

Kiladiz, G., Diaz, H. (1989). Global climate anomalies associated with extremes in the Southern-Oscillation. *J. Climate* 2, 1069-1090.

Lagos, P., Y. Silva, E. Nickl, and K. Mosquera (2008). El Niño-related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences*. 14: 231-237.



- Lavado, C.W.S., J. Ronchail, D. Labat, J. C. Espinoza, J. L. Guyot (2012). A basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969-2004) Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. *Hydrological Sciences Journal*. 57 (4): 1-18.
- Lau, K. M. y H. Y. Weng (1995). Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 76: 2391-2402.
- Mantua, N. J. y S. R. Hare (2002). The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, 58: 35- 44.
- Meyers, S. D., B. G. Kelly y J. J. O'Brien (1993). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. *Mon. Wea. Rev.* 121: 2858-2866.
- PNUMA (2011). Perspectivas del Medio Ambiente en el Sistema Hídrico. Titicaca-Desaguadero-Poopó-Salar de Coipasa (TDPS). Informe GEO Titicaca en el marco del Proyecto «Apoyo a la gestión integrada y participativa del agua en el sistema hídrico Titicaca-Desaguadero-Poopó-Salar de Coipasa (TDPS)» y gracias a la cooperación entre el Gobierno de España, a través del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, y el PNUMA. 187 pp.
- Quiroz, M. (2011). Anexo del Informe Técnico: Elaboración de un boletín con información hidroclimática de los mares de México. Indicadores Climáticos. Una manera para identificar la variabilidad climática a escala global. 27 pp.
- Rome-Gaspaldy, S. y J. Ronchail (1999). La pluviometría en el Perú durante las fases ENSO y LNSO. *Bulletin de l'Institut français d'études Andins*. 27(3): 675-685.
- Torrence, C. y G. P. Compo (1998) A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79: 61-78.
- Silva, Y., K. Takahashi, R. Chávez (2008). Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances in Geosciences*, 14, 261-264.
- Wolter, K. (1987) The Southern Oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. *J. Climate Appl. Meteor.* 26: 540-558.
- Wolter, K., y M.S. Timlin (1993). Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, 52-57.
- (1998). Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? *Weather*. 53: 315-324.

Recibido el 16 de enero del 2017

Aceptado el 27 de febrero del 2017