

REVISTA

GEOFÍSICA

Instituto Panamericano de Geografía e Historia



NÚMERO 65

ENERO - DICIEMBRE 2015

**AUTORIDADES DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
2013-2017**

PRESIDENTE Ing. Rigoberto Magaña Chavarría *El Salvador*
VICEPRESIDENTE Dr. Roberto Aguiar Falconi *Ecuador*

SECRETARIO GENERAL
Dr. Rodrigo Barriga-Vargas

Chile

COMISIÓN DE CARTOGRAFÍA

(Uruguay)

Presidenta:

Dr. Carlos López Vázquez

Vicepresidente:

Mg. Yuri Sebastián Resnichenko Nocetti

COMISIÓN DE HISTORIA

(México)

Presidenta:

Dra. Patricia Galeana Herrera

Vicepresidente:

Dr. Adalberto Santana Hernández

COMISIÓN DE GEOGRAFÍA

(Estados Unidos de América)

Presidenta:

Geóg. JeanW. Parcher

Vicepresidenta:

Dra. Patricia Solís

COMISIÓN DE GEOFÍSICA

(Costa Rica)

Presidente:

Dr. Walter Fernández Rojas

Vicepresidente:

M. Sc. Walter Montero Pohly

MIEMBROS NACIONALES DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Argentina	Ing. Alejandro Próspero Guiliano
Belice	Mr. Stanislaus Martinez
Bolivia	Tcnl. DIM Arturo Echalar Rivera
Brasil	Dr. Sergio Luis Fontes
Chile	Dr. Sergio Barrientos Parra
Colombia	María Teresa Martínez Gómez
Costa Rica	Geól. Gilfredo Rojas Quesada
Ecuador	Dr. Mario Ruiz
El Salvador	Ing. José Antonio Hernández Magaña
Estados Unidos	Dr. José V. Bajo Sanchez
Guatemala	Sr. Eddy Hardie Sánchez Bennet
Haití	
Honduras	Ing. Manrique Yu Way
México	Dr. Arturo Iglesias Mendoza
Nicaragua	M. Sc. Fabio Segura
Panamá	Luis E. Santamaría
Paraguay	Dr. Juan Carlos Velázquez
Perú	Dr. Juan Carlos Villegas Lanza
Rep. Dominicana	Eugenio Polanco Rivera
Uruguay	Cnel. Héctor Rovera
Venezuela	Ing. Gustavo Malavé

COMITÉS DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Comité de Desastres Naturales	Dr. José Luis Vásquez	México
Comité de Cambio Climático	Dr. Christopher L. Castro	Estados Unidos de América
Comité de Geofísica Aplicada	Ing. María Inés Pastorino	Argentina
Comité de Estudios Especiales	Dr. Manuel Araneda	Chile

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

REVISTA
GEOFÍSICA



NÚMERO 65

ENERO - DICIEMBRE 2015

INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Presidente: Dr. Walter Fernández Rojas

Escuela de Física, Universidad de Costa Rica

Vicepresidente: M. Sc. Walter Montero Pohly

Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica

REVISTA GEOFÍSICA

Publicación fundada en 1971

Indizada en PERIÓDICA

Es distribuida en canje a las instituciones científicas y culturales

Para correspondencia científica y técnica dirigirse a los editores de la *Revista Geofísica*:

J. Esteban Hernández-Quintero y Ana Caccavari

Instituto de Geofísica

Universidad Nacional Autónoma de México,

Circuito de la Investigación Científica s/n

Ciudad Universitaria, Deleg. Coyoacán, 04510 Ciudad de México.

Correo electrónico: geofisica_editor@ipgh.org

Comité Editorial

Claudia Arango, Gerardo Cifuentes y Manuel Mena (*Instituto de Geofísica, UNAM, México*)

Martha Angélica Elizondo (*Facultad de Estudios Superiores, Acatlán, UNAM, México*)

David Escobedo (*Facultad de Ingeniería, UNAM, México*)

Carlos Mendoza (*Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, México*)

José Luis Macías (*Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Morelia, México*)

Ma. Inés Pastorino (*Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina*)

Rocío Zúñiga (*Halliburton, Inc., sede Villahermosa, México*)

Canje, venta y distribución de publicaciones, escribir a:

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Secretaría General

Apartado Postal 18879, 11870, Ciudad de México

Teléfonos: (5255) 5277-5888, 5277-5791 y 5515-1910

Fax: (5255) 5271-6172

Correo electrónico: publicaciones@ipgh.org / www.ipgh.org

Las opiniones expresadas así como el contenido y forma en notas, informaciones, reseñas y trabajos publicados en la *Revista Geofísica*, son de la exclusiva responsabilidad de sus respectivos autores. Los originales que aparecen sin firma ni indicación de procedencia son de la Dirección de la Revista.

Portada: Pirámide de Kukulcán, durante un levantamiento geofísico en el año 2014.

Cover: Kukulcan Pyramed during a geophysical survey in 2014.

© 2017 Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

Revista Geofísica, enero-diciembre 2015, es una publicación anual editada por el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Ex-
arobispado núm. 29, Col. Observatorio, Delegación Miguel Hidalgo, C.P. 11860, Ciudad de México. Tels. (52-55)5277-5888, 5277-
5791, 5515-1910, www.ipgh.org, publicaciones@ipgh.org. Editores responsables: M. Sc. Juan Esteban Hernández-Quintero y Ana
Caccavari, geofisica_editor@ipgh.org. Reserva de Derechos al Uso Exclusivo versión electrónica, ISSN versión electrónica y licitud de
título y contenido versión electrónica: en trámite. Responsable de la última actualización de este número: Departamento de
Publicaciones del IPGH, Ex-arobispado núm. 29, Col. Observatorio, Delegación Miguel Hidalgo, C.P. 11860, Ciudad de México,
México. Fecha de última modificación: 12 de junio de 2017.

Queda estrictamente prohibida la reproducción total o parcial de los contenidos e imágenes de la publicación sin previa autorización
del Instituto Panamericano de Geografía e Historia.-

REVISTA
GEOFÍSICA

NÚMERO 65

ENERO - DICIEMBRE 2015

Contenido

Nota Editorial	5
Editorial Note	6
Artículos inéditos de investigación	
Modelos lineales generalizados para la predicción de precipitaciones en el Valle Central de Costa Rica, América Central usando ENOS: una propuesta metodológica <i>Sandra Ramírez</i> <i>Luis Cid</i> <i>Eric Alfaro</i>	9
Sismicidad histórica y estudios complementarios asociados a la estructura denominada Falla de San Ramón, Chile Central <i>Manuel Araneda C.</i> <i>Álvaro Araneda A.</i> <i>María Soledad Avendaño R.</i>	27
Simulación de perfiles sísmicos verticales (vsp) a partir de registros de velocidades de ondas p y sv en pozos petroleros <i>Toni E. Charfan</i> <i>José P. Franceschini</i>	53
Identificación de ondas coherentes entre las nevadas en los Andes Áridos de Argentina-Chile y los principales factores climáticos que las condicionan <i>Juan Leonidas Minetti</i> <i>Arnobio Germán Poblete</i>	67
Archaeological prospection in Chapingo, Texcoco Region, Mexico. <i>Alejandro Rosado-Fuentes</i> <i>Alejandra Arciniega-Ceballos</i>	89
Reseña	
Desastres sísmicos en América Latina: una aproximación holística. Autores: Heriberta Castaños, Cinna Lomnitz <i>Ana Caccavari Garza</i>	109
Instructivo para autores	111

Nota editorial

Presentamos el número 65 de la *Revista Geofísica*. Este ejemplar se ha conformado con cinco artículos científicos de investigación, provenientes de grupos de trabajo de los Países Miembros del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) tales como Costa Rica, Chile, Venezuela, Argentina y México.

Los temas que se desarrollan en estos artículos son el reflejo del interés de los diversos grupos de trabajo en estos países por conocer su entorno mediante el uso de diversas herramientas geofísicas, así como un adecuado manejo de sus datos.

La exploración geofísica aplicada a la arqueología es un claro ejemplo de cómo las distintas disciplinas del interés del IPGH, pueden ir en paralelo para el conocimiento de la evolución histórica de los Países Miembros, mediante la geofísica y sus técnicas.

Las distintas herramientas y métodos presentados en los artículos de este número muestran alcances que van desde una área específica de dimensiones relativamente pequeñas, como lo es el caso de la geofísica arqueológica en Texcoco, cerca de la Ciudad de México, o bien temas a escalas continentales tratados en diversas disciplinas tales como la meteorología o el fenómeno sísmico en el continente americano.

En una reseña *in memoriam*, se trata a manera de un sencillo homenaje, una breve semblanza del doctor Cinna Lomnitz Aronsfrau; investigador y connotado sismólogo que dejó, luego de su lamentable fallecimiento en 2016, un legado de trabajo panamericano plasmado en su obra, tal y como lo presentamos en la reseña específica de su último libro, en donde se describe de manera original algunos ejemplos de los grandes sismos de América Latina desde un punto de vista científico y social.

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia, continúa su quehacer en la publicación de artículos científicos y reportes técnicos para una mayor y mejor comunicación entre los profesionales de la geofísica en los Países Miembros, haciéndolo patente mediante la publicación del presente número.

El Comité Editorial Ejecutivo

J. Esteban Hernández-Quintero

A. Caccavari Garza

Vianney López Alcántara

Editorial note

We present here the 65th issue of the *Geophysics Journal*. This issue comprises five scientific research articles, from working groups in the countries that are members of the Pan American Institute for Geography and History (PAIGH); these are Costa Rica, Chile, Venezuela, Argentina and Mexico.

The subjects covered in these articles reflect the interest of the various working groups from those countries in knowing about and understanding their surroundings by using various geophysical tools, also by suitable handling of data.

Geophysical exploration applied to archeology is clearly an example of how the distinct disciplines within the scope of the PAIGH can work together in parallel to gain knowledge of the historic progress of the Member States, through geophysics and its techniques.

The various tools and methods presented in the articles of this issue show the achievements and progress ranging from a specific area within relatively small dimensions, such as the case of the archeological geophysics in Texcoco, near the City of Mexico, or subjects at more continental scales covered through several disciplines such as meteorology or seismic phenomena in the American continent.

As a simple *in memoriam*, homage, a brief description of the significance of doctor Cinna Lomnitz Aronsfrau is given about this well-known researcher and seismologist. After his unfortunate decease in 2016, he left a legacy of Pan-American work preserved in his achievements, which we demonstrate by reviewing specifically his last published book, in which some examples of the major seismic events of Latin America are described in an original way from a scientific and social point of view.

The Pan American Institute for Geography and History continues its work in publishing scientific articles and technical reports for a greater and better communication between geophysics professionals in the Member Countries, making this evident through the publication of this issue.

The Executive Editorial Committee

J. Esteban Hernández-Quintero

Ana Caccavari Garza

Vianney López Alcántara

Artículos inéditos de **investigación**

Modelos lineales generalizados para la predicción de precipitaciones en el Valle Central de Costa Rica, América Central, usando ENOS: una propuesta metodológica

Sandra Ramírez*

Luis Cid**

Eric Alfaro***

Recibido en marzo de 2015; aceptado en abril de 2016

Abstract

The ocean/atmosphere interaction is commonly studied through processes or phenomena such as El Niño / Southern Oscillation (ENSO). Many of the statistical studies on the subject, focus on the use models for continuous time series, adjusting models in the time domain, as in the case of univariate or multivariate ARIMA models. However, not always the primary concern is to determine exactly the magnitude of climatic anomalies such as the amount of rainfall in a period but, categorizing the magnitude of precipitation, to determine the probability of occurrence of class, conditioning on different categorizations (i.e. terciles) of ENSO. The objective of this study is to find and / or develop methodological statistical strategies to estimate these probabilities. In particular, we are interested in assessing and modeling the relationship between the occurrence of El Niño (La Niña) and the variability of precipitation in the Central Region of Costa Rica, in May-June-July season. Data are time series of sea surface temperature (SST) in the area of Niño 3 and the Southern Oscillation Index (SOI) for atmospheric pressure. As the response we used rainfall (R) recorded in Juan Santa Maria airport, Costa Rica. The series were categorized into terciles to build two-way contingency tables. The tables were analyzed using log-linear and proportional odds models, to determine the conditional and joint probabilities of rainfall events. We also estimated a measure of ordinal association.

Key words: ENSO, SOI, La Niña, El Niño, Log-linear model, proportional odds models, measure of association.

Resumen

La interacción océano/atmósfera es comúnmente estudiada a través de procesos o fenómenos como El Niño/ Oscilación del Sur (ENOS). Muchos de los estudios estadísticos sobre el tema, se enfocan en el uso de series temporales de tipo continuo, ajustando modelos en el dominio temporal, como es el caso de los modelos ARIMA univariados o multivariados. Sin embargo, no siempre el interés

* Departamento Ciencias Naturales y Matemáticas, Pontificia Universidad Javeriana Seccional Cali, Colombia.

** Departamento de Estadística, Universidad del Bío Bío, Concepción, Chile.

*** Centro de Investigaciones Geofísicas, Escuela de Física y Centro de Investigación en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad de Costa Rica, 11501-2060 San José, Costa Rica.

primario es determinar exactamente la magnitud de las anomalías climáticas, como la cantidad de precipitación en un periodo sino, categorizando la magnitud de la precipitación, determinar la probabilidad de ocurrencia de cada uno de ellos, condicionada a las distintas categorizaciones (también en terciles) de ENOS. El objetivo de este estudio es desarrollar y detallar una estrategia metodológica estadística, para estimar dichas probabilidades. En particular, estamos interesados en evaluar y modelar la relación entre la ocurrencia de El Niño (La Niña) y la variabilidad de la precipitación en el Valle Central de Costa Rica, durante el trimestre de Mayo, Junio y Julio. Los datos corresponden a series de tiempo de temperatura superficial del mar (TSM) en la zona de Niño 3, y el Índice de Oscilación del Sur (IOS) para la presión atmosférica, como variable respuesta la precipitación (R) registrada en el aeropuerto Juan Santa María de Costa Rica. Las series fueron categorizadas en terciles para construir tablas de contingencia de dos entradas. Las tablas fueron analizadas mediante modelos loglineales y odds proporcionales, para determinar las probabilidades condicionales y conjuntas de ocurrencia de eventos de lluvia, utilizándose además medidas de asociación.

Palabras clave: ENOS, IOS, La Niña, El Niño, modelos log lineales, odds proporcionales, medidas de asociación.

Introducción

El uso de modelos numéricos dinámicos y estadísticos para representar las interacciones océano-atmósfera como una herramienta para predicciones climáticas de un mes a un año de adelanto, es un tema en discusión durante los últimos años, (Cid et al. 2011, 2013). Considerando la cantidad de información estadística disponible, sobre precipitación, presión atmosférica a nivel del mar (PNM), la temperatura superficial del mar (TSM), además de numerosas otras variables cuantitativas, un enfoque estadístico para la predicción de eventos El Niño/La Niña y sus efectos climáticos inmediatos, parece ser adecuado y así extender, empíricamente, los pronósticos numéricos sobre el comportamiento de la TSM y su influencia sobre otras variables oceanográficas o atmosféricas relacionadas, como la PNM, la radiación solar emergente, las precipitaciones de lluvia, e incluso las variaciones de la TSM en otros océanos. (Trenberth 1997, Enfield 1996, Enfield y Cid-Serrano 2005, Folland et al. 2001).

A partir del análisis del estudio de la interacción océano-atmósfera, sabemos que ENOS está relacionado con estos eventos cálidos/fríos y que ellos están asociados con anomalías climáticas alrededor del globo mediante teleconexiones (Ropelewski y Halpert 1987, Enfield y Cid-Serrano 2010), permitiéndonos realizar afirmaciones cualitativas acerca de los efectos climáticos esperados, dado un "calentamiento" ("enfriamiento") de la TSM (Montecinos et al. 2000, Montecinos y Aceituno 2003, Aceituno 1998, Enfield y Cid-Serrano 2005, 2006). Con modelos predictivos (numéricos y numérico-estadísticos) podríamos ser capaces de proporcionar previsiones probabilísticas, como por ejemplo, las probabilidades de ocurrencia de un evento dado, basados en probabilidades marginales y/o

condicionales de un conjunto de procesos “predictivos” (Enfield y Cid-Serrano 2006).

Muchas de las investigaciones en el área se han realizado sobre índices océano-atmósfera, como el Índice de Oscilación del Sur (IOS) (Enfield 1989, and Enfield and Mayer 1997), que mide la diferencia en presión atmosférica entre Tahití y Darwin, los índices El Niño basados en la TSM en el Pacífico Ecuatorial (Figura 1), o la piscina cálida del Atlántico (Wang et al. 2006). Sin embargo, uno de los problemas de tal esquema de análisis, ha sido la naturaleza subjetiva de la identificación del predictor, tanto en términos de la selección de las variables, como de un dominio predictivo (geográfico) adecuado.

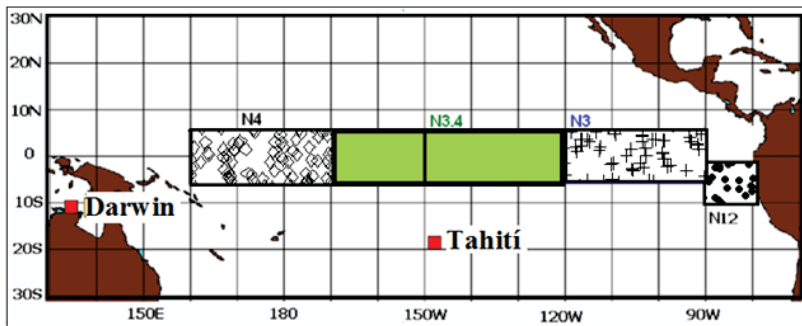


Figura 1. Ubicación de las series de TSM e IOS (Fuente: Golden gate wheater services).

Modelos estadísticos

Aunque buena parte de la literatura se enfoca en el uso de modelos de series temporales, predicción del tiempo de ocurrencia y la magnitud de los eventos climáticos asociados a ENOS, mediante el uso de modelos univariados o multivariados ARMA (Box et al. 2008, Goddard et al. 2001), en muchos casos el interés primario es simplemente determinar, con la anticipación suficiente, si eventos tipo El Niño - La Niña, ocurrirán durante un periodo determinado. En América Central fueron usados por Alfaro y Cid (1999) y Alfaro y Soley (2001) para la predicción de la precipitación. Considerando tal alternativa binaria, centrar nuestra atención en un enfoque categorizado del problema, en lugar de determinar valores específicos de la temperatura superficial del mar (TSM) o precipitación (R) o la presión atmosférica a nivel del mar (PANM), incluyendo categorizaciones que pudieran ir más allá de la simple alternativa binaria antes mencionada, y que pudieran incluir, por ejemplo, terciles asociados por ejemplo a años secos, normales o húmedos, en el caso de la precipitación, o fríos, transición o cálidos, para el caso de los eventos ENOS y que puedan ser resumidas en tablas de contingencia.

Unos pocos ejemplos en los cuales, el uso de modelos asociados a tablas de contingencia, permite obtener aproximaciones probabilísticas a predicciones de eventos se presentan, por ejemplo en Mason y Mimmack (2002), quienes compararon diferentes técnicas estadísticas, incluyendo modelos lineales generalizados de tipo logit, para predecir el comportamiento de ENOS. Sin embargo, ellos no investigaron la potencia del método para cuantificar la asociación entre ENOS y procesos climáticos asociados. En este sentido, Enfield et al. (1999) usaron tablas de contingencia para establecer relaciones entre eventos extremos del Atlántico y la configuración bipolar de la TSM utilizando indicadores provenientes de áreas del Atlántico Norte y Atlántico Sur, correspondientes a la zona de convergencia intertropical, durante un periodo de 136 años. Otras aplicaciones del uso de tablas de contingencia en América Central se encuentran en trabajos de Alfaro (2007), Moreno y Alfaro (2007), Alfaro et al. (2003, 2004, 2005), aplicados al análisis categórico de diferentes sectores socioeconómicos como la energía y producción de caña de azúcar. Ellos establecieron un protocolo de análisis categórico, basado en tablas de contingencia de 3x3, actualmente en uso en países de la región. Usos directos de la información de eventos extremos ENOS en la predicción de anomalías de precipitación mediante modelos de tipo categórico, fueron presentados por Goddard et al. (2001) y Chandimala y Zubair (2007).

Modelar la interacción océano-atmósfera desde una perspectiva discreta, implica el uso de un enfoque diferente, respecto de los modelos tradicionales de series temporales, en los que series de tiempo continuas son tratadas según su estructura autocorrelativa. Por tales razones, necesitamos desarrollar o adaptar la metodología estadística actual, particularmente aquella relacionada con el análisis multidimensional de tablas de contingencia.

En este artículo mostraremos el detalle de la metodología utilizada en el desarrollo del proyecto "Uso del análisis categórico en la predicción estacional de la precipitación en Latinoamérica" (GEOF 02 2013), Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), aplicada en este trabajo a la evaluación y la modelación estadística entre la ocurrencia de El Niño (La Niña) y la variabilidad de la precipitación en el Valle Central de Costa Rica, en el trimestre de mayo, junio y julio (MJJ). Proponemos que el problema puede ser enfocado usando series de tiempo discretizadas de tipo multinomial, con algunos de los modelos que se indican en las próximas secciones. Aplicando dicha metodología, Cid et al. (2015) determinaron la probabilidad de ocurrencia de condiciones más lluviosas o secas a lo largo de la costa Oeste de Centro y Suramérica, mediante la construcción de perfiles latitudinales para la asociación entre el fenómeno El Niño/Southern Oscillation (ENSO) y la precipitación a lo largo de la región indicada y generaron perfiles latitudinales de la probabilidad de ocurrencia de las distintas condiciones de lluvia, dadas las distintas fases de ENSO, mostrando la utilidad de la metodología expuesta en el presente artículo en forma detallada.

Modelos log lineales para tablas de contingencia de doble entrada

Para efectos de este estudio, definiremos una tabla de contingencia de doble de entrada de orden 3x3, que considera la categorización de dos variables categorizadas (en terciles), una representando los niveles de precipitación (*R*) y otra representando la acción de *ENOS* (*N*), con terciles R_1, R_2 y R_3 y N_1, N_2 y N_3 respectivamente. Las frecuencias en el tercil superior de *R* corresponden a los periodos más lluviosos (húmedos), en tanto las del primer tercil a los menos lluviosos (secos). Para *N*, el tercer tercil corresponde a eventos cálidos (El Niño) y el primer tercil a eventos fríos (La Niña). La celda (*i,j*) corresponde entonces al *i*-ésimo tercil de *N* y al *j*-ésimo tercil de *R*.

Existen dos formas de modelos log lineales para una tabla de contingencia $I \times J$, donde para una muestra de *n* observaciones, la probabilidad de clasificar en la celda (*i,j*), se define por π_{ij} , en tanto la frecuencia esperada se define por $\mu_{ij} = n\pi_{(i+)}\pi_{(+j)}$.

Podemos definir entonces dos modelos, un modelo de independencia de la forma,

$$\log \mu_{ij} = \lambda + \lambda_i^N + \lambda_j^R, \tag{1}$$

donde λ_i^N es el efecto fila y λ_j^R el efecto columna y que corresponde al caso en el que no existe interacción entre las variables clasificatorias.

El segundo modelo, que representa la completa dependencia entre las variables fila y columna, corresponde al modelo saturado

$$\log \mu_{ij} = \lambda + \lambda_i^N + \lambda_j^R + \lambda_{ij}^{NR}, \tag{2}$$

aquí, el parámetro λ_{ij}^{NR} , corresponde a las desviaciones respecto de la independencia, y representa la interacción entre ambas variables categóricas (para mayores detalles, véase Agresti 2012).

Pruebas de hipótesis

Los modelos deben ser ajustados en forma jerárquica, ello implica que si una interacción resulta significativa, no tiene sentido evaluar los efectos principales asociados a dicha interacción. La relación entre efectos y modelos, nos permite hacer inferencias sobre los mejores modelos. Las investigaciones revelan que generalmente solo un pequeño grupo de modelos, como hemos visto más arriba, son de interés especial. Si los modelos a probar conforman un conjunto anidado (jerárquicamente), entonces el modelo más parsimonioso es aquel que ajusta los datos e incluye el menor número de parámetros. El modelo más informativo, por su parte, será aquel que describe la asociación entre las variable, de forma más exhaustiva.

Para probar la significatividad de los parámetros, utilizamos el test G^2 de "deviance" condicional, (Agresti 2012) basado en las razones de verosimilitud que se describen más adelante (cuya significatividad es eventualmente calculada como la diferencia de las log-verosimilitudes). La hipótesis básica a ser probada para los modelos (1) y (2), se basa esencialmente en determinar la significatividad del parámetro λ_{ij}^{NR} . Para ello consideramos la hipótesis **Ho**: $\lambda_{ij}^{NR} = 0$ vs. **Ha**: $\lambda_{ij}^{NR} \neq 0$. Si rechazamos *Ho*, la hipótesis alternativa nos guía al modelo (2) (de asociación entre *N* y *R*). Si no rechazamos *Ho* el modelo es el modelo (1), de independencia.

Interpretación de las probabilidades de respuesta

Las probabilidades $P_{NR}(i, j)$ que pueden ser estimadas por medio de los modelos log lineales y que son de interés particular. La probabilidad $P_{NR}(i, j)$ corresponde a la probabilidad conjunta que un periodo arbitrario sea clasificado en clase *j* de lluvia y en la clase *i* de *ENOS* así tenemos,

$P_{NR}(1,1)$ corresponde a la probabilidad que un evento frío de *ENOS* (La Niña) esté asociado a un evento (periodo) seco de lluvia.

$P_{NR}(3,3)$ corresponde a la probabilidad que un evento cálido de *ENOS* (El Niño) esté asociado a un evento (periodo) lluvioso.

$P_{NR}(1,3)$ corresponde a la probabilidad de que un evento frío de *ENOS* esté asociado a un evento (periodo) lluvioso.

$P_{NR}(3,1)$ corresponde a la probabilidad de que un evento cálido de *ENOS* este asociado a un evento (periodo) seco de lluvia.

Las probabilidades asociadas a los terciles centrales; esto es, $P_{NR}(2,1)$, $P_{NR}(2,2)$, $P_{NR}(2,3)$, $P_{NR}(1,2)$, $P_{NR}(3,2)$ son de menos interés predictivo, pues corresponden a los periodos de transición de eventos de precipitación "promedio".

Por otro lado, las probabilidades $P_{R|N}(i|j)$ corresponden a las probabilidades "condicionales" de que la variable *R* esté en el nivel *i*, dado que la variable *N* está en el nivel *j*. Esta se define como $P_{R|N}(i|j) = P^{NR}(ij) / P^{N=j}$. Estas probabilidades, pueden ser interpretadas como sigue

$P_{R|N}(1|1)$ corresponde a la probabilidad condicional de que la precipitación esté en el primer tercil (estación seca), dado que *ENOS* está en el primer tercil (evento frío = La Niña).

$P_{R|N}(3|3)$ corresponde a la la probabilidad condicional de que la precipitación esté en el tercer tercil (estación lluviosa) dado que *ENOS* está en el tercer tercil (evento cálido = El Niño).

$P_{R|N}(1|3)$ corresponde a la la probabilidad condicional de que la precipitación esté en el primer tercil (estación seca) dado que *ENOS* está el tercer tercil (evento cálido = El Niño).

$P_{R|N}(3|1)$ corresponde a la la probabilidad condicional de que la precipitación esté en el tercer tercil (estación lluviosa) dado que *ENOS* está en el primer tercil (evento frío = La Niña).

Estaremos particularmente interesados en medir las desviaciones desde una probabilidad “neutra” de un $1/3$, que corresponde a la ocurrencia de los eventos por azar simple.

Regresión logística ordinal

Un segundo enfoque para el análisis de respuesta categórica, corresponde a un enfoque mixto, que considera la variable respuesta *R* categorizada y la variable predictora *N*, categorizada o continua. Esto corresponde al modelo de odds proporcionales o regresión logística ordinal, que ofrece mejor modelación cuando se considera la variable respuesta categórica ordinal (Agresti 2002, Díaz y Morales 2009). En este caso, las probabilidades condicionales se parametrizan por un conjunto de parámetros de regresión, β_i los que son sometidos a pruebas de hipótesis del tipo $H_0: \beta_k = 0$ vs. $H_1: \beta_k \neq 0$, para determinar su significatividad (Agresti 2012).

Interpretación de las probabilidades de respuesta

La regresión logística ordinal es utilizada para estimar probabilidades para las distintas categorías de la variable respuesta, cuando la variable dependiente es categórica o continua. En este estudio nosotros usamos la variable asociada con *ENOS* como predictor y la precipitación como respuesta. Aquí la probabilidad $P_{R|N}(i|j)$ corresponde a la probabilidad de que la variable respuesta *R* esté en el nivel *i*, cuando la variable predictora *N* está en el nivel *j*. Estas probabilidades se interpretan de manera similar a como se interpretaron $P_{R|N}(1|1)$, $P_{R|N}(3|3)$, $P_{R|N}(1|3)$ y $P_{R|N}(3|1)$ en para el caso de modelos loglineales.

Medidas de asociación ordinal

Dado que en nuestro análisis usamos categorías ordinales (terciles) para la variable respuesta *R*, la evaluación de la asociación entre las variables debe realizarse mediante una estadística que utilice esta característica de la información, entre éstas, la que presenta mayores ventajas es la estadística de *Somers* coincide con la *Tau-b* de *Kendall* y se diferencia del estadístico *Gamma* en que incluye los empates de la variable que considera dependiente. Igualmente es utilizada

la metodología propuesta por Alfaro et al. (2003), para el análisis con tablas de contingencia utilizando el estadístico chi cuadrado (χ^2), que es la medida de discrepancia entre las frecuencias observadas y esperadas. Todas estas medidas toman valores entre -1 y +1. Valores próximos a 0 indican ausencia de asociación (Díaz y Morales 2009).

Datos

Para evaluar la asociación entre la precipitación y eventos cálido, neutral y frío consideramos series temporales mensuales a partir de 1956 hasta el 2012, para el Índice de Oscilación de Sur (*IOS*) y la temperatura superficial de mar ecuatorial (*TSM*) representados por la serie Niño 34 (N34). En este trabajo el índice de El Niño Oscilación del Sur (*ENOS*), corresponde a la diferencia estandarizada $ENOS = N34 - IOS$ con un rezago mensual de cero. Se usaron también los acumulados mensuales de precipitación de la estación ubicada en el aeropuerto Juan Santamaría (9° 59' 21"N, 84° 13' 7"W), Valle Central de Costa Rica, América Central, perteneciente al Instituto Meteorológico Nacional de Costa Rica.

Para reducir el ruido de las series, éstas fueron inicialmente agrupadas en trimestres, a saber DEF, MAM, JJA y SON, cada uno de los cuales fue luego ordenado en terciles, lo que define tres categorías ordinales por cada trimestre del año para las variables *ENOS* (*N*) y precipitaciones (*R*). A partir de esta información, se generaron tablas de contingencia de doble entrada con tres categorías, para cada trimestre, las que fueron analizadas independientemente. En este artículo mostraremos la evaluación de las asociaciones considerando en el predictor solamente el mes de abril y el trimestre mayo, junio y julio (MJJ), comprando los resultados de las asociaciones entre sí. A continuación mostramos en detalle el análisis realizado.

Resultados

Modelo log lineal para tabla bidimensional para MJJ

Inicialmente se aplica una prueba para determinar asociación entre las variables *N* y *R* a través de un modelo log lineal considerando *N* y *R* categorizadas por terciles. De acuerdo con los resultados, En el mes de abril, el valor-p no es significativo, mientras que en el trimestre MJJ el valor-p es significativo. Así, existe asociación entre *N* y *R* en el trimestre MJJ. En la Tabla 1 se presentan las frecuencias para las tablas de contingencias considerando el mes de Abril y el trimestre MJJ.

Tabla 1
Frecuencias esperadas del modelo log lineal saturado (2)

<i>Terciles R</i>						
<i>Abril</i>				<i>MJJ</i>		
<i>Terciles N</i>	R_1	R_2	R_3	R_1	R_2	R_3
N_1	4(**)	7	8	2(***)	6	11(***)
N_2	7	7	5	7	7	5
N_3	8	5	6	10(**)	6	3(***)
$\chi^2=2.52$				$\chi^2=10.74$ (**)		

*Los valores marcados con ** son significativos al 95% ($\alpha < 0.05$) y los que tienen (***) son significativos al 99% ($\alpha < 0.01$).*

Interpretación de las probabilidades de respuesta

A partir de las frecuencias esperadas de la Tabla 1 y el número total de observaciones $n= 57$ estimamos las probabilidades conjuntas $P_{NR}(1,1)$, $P_{NR}(1,3)$, $P_{NR}(3,1)$ y $P_{NR}(3,3)$ que se presentan en la Tabla 2 y las probabilidades condicionales $P_{R|N}(1,1)$, $P_{R|N}(1,3)$, $P_{R|N}(3,1)$, $P_{R|N}(3,3)$ que se presentan en la Tabla 3.

Para el mes de abril, la probabilidad de que un evento seco esté condicionado a un evento cálido es igual a la probabilidad de que un evento lluvioso esté condicionado a un evento frío. Mientras que es menos probable que un evento seco esté condicionado a un evento frío y un evento lluvioso esté condicionado a un evento cálido. Las ocurrencias observadas durante los escenarios menos probables, podrían deberse a fuentes de variabilidad no consideradas en este trabajo, como las temperaturas superficiales del mar en la región del Atlántico Tropical Norte, el cual se ha observado que puede modular la lluvia en América Central durante la época lluviosa (Alfaro 2007). El valor de la estadística de Somers es -0.1421 y muestra una relación inversa débil entre el índice ENOS y las precipitaciones. En el trimestre MJJ, el valor de la estadística de Somers es -0.3767, por tanto existe similar comportamiento que el anteriormente descrito, sin embargo con un nivel de asociación más fuerte que el del mes de abril.

De acuerdo con los valores del estadístico χ^2 en la Tabla 1, en abril se ya se empieza a notar que los eventos El Niño (La Niña) se relacionan a través de un esquema de predicción clásico con temporadas secas (húmedas) de la

precipitación en MJJ. Nótese que las relaciones simultáneas entre el predictor y el predictante pueden ser usadas también en un esquema de predicción de prognosis perfecta.

Tabla 2
Relación de probabilidades de eventos extremos

Terciles R						
	Abril			MJJ		
Terciles N	R_1	R_2	R_3	R_1	R_2	R_3
N_1	0.0701		0.1403	0.035		0.1929
N_2	7					
N_3	0.1403		0.1052	0.1754		0.0526

Tabla 3
Relación de probabilidades condicionales de eventos

Terciles R						
	Abril			MJJ		
Terciles N	R_1	R_2	R_3	R_1	R_2	R_3
N_1	0.2105		0.4210	0.1052		0.5263
N_2						
N_3	0.4210		0.3157	0.5789		0.1578

Modelo de regresión logística ordinal

Considerando N continua, en el mes de abril, el ajuste del modelo odds proporcionales es aceptable para β_r, β_{01r} , con valores-p menores a 0.04. En el trimestre MJJ, el ajuste es muy bueno para β_r, β_{01r} , con valores-p menores a 0.001 y bueno para β^{02} con valor-p de 0.068. Las estimaciones de las probabilidades para cada uno de los terciles de precipitación, de acuerdo con el modelo ajustado en el mes de abril son las siguientes:

$$P_{R|N}(1, n) = 1 / (1 + \exp(-0.6995 - 0.0845N))$$

$$P_{R|N}(3, n) = 1 / (1 + \exp(0.695 + 0.085N))$$

En el trimestre MJJ, están dadas por

$$P_{R|N}(1, n) = 1 / (1 + \exp(1.0797 - 1.559N))$$

$$P_{R|N}(3, n) = 1 / (1 + \exp(0.5524 + 1.559N))$$

Y para ambos casos

$$P_{R|N}(2, n) = 1 - P_{R|N}(1|n) - P_{R|N}(3|n).$$

En particular, a modo de ejemplo, para el año 1956, el valor de N fue de -2.4554 y para el trimestre MJJ fue de -0.5157. Las estimaciones de probabilidades condicionales para este mes son

$$P_{R|N}(1, -2.4554) = 0.2875$$

$$P_{R|N}(2, -2.4554) = 0.3319$$

$$P_{R|N}(3, -2.4554) = 0.3804$$

Y en MJJ de

$$P_{R|N}(1, -0.5157) = 0.1319$$

$$P_{R|N}(2, -0.5157) = 0.3054$$

$$P_{R|N}(3, -0.5157) = 0.5626$$

De acuerdo con los valores de las anteriores probabilidades, usando tanto abril y MJJ como predictor en el índice NOS, en el Valle Central de Costa Rica fue mucho más probable un evento lluvioso en 1956 en MJJ, que seco o de transición.

Mientras que el 2012, en el mes de abril el valor de N de 0.03039, en MJJ el valor fue de 0.3223. En el mes de abril las probabilidades fueron

$$P_{R|N}(1, 0.03049) = 0.3324$$

$$P_{R|N}(2, 0.03049) = 0.3351$$

$$P_{R|N}(3, 0.03049) = 0.3323$$

Y en MJJ

$$P_{R|N}(1, 0.3223) = 0.3595$$

$$P_{R|N}(2, 0.3223) = 0.3821$$

$$P_{R|N}(3, 0.3223) = 0.2582$$

En el 2012, en el mes de abril fue levemente más probable un evento de transición que lluvioso o seco, mientras que en MJJ la probabilidad de un evento de transición fue mucho más diferenciadora del resto de eventos.

En 1975, en el mes de abril, N tomó el valor de $n=-2.3923$, por tanto, $P_{(R|N)}(1, -2.3923)=0.28864$, $P_{(R|N)}(2, -2.3923)=0.3320$ y $P_{(R|N)}(3, -2.3923)=0.3792$. Y en MJJ, N fue de $n=-0.9578333$, luego, $P_{(R|N)}(1, -0.9578333) = 0.07087084$, $P_{(R|N)}(2, -0.9578333) = 0.20978036$ y $P_{(R|N)}(3, -0.9578333)=0.71934880$. En consecuencia, tanto en el mes de abril como en MJJ en 1975 fue más probable un evento lluvioso que un evento seco o de transición. Estos resultados se visualizan en la Figura 2.

La Figura 3 muestra cómo varían las probabilidades estudiadas cuando $ENOS$ toma valores entre el mínimo y máximo de los valores registrados entre 1956 y 2012. Por ejemplo, en abril, $n=-0.599$, entonces $P_{(R|N)}(3, -0.599)=0.3442$ y $P_{(R|N)}(1, -0.599)=0.3207$, por consiguiente fue levemente más probable tener un MJJ lluvioso. Mientras que usando MJJ como predictor, $n=-0.51$, entonces $P_{(R|N)}(3, -0.51)=0.562$ y $P_{(R|N)}(1, -0.51)=0.131$, luego la probabilidad de un trimestre de MJJ lluvioso fue mucho mayor.

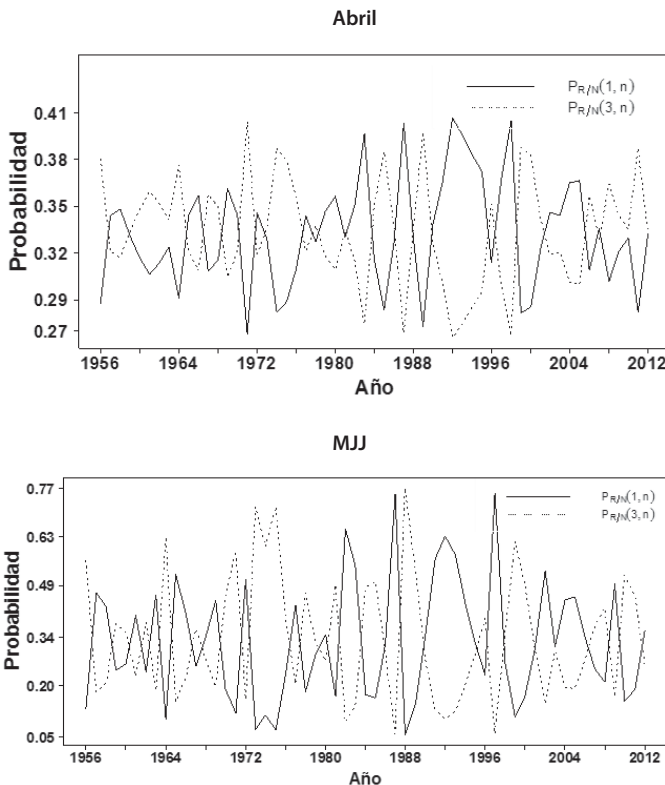


Figura 2. Estimaciones de probabilidad de cada categoría de R usando valores continuos de N , n de cada año de los datos.

Por otro lado, considerando en el ajuste odds proporcionales a N categorizada tenemos las probabilidades que se aprecian en la Figura 4. Tanto en el mes de abril como en el trimestre MJJ, cuando el evento es frío es mucho más probable una estación más lluviosa, cuando el evento es cálido es mucho más probable un evento seco. Los resultados son muchos más contundentes en el trimestre MJJ.

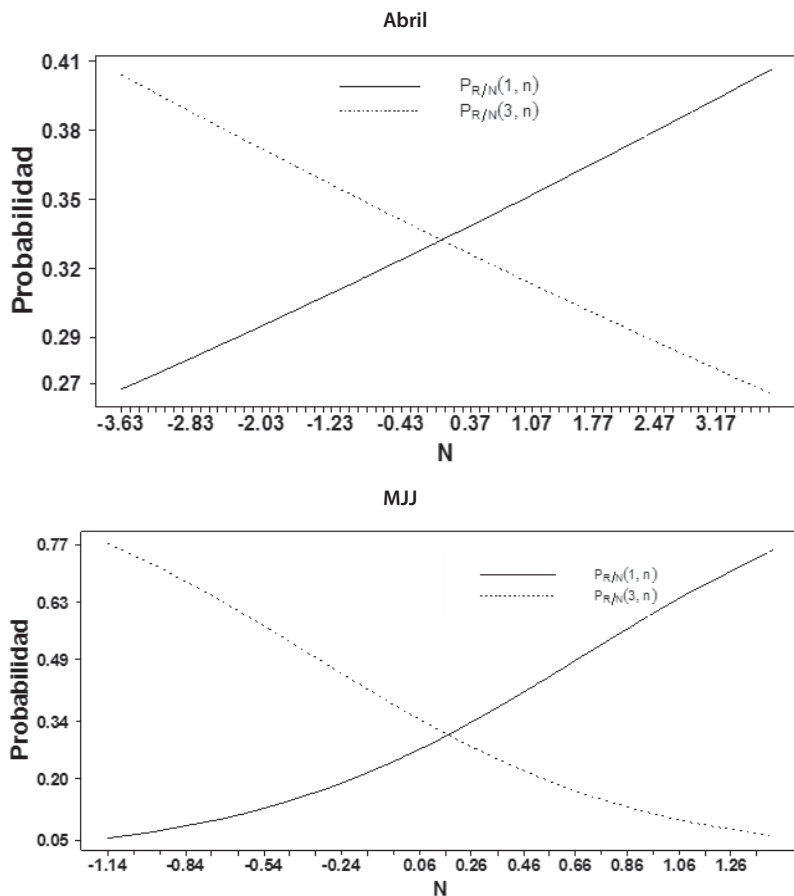


Figura 3. Estimaciones de probabilidad de cada categoría de R usando valores continuos de N .

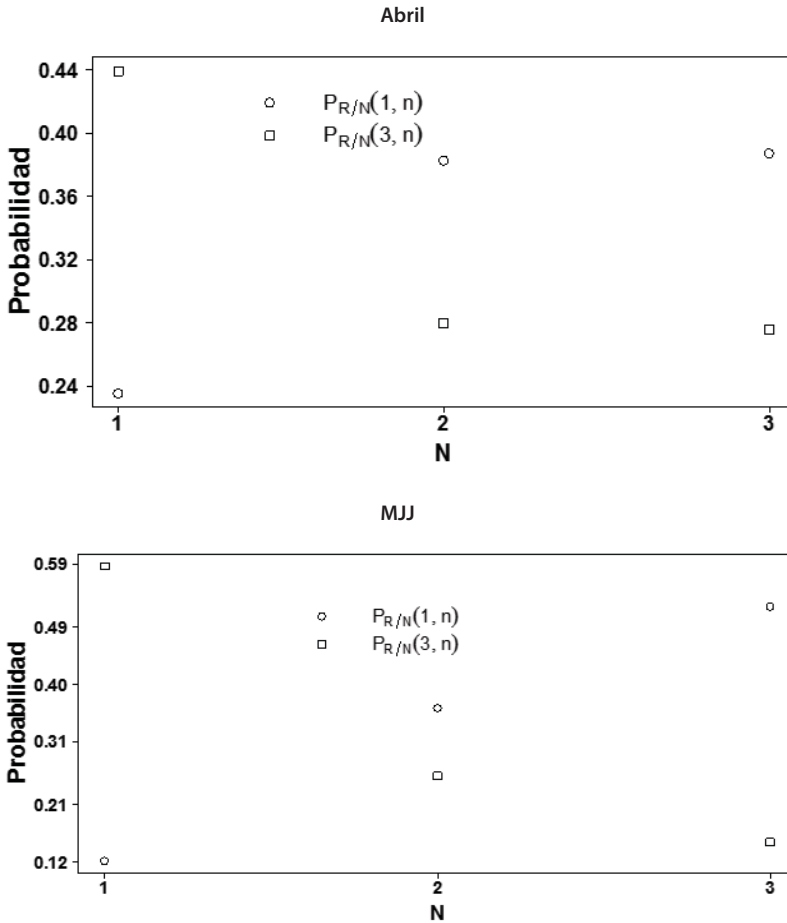


Figura 4. Estimaciones de probabilidad de cada categoría de R usando valores categóricos de N .

Discusión

Las tablas de contingencia pueden ser utilizadas de muchas formas, dependiendo de la naturaleza de las variables (ordinales o meramente categóricas) y relaciones entre ellas. La ordenación de las frecuencias cruzadas que entregan las tablas de e utilizar permiten además, la utilización de diferentes medidas de asociación, dependiendo de las características de las categorización.

En este contexto, los modelos lineales generalizados son una variante útil para estudiar la asociación entre dos variables o más variables categóricas.

Si los predictores son variables discretas, continuas o ambas, y la respuesta es multinomial, los modelos de regresión logística ordinal de son de uso más general.

El enfoque categórico por terciles, ha podido estimar la asociación esperada entre *ENOS* y la precipitación en la región bajo estudio. Así, el primer tercil (La Niña o evento en frío) de *ENOS* se asocia con eventos húmedos. El tercer tercil (El Niño o evento en cálido) de *ENOS* se asocia con eventos secos. El análisis también muestra que el segundo tercil de *ENOS* es, en general, asociada también con el segundo tercil de lluvias.

Una variante del análisis de tablas de contingencia que puede ser utilizada es el análisis de correspondencias que nos permite analizar gráficamente la asociación entre los niveles de las variables incluidas en la tabla. Vale la pena destacar que la metodología empleada en este trabajo, permite usar sus resultados en el formato requerido por los Foros de Predicción Climática de América Central (García-Solera y Ramírez 2012), y que además se puede usar para la predicción de otras variables como eventos extremos (Maldonado et al. 2013) y el veranillo o canícula, en la vertiente del Pacífico en América Central (Alfaro 2014). Nótese que la metodología expuesta en este trabajo considera únicamente índices climáticos asociados al *ENOS*, sin embargo, la misma posee la flexibilidad de incorporar otras fuentes de variabilidad climática como aquellas asociadas a las temperaturas superficiales del mar en la región del Atlántico Tropical Norte, la cual ha mostrado que puede modular el campo de la precipitación durante la estación lluviosa en América Central (Alfaro 2007).

Agradecimientos

Al proyecto "Uso del análisis categórico en la predicción estacional de la precipitación en Latinoamérica" (GEOF 02 2013), IPGH. Eric Alfaro desea también agradecer a las siguientes iniciativas: IAI-CRN2-050, UCR-VI-805-A7002, B4227, B3413, B3600, A9532 y B0065.

Referencias

- Aceituno, P., 1998. Elementos del clima en el Altiplano sudamericano. Revista Geofísica, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, 44, 37-55.
- Agresti, A., 2012. Categorical data analysis. Ed. Wiley, New Jersey, 710.
- Alfaro, E., 2014. Caracterización del "veranillo" en dos cuencas de la vertiente del Pacífico de Costa Rica, América Central. Int. J. Trop. Biol., 62 (Suppl. 4): 1-15.
- Alfaro, E. y L. Cid, 1999. Ajuste de un modelo VARMA para los campos de anomalías de precipitación en Centroamérica y los índices de los océanos Pacífico y Atlántico Tropical. *Atmósfera*, 12(4), 205-222.
- Alfaro, E. y F. Soley, 2001. Ajuste de un modelo VAR como predictor de los campos de anomalías de precipitación en Centroamérica. *Revista de Matemática: Teoría y Aplicaciones*, 8(1), 99-116.

- Alfaro, E., J. Soley y D. Enfield, 2003. Uso de una Tabla de Contingencia para Aplicaciones Climáticas (*Use of a Contingency Table for Climatic Applications*), Ed. ESPOL y FUNDESPOL, Guayaquil, Ecuador. 51.
- Alfaro, E., A. Gershunov, D. Cayan, A. Steinemann, D. Pierce and T. Barnett, 2004: A method for prediction of California air surface temperature. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. 85(51), 553, 557, 558.
- Alfaro, E., D. Pierce, A. Steinemann and A. Gershunov, 2005. Relationships Between the Irrigation Pumping Electrical Loads and the Local Climate in Climate Division 9, Idaho. *J. of Applied Meteorology*, 44(12), 1972–1978.
- Alfaro, E., 2007. Uso del análisis de correlación canónica para la predicción de la precipitación pluvial en Centroamérica. *Revista Ingeniería y Competitividad*, 9 (2), 33-48.
- Box, G. E. P., G. M. Jenkins, and G. C. Reinsel, 2008. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. 3rd ed. Prentice Hall.
- Chandimala, J. and L. Zubair, 2007. Predictability of stream flow and rainfall based on ENSO for water resources management in Sri Lanka. *Journal of Hydrology*. 335,3-4, 303-312.
- Cid, L., S. Ramírez, E. Alfaro, D. Enfield, 2015. Analysis of the Latin American west coast rainfall predictability using an ENSO index. *Revista Atmósfera*, 28(3), 191-203.
- Cid, L., S. Ramírez, E. Alfaro, D. Enfield, 2011. Latitudinal Profiles of Seasonal Rainfall-Enso Association along the Coast of Central and South America, Using Contingency Tables. *Proceedings of 2011, Joint Statistical Meetings, The Statistics and the Environment section*. 5366-5380.
- Cid, L., S. Ramírez, E. Alfaro, D. Enfield, 2013. Discrete analysis for the rainfall predictability, using EL Niño/Southern Oscillation interaction. *Proceedings of 2013, Joint Statistical Meetings, The Statistics and the environment section*. 2690-2704.
- Díaz G., Morales M, 2009. *Análisis estadístico de datos categóricos*. Ed. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia, 357.
- Enfield, D., 1996: Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific TSM variability. *Geophys. Res. Lett.*, 23(23), 3305-3308.
- Enfield, D., 1989. El Niño, past and present. *Rev. of Geophys.* 27 (1), 159-187.
- Enfield, D. and D. Mayer, 1997. Tropical Atlantic SST Variability and its relation to El Niño Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.* 102 (C1), 929-945.
- Enfield, D.B, A.M. Mestas_Nuñez, D.A. Mayer, L. Cid-Serrano. 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in the tropical Atlantic sea surface temperature? *J. Geophys. Res.* 104, c4, 7841-7848.
- Enfield, D. B, L. Cid-Serrano, 2005, *The Probabilistic Projection of Climate Risk*. *US Clivar Variations*. Vol. 3, No. 3, 10-14.
- Enfield, D. B. and L. Cid-Serrano, 2006: Projecting the risk of future climate shifts. *Int. J. Climatol.*, 26, 885-895.
- Enfield, D.B., L. Cid-Serrano, 2010. Secular and multidecadal warmings in the North Atlantic and their relationships with major hurricane activity. *Intl. J. of Climatology*, 3(3), 174-184.

- Folland, C. K., A. W. Coleman, D. P. Rowell, and M. K. Davey, 2001: Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987-98. *J. Climate*, 14, 1937-1958.
- García-Solera, I., P. Ramírez, 2012. Central America's Seasonal Climate Outlook Forum. The Climate Services Partnership, 8 pp. <http://climate-services.org/resource/central-american-climate-outlook-forum>
- Goddard, L., S.J. Mason, S.E. Zebiak, C.F. Ropelewski, R. Basher and M.A. Cane, 2001. Current approaches to seasonal to interannual climate predictions. *Int. J. of Climatology* 21, 1111-1152.
- Golden gate wheater services. http://ggweather.com/enso/nino_regions.gif
- Maldonado, T., E. Alfaro, B. Fallas and L. Alvarado, 2013. Seasonal prediction of extreme precipitation events and frequency of rainy days over Costa Rica, Central America, using Canonical Correlation Analysis. *Adv. in Geosciences*, 33, 41-52.
- Mason, S. J., and G. M. Mimmack, 2002: Comparison of some statistical methods of probabilistic forecasting of ENSO. *J. of Climate*, 15, 8-29.
- Montecinos, A. and P. Aceituno, 2003: Seasonality of the ENSO related rainfall variability in central Chile and associated atmospheric circulation. *J. Climate*, 16, 281-296.
- Montecinos, A., A. Díaz and P. Aceituno, 2000: Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *J. Climate*, 13, 746-758.
- Moreno, M. y E. Alfaro, 2007. Posibles beneficios del uso de la información climática para los productores de caña de azúcar en Costa Rica. *Resultados preliminares. Ambientico*, 165, 14-18.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, 1987. Global and regional scale Precipitation patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.
- Trenberth, K., 1997. The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78 (12), 2771-2777.
- Wang C., Enfield D., Lee S., Lansea C., 2006. Influences of the Atlantic warm pool on western hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes. *J. of Climate*, 19,3011-3028.

Sismicidad histórica y estudios complementarios asociados a la estructura denominada Falla de San Ramón, Chile Central

Manuel Araneda C.*

Álvaro Araneda A. *

María Soledad Avendaño R. *

Recibido en enero de 2015; aceptado en febrero de 2016

Abstract

Due to the great impact that the occurrence of an earthquake over 6.9 magnitude would have at the Andes foothill in the central zone of Chile (Santiago), which would be under a mature stage, it was deemed necessary to do research on the fundamentals that would prove such assertion that could trigger such tectonic phenomenon. A statistical analysis was conducted on the historical earthquakes occurred in the area under research, besides refraction and gravity seismic profiles conducted perpendicularly to the possible fault trace in order to visualize the morphology of the underground bedrock.

From the statistical analysis of the historical earthquakes occurred in the area of the supposed fault, there is no indication of a nearby epicenter in a 40 km radius. It is worth mentioning that in order to conduct a statistical analysis, a series of reliable data within the interest area is required. According to geology, the last seismic event in the area would have occurred 8000 years ago, and with this single data it is impossible to forecast future events in the area even if the most sophisticated mathematical models are used. Additionally, a morphological analysis of the Andes foothill is available, which defines that the scarp in the area is of glaciofluvial origin and not the result of the fault dynamics.

Seismic and gravity profiles do not provide indications of a fault throw in the research area. The scarps assigned to the fault throws in the research area are attributable to mass wasting during severe winter periods in geological time. With the information provided in this study it is believed that a possible seismic event is unlikely to occur as result from the supposed San Ramón fault.

Key words: Seismic risk, earthquake, faults, geology.

Resumen

Debido al gran impacto que tendría la ocurrencia de un sismo de magnitud mayor a 6.9 en el pie andino de la zona central de Chile (Santiago), el cual estaría en una etapa madura se creyó necesario investigar los fundamentos que acreditarían tal aseveración el cual podría gatillar dicho fenómeno tectónico. Para ello se realizó

*SEGMI, correo electrónico: segmi@netexpress.cl

un análisis estadístico de los sismos históricos ocurridos en el área investigada, perfiles sísmicos de refracción y de gravedad realizados perpendiculares a la posible traza de la falla con el objeto de visualizar la morfología del basamento subterráneo.

Del análisis estadístico de los sismos históricos ocurridos en el área donde se ubica la posible falla, no indicó ningún epicentro cercano en un radio de 40 km.

Cabe mencionar que para realizar un análisis estadístico se necesita una serie de datos confiables dentro del área de interés. Según geología el último evento sísmico en la zona se habría producido hace 8000 años, solo con este dato es imposible pronosticar futuros eventos en el área aunque se utilicen los modelos matemáticos más sofisticados. Complementariamente se cuenta con un análisis morfológico del pie andino en el que se define que los escarpes en la zona son de origen glacio-fluvial y no producto de la dinámica de la falla.

Los perfiles sísmicos y de gravedad no indican ningún salto de falla en toda el área investigada. Los escarpes atribuidos a saltos de falla en el área investigada se atribuye a remociones en masa ocurridos durante períodos invernales severos en tiempo geológico.

Con los antecedentes aportados en este estudio se cree que es muy poco probable que se esté ante un posible evento telúrico por efecto de la dinámica de la supuesta falla San Ramón.

Palabra clave: Riesgo sísmico, terremoto, fallas, geología.

Introducción

Chile un país sísmico por naturaleza es normal que su población viva las consecuencias que se producen antes y después de un evento sísmico. Este fenómeno latente en la población ha permitido que entidades estatales y académicas se interesen en conocer la génesis y posteriores consecuencias que producen grandes eventos en pequeñas y grandes urbes.

El problema que se estudia en este artículo se ubica en el borde oeste de los Andes entre los ríos Mapocho y Maipo. En dicha zona se ubica la ciudad de Santiago con una población aproximada de 6 millones de personas. Localmente en los últimos años en el sector oeste de la estructura San Ramón la urbanización y población han aumentado en forma exponencial, Figuras 1 y 2.

En este artículo se trata de demostrar que no existe un riesgo sísmico latente en dicha zona debido a la dinámica de la estructura de la falla San Ramón.

Para ello se realizó un examen crítico de los sismos históricos ocurridos en la zona central de Chile y especialmente en el área donde se ubica la estructura en discusión. Adicionalmente se realizan estudios gravimétricos y sísmicos de refracción con el objeto de investigar la existencia de la estructura de falla San Ramón dada por geología.

Antecedentes generales

Normalmente cuando ocurre un sismo se pueden producir deformaciones permanentes y temporales siendo estas mayores en zonas vecinas del área epicentral y menores en las zonas adyacentes. Las deformaciones permanentes se pueden observar a simple vista por el cambio en la morfología del suelo y a veces por la observación de intermareas y su efecto en la vida animal existente en la costa (Castilla 1998). Las deformaciones temporales requieren de instrumental adecuado para medir las variaciones generadas, tales como levantamientos geodésicos, nivelaciones, GPS, y mediciones interferométricas.

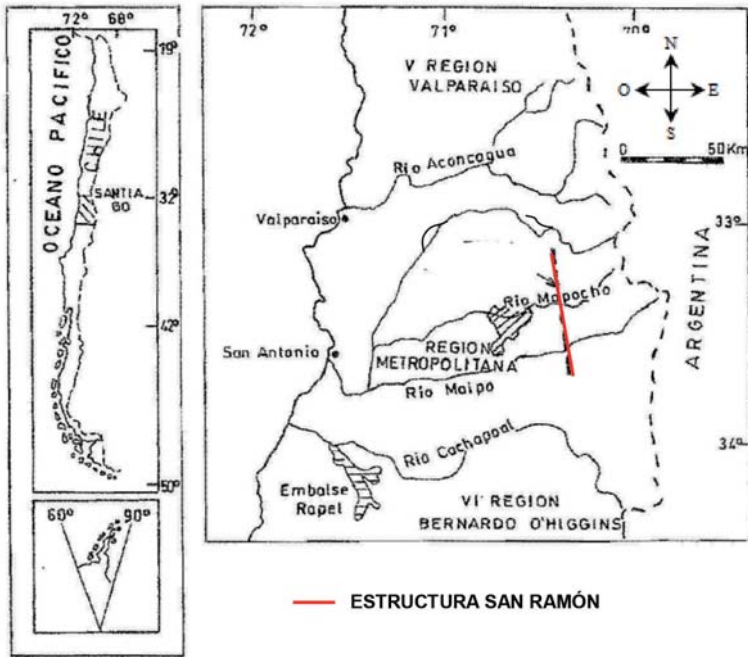


Figura 1. Plano de ubicación de la Falla San Ramón.

Las deformaciones tanto temporales como permanentes deben ser cuantificadas antes, durante y posterior a un evento sísmico, datos que son importantes para los estudios geodinámicos futuros.

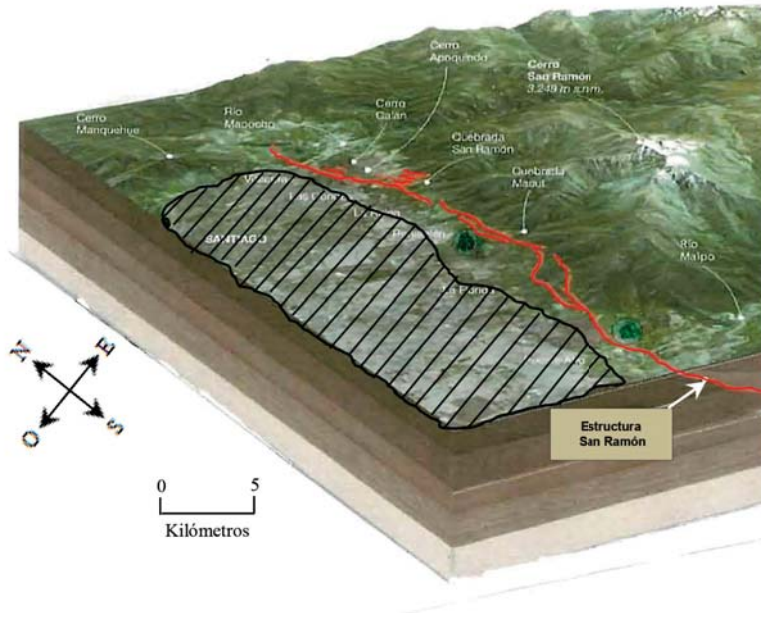


Figura 2. Ubicación esquemática de la Falla San Ramón (línea roja continua) y zonas altamente pobladas (achurado negro). Fuente del mapa: Google Earth.

Chile se encuentra en el borde oeste de la placa sudamericana bajo la cual subducta la placa de Nazca y Antártica en la parte sur. La primera a una velocidad promedio de 6 cm/año y la segunda entre 2 a 3 cm/año (Kendric et al., 2003), observaciones obtenidas mediante el sistema GPS. Estudios geomagnéticos, (Wyllie 1971) ha determinado que la placa de Nazca se encuentra segmentada y que cada segmento tiene una velocidad de convergencia diferente, lo que genera sismos con parámetros diferentes de acuerdo al segmento involucrado.

Sismicidad histórica

En general, los sismos históricos mayores de 5.9 ocurridos en Chile Central se muestran en la Tabla 1. Estos sismos fueron clasificados según la profundidad de sus epicentros (Barrientos et al. 2004) en:

- a) Terremotos de empuje superficial a lo largo de la costa (entre 0-50 km de profundidad).
- b) Grandes terremotos tensionales y compresionales profundos (entre 70-100 km de profundidad) que ocurren en la subducción de la placa de Nazca y en algunas áreas de la cordillera de Chile Central.

c) Sismicidad muy superficial (en el entorno de los 20 km de profundidad) los que se ubican principalmente en la zona central de Chile, Figura 3.

Los sismos de la región sismogénica "c" a los cuales se les denomina interplaca no han sido lo suficientemente estudiados ni cuantificados (Barrientos et al. 2004). Esta falta de información ha generado una serie de artículos, que para explicar la dinámica de las estructuras geológicas las cuales utilizan modelos que en la mayoría de las veces se alejan de la realidad. A esta zona sismogénica se la ha ubicado entre la subducción plana y la de mayor pendiente que se encuentra hacia el sur de Chile (Barazangi and Isacks 1976; Gutscher et al. 2000). En el área de estudio solo se han reportado dos eventos en el sector cordillerano, el primero ocurrido el 4 de septiembre de 1958 con $M=6.9$; (Lomnitz 1961, Piderit 1961) y el 13 de septiembre de 1987 con $M=5.9$ (Barrientos y Eisemberg 1988). El primero produjo una intensidad Mercalli de V en el sector denominado Las Melosas y en el segundo sismo no fue observada. La ubicación geográfica de ambos sismos no fue determinada, atribuyéndose a una ubicación en la alta cordillera. (Barrientos y Eisemberg, 1983) destacan a su vez que los sismos generados en esta zona, en el segmento central de Chile, no solamente pueden ser de origen tectónico sino que también pueden ser de origen volcánico, en este caso del volcán Maipo. Importa destacar los sismos superficiales y no los que se generan a grandes profundidades como son los clasificados en los grupos a y b, ya que no tienen incidencia en el problema que se estudia.

Actualmente, con la operación de la Red Sísmica de Chile Central, es posible reconocer el potencial sísmico en la región Central de Chile, pero no pronosticar eventos a futuro (Barrientos et al. 2004). Aún no se ha llegado a esta instancia y menos pronosticar eventos sísmicos.

Con la finalidad de tener una visión de los sismos históricos en Chile Central, con las limitaciones que ello significa (redes sismológicas), se entrega un listado de sismos ocurridos en la zona central, cuya magnitud, ubicación e intensidad en algunos casos es desconocida o imprecisa debido a la falta de instrumental en Chile, en la época en que ocurrieron y personas adecuadas para determinar sus intensidades (Lomnitz 2004; Araneda y Avendaño 1994), véase Tabla 1.

La información aportada en esta tabla tiene por objeto mostrar la historia sísmica en Chile Central desde el año 1575 al año 2010 (terremoto de Cauquenes) y evidenciar que no existe ningún sismo cuya magnitud sea mayor a 6 y tenga epicentro ubicado en el área de la estructura San Ramón.

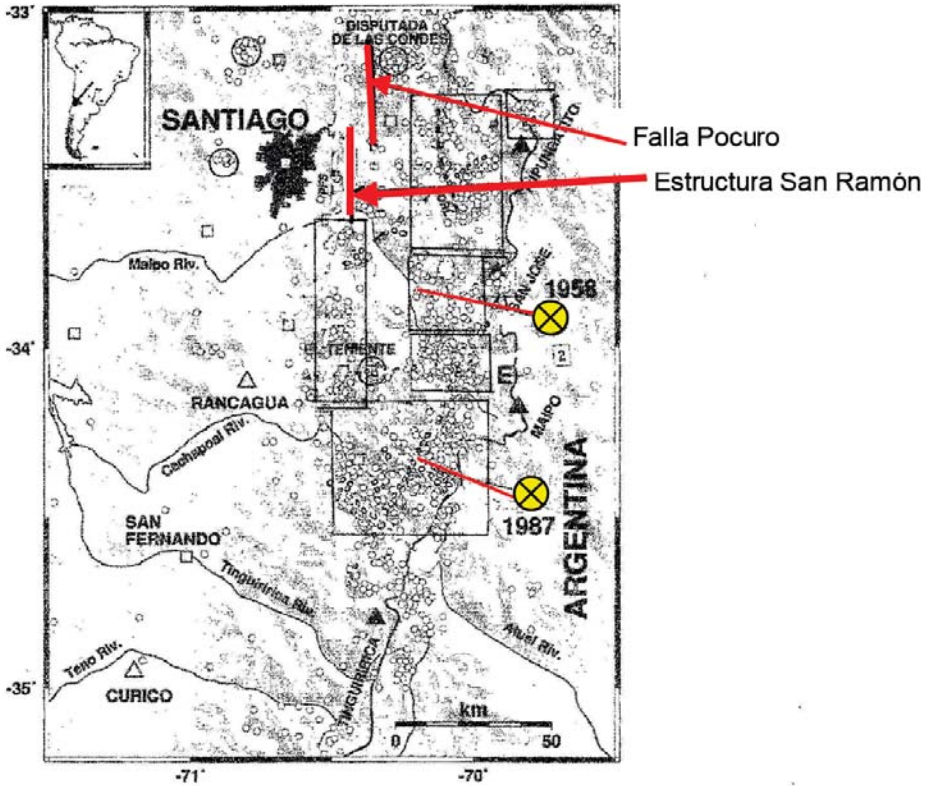


Figura 3. Epicentros de sismos superficiales ($< 20\text{ km}$) en los Andes Centrales durante los años 1996 y 2001. Rectángulos sólidos determinados por la red sísmica de Chile central (Barrientos et al. 2004) y trazas de la Falla Pucuro y Estructura San Ramón (Araneda et al. 1994)

Tabla 1
Sismos históricos ocurridos en la zona central de Chile entre 1575 y 2010

Fecha	Hora local	Latitud Estimada	Longitud Estimada	Magnitud	Observaciones
17/03/1575	10:00	-33.400	-70.600	7-7.5 (*)	Epicentro probable La Ligua (Lomnitz 1961)
13/05/1647	22:30	~ -35.000	~ -72.000	~ 8 (*)	Se sintió entre río Choapa y río Maule
12/07/1687	1:00	-32.750	-70.730	7-7.5 (*)	Sentido entre río Aconcagua y Santiago, intensidad no determinada
08/07/1730	4:45	-33.050	-71.630	8.5-9 (*)	Ocurrido en el área de Valparaíso, semejante al sismo del año 1647, intensidad no definida
19/11/1822	22:30	-33.050	-71.630	8-8.5 (*)	Epicentro aproximado La Ligua daños en Santiago y Valparaíso, intensidad en Santiago VII. Se observaron solevamientos entre 0.91 m a 1.80 m (estimados los cuales posteriormente volvieron a su estado original)
26/09/1829	14:00	-33.050	-71.630	7 (*)	La intensidad VII fue estimada en Santiago
08/10/1847	11:00	-31.610	-71.180	7 (*)	Intensidad estimada en Santiago VI
02/04/1851	6:48	-33.320	-71.420	7.1 (*)	Zona afectada el valle del Maipo, en Santiago la intensidad fue estimada en VII
15/08/1880	8:48	-31.620	-71.180	7.5 (*)	Ciudades afectadas Illapel, Petorca. La intensidad no fue determinada

Continuación Tabla 1

16/08/1906	19:48	-33.000	-72.000	8.6 (*)	Ciudad afectada Valparaíso, intensidad en Santiago VII, IX en Papudo y río Rapel. En la costa en el área de Valparaíso fue estimado un sollevamiento que posteriormente desapareció
01/12/1928	0:06	-35.000	-72.000	8.4 (*)	Las ciudades de Talca y Constitución fueron destruidas. El Tsunami en Constitución fue 1.5 m. La ruptura sísmica se inicia en la parte surdel final del terremoto de 1906. Las intensidades se suponen mayores de X
06/04/1943	12:07	-30.750	-72.000	8.3	Epicentro al oeste del río Limarí. Intensidades no fueron reportadas
4/09/1958	18:00	-33.833	-70.166	6.9	Intensidad V en Las Melozas, III en Santiago. Causó la destrucción en Las Melozas
03/03/1985	19:46	-33.240	-71.850	7.8	Dicho evento es uno de los más documentados en Chile Central relacionado con observaciones geodésicas, variaciones de mareas en Valparaíso y principalmente por medidas gravimétricas realizadas entre 1982 al 2002. Datos de gravedad obtenidos en 1982 y 1985 (abril) mostraron una disminución de 150 mGales en San Antonio y 7.5 mGales cerca de Algarrobo. Esta disminución también fue observada en la altura en una línea de nivelación del Instituto Geográfico Militar siendo 50 cm en San Antonio y 30 cm en Algarrobo

Continuación Tabla 1

13/09/1987	14:08	~ -34.333	~ -70.250	5.9	Temblor intraplaca con hipocentro a < de 15 km de profundidad. Intensidad IV – V en Rancagua, IV en Talca y III-IV en Valparaíso y Santiago
------------	-------	--------------	--------------	-----	---

(*) Epicentros determinados con una red de campo lejano. Red que tiene una resolución para definir un epicentro a distancias mayores a 15 kilómetros. Epicentros definidos con instrumentación existente fuera de Chile.

La información más detallada del sismo del año 1575 es aquella aportada por Lomnitz (1961), en la cual se señala que el epicentro aproximado de este sismo sería en el sector de La Ligua, considerando a su vez la incerteza en la determinación del epicentro por la inexistencia de instrumentación en esa época.

Marco tectónico de Chile Central

Los rasgos morfoestructurales de la cordillera de Los Andes se han desarrollado principalmente desde el Oligoceno Superior (Allmendinger et al. 1997; Isacks, 1988; Lamb et al. 1997; Sempre et al. 1990; Farias 2007) a pesar que el proceso de subducción se ha desarrollado desde el Jurásico. Este se explica por el cambio en el vector de convergencia a una posición casi ortogonal al margen continental (Somoza 1998) y la velocidad absoluta del continente (Silver et al. 1998).

En general, la cordillera de los Andes presenta características morfológicas importantes tales como la Depresión Central, la cual se ubica en el límite de la subducción plana asociada a la dorsal de Juan Fernández y la ausencia del volcanismo hacia el norte y una subducción cortical con un ángulo de manto al este aproximado de 35°. En las proximidades de este límite se encuentra el área de estudio de la estructura San Ramón.

Dentro de la evolución tectónica de los Andes de Chile Central hubo fases de tectónica extensional e inversiones a lo largo del ciclo andino (Charrier et al. 1996). La última fase extensional se habría producido durante el Paleogeno-Mioceno, dando origen a la cuenca donde se depositó la formación abanico (Aguirre 1960; Godoy et al. 1999; Charrier et al. 1996; Jordan et al. 2001) la cual durante el Mioceno Inferior se invirtió dando origen a los pliegues en los bordes de dicha cuenca.

Junto con la inversión de la cuenca se desarrollan el este de ésta las fajas plegadas y corridas del Aconcagua y Malargue que absorberían la mayor parte de acortamientos hasta el Mioceno superior-Plioceno inferior (Giambiagi et al. 2003, 2005). Posteriormente se desarrollaría un período de fallas fuera de la secuencia

donde la deformación migratoria nuevamente hacia el oeste al borde oriental de la cuenca de abanico entre los ~ 9 y los 4 Ma, donde se habría producido el mayor alzamiento de los Andes Centrales del Sur, por último la nueva migración de la deformación hacia la cuenca del antepaís (Escribano 2008).

El cambio morfológico presente en la zona central caracterizado por la ausencia de la Depresión Central al norte de los ~ 32° 40'S se ha interpretado como consecuencia de la subducción plana asociada a la Dorsal de Juan Fernández. Es importante detectar que (Farías 2007) ha propuesto que el relieve de la Depresión Central es de origen predominantemente erosivo.

Antecedentes morfológicos

El área de la Depresión Central que nos preocupa, se encuentra al borde oeste de los Andes entre los ríos Mapocho y Maipo cuya morfología es semejante al sur del paralelo 33°S. En ella se nota un fuerte cambio de pendiente de los faldeos cordilleranos de aproximadamente 25° o más, para pasar inmediatamente a las planicies de la cuenca de Santiago. Esta morfología presenta profundas quebradas en su parte superior que desaparecen en las planicies de la cuenca, interpretándose un origen glacial para la morfología de los depósitos en esa área (Karzulovic 1957). La forma final del pie de monte tiene un perfil típico en el cual los materiales más gruesos se localizan en las zonas más altas hasta una cota de 700 m.s.n.m.. A partir de esta cota es posible reconocer algunos bloques y bolones a veces facetados que serían netamente de origen glacial.

Pocos estudios globales y su respectiva interpretación morfológica de los depósitos Cuaternarios que cubren el área, han sido generados. Karzulovic en 1957 describe en forma parcial la morfología existente al norte (comuna de Las Condes) y al sur (comuna de Macul) del sector de ubicación de la estructura San Ramón. Este autor también explica la morfología del frente cordillerano como el resultado de depósitos glaciares los cuales están presentes en los cerros Calán y Apoquindo, producto de conglomerados de origen fluvial en la cumbre del primero y no observable en el segundo tal vez producto de la erosión. Referente a las capas de cenizas, estas son asociadas a depósitos de acarreo ricos en productos volcánicos los cuales se presentan en forma aislada. Adicionalmente este autor menciona la existencia de un sondaje realizado por la Corfo al oeste del cerro Calán el cual alcanzó la roca basal a los 50 metros de profundidad lo cual está de acuerdo con perfiles gravimétricos realizados en el área (Araneda et al. 2012). Otros autores en base a los análisis morfológicos han planteado diversa hipótesis sobre el origen de la estructura San Ramón; por ejemplo Brüggén (1950) planteó la existencia de una gran falla que la ubicó al oeste del cerro San Ramón basada en observaciones de una serie de vertientes termales. Tricart (1963, 1965) postula que los depósitos antiguos se ubican en forma de terrazas escalonadas, donde las más antiguas se ubican más cerca de la cordillera que las más jóvenes. Además señala que los más antiguos se solevantaron junto con la precordillera. También

postuló que los contactos entre los depósitos más antiguos y los inmediatamente posteriores a estos son escarpes que aparecen en toda la zona. Esta observación es bastante concluyente ya que en algunos casos estos están cubiertos por conos aluviales provenientes de las quebradas, por lo tanto no corresponderían a movimientos dinámicos producto de la hipótesis de existencia de la estructura San Ramón. Borde en 1966 postuló la existencia de una falla al oeste del cerro San Ramón cuya estructura forma una gran muralla cuya longitud tendría aproximadamente 20 km y 2,000 m de altura. Esta morfología la asoció como falla de Pocuro, lo que se aleja hacia el este de la zona de ubicación de la estructura San Ramón. Por otra parte, la falla Pocuro cuya actividad se estima en 5 My aflora en varios segmentos con un ancho de 100 metros de rocas milonitizadas que no se observan en la estructura San Ramón. Importante es destacar que la estructura San Ramón no presenta ninguna característica en superficie que se pueda asociar a una falla de importancia. Asociar escarpes como consecuencia de movimientos tectónicos es un poco aventurado, más aún cuando no se conoce la morfología de la roca basal que los sustentan.

Marco geofísico

Gravedad

El área de estudio, ubicada al este de la cuenca de Santiago, cuenta con antecedentes regionales de la gravedad con los cuales fue determinado un modelo tridimensional del basamento subterráneo (Araneda et al. 2006). Este modelo consideró una densidad media de 2.1 gr/cm³ para la estructura sedimentaria y de 2.6 gr/cm³ para la roca basal. Las potencias mayores de relleno sedimentario



Figura 4. Ubicación Perfiles gravimétricos regionales 1 y 2. Fuente del mapa Google Earth.

fueron determinadas en las comunas de Pudahuel, Providencia y al oeste de la comuna de Isla de Maipo, alcanzando potencias mayores a 500 metros. Adicionalmente fue reconocido un cordón montañoso en el centro de la cuenca con profundidades aproximadas de 100 metros desde la superficie, la cual concuerda con el cordón montañoso entre el cerro San Cristóbal en el noreste y los cerros de Chena hacia el suroeste. Complementariamente y a fin de investigar con más detalle el sector noreste de la cuenca de Santiago (Araneda et al. 2012), se realizó un levantamiento gravimétrico asociado a la prospección de aguas subterráneas. En este estudio se realizaron 2 perfiles de gravedad, Figura 4, el primero entre el sector de La Pirámide y afloramientos rocosos de la precordillera, Figura 5 y el segundo entre el cerro San Cristóbal y afloramientos rocosos de la precordillera, Figura 6. Ambos perfiles muestran los modelos bidimensionales del basamento en las áreas correspondientes. Importa mencionar que dichos perfiles intersectan a la traza de la estructura falla San Ramón determinada por geología, no mostrando ningún salto de falla en la superficie basamental.

Posteriormente este estudio contempló la realización de cuatro perfiles de gravedad en el sector precordillerano de las comunas de Las Condes, La Reina y Peñalolén, con estaciones de gravedad cada 50 metros, Figura 7. Estos perfiles también intersectarían ortogonalmente a la estructura de falla San Ramón indicada por Rauld (2002).

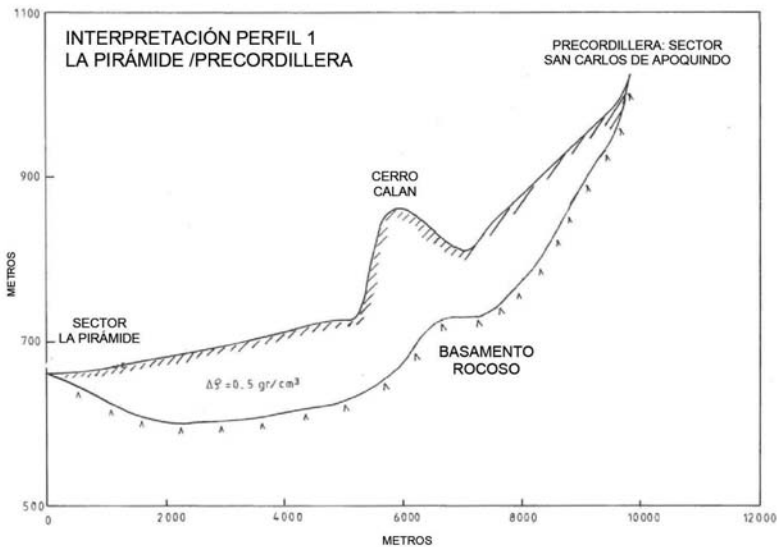


Figura 5. Modelo bidimensional del perfil gravimétrico regional 1. Sector La Pirámide/Precordillera.

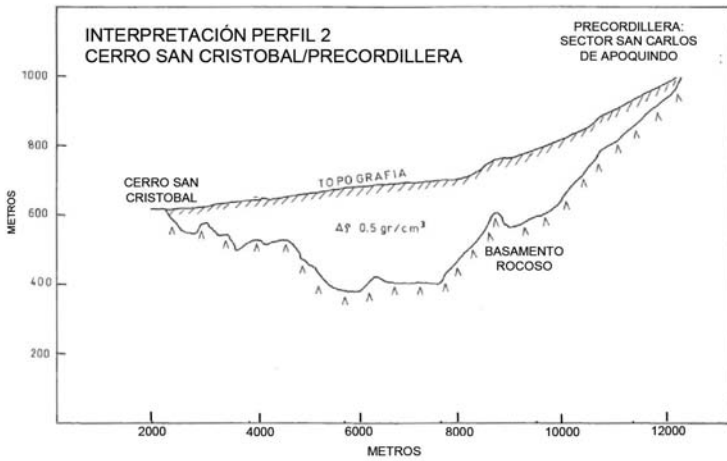


Figura 6. Modelo bidimensional del perfil gravimétrico regional 2. Sector Cerro San Cristóbal/ Precordillera (San Carlos de Apoquindo).



Figura 7. Ubicación Perfiles gravimétricos 3, 4, 5 y 6. Sector pie Andino Oeste. Fuente: Google Earth.

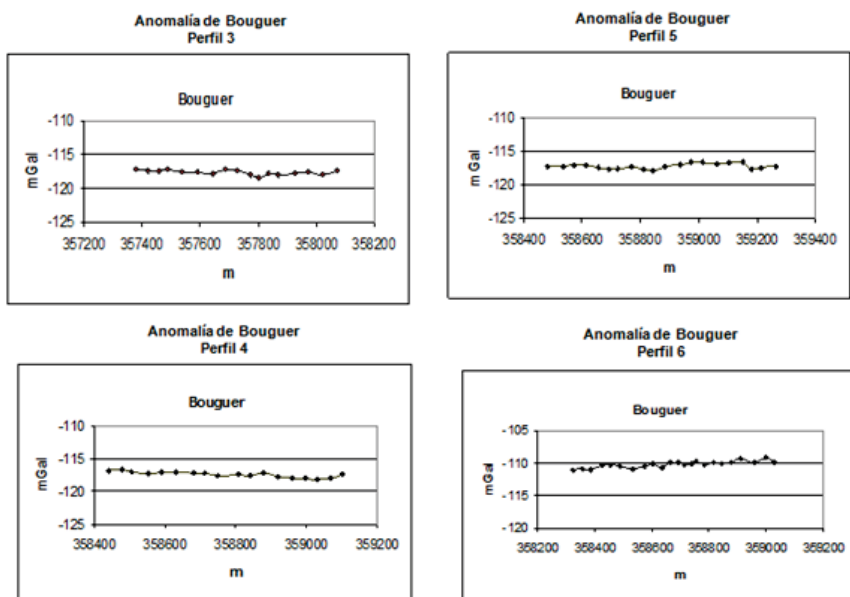


Figura 8. Tendencia de la anomalía de Bouguer de los perfiles 3, 4, 5 y 6 en el sector de las comunas de La Reina, Las Condes y Peñalolén.

Dichos perfiles fueron ubicados en el pie sedimentario de los Andes por lo tanto sus extremos no estuvieron ligados a la roca basal por tal motivo solamente se analizó la tendencia de la anomalía de Bouguer, ello conlleva a presentar solamente la tendencia de esta anomalía, la cual indica un suavizamiento y no indica un salto de falla, Figura 8.

Sísmica de refracción

En la cuenca de Santiago se han realizado una serie de estudios sísmicos complementarios a estudios de mecánica de suelos, los cuales muestran la estructura del depósito sedimentario y la roca fundamental en el sector del parque Bernardo O'Higgins (Sanhueza 1969). Dichos resultados están de acuerdo con aquellos obtenidos en un modelo gravimétrico estructural de la cuenca de Santiago y relación con hidrogeología (Araneda et al. 2010). Con la finalidad de un estudio más detallado asociado a determinar la existencia de una estructura de salto de falla como la de San Ramón se realizaron una serie de perfiles sísmicos de refracción ubicados perpendicularmente a la supuesta traza de ésta. Suponiendo que la estructura de falla está ubicada superficialmente se diseñaron perfiles de

120 metros de longitud para penetrar a profundidades cercanas a 40 metros.

Para la ubicación de las líneas sísmicas fue fundamental la traza de falla aportada por geología, de esta forma las zonas elegidas fueron dos: La Quebrada San Ramón y la zona de escarpe existente en la Universidad Adolfo Ibañez.

En la primera zona se realizaron 5 perfiles dispuestos convenientemente para los fines del estudio, Figura 9. La interpretación de los perfiles 1 y 2, los cuales se encuentran hacia el oeste de esta zona de estudio, mostró una estratigrafía de suelos sedimentarios con diferentes grados de consolidación y velocidades de onda entre los 1.640 y 2.300 m/seg, Figura 10. La interpretación de los perfiles 3, 4 y 5, los cuales se encuentran más al este de la zona de estudio, mostró la presencia de la roca fundamental a una profundidad de entre 11 a 15 metros y una velocidad media de la onda de 2.900 m/seg, Figura 11. No mostrando la existencia de alguna señal que indique algún salto de falla en la estratigrafía del sector.

En el área la estratigrafía superficial se compone por sedimentos finos con una velocidad media de la onda de 500 m/seg para continuar con roca fracturada y gravas con una velocidad media de la onda de 1.500 m/seg.

En la segunda zona se realizaron 4 perfiles de refracción sísmica, Figura 12, de los cuales los perfiles 7 y 8 estuvieron ligados y ejecutados perpendicularmente a la traza de falla y escarpe indicada por geología, Figura 13. La interpretación de estos perfiles tampoco muestra ninguna singularidad asociada a un salto de falla, no alcanzando a detectar el basamento rocoso hasta una profundidad de 40 metros. Figura 14. En la zona la estratigrafía superficial se compone por sedimentos finos con una velocidad media de la onda de 385 m/seg para continuar con suelos finos y gravas con velocidades entre 540 a 1670 m/seg y finalmente por suelos compuestos por escombros de falda y gravas consolidadas con velocidades entre los 1.750 y 2.000 m/seg.

Resultados

La interpretación y análisis de los dos perfiles gravimétricos realizados entre el cerro la Pirámide y el sector precordillerano de San Carlos de Apoquindo (Perfil 1) entre el cerro San Cristóbal y el sector San Carlos de Apoquindo (Perfil 2) muestra modelos de una morfología suave del basamento rocoso no visualizándose ningún rasgo que identifique algún salto de falla en la zona. Solamente se puede observar un pequeño alzamiento en el basamento en ambos perfiles que se pueden interpretar como un cordón montañoso subterráneo de pequeña magnitud que disminuye en altura hacia el suroeste.

Adicionalmente se realizaron cuatro perfiles gravimétricos con estaciones cada 50 metros, perpendiculares a la supuesta traza de la estructura San Ramón. Por la longitud de los perfiles (200 metros) y por la inexistencia de afloramientos rocosos en las áreas investigadas no fue posible obtener modelos bidimensionales, solo se analizó la tendencia de la anomalía de Bouguer, no



Figura 9. Ubicación de los perfiles de refracción sísmica 1, 2, 3, 4 y 5 ubicados cercanos a la Quebrada de Ramón. Fuente del mapa; Google Earth.

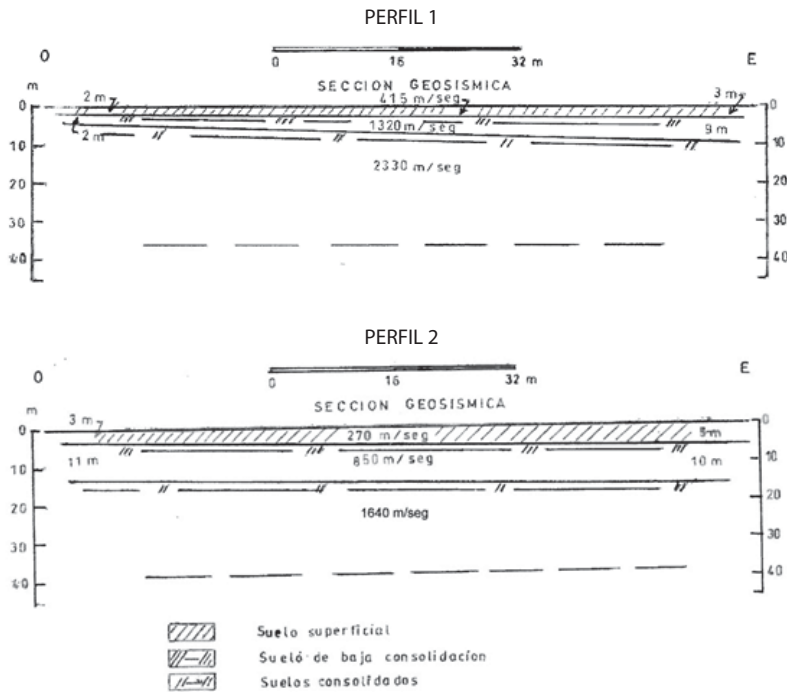


Figura 10. Interpretación de los perfiles de refracción sísmica 1 y 2.

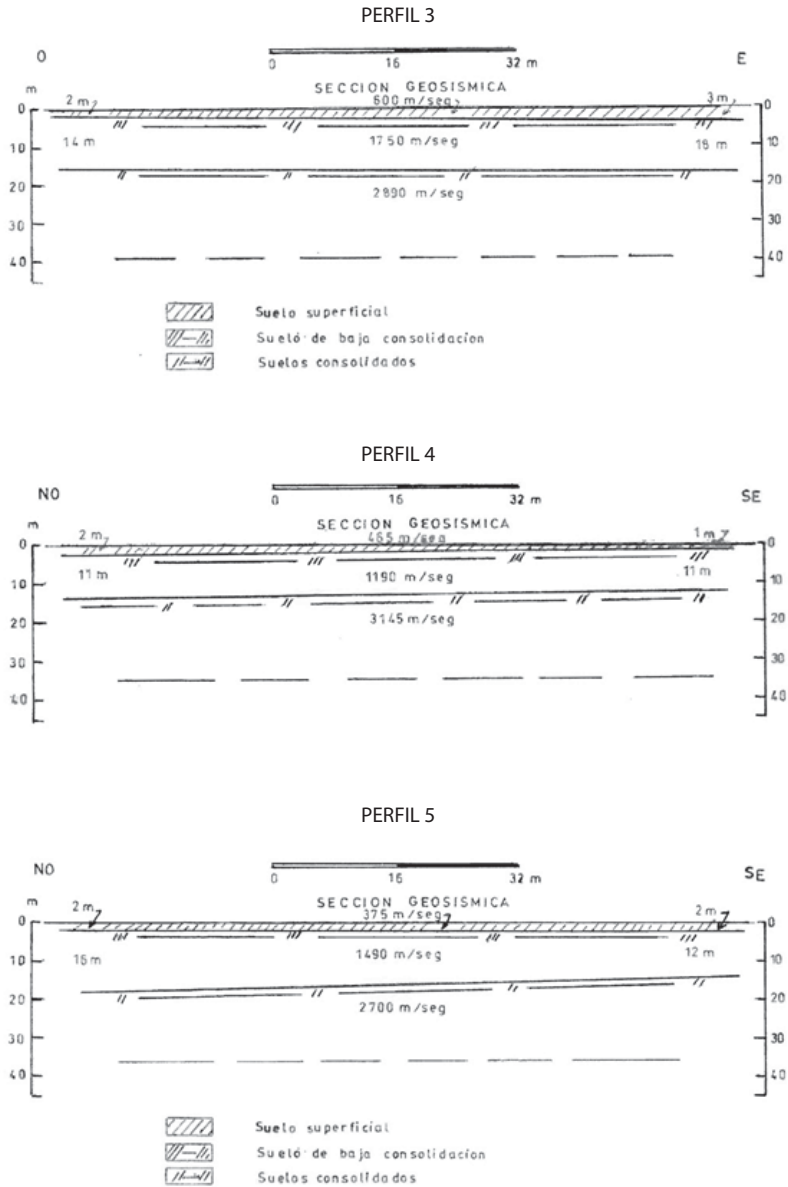


Figura 11. Interpretación de los perfiles de refracción sísmica 3,4 y 5.



Figura 12. Ubicación de los perfiles de refracción sísmica 6, 7, 8 y 9 en el sector de la Universidad Adolfo Ibáñez. Fuente del mapa; Google Earth.

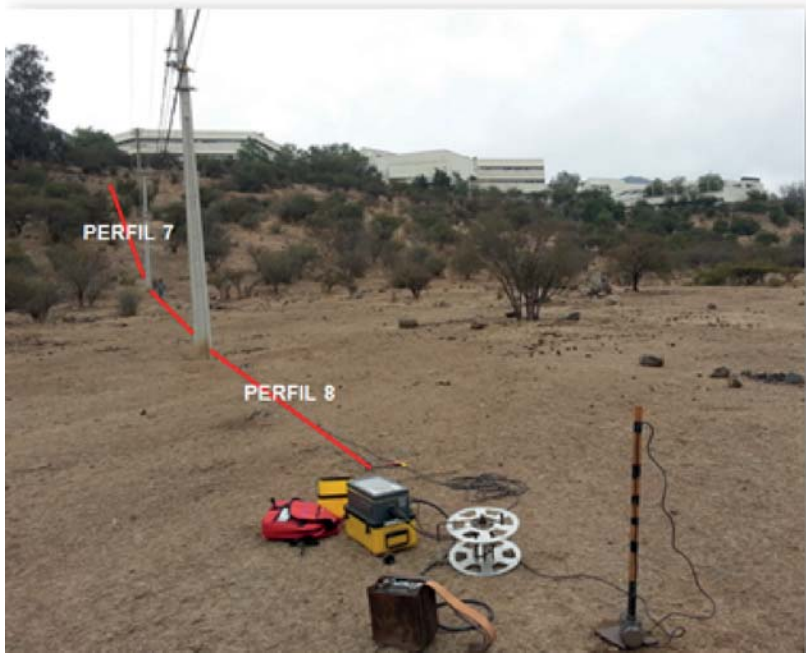
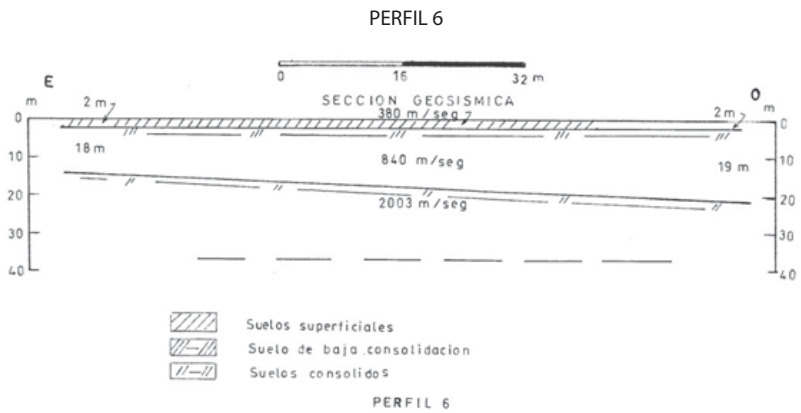


Figura 13. Vista hacia el "Este"; perfiles 7 y 8. (Zona de escarpe).



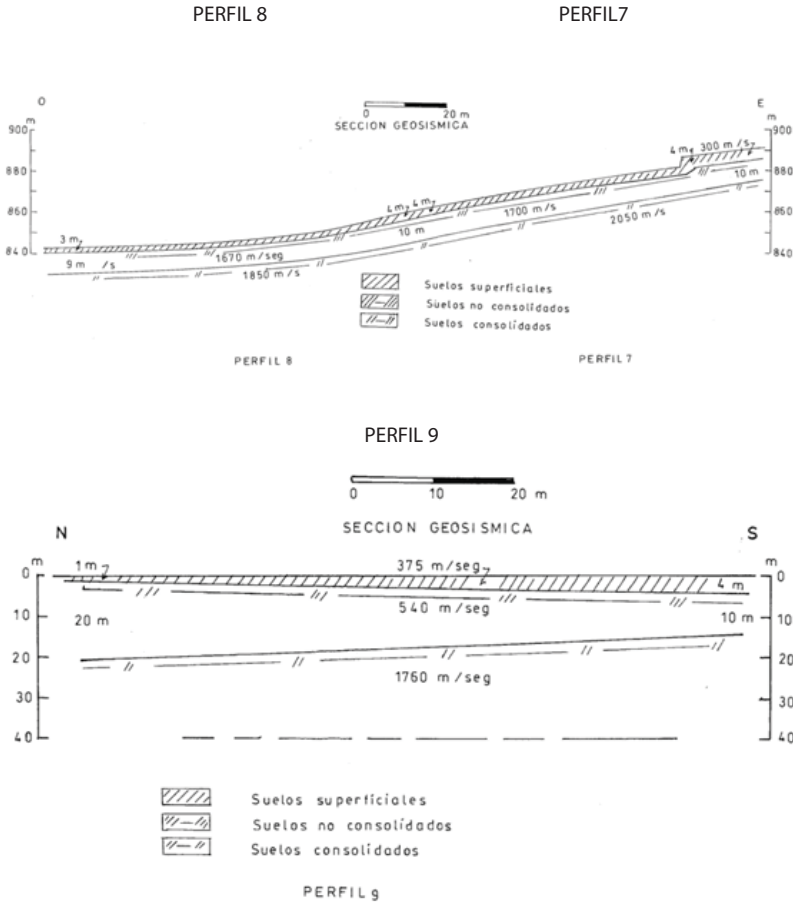


Figura 14. Interpretación de los perfiles de refracción sísmica 6, 7, 8 y 9.

mostrándose ningún cambio significativo que pudiese atribuirse a un salto de falla hasta una profundidad aproximada de 50 metros.

Del análisis de 5 perfiles de refracción sísmica realizados en la quebrada San Ramón y 4 en el sector de la Universidad Adolfo Ibáñez, no se evidencia ningún rasgo que pudiese atribuirse a un salto de falla. Las estructuras de los suelos en ambas zonas solamente muestran estratos relativamente planos.

El análisis de los epicentros de los sismos históricos de mayor magnitud ocurridos en Chile Central y en el área de estudio se encuentran a distancias mayores de 40 km, siendo éstos: el de septiembre 4 de 1958, $M=6.9$ con intensidad

V en la zona de Las Melosas y III en Santiago (Lomnitz 1961, Piderit 1961) y el de septiembre 13 de 1987, M05.9 ubicado en la zona de Rancagua (Barrientos y Eisemberg 1988).

Conclusiones

El control de las deformaciones tectónicas que se producen en la superficie de la tierra son muy significativas para estudiar la evolución y cambios que se generan en la dinámica de placas, en nuestro caso la subducción de la placa de Nazca bajo la Americana. Estos estudios requieren de muchos datos reales y técnicos, obtenidos por especialistas en la materia (sismólogos, ingenieros y geólogos con larga trayectoria), que avalen certeramente las deformaciones antes mencionadas. Para comprobar la actividad de la estructura San Ramón es necesario disponer de una red de pilares fundados en roca y controlarlos cada 5 años como mínimo, además del uso de técnicas y equipos que permitan obtener registros prolongados en el tiempo. La finalidad de este control se orienta a registrar e interpretar datos que permitan obtener modelos ajustados a la realidad, además de iniciar la recopilación de datos estadísticos de dicho evento. En el sector estudiado se encuentran una serie de quebradas de gran magnitud que presentan un riesgo latente de deslizamiento de sus laderas en períodos invernales. Un ejemplo fue el deslizamiento ocurrido el año 1996 en la Quebrada de Macul, evento que provocó una gran destrucción de la infraestructura en general y varias víctimas fatales.

La mayoría de los sismos de gran magnitud que se producen en Chile Central tienen como origen el efecto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Americana.

Se entrega un listado de sismos importantes ocurridos en Chile Central, entre los cuales existen algunos que carecen de datos precisos asociados a su ubicación, magnitud e intensidad, esto debido a que ocurrieron antes del año 1900, tiempo en que no existían redes sismológicas de campo cercano. Entre ellos se destacan los sismos ocurridos durante los años 1575, 1686, 1730, 1822 y 1851. A partir del sismo del año 1906 ocurrido frente a Valparaíso, el registro y el análisis de sus parámetros fue mejorado, esto debido a la instalación de una red sismológica local en la ciudad de Santiago. Entre estos sismos se destacan los ocurridos en los años 1958, 1985, 1987 y 2010. Se destaca el del año 1958 ocurrido en el Alto del río Maipo y el de 1987 el cual fue relocalizado en el área de Rancagua (Barrientos y Eisemberg 1988), lejanos de la zona asociada a la estructura San Ramón.

Del análisis de los epicentros de los sismos históricos ocurridos en Chile Central y el área estudiada se concluye que no existe ningún evento sísmico de magnitud mayor de 5.5 y cuyo epicentro se encuentre en un radio menor de 40 km en el área de la estructura falla San Ramón.

Los resultados geofísicos de gravedad y sísmica de refracción permite demostrar la no existencia de ningún salto de falla en toda el área investigada. Los escarpes atribuidos a estructuras de falla en el área estudiada han sido

interpretados como remociones en masa ocurridos durante períodos invernales severos en tiempo geológico.

Finalmente con los antecedentes aportados en ésta investigación se cree que es muy poco probable que se esté ante un posible evento telúrico por efecto de la dinámica de la supuesta falla San Ramón.

Agradecimientos

Este estudio contó con el patrocinio de la empresa Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería (SEGMI).

Referencias

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. Instituto de investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín Núm. 9, p 70.
- Allmendinger, R.W., Jordan T.E., Ray S.M., Isacks B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central Andes. *Annual Review of earth and Planetary Sciences*, 25, pp. 139-174.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., 1994. Gravity variations in Central Chile, recent geodetic and gravimetric research in Latin America, ed. by W. Torge, Springer Verlag 1994, vol. 111, pp. 176-183.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Díaz D., R., G. 2006. Modelo estructural de la cuenca de Santiago de Chile y su relación con la hidrología, *Revista Geofísica*, Núm. 62, pp. 29-48.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Araneda, A., 2012. Singularidades en el basamento de la cuenca de Santiago, sector oriente, inédito.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Araneda, A., 2014. Hipotético peligro sísmico en la estructura denominada Falla San Ramón, en prensa.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfred, T., 2004. Crustal seismicity in Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, p 718-759.
- Barazangi, M., Isacks, B., 1976. Spatian distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, pp. 686-692.
- Barrientos, S., Eisenberg, A., 1988. Secuencia sísmica en la zona cordillerana al interior de Rancagua, V Congreso Geológico Chileno, Santiago, pp. 121- 132.
- Borde, I., 1966. Les Andes de Santiago et leur avantpays. Etude de geomorphologia, doctorate thesis, pp. 599. Univ. Bordeaux, Talence, France.
- Bruggen, J., 1950. Fundamentos de Geología de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.S., Swisher, C.C. I.I.I., Norell, M.A., Zapata, F., McKenna, M.C., Novacek, M.J., 1996. New evidence for late mesozoic

- early Cenozoic evolution of the upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Science*, vol. 9, N°2, pp 31.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgeta, S., Flynn, J. S., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A.R., 2005. The abanico extensional basin; Regional extension chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrbuch Fur Geologia Und Palaontologic – Abhandlungen*, 236 (1-2), 43-47.
- Castilla, J., 1988. Earthquake-Caused coast uplift and its effects on rocky intertidal communities. *Science*, vol. 212, pp. 440-442.
- Escribano, J., 2008. Superficies bajo relieve en la cordillera de Chile Central entre los 32°30' S y los 33°30' S y su correlación con el alzamiento. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile.
- Farias, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Comte, D., 2006. Erosión versus tectónica en el origen de la depresión central de Chile. *Proc. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, Vol. 1, pp. 201-204.
- Farias, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis para optar al grado de doctor de ciencias, mención geología.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano tectonic basin and re-lifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306, No. 2, pp. 217-236.
- Giambiagi, L., 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 58, Núm. 1, pp. 85-96.
- Giambiagi, L.B., Bechis, F., García, V., Clark A., 2005. Temporal and spatial relationship between thick-skinned deformation in the thrust of the Malargue fold and thrust belt, southern Central Andes. Paper presented at VI International Symposium on Andean Geodynamics, IRD, Barcelona.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., 2000. Geodynamics of flat subduction; seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonophysics* 19, pp. 814-833.
- Isacks, B.J., 1998. Uplift of the central Andean plateau and bearing of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B4), pp. 3211-3231.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pangáro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid cenozoic trigger for the Andes tectonics, Vol. 20, p 308-324.
- Lomnitz, C., 1961. Los terremotos del 4 de Septiembre en el Cajón del Maipo. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, publicación Núm. 3, Depto. de Geofísica, 18, pp. 279-306.
- Lomnitz, C., 2004. Mayor earthquake of Chile. A historical survey, años 1535-

1960. *Seismological Research Letters*, Vol. 75, No. 3.
- Lomnitz, C., 1970. Mayor earthquake and tsunamis in Chile during the period 1535-1955. *Sonderdruck aus der geologischen rundschau band 59*, pp. 938-960.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the central andes in Bolivia and northern Chile. In *Orogeny through time*, edited by J.P. Burg and M. Ford., pp. 237-264.
- Karzulovic, J., 1957. Sedimentos cuaternarios y aguas subterráneas en la cuenca de Santiago. *Universidad de Chile, Instituto de Geología, Núm. 10*, p. 120.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brook, B., Barriga, R., Lauria, E., Souto, L., 2003. Tehe Nazca South America euler vector and its rate change. *Journal of South America Earth Sciences*, 16, pp. 125-131.
- Naranjo, J.A., Varela, J., 1996. Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de Mayo de 1993, reporte SERNAGEOMIN, Santiago.
- Piderit, E., 1961. Estudios de sismos del Cajón del Maipo en el año 1958. Memoria para optar al título de ingeniero civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, p. 125.
- Rauld, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano, Santiago oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p. 57
- Sanhueza, P., 1969. Instalación de una red de acelerógrafos en Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile, publicación 95, p. 107.
- Sempre, T., Hérail, G., Oller Bonhomme, M.G., 1990. Late Oligocene early Miocene mayor tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18, p. 946.
- Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertolloni C., 1998. Coupling of South America an African plate motion and plate deformation, *Science*, 297 (5347), 6063.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My; implications for mountain building in the central Andean regions. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, pp. 211-215.
- Tricart, J., Hirsch, A.R. and Griesbach, J., C., 1965. Geomorphologic at eaux souterraines dans le basin de Santiago du Chile, *Bull. Fac. Lett. Strasbourg*, 7, pp. 605-673.
- Tricart, J., Michael, M., 1963. La geomorfología de la Cuenca de Santiago y sus relaciones con las aguas subterráneas. *Fac. Lett H. Strasbourg, bulletin. (Trad. Instituto de Investigaciones Geológicas)*, p. 25.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T.K., Forman, S.L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R. and Armijo, R., 2015. Probin large intraplate earth-quake at the

west flank of the Andes downloaded from geology. Gsapuks. Org. on January 13, 2015.

Wyllie, P. J., 1971. The dynamic earth: Textbook in Geosciences. New York, Jhon Willey.

Simulación de perfiles sísmicos verticales (VSP) a partir de registros de velocidades de ondas P y SV en pozos petroleros

Toni E. Charfan*
José P. Franceschini**

Recibido en junio de 2015; aceptado en abril de 2016

Abstract

In this paper approximate travel time it is applied to the P and S seismic waves, simulating the trajectory from the moment it leaves the source until the geophone anchored at different depths of the well, in the case of the P wave calculated delta anisotropy parameters (δ) and epsilon (ϵ), that are useful for calculating NMO velocities, which is the speed considering the anisotropic medium and heterogeneity factor of the medium, while for the S wave anisotropy parameters to estimate are gamma (γ) and sigma (σ), likewise necessary to calculate speeds and heterogeneity factor as the equation of time travel it depends on the values above as appropriate. Starting from sonic logs and conducting an analysis of average speeds including an isotropic model is constructed and then obtain a correction function speeds so you can generate Pseudosónico values at several points taking into account the anisotropy of the medium. Once you do that, contour maps are constructed to define stratification, new travel times for comparison with actual and obtain new values of speed to generate new contour maps are calculated.

Key words: Time travel, delta, epsilon, gamma, sigma.

Resumen

En el presente trabajo se aplica una aproximación de tiempo de viaje para las ondas sísmicas **P** y **S**, simulando la trayectoria desde el momento que sale de la fuente hasta llegar al geófono anclado a diferentes profundidades del pozo, para el caso de la onda **P** se calculan los parámetros de anisotropía delta (δ) y épsilon (ϵ), que son útiles para calcular velocidades NMO, que es la velocidad considerando el medio anisotrópico y el factor de heterogeneidad del medio, mientras que para la onda **S** los parámetros de anisotropía a calcular son gamma (γ) y sigma (σ), de igual manera necesarios para calcular velocidades y factor de heterogeneidad ya que dicha ecuación de tiempo de viaje depende de los valores antes mencionados según sea el caso. Partiendo de registros sísmicos de pozos y realizando un análisis de velocidades promedios entre ellos se construye un

*tcharfan@hotmail.com, 0426-5584976

** Centro de modelado científico. La Universidad del Zulia.

modelo isotrópico para luego obtener una función de corrección de velocidades y así poder generar valores Pseudosónico en varios puntos tomando en cuenta la anisotropía del medio. Una vez hecho eso, se construyen mapas de contornos para definir la estratificación, se calculan los nuevos tiempos de viaje para compararlos con los reales y poder obtener nuevos valores de velocidades para generar nuevos mapas de contornos.

Palabras clave: Tiempo de viaje, delta, épsilon, gamma, sigma.

Introducción

La geofísica estudia la tierra en su estructura y dinámica sobre la base de medidas de carácter físico que normalmente se realizan desde la superficie del planeta. Cuando este estudio tiene que ver con áreas relativamente pequeñas y profundidades que no sobrepasen unos pocos kilómetros, se habla de geofísica aplicada, y el conjunto de métodos para obtener ese fin constituyen la prospección geofísica.

Se pueden inferir información sobre la estructura del subsuelo mediante algún parámetro físico medido en superficie, que puede ser la velocidad de una onda mecánica (método sísmico), la intensidad de una corriente asociada a la facilidad de propagación de las cargas eléctricas (método eléctrico), entre otros. En estos estudios usaremos el modelo sísmico, que establece que una perturbación originada en superficie genera ondas que se propagan en el medio y dependiendo de la estructura del mismo estas ondas se reflejaran o se transmitirán. Estos tiempos de viajes se calcularan variando la distancia horizontal entre la fuente y el receptor (offset) y se expresaran como curvas de tiempo en función de offset.

Este es un método diferente, el cual consiste en la simulación de estos tiempos a partir de registros sísmicos de velocidades de onda P y SV de pozos petroleros, que con el uso de herramientas matemáticas es posible construirlos y que estos exhiban alto nivel de similitud con los reales sin la necesidad de ir al campo y realizar el montaje experimental para obtener las medidas de tiempo – distancias respectivamente.

Parte experimental

Para el estudio realizado se analizaron varios pozos del área mostrada en la Figura 1 los cuales se identifican como A, B y C con sus respectivos registros sísmicos, adicional nos facilitaron cada 1,000 metros entre ellos (trayectoria A-B, trayectoria B-C y trayectoria C-A) perfiles sísmicos verticales, teniendo en cuenta que todos estos registros tienen datos de velocidades de onda P y S.

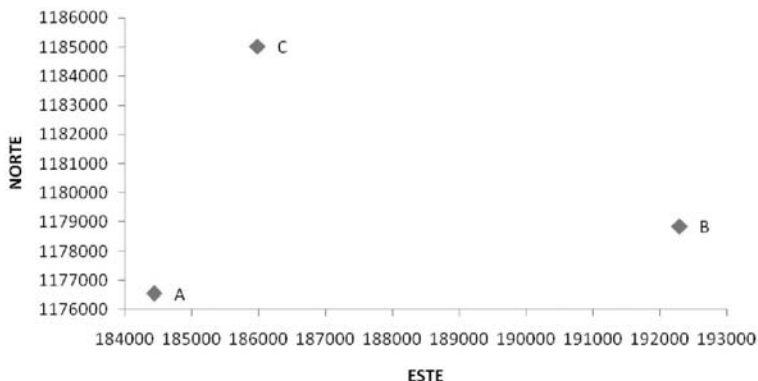


Figura 1. Ubicación de los pozos en el área de estudio en coordenadas norte - este.

Primero basaremos nuestra explicación en la trayectoria A-B, ya que para las otras dos restantes el procedimiento es el mismo. Se acomodaron los datos sísmicos de los pozos A y B para determinar lecturas de velocidades en profundidad iguales y así calcular un promedio de las velocidades en ellos, este valor promedio de velocidad sísmica se asemeja a los datos de un registro sísmico que existiría en la mitad de la separación de los dos pozos, asumiendo que el medio es homogéneo e isotrópico, la separación entre ellos es de aproximadamente 8,000 metros, por lo tanto, el promedio de las velocidades lo ubicaríamos a los 4,000 metros del pozo A, se aplica el mismo método del promedio pero ahora con las velocidades del pozo A y las del Pseudosónico a los 4,000 metros que se calculó previamente para obtener un nuevo registro ubicado aproximadamente en los 2,000 metros del pozo A. Se repite este mismo paso desde el Pseudosónico a los 4,000 metros del pozo A hasta en pozo B y se obtiene un registro en los 6,000 metros de distancia al pozo A. Teniendo nuestra trayectoria desde A hasta B completa con valores de velocidades sísmicas a profundidades iguales procedemos a realizar nuestro mapa de contorno de velocidades de onda P en cual se muestra en la Figura 2 y así poder definir la estratificación del medio, que permite determinar con precisión las zonas donde existen mayores variaciones de velocidad entre estos dos puntos, la entrada de los datos se hace a través de una hoja de cálculo la cual debe tener 3 columnas para definir distancia horizontal, profundidad y valores de velocidad de onda P. Los mapas están compuestos por una componente vertical definida como la profundidad del pozo en pies a la cual se realizaron los registros sísmicos, esta varía desde 11,000 a 11,800 pies, una componente horizontal la cual representa la ubicación de los registros Pseudosónicos calculados cada 2,000 metros, e inmerso en ese cuadro tenemos el comportamiento de la velocidad

de onda P, la cual esta variando a lo largo de la trayectoria con una escala de grises que representa los valores de velocidad en metros/sg.

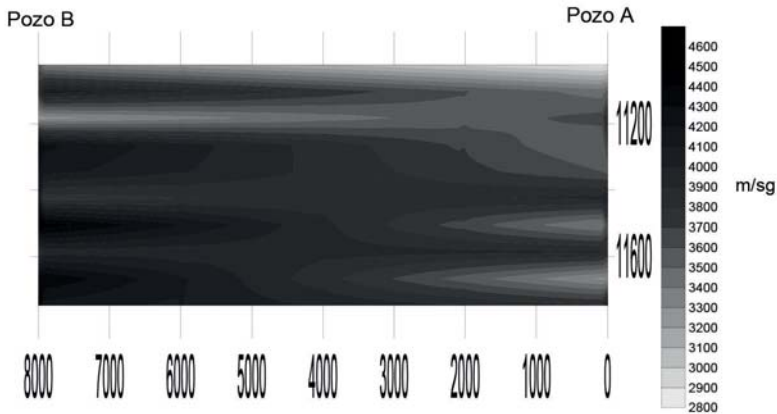


Figura 2. Mapa de contorno de velocidad isotrópica, trayectoria A-B.

En esta trayectoria se observa un estrato inclinado que parte en B desde los 11, 000 pies y llega a A con una profundidad de 11, 100 pies aproximadamente, entre los 3, 000 y 8, 000 metros de distancia horizontal se nota una intrusión de una zona de baja velocidad, esta misma intrusión se repite a los 11, 500 y 11, 700 pies de profundidad entre el pozo A y los 1, 500 metros de distancia horizontal. A continuación se realiza la construcción las curvas de tiempo para saber el comportamiento según el offset (distancia horizontal entre la fuente y el receptor), esto es representado a través de la Figura 3 dando como resultado gráficas que están definidas por un eje horizontal el cual representa el offset expresado en metros y una componente vertical que representa el tiempo de viaje en sg de las ondas P y S. El tiempo de viaje inicial de la onda p en $x=0$ representa el tiempo de viaje perpendicular de la onda ida y vuelta hacia el reflector (tiempo doble de viaje).

De la misma manera se trabaja para las trayectorias B-C y C-A, obteniéndose como resultado la Figura 4, donde se observa claramente 3 reflectores, a los 11, 200, 11, 500 y 11, 700 pies de profundidad, nuevamente se observa el inicio de la zona buzada en el pozo B a 11, 000 pies la cual se extiende hasta C bordeando un área de velocidad promedio y su respectivas CURVAS DE TIEMPO DE VIAJE mostrado en la Figura 5. De manera similar en el tramo C-A de la Figura 6 a los

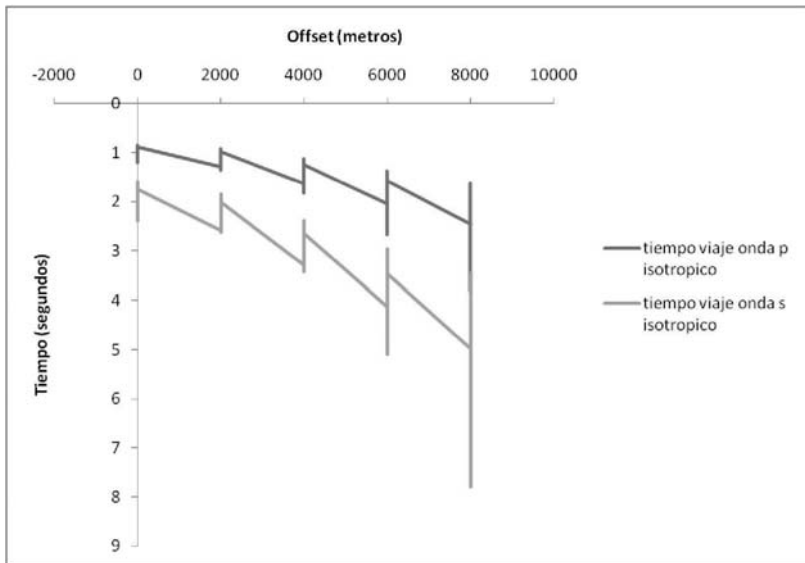


Figura 3. Curva de tiempo en la trayectoria A-B.

11, 000 pies esta una zona de baja velocidad que está presente en las otras dos trayectorias, se pueden definir 2 reflectores presentes a los 11, 400 y 11, 600 pies aproximadamente, permitiendo una mayor velocidad de la onda P y su curva de tiempo de viaje es mostrado en la Figura 7.

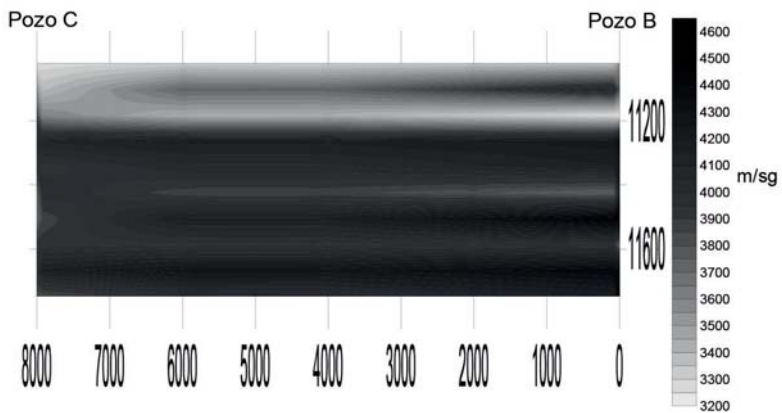


Figura 4. Mapa de contorno de velocidad isotrópica, trayectoria B-C.

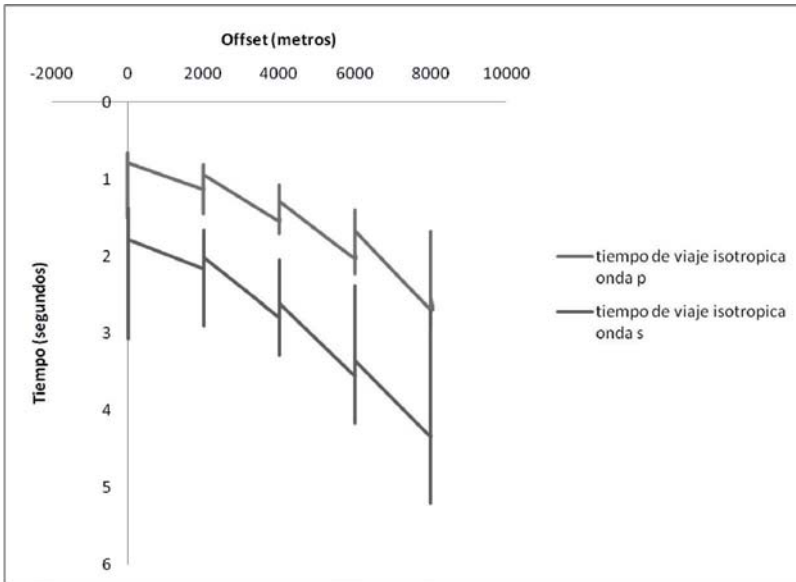


Figura 5. Curva de tiempo de viaje en la trayectoria B-C.

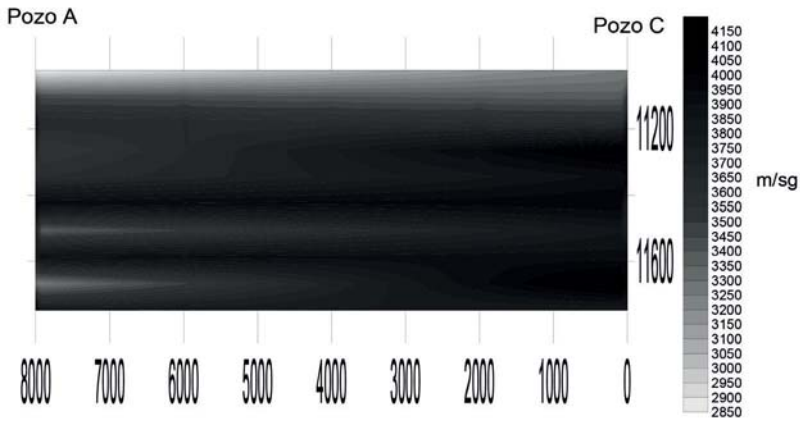


Figura 6. Mapa de contorno de velocidad, trayectoria C-A.

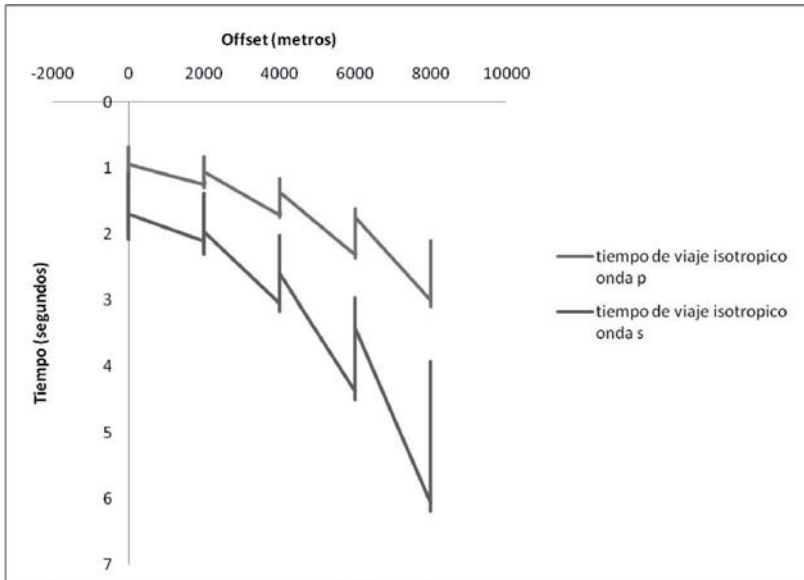


Figura 7. Curva de tiempo de viaje en la trayectoria C-A.

Construidos y analizados nuestros mapas de contornos procedemos a calcular en los pozos y en cada uno de los Pseudosónicos, parámetros de Lamé (μ, λ) con las ecuaciones

$$\beta_0 = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{1}$$

$$\gamma_0 = \frac{\alpha_0}{\beta_0} = \sqrt{\frac{C_{33}}{C_{44}}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} \tag{2}$$

donde se define como la velocidad de onda P, γ_0 es la velocidad de la onda S y ρ es la densidad del medio, estos tres factores son conocidos por nosotros, se calcula la fracción del material (Φ) a través de la ecuación (3), los parámetros de anisotropía δ según ecuación (4) y ε con la ecuación (5), el parámetro moveout de la onda s σ con la ecuación (6), factor de heterogeneidad G con ecuaciones (7) y (8) para onda P y S respectivamente y velocidades considerando la anisotropía la cual llamaremos V_{nmo}^2 , ecuaciones (9) y (8) para los dos tipos de ondas, de manera de obtener todas las variables necesarias

$$\Phi = \frac{\left(\frac{1}{V_{S_2}}\right) \bar{V}_{S_2}^2 - \left(\frac{1}{V_{P_2}}\right) \bar{V}_{P_2}^2}{\rho_2 \bar{V}_{P_2}^2 - \rho_1 \bar{V}_{P_1}^2} \left[\frac{\left(\frac{1}{V_{P_1}}\right) \bar{V}_{P_1}^2 - \left(\frac{1}{V_{P_2}}\right) \bar{V}_{P_2}^2}{\rho_2} - \frac{\bar{V}_{S_2}^2}{\bar{V}_{P_2}^2} \left(\frac{1}{\rho_1} + \frac{1}{\rho_2} \right) \right] \quad (3)$$

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})} = \frac{2\Phi(1 - \Phi)}{(\lambda_1 + 2\mu_1)(\lambda_2 + 2\mu_2)} \left[\frac{(\mu_2 - \mu_1)(\lambda_1\mu_2 - \lambda_2\mu_1)}{\mu_2\Phi + \mu_1(1 - \Phi)} \right] \quad (4)$$

$$\varepsilon = \frac{2\Phi(1 - \Phi)}{(\lambda_1 + 2\mu_1)(\lambda_2 + 2\mu_2)} [(\lambda_1 + \mu_1) - (\lambda_2 + \mu_2)] \quad (5)$$

$$\sigma = \gamma^2(\varepsilon - \delta) = \frac{(C_{11} - C_{44})(C_{33} - C_{44}) - (C_{13} + C_{44})^2}{2C_{44}(C_{33} - C_{44})} \quad (6)$$

$$G_p = \frac{a_1}{(1 + a_0)^2} = \frac{2(\varepsilon - \delta)}{(1 + 2\delta)^2} \left[1 + \frac{2\gamma_0^2\delta}{\gamma_0^2 - 1} \right] \quad (7)$$

$$G_s = \frac{b_1}{(1 + b_0)^2} = -\frac{2\sigma}{(1 + 2\sigma)^2} \left[1 + \frac{2\delta\gamma_0^2}{\gamma_0^2 - 1} \right] \quad V_s^2 = \beta_0^2(1 + 2\sigma) \quad (8)$$

$$V_p^2 = \alpha_0^2(1 + 2\varepsilon) \quad (9)$$

para determinar los tiempos de viaje usamos la ecuación (10) según sea el caso [6].

$$T(x)^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V_{ano}^2} - \frac{GX^4}{V_{ano}^4 \left[T_0^2 + \frac{X^2}{V_{ano}^2} (1 + 4G) \right]} \quad (10)$$

Todos estos cálculos se realizaron a través de macros de Visual Basic en hojas de cálculo de Excel.

Se calcularon los tiempos de viaje de las ondas variando el offset en los mismos puntos donde se realizaron los Pseudosónicos y los perfiles sísmicos verticales originales para poder compararlos. Adicional a los tiempos de viaje de las ondas se realizaron nuevos mapas de contornos de velocidades con los valores de α y así comparar nuestro modelo simulado con el real para ver la similitud o diferencia.

Análisis de los resultados

Para el cálculo de tiempo de viaje es necesario el cálculo de las velocidades considerando la anisotropía, es por ello que se realizaron nuevos mapas de contornos con estas velocidades para compararlos con los anteriores y ver las similitudes o diferencias que puedan tener. Para el caso de la trayectoria A-B tenemos la Figura 8, este mapa tiene mucho en común con el de la Figura 2 , la zona buzando está presente de igual manera pero con una intrusión mayor de una zona de velocidad media identificada por la línea punteada, las zonas de baja velocidad señaladas por líneas continuas en los 11, 500 y 11, 700 pies de profundidad se encuentran mayormente resaltadas que el caso isotrópico, en líneas generales el modelo de la formación se mantiene en ambos casos. Al ver que el modelo anisotrópico presenta muy buena exactitud con el real, la curva de tiempo es de esperarse, que de la misma manera representa en una gran precisión el original.

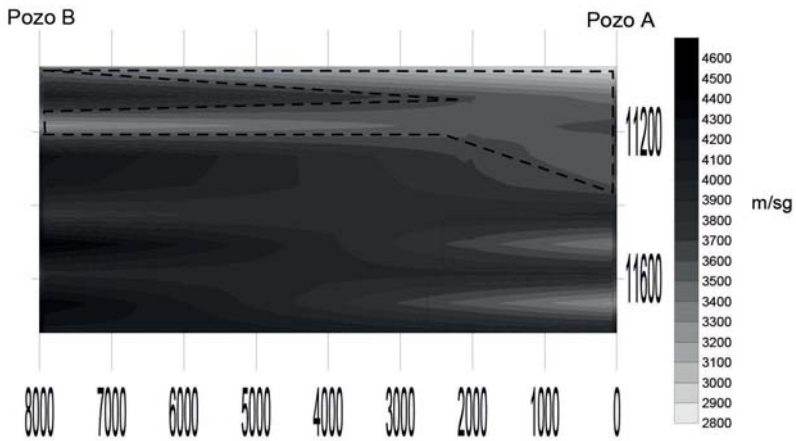


Figura 8. Mapa de contorno de velocidad en la trayectoria A-B.

Como se nota, la curva de tiempo simulada de la Figura 9 esta superponiendo por completo al real. Aunque en esta gráfica no se nota, se calculó un error entre los valores de tiempo de viaje isotrópico y anisotrópico y se encontró que existe una variación de los valores entre el 1% y 3%, entre estos valores, estos valores están dentro del rango de lo aceptable dando curvas de tiempos con muy buena precisión.

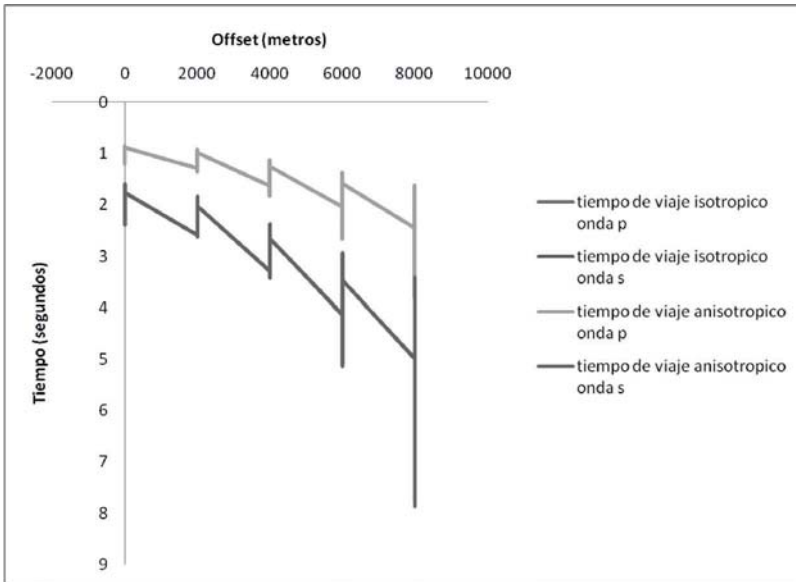


Figura 9. Curva de tiempo real y simulado en la trayectoria A-B.

En la trayectoria B-C, mostrado en la Figura 10 tenemos el mismo modelo de zonas descrito en el caso isotrópico, resaltando las áreas de baja velocidad que definen la estratificación del medio, sin embargo se observa una disminución de la velocidad en aproximadamente 11, 400 y 11, 600 pies de profundidad, la cual se extiende a lo largo de toda la trayectoria, la zona en los 11, 000 y 11, 200 pies esta expandida sobre todo el recorrido disminuyendo la franja de velocidad media que se encuentra inmersa en ella, definida por la línea punteada. La curva de tiempo de este tramo mostrado en la Figura 11, presenta una sobre posición de los tiempos de viaje de onda P a lo largo de la trayectoria manteniendo un error que varía entre el 1% y el 3%.

Cosa que no se repite en los tiempos de viaje de la onda S, que mantiene valores de tiempo en los primeros 2, 000 metros de distancia horizontal, luego de esa distancia se empieza a mostrar un error de aproximadamente 5% y 6% que se observa con facilidad ambas líneas en las gráficas. Este aumento del tiempo de viaje anisotrópico se puede referir al aumento de espesor de la zona de baja velocidad presente entre los 11, 000 y 11, 200 pies, además de la intrusión presente en la trayectoria completa B-C entre los 11, 400 y 11, 600 pies de profundidad.

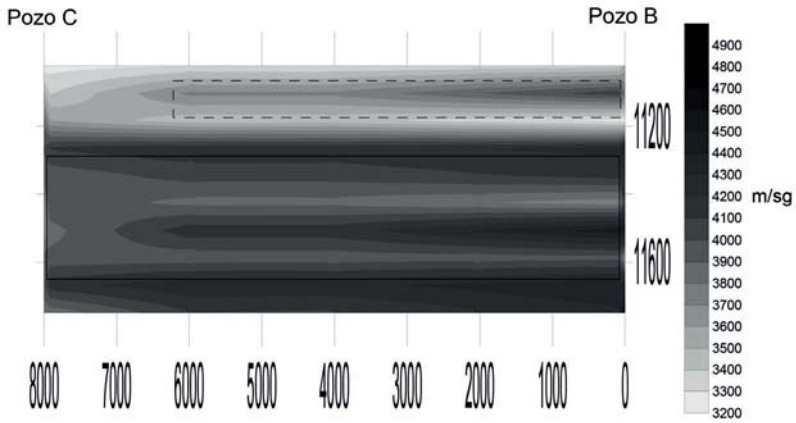


Figura 10. Mapa de contorno de velocidad en la trayectoria B-C.

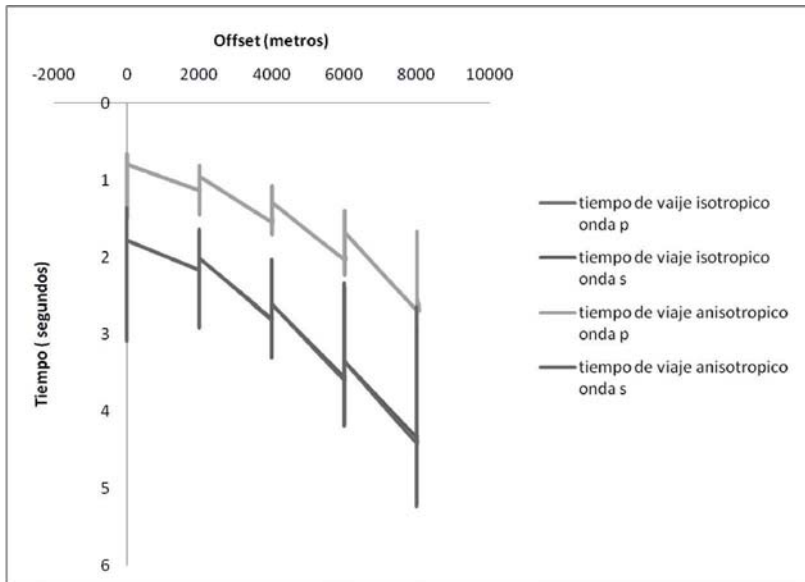


Figura 11. Mapa de contorno de velocidad en la trayectoria B-C.

En la trayectoria C-A de la Figura 12 se mantiene el mismo modelo, aumenta el espesor de la zona de baja velocidad y aumentando las zonas cercanas al pozo A denotadas por las líneas corridas, mientras que disminuye el espesor de áreas

cercanas al pozo C definidas por líneas segmentadas, estos cambios pueden alterar la curva de tiempo de viaje que se construya a lo largo de la trayectoria.

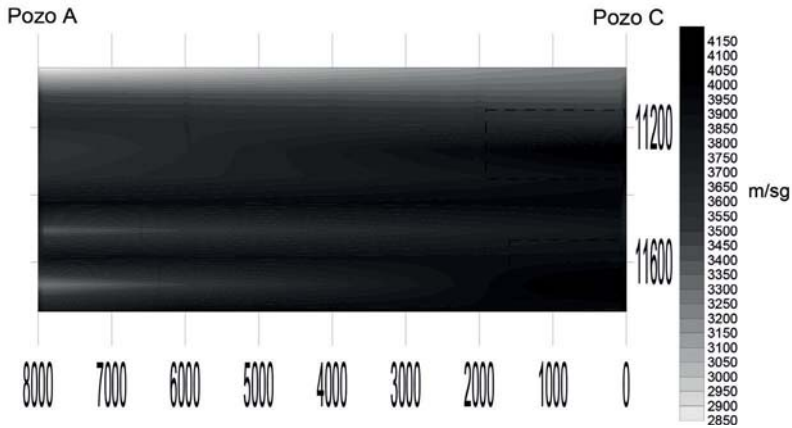


Figura 12. Mapa de contorno de velocidad en la trayectoria C-A.

Como era de esperarse, el resultado de la curva de tiempo de viaje en la Figura 13, a lo largo de la trayectoria se mantiene casi igual isotrópico y anisotrópico. En el caso de la onda P el error es mínimo, entre el 1% y 3% de diferencia, para los tiempos de viaje de la onda S, los valores de tiempo aumenta un poco más que el anterior llegando casi al 5% a partir de los 1800 metros de distancia horizontal, a medida que se aumente el "offset" el error también aumenta, es por eso que se debe tener cuidado con la creación de la curva de tiempo de viaje de onda S para "largos offset".

En líneas generales el modelo propuesto representa con muy buena exactitud el real y permite simular los tiempos de viaje de ambas ondas, aunque se debe tener cuidado con el caso de onda s y largos offset.

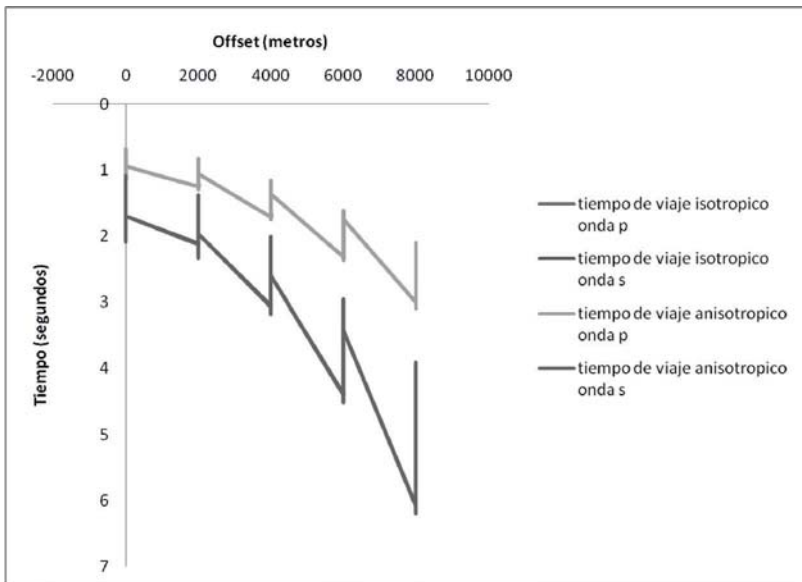


Figura 13. Curva de tiempo de viaje real y simulado en la trayectoria C-A.

Conclusiones

Los valores de anisotropía obtenidos son considerados como débiles. Mediante la técnica propuesta es posible ubicar con precisión las zonas donde sea necesaria la adquisición de nuevos registros sísmicos.

El empleo de una función de tiempo la cual incluye los parámetros de anisotropía del medio refleja con buena exactitud el modelo geológico real al cual se aplica.

Al trabajar con tiempos de viaje de onda s y grandes "offset" se debe tener cuidado ya que este tiempo va aumentando su error al aumentar la distancia horizontal lo cual puede ser perjudicial al momento de construir nuestro modelo geológico arrojando valores erróneos.

La inclusión del parámetro de anisotropía en la función de corrección de velocidades permite obtener estratos más definidos lo cual es muy bueno a la hora de calcular los tiempos de viaje de las ondas en el medio al cual se apliquen.

Al arrojar buenos valores, este perfil sísmico vertical se convierte en una herramienta para la industria petrolera ya que permite simular con buenas aproximaciones y abaratar costos en la prospección de hidrocarburos.

Bibliografía

- Bolívar, Manuel, 2204. Efectos del gas en la imagen sísmica y posible chimenea de gas, Carito, Venezuela, Subsurface Consultants.
- Brittan, J., Warner, M. and Pratt G., 1925. Anisotropic parameters of layered media in terms of composite elastic properties. *Geophysics*, Vol. 60, pp. 1243-1248.
- Franceschini, J. P., 2004. Propiedades elásticas de los sólidos. Guía de estudio.
- Hardege, Bob A., 1985. The use and abuses of VSP. Chief Geophysicist, Phillips Petroleum.
- Landau, L.D. and Lifshitz, E.M. 1969. Teoría de la elasticidad. Editorial Reverte S.A., Vol. 7, pp. 1-50.
- Meiners, Carlos F., 1986. "El VSP: Guía del Teprano". *Actualidad Energética*, Vol. 5, pp. 450-472.
- Telford, W.M., Geldart, L. P.; Sheriff, R.E. and Keys, D.A., 1976. *Applied Geophysics*. Syndics of the Cambridge University Press.
- Thomsen, L., 1954-1966, 1986. Weak elastic Anisotropy. *Geophysics*, Vol.51.

Identificación de ondas coherentes entre las nevadas en los Andes Áridos de Argentina-Chile y los principales factores climáticos que las condicionan

Juan Leonidas Minetti *
Arnobio Germán Poblete **

Recibido en agosto de 2015; aceptado en diciembre de 2016

Abstract

The authors demonstrated that the main factors affecting snowfall in the Arid Andes, both in long and medium scale, are: TSM in the area "Niño 3 + 4" (TSM3 + 4), the position and intensity of the Subtropical Anti-cyclone of the Eastern South Pacific (ASPSO), Pacific Decadal Oscillation (PDO), West winds (westerlies) and atmospheric pressure in central Argentina; In that order, and others of lesser significance. To this is added the orographic forcing imposed by the cordillera to the zonal flow.

The purpose of this work was to find coherent patterns between the interannual variability of those cited with the annual San Juan River runoff (DJUA) used as an index to estimate what happened in the corresponding snow season. The main tool used was the wavelet methodology, since it is able to discriminate throughout the period the contribution of the different frequencies for the estimation of wavelet coherence (WTC) between them.

It was verified that TSM3 + 4 oscillations are manifested in the DJUA in wave lengths varying between 4 and 8 years and in the periods when there were surpluses or droughts. With ASPSO from 4 to 8 years, but with marked anti phases, confirming it as a factor that inhibits snowfall. In the WTC between the DJUA and PDO, dominates the inconsistency, except in the negative period of the same and one of the most intense droughts recorded.

It is concluded that the three factors considered are contributing in the long wavelengths that the current drought of Cuyo and Central Chile is prolonged. However, the significant frequencies (6 to 8 years) in TSM3 + 4 and ASPSO indicate the probability, in this range of occurrence, of isolated episodes of surplus for the first case and of deficit for the second.

Key words: Snowfall, Arid Andes, Factors, Coherent Waves, Runoff San Juan river, Wavelet.

* Profesor y Director del Instituto de Geografía Aplicada (IGA), UNSJ-San Juan—agpoblete@gmail.com

** Departamento de Geografía UNT-Tucumán-CONICET y Laboratorio Climatológico Sudamericano – minettii@arnet.com

Resumen

Los autores demostraron que los principales factores incidentes en la caída de nieve en los Andes Áridos, tanto en larga como en media escala, son: las TSM en el área "Niño 3+4" (TSM3+4), la posición e intensidad del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur Oriental (ASPSO), la Oscilación Decadal Pacífica (PDO), los vientos del Oeste (westerlies) y la presión atmosférica en el centro de Argentina; en ese orden, y otros de menor significación. A esto se suma el forzamiento orográfico que impone la cordillera al flujo zonal.

El propósito de este trabajo fue encontrar patrones coherentes entre la variabilidad interanual de los citados con el derrame anual del río San Juan (DJUA) usado como índice para estimar lo que ocurrió en la temporada nival correspondiente. La principal herramienta utilizada fue la metodología wavelet, pues es capaz de discriminar en todo el periodo el aporte de las distintas frecuencias para la estimación de la coherencia wavelet (WTC) entre los mismos. Se verificó que oscilaciones de las TSM3+4 se manifiestan en el DJUA en longitudes de onda variando entre los 4 y 8 años y en los periodos cuando se registraron superávit o sequías. Con ASPSO desde los 4 a 8 años, pero con marcadas antifases, confirmándolo como un factor que inhibe la caída de nieve. En la WTC entre el DJUA y PDO, domina la incoherencia, salvo en el período negativo de la misma y una de las sequías más intensas registradas.

Se concluye que los tres factores considerados están contribuyendo en las longitudes de onda larga a que la actual sequía de Cuyo y Chile Central se prolongue. Sin embargo las altas frecuencias (6 a 8 años) significativas en las TSM3+4 y ASPSO indican la probabilidad, en ese rango de ocurrencia, produzcan episodios aislados de superávit para el primer caso y de déficit para el segundo.

Palabras claves: Nieve, Andes Áridos, Factores, Ondas Coherentes, Derrame río San Juan, Wavelet.

Introducción

En trabajos anteriores los autores (Poblete A.G., Iranzo D.A. 2012), (Poblete A.G. et al. 2013) determinaron que la precipitación nival en los Andes Áridos está condicionada por la frecuencia del advenimiento de sistemas frontales, bajas segregadas en superficie y vaguadas provenientes principalmente desde el suroeste del Océano Pacífico y que se dirigen en dirección noreste; complementados por el forzamiento orográfico que les impone la cordillera al flujo zonal (Viale 2010 y Nuñez, J. et al. 2011). Además, por medio de un análisis de correlación entre la caída de nieve en los Andes Áridos e índices que cuantifican los factores y agentes que la condicionan, comprobaron una asociación directa con El Niño 3+4 ($r = 0,59$), siguiéndole una inversa con la presión atmosférica

del anticiclón del Pacífico Sur Oriental (ASPSO) estimada con la de Santiago de Chile con el índice PSGO ($r = -0.57$) y positiva con la Oscilación Decadal Pacífica (PDO $r=0,37$). También encontraron correlaciones significativas con los vientos del Oeste (westerlies) y la presión atmosférica en el centro de Argentina; en ese orden, (Poblete A.G. et al. 2013), siguiéndole otros de menor significación.

Para profundizar sobre la naturaleza de dichas asociaciones, en este trabajo se analizó la coherencia de las distintas longitudes de onda subyacentes en la variabilidad interanual de los mismos, con un índice nival representado por el derrame anual del río San Juan (DJUA).

Varios autores afirman que estos factores de gran escala, conducidos por cambios lentos, determinan también la variabilidad interanual observada en otras escalas de tiempo como las precipitaciones en la región central de Chile y Andes adyacentes que, en la mayoría de los casos, son coherentes con las fases del ENSO (Aceituno 1988, Kiladis y Díaz 1989). También se ha estudiado la influencia que ejerce la actividad del ASPSO y en menor medida la fluctuación de la PDO.

Otros han investigado la asociación entre el ENSO y la caída de nieve en los Andes Áridos encontrando, en la mayoría de los casos, asociaciones directas sin embargo no se han estudiado en profundidad la variabilidad interanual en la larga escala.

También han demostrado que los cambios en la intensidad del sudeste del anticiclón subtropical Pacífico tienen un impacto significativo en la variabilidad de la precipitación anual en Chile central, y por ende en la cordillera, en diversas escalas de tiempo. Vinculándolo de ésta manera con otra hipótesis que asigna la influencia creciente del calentamiento global sobre la aceleración de la celda de Hadley trayendo como consecuencia una potenciación de los anticiclones subtropicales por el aumento de la subsidencia y consecuentemente un mayor aporte de masa y además un secamiento (Masiokas et al. 2006, Quintana J.M., Aceituno P. 2012).

No se conocen estudios referidos a la influencia de la PDO en la variabilidad lenta del recurso hídrico andino. Sin embargo muchos investigadores del cambio climático señalan que las temperaturas globales se elevan cuando la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) es positiva y caen cuando es negativa.

En este trabajo se pretende explicitar las ondas subyacentes en la variabilidad interanual de los factores señalados y el DJUA por medio del análisis de su estructura espectral, empleando como herramienta principal la metodología wavelet, considerada como la más apropiada para realizar dicho análisis, puesto que discrimina el aporte de las distintas frecuencias de oscilación de los factores asociadas al DJUA en todo el periodo valiéndose, en este caso, de la coherencia wavelet (Anderson R.S. et al. 2011, Campagnucci y Vargas 1998, Moreiras S. 2005, Nuñez, L. et al. 2014).

Datos y métodos

Se utilizaron los registros de los derrames anuales del río San Juan, es decir el total de agua acumulada entre abril-septiembre y escurrida durante el período estival; sus datos fueron aportados por el Departamento de Hidráulica de la Provincia de San Juan y la Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación (2010) <http://www.hidricosargentina.gov.ar/>. Los registros de las TSM N3+4 fueron obtenidos del sitio http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/Nino_3_3.4_indices.html. Los del PSGO fueron recopilados de diversas fuentes tales como: La Dirección Meteorológica de Chile con el índice llamado IPPS, Laboratorio Climatológico Sudamericano, (Minetti et al. 2009) y otros sitios web. Los valores de la PDO fueron obtenidos de <http://jisX2.washington.edu/pdo/> y (NOAA 2013).

Para el tratamiento estadístico se utiliza la metodología Wavelet (Torrence et al. 1998:12 y Grinsted et al. 2004:25), que se detalla someramente a continuación:

Transformada Wavelet

La transformada Wavelet es una herramienta matemática que permite el análisis de series temporales no estacionarias, proporcionando simultáneamente información temporal y espectral de las mismas. Por ello es más útil que la transformada de Fourier, la herramienta clásica para la detección de ciclos, ya que proporciona sólo la información espectral de la totalidad de cada serie, que además debe ser estacionaria.

Como se dijo, la transformada wavelet (WT) se puede utilizar para analizar series de tiempo identificando la cantidad de varianza que contienen las diversas frecuencias no estacionarias (Kumar et al. 1997:32). La WT continua (CWT) de dos series de tiempo es su convolución con las funciones de base locales, o wavelets, que se pueden ampliar o reducir con la resolución flexible tanto en la frecuencia como en el tiempo, (Torrence et al. 1998:25).

Para el análisis de la covarianza de dos series de tiempo de acuerdo con Grinsted, A. et al. (2004), se define el espectro de poder wavelet cruzado de dos series X e Y con sus respectivas transformadas wavelet W_x y W_y como:

$$W_{XY}(s,t) = W_X(s,t)W_Y^*(s,t), \quad (1)$$

-donde el asterisco denota complejo conjugado-

Por otra parte, se definió la potencia cruzada wavelet como $W_{XY}(s,t)$. El ángulo de fase de W_{xy} describe la relación de fase entre X e Y en el espacio tiempo-frecuencia. La significancia estadística se estimó contrastándolo con un modelo de ruido rojo (Grinsted et al. 2004:100).

Como interesó valuar la diferencia de fase entre las componentes de las dos series de tiempo necesarias para estimar el intervalo de confianza de la media y la diferencia de fase, se calculó el ángulo de confianza del 95% de la fase media asumiendo una distribución de Von Mises (Zar 1999:120), la transmisión de la misma está caracterizada por un parámetro, k , que define el campo de fase local con respecto a la calidad de la información. Para k pequeños, las fases tienden a una distribución uniforme y para k grandes a una distribución normal con varianza $1/k$. Este es un método general útil para el cálculo de la significancia de los ángulos de fase para las series de tiempo utilizadas.

La coherencia wavelet es una medida de la intensidad de la covarianza de las dos series en el espacio tiempo-frecuencia, a diferencia del espectro wavelet cruzado es una medida de la potencia común entre ambas. Con el enfoque de (Torrence et al. 1999:58), se define la coherencia como:

$$R^2(s, t) = \frac{|S(s^{-1}W_{XY}(s, t))|^2}{S(s^{-1}|W_X(s, t)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_Y(s, t)|^2)}, \tag{2}$$

Donde S es un operador de suavizado. Las escalas de tiempo y frecuencia en la que S es suavizado definen la escala en que la coherencia mide la covarianza.

Se escribe el operador de suavizado S como:

$$S(W) = S_{scale}(S_{time}(W(s, t))) \tag{3}$$

Donde S_{scale} denota el suavizado a lo largo del eje de escala wavelet y S_{time} es el suavizado en el tiempo.

La forma natural de diseñar el operador de suavizado para la wavelet de Morlet está dada por (Torrence et al. 1999:250)

$$S_{time}(W)|_S = \left(W(t, s) * c_1 e^{\frac{-t^2}{2s^2}} \right)_s \tag{4)-(5}$$

$$S_{scale}(W)|_t = \left(W(t, s) * c_2 \prod(0.6s) \right)_t$$

Donde C_1 y C_2 son constantes de normalización π es la función rectángulo. El factor 0,6 es la longitud de la escala de descorrelación empíricamente determinada para la wavelet de Morlet.

Torrence et al. 1999:48, estiman los niveles de significancia de la coherencia versus un modelo de ruido blanco, pero aquí se usan los métodos de Monte Carlo con ruido rojo para determinar el nivel de significancia estadística de la coherencia al 5%. Pruebas empíricas indican que el color del ruido (determinado por los coeficientes autorregresivos de primer orden de las dos series de tiempo originales) no tienen ninguna influencia en la magnitud de la coherencia correspondiente al nivel de significación 5%, mientras que los detalles del operador de suavizado tienen una gran influencia. Además, el estadístico del nivel de significancia del 5% de la coherencia parece ser constante (aprox. 0.78) en todas las escalas, excepto donde se ve influida por S_{scale} por el dominio de los bordes.

La diferencia entre los ángulos de fase están determinados esencialmente por la wavelet cruzada y los métodos de la coherencia. Las características más deseables de la WTC es que tiene que ser un poco menos localizada en el espacio de tiempo-frecuencia. El nivel de significancia de la WTC se ha determinado utilizando métodos de Monte Carlo (Grinsted et al. 2004:28, Jevrejeva et al. 2003:40, Moore et al. 2003:24).

Variable estandarizada:

Que mide la desviación de cada dato respecto de la media en unidades de desviación típica.

$$\text{La nueva variable: } z_i = \frac{x_i - \bar{X}}{S} \quad (6)$$

Con Z , la variable estandarizada obtenida de los N valores de x cuya media (\bar{X}) y desviación típica (S), tienen una vez tipificadas, una media = 0 ($\bar{Z} = 0$) y desviación típica = 1 ($S_z = 1$),

El coeficiente de correlación de Pearson(r):

$$r = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})}{s_x} \frac{(y_i - \bar{y})}{s_y} \quad (7)$$

Donde n = número de datos, x_i es el dato en la posición i , con \bar{x} , \bar{y} medias de las dos series, s_x , s_y y desviaciones estándar de las variables x e y (Draper et al. 1976: 10).

Ajuste polinómico por MCO (mínimos cuadrados ordinarios):

Se obtiene el polinomio de grado n :

$$y = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_nx^n \quad (8)$$

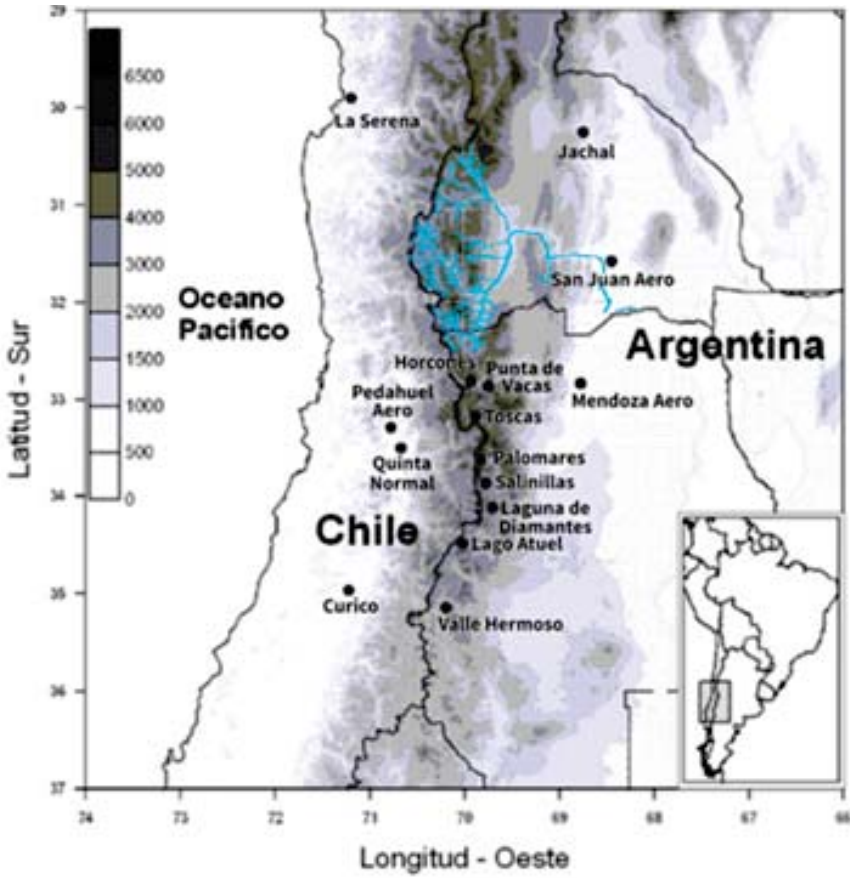


Figura 1. Ubicación del área de estudio y del índice que la representa – celeste (Cuenca Imbrifera del río San Juan). Adaptado de Viale (2010). Los puntos representan las estaciones de medición.

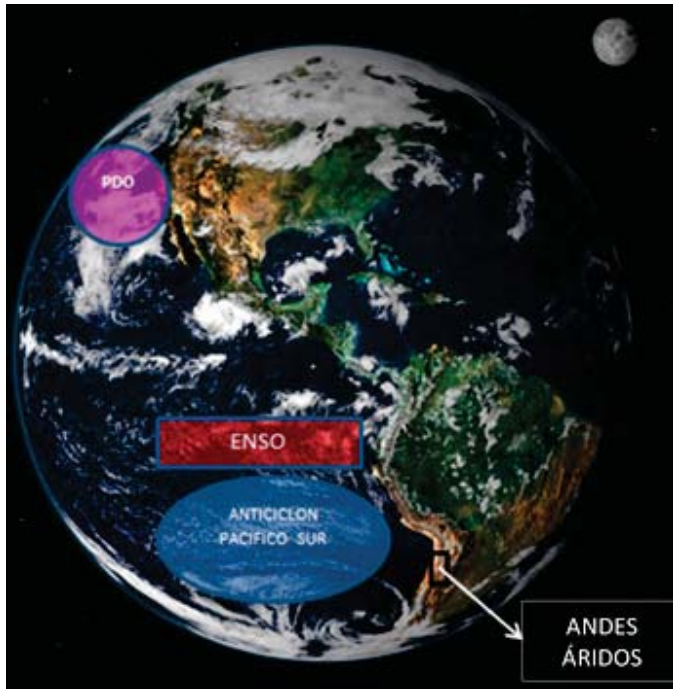


Figura 2. Ubicación del área de estudio y de los diagnósticos analizados.

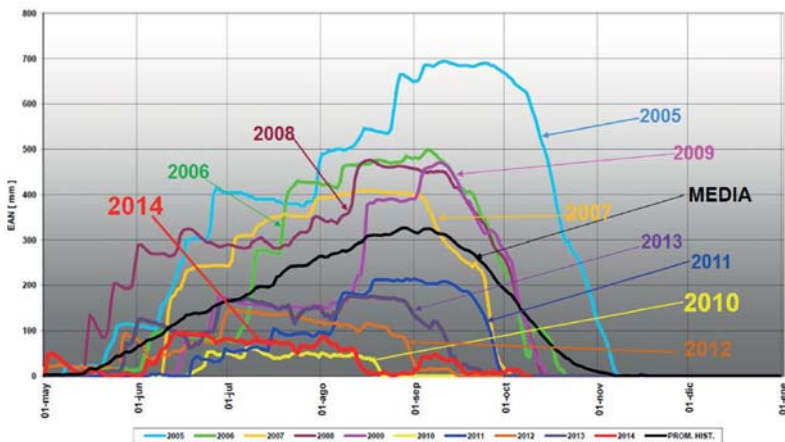


Figura 3a. Marcha del equivalente de agua de la nieve desde 2005 a 2014 medida en la estación Horcones ubicada al Sur de la cuenca del Río San Juan DGI (Provincia de Mendoza). Véase Figura 1.

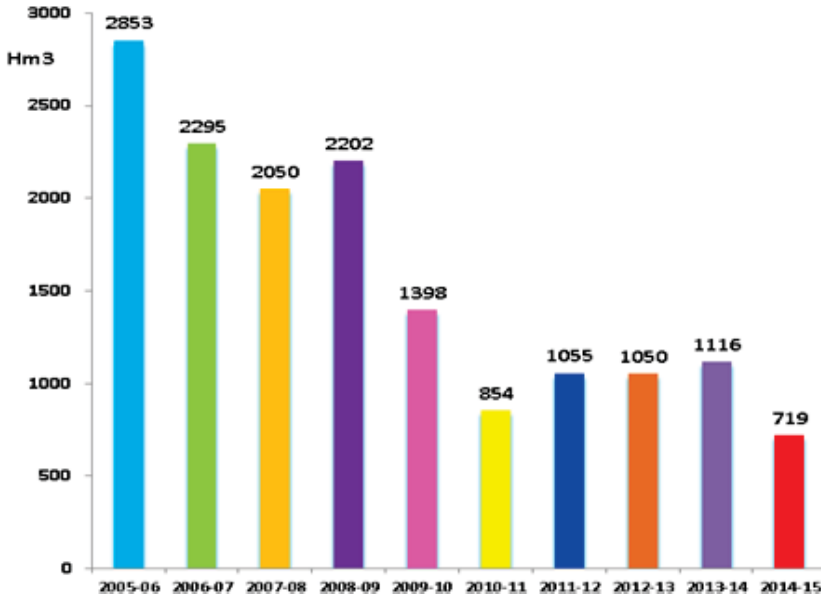


Figura 3b. Derrames anuales del río San Juan desde 2005 hasta 2014.

Para visualizar la variabilidad en onda larga de los DJUA y factores, se construyó la Figura 4 que muestra los valores estandarizados y suavizados con un filtro low-pass. Se verificó que los períodos secos tienen una mayor duración pero con montos inferiores a los excesos que a su vez son más cortos. Se destaca el periodo de sequía entre los años 1940-1980, y de 2006 al presente y los húmedos de principios de siglo desde 1909-1940, y subhúmedos desde 1982 hasta el 2005.

Posteriormente se analizó las fluctuaciones conjuntas de este río con los factores antes seleccionados intentando inferir su próximo comportamiento. Se examinó la estructura temporal de las variables en las distintas longitudes de onda y escalas, por medio de la metodología wavelet.

Antes de realizar el análisis de coherencia citado, se construyó el espectro wavelet del río San Juan para mostrar su comportamiento individual. También se calculó la matriz de correlación entre el DJUA y los diagnósticos para verificar si están asociados en todo el periodo y comprobar si son colineales entre sí.

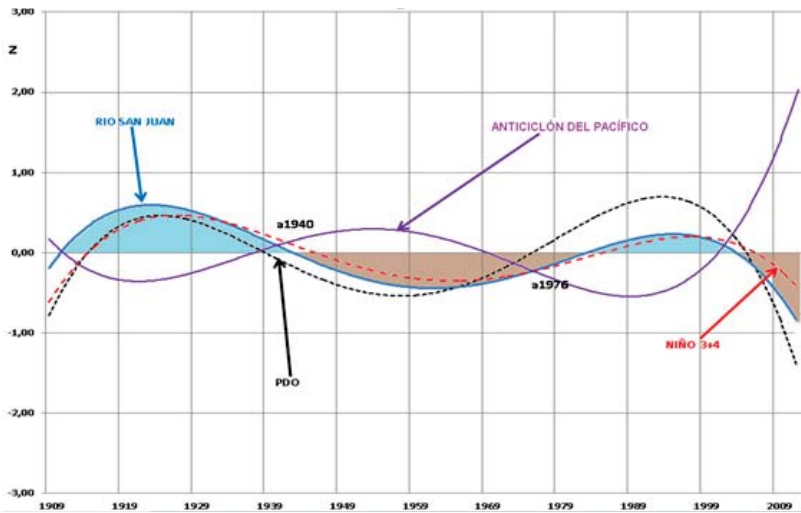


Figura 4. Marcha de las bajas frecuencias de los derrames del río San Juan y de los diagnósticos analizados.

Tabla 1
Matriz de correlación entre los factores e índice nival utilizado para las series 1909-2012 (rojo =significativo al 5%). - Ecuación 6-

	PDO-Abr-Sep	DJUA	NIÑO3+4	ASPSO-AS
PDO-Abr-Sep	1,000000	0,311425	0,420589	-0,362256
DJUA	0,311425	1,000000	0,571218	-0,464082
NIÑO3+4	0,420589	0,571418	1,000000	-0,596266
ASPSO-AS	-0,362256	-0,464082	-0,596266	1,000000

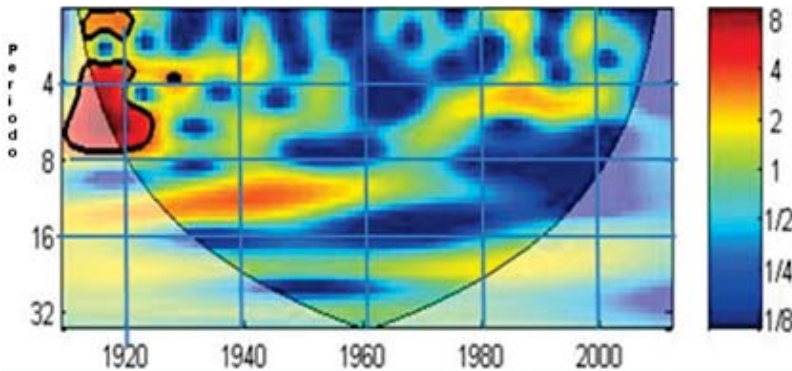


Figura 5a. Espectro de potencia wavelet de los derrames anuales del río San Juan periodo 1909-2012. La línea negra gruesa = significativo al 5%.

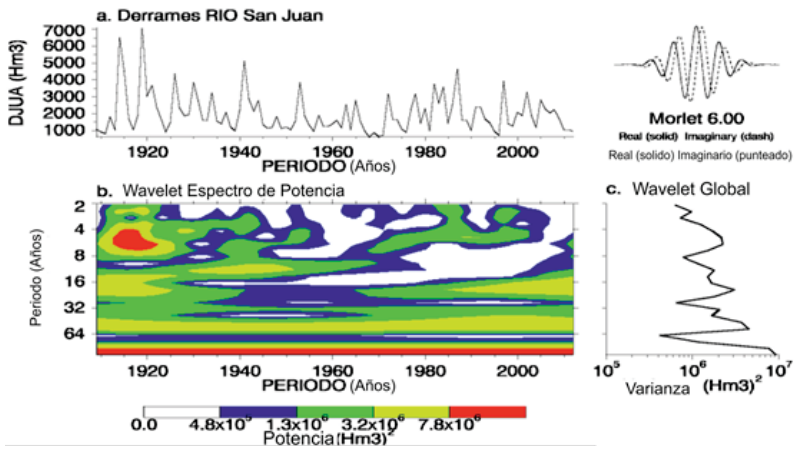


Figura 5b. (a) Derrames río San Juan. (b) El espectro de potencia Wavelet. Los niveles de contorno se eligen de modo que el 75%, 50%, 25%, y 5% de la potencia wavelet está por encima de cada nivel, respectivamente. (c) El espectro de potencia wavelet globales. (Torrence, C. y GP Compo 1998).

La Tabla 1 muestra la asociación entre el DJUA y los diagnosticadores analizados, verificándose correlaciones significativas entre si, en todos los casos. El ASPSO es el único que tiene una correlación inversa con el resto, perfilándose de esta manera como un factor que incide negativamente en la caída de nieve cuando el anticiclón subtropical se fortalece y/o se desplaza al sur.

Las Figuras 5a y 5b muestran el espectro de potencia Wavelet de los derrames anuales del río San Juan, en la que se aprecia que las ondas dominantes y significativas en el ciclo húmedo de principios del siglo XX son las de seis años. Sin embargo, la potencia wavelet se anula en el periodo más seco registrado en toda la serie 1960-1972, pero con menor significancia, en el periodo 1977-2000 coincidentes también con el lapso subhúmedo que separa la sequía 1966-71 de la actual 2010-2014. Se observó un espectro significativo en el entorno del episodio húmedo de 1941 (véase Figura 6), pero en este caso las ondas dominantes son de 12 a 14 años.

Teniendo en cuenta los análisis anteriores se identificaron las longitudes de onda dominantes en cada lapso de variabilidad del DJUA y sus diagnosticadores, mediante el cálculo de sus sendas coherencias wavelet.

Coherencia wavelet entre DJUA y los factores seleccionados.

A continuación se valió el comportamiento temporal conjunto del DJUA con los factores citados:

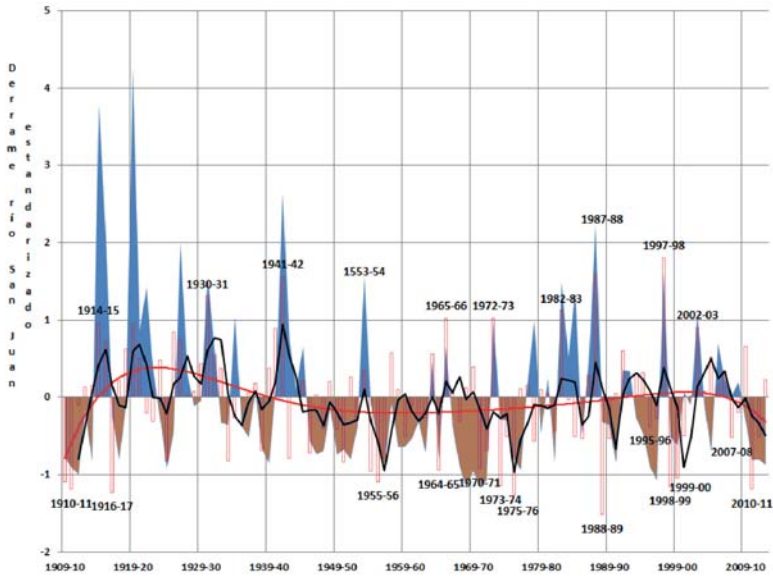


Figura 6. Derrame Anual del río San Juan (DJUA) - azul=superávit, marrón= déficit- y TSM3+4, estandarizados, (barras rojas) sus oscilaciones en las ondas largas (low pass) -curva roja- y de más altas frecuencias (medias móviles de 3 años).

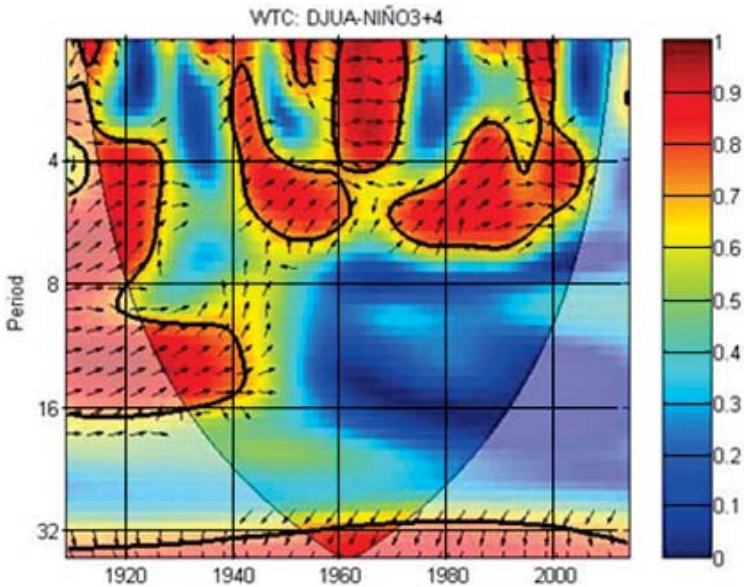


Figura 7. Coherencia wavelet cuadrada entre el DJUA y TSM3+4. El nivel de significación del 5% frente al ruido rojo, se muestra como un contorno grueso y se ha determinado utilizando métodos de Monte Carlo.

La Figura 7 muestra la coherencia WTC, entre los derrames anuales del río San Juan y las TSM3+4, en el periodo 1909-2012. El cono de influencia significativo está limitado por una línea delgada, mientras que la negra gruesa representa los contornos de unidades de varianza al nivel de significación del 5% para cada realización frecuencia-tiempo, utilizando el modelo de ruido rojo. Los vectores indican la diferencia de fase entre el DJUA y TSM3+4 (una flecha horizontal orientada de izquierda a derecha significa en fase y la que apunta verticalmente hacia arriba señala que la segunda tiene un ángulo de 90° con la primera, es decir, el ángulo de fase es 270°). La región significativa es tan ex-tensa que es muy poco probable que se trate de una casualidad. Oscilaciones de TSM3+4 se manifiestan en el DJUA en longitudes de onda variando entre 4 y 8 años, lo que sugiere que éste refleja pasivamente a las TSM3+4, en especial al inicio y final de la serie, esta se visualiza en la Figura 6 que muestra la variabilidad de los derrames del río San Juan tanto en las altas como en las bajas frecuencias, (en otro trabajo se realiza un análisis que ratifica que el ENSO tiene oscilaciones de bajas frecuencias que son coherentes con la PDO (Poblete et al. 2014:30). Es notable el contraste de la significación de la coherencia en la longitud de onda de 8 a 16 años en el periodo 1909-1945 y el de la coherencia nula en el periodo 1946 hasta 2014, lo que indicaría que la incidencia del ENSO sobre el DJUA no estaría asociada en ese nivel de frecuencia. Sin embargo en periodos mayores a los 32 años la coherencia significativa es continua y en antifase en el entorno de 1960, lo que explicaría en parte su escasa contribución en las nevadas agudizando el periodo más seco registrado en los Andes Áridos en el lapso que abarca este estudio. Se debe tener en cuenta que lo que domina en la coherencia DJUA-TSM3+4 oscila en los 7 años, por lo que dentro de un marco de ondas largas fluctuando entre 20 y 30 años, pueden ocurrir episodios aislados con dicha frecuencia, como se analizó más adelante.

La Figura 8 indica el aporte que hacen a la precipitación invernal las que ocurren en los trimestres EFM y OND (Companucci et al. 1998:46) en Santiago de Chile, localidad altamente correlacionada con el derrame del río San Juan. En la misma figura se muestra la precipitación total caída en el semestre EFM+OND con su tendencia y suavizado (polinomio de 5to. grado-ecuación 5- y media móvil 5 años-ecuación 6-) y solo las tendencias del período nival AMJJAS y su complementario EFMOND. De ambas puede verificarse la intervención de otros factores de circulación atmosférica semejantes no identificados con precisión, los que contribuyen a limitar la ablación en la primera mitad del siglo pasado y acelerar ésta en la segunda mitad del mismo, las que podrían aportar varianza adicional en el derrame y de esa manera aminorar la correlación entre un periodo y otro.

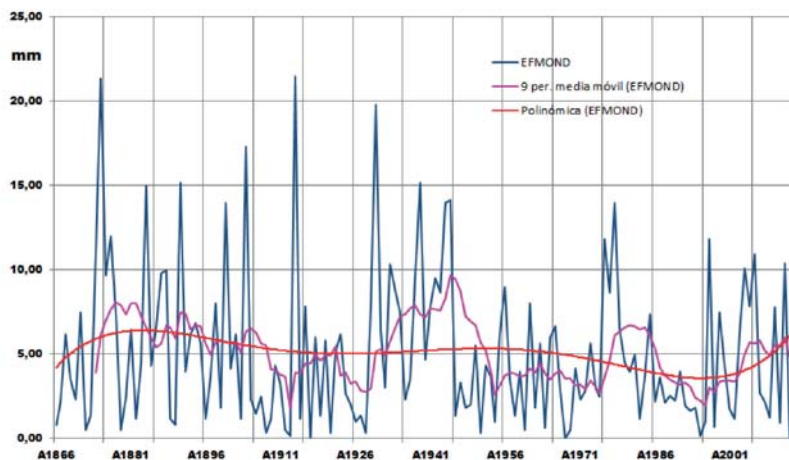


Figura 8. Precipitación estacional EFMOND de Santiago de Chile.

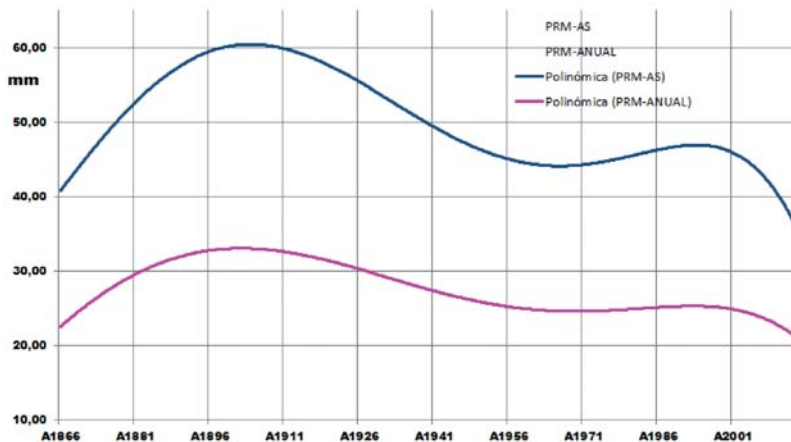


Figura 9. Precipitación estacional ABR-SEP y anual de Santiago de Chile.

También se observa en la Figura 7 la coherencia significativa en la banda que va entre los 4 y 8 años incluye los períodos húmedos de principio de siglo (véase Figura 6), con discontinuidades, entre las que se destaca el intervalo comprendido entre 1930-1940, abarca sucesivas rachas secas interrumpidas por eventos “Niño” y 1960-1972, incluyendo al período seco más importante del DJUA, tanto por su extensión como por su magnitud.

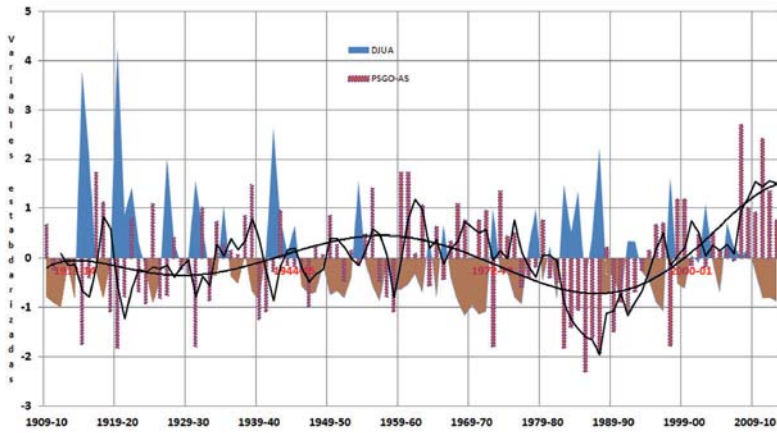


Figura 10. Derrame Anual del río San Juan (DJUA) - azul=superávit, marrón= déficit- y ASPSO-Anticiclón del Pacífico Sur-estandarizados, (barras bordo) sus oscilaciones en las ondas largas (low pass)- curva negra- y de altas y medias frecuencias (medias móviles de 3 años).

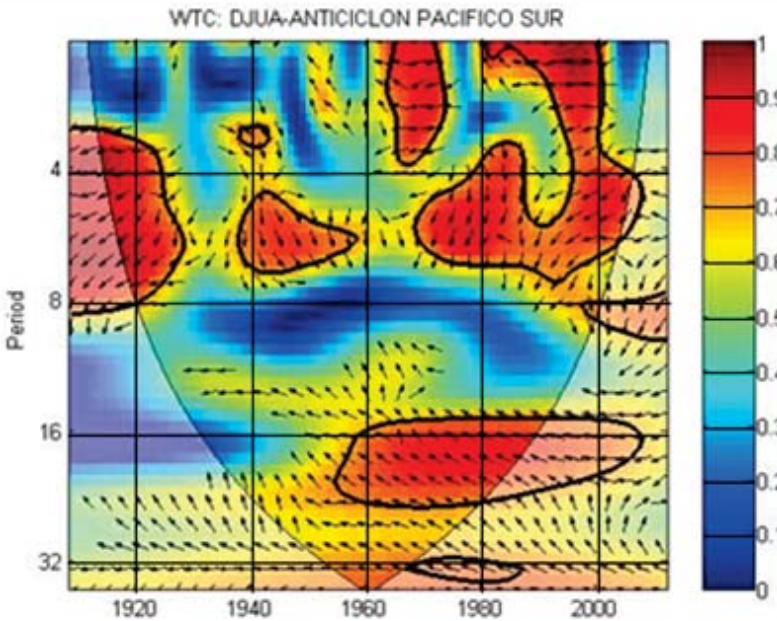


Figura 11. Coherencia wavelet cuadrada entre el DJUA y PSGO. El nivel de significancia del 5% frente al ruido rojo se muestra como un contorno grueso, y se ha determinado utilizando métodos de Monte Carlo.

La Figura 11 muestra la coherencia Wavelet entre el DJUA y el ASPSO. Se observó en las longitudes de onda que van desde los 4 a 8 años, centradas aproximadamente en los 6 años (nótese el rango de las frecuencias y períodos de ambas series en la Figura 10), hay una coherencia significativa en todo ese período; parecidas a las del TSM3+4, pero a diferencia de éste con marcadas antifases (flechas hacia la izquierda y con desfases de 270°) aún fuera del cono de significancia. Lo cual refuerza la hipótesis de que el ASPSO es un factor que inhibe la caída de nieve en ese rango de frecuencia. Por otra parte, en la banda de los 16 a 32 años, se apreció una incoherencia total hasta el año 1945 (el lapso más húmedo del DJUA lo que implicaría que el ASPSO no influyó negativamente en la caída de nieve), a partir del cual la misma se hace significativa hasta 1997 y fuera del cono del nivel 95% hasta 2012, conservando ambas las antifases descritas para el período de 4 a 8 años, coincidente con la sequía que se manifiesta en la actualidad.

La escasa coherencia del resto de las señales tales como las de 8 a 15 años sugieren que dominan procesos independientes (con ruido) tanto en la menor como en la mayor escala. Las regiones con baja coherencia coinciden con baja potencia wavelet en el ASPSO (Nuñez J. et al. 2014).

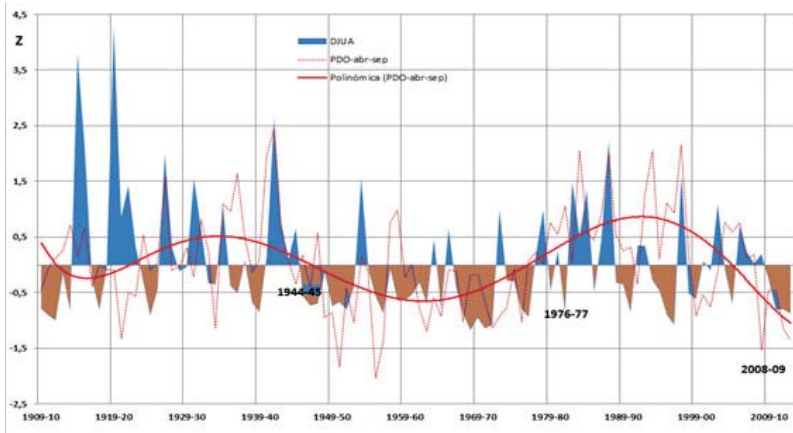


Figura 12. Derrame Anual del río San Juan (DJUA) - azul=superávit, marrón= déficit- y Oscilación Decadal Pacífica (PDO) estandarizadas (líneas punteadas rojas), sus oscilaciones en las ondas largas (low pass)-curva roja- y de altas y medias frecuencias (medias móviles de 3 años).

La Figura 13 muestra la WTC entre el DJUA y PDO, se observó en general, el dominio de la incoherencia, salvo en una región reducida comprendida en la banda de longitud de 4 hasta 8 años aproximadamente en el período 1940-1960 y en fase (véase Figura 12), abarcando el período negativo de la misma y

una de las sequías más prolongadas e intensas registradas en el río de San Juan coincidente con la fase negativa de la PDO (véase Figura 12). Sin embargo en el rango de los 20 años la coherencia tiene una significación menor y en fase, ratifica en esa frecuencia la coincidencia entre la fluctuación positiva/negativa de la PDO y los períodos húmedos/secos (véase Figuras 4 y 9). Además este resultado se asemeja al encontrado por (Poblete et al. 2015:23 y Minetti et al. 2014:24) que demuestra mediante un índice de sequía del Hemisferio Sur la asociación entre el CG (calentamiento global) y el aumento de los índices de sequía en la banda subtropical desde 1980 al presente.

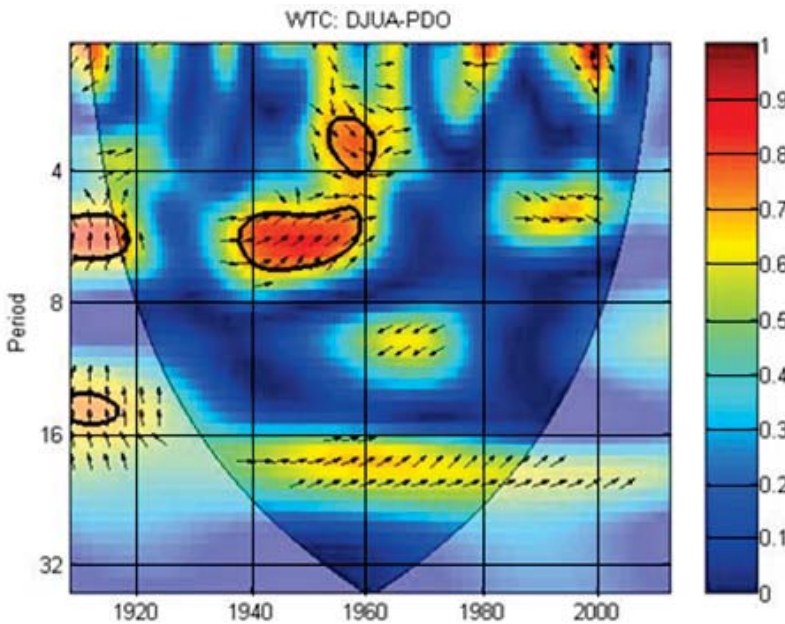


Figura 13. Coherencia wavelet cuadrada entre el DJUA y PDO. El nivel de significancia del 5% frente al ruido rojo se muestra como un contorno grueso y ha sido determinado utilizando métodos de Monte Carlo

En las Figuras 14 y 15 se muestran las oscilaciones en alta frecuencia de las TSM3+4 y ASPSO conducidas por las de baja, con el objeto de ilustrar la probabilidad de ocurrencia de episodios aislados o esporádicos en ese rango de frecuencias (6 a 8 años) dentro del escenario a largo plazo representado en la Figura 4. No se incluye la PDO asumiendo que en esta dominan las ondas largas.

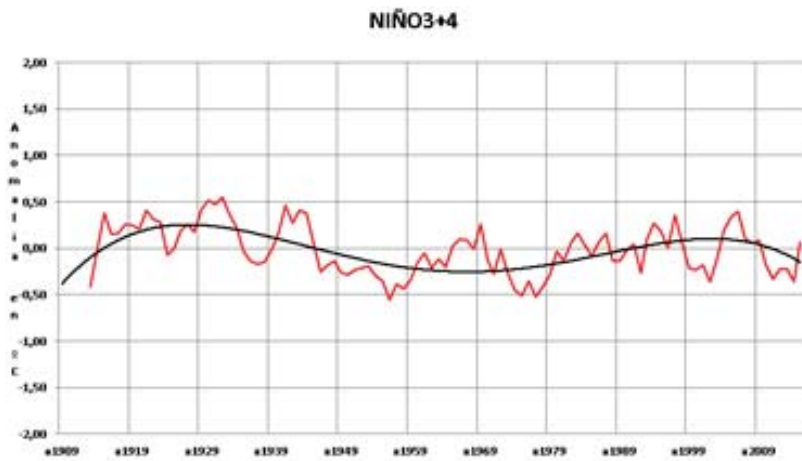


Figura 14. Oscilaciones de las frecuencias más altas de las TSM3+4 encontradas con el análisis Wavelet conducidas por las ondas largas

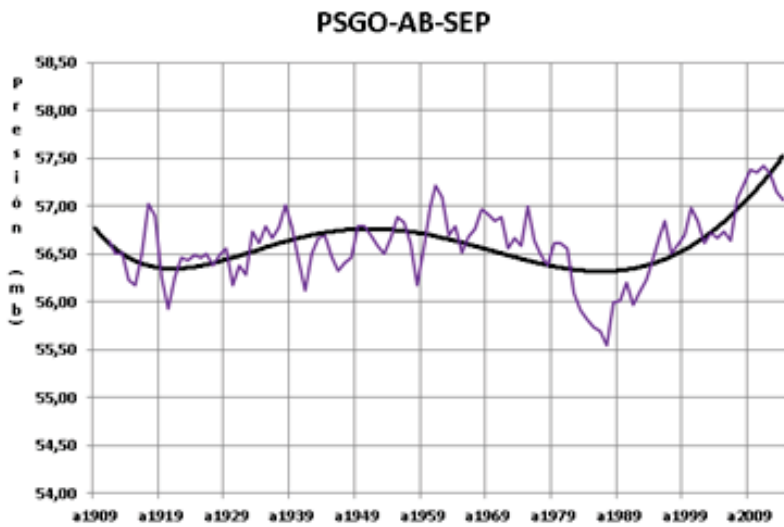


Figura 15. Oscilaciones de las frecuencias más altas de las ASPSO encontradas con el análisis Wavelet conducidas por las ondas largas

Conclusiones

Oscilaciones de TSM3+4 se manifiestan en el DJUA en longitudes de onda que varían entre los 4 y 8 años, en especial al inicio y final de la serie. Se destacó el contraste de la significancia de la coherencia en la longitud de onda de 8 a 16 años en el intervalo 1909-1945, incluye los períodos húmedos de principio de siglo, con el de la coherencia nula desde 1946 hasta la actualidad. En longitudes de onda mayores a los 32 años, la coherencia significativa es continua y en antifase en el entorno de 1960, lo que habría ayudado a generar el período más seco registrado en los Andes Áridos.

Entre el DJUA y el ASPSO en las longitudes de onda que van desde los 4 a 8 años, hay una coherencia significativa semejante a las del TSM3+4, pero con marcadas antifases, que confirman la hipótesis de que el ASPSO es un factor que inhibe la caída de nieve en ese rango de frecuencia. En la banda de los 16 a 32 años, se apreció una incoherencia total hasta el año 1945, que coincide con el lapso más húmedo del DJUA, lo que mostraría que el ASPSO no influyó. A partir de ese año la WTC se hace significativa hasta 1997. Fuera del cono del nivel 95% hasta el año 2012, conserva las antifases descriptas para el período de 4 a 8 años, coincidente con la sequía que se manifiesta en el presente. La escasa coherencia del resto de las señales tales como las de 8 a 15 años sugieren que dominan procesos independientes tanto en la menor como en la mayor escala. Las regiones con escasa coherencia coinciden con baja potencia wavelet en el ASPSO.

En la WTC entre el DJUA y PDO, se observó en general, domina la incoherencia en todo el cono de significancia, salvo en una región reducida comprendida en la banda de longitud de 4 hasta 8 años en el intervalo 1940-1960, coincidiendo con el período negativo de la misma y una de las sequías más prolongadas e intensas registradas en el río San Juan. En el rango de los 20 años la coherencia tiene una significancia menor y en fase, lo que ratifica en esa frecuencia la coincidencia entre la fluctuación positiva/negativa de la PDO y los períodos húmedos/secos en la larga escala.

La PDO es la única que se mostró coherente y en fase en las ondas largas en todo el período, mientras que tanto en el Niño3+4 como en el ASPSO lo hacen en las frecuencias medias y altas. Tomando en cuenta el análisis descripto se podría inferir que los tres factores considerados están contribuyendo en las longitudes de onda larga a la actual sequía de Cuyo y Chile Central se prolongue, confirmado por el comportamiento del índice de Sequía del Hemisferio Sur. Sin embargo las altas frecuencias (6 a 8 años) significativas en las TSM3+4 y ASPSO indican la probabilidad en ese rango de ocurrencia de epi-sodios aislados de superávit para el primer caso y de déficit para el segundo.

Agradecimientos

Se agradece a las siguientes instituciones y proyectos por sus aportes económicos para el desarrollo de este trabajo: Universidad Nacional de San Juan y ANCYT, PICTO UNSJ-2009-0150-BID, UNSJ, Proyecto: "Análisis de las Condiciones de Borde, Factores y agentes Oceánicos de Circulación Atmosférica Regional y de la Cupla Océano Atmósfera que Inciden en las Nevadas de Los Andes Áridos". COD.: F1069. Res. 1531-R-16/CS-UNSJ. Laboratorio Climatológico Sudamericano, Secretaría de Energía por los datos proporcionados para esta investigación. NCEP/ENCAR y la NOAA por los datos del Reanálisis y su tratamiento.

Referencias

- Anderson, B., 2011. The Cool Phase of the PDO and Possible Impacts. <http://www.accuweather.com>
- Compagnucci, R. A. Vargas, W. M., 1998. Inter-annual variability of the cuyu rivers' stream flow in the argentinean andean mountains and enso events. *International journal of climatology*. Int. J. Climatol, 18:1593.
- Draper, Norman R., Smith, Harry, 1998. *Applied Regression Analysis*. 3rd Edition. Ed. Wiley. New York, 736 pp.,
- Grinsted, A., Moore, J.C y Jevrejeva, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, 561-566
- Jevrejeva, S., Moore J. C. and Grinsted A., 2003. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation, Arctic Centre. University of Lap-land, Rovaniemi, Finland.
- Kumar Praveen, Efi Foufoula-Georgiou, 1997. *Wavelet Analysis for Geophysical Applications*. Reviews of Geophysics, California, USA, pp. 385– 412
- Masiokas, M. H., R. Villalba, B. H. Luckman, C. Le Quesne, J.C. Aravena, 2006. Snowpack variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate*, 19, pp. 6334-6352.
- Montgomery, Douglas C., Johnson Lynwood A., Gardiner John S., 1990. *Forecasting and Time Series Analysis*. Mc Graw-Hill (Tx); 2 Sub edition. New York.
- Moore J. C. and Grinsted A., 2003. ENSO on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 108. Proudman Oceanographic Laboratory, Birkenhead, UK. Arctic Centre, University of Lapland, Rovaniemi, Finland.
- Moreiras, S.M., 2005. Climatic effect of ENSO associated with landslide occurrence in the Central Andes, Mendoza Province, Argentina, *Landslides* 2:53–59.
- Núñez, J. D. Rivera, R. Oyarzún, J.L. Arumí., 2014. Corrigendum to "Influence of Pacific Ocean multidecadal variability on the distributional properties

of hydrological variables in northcentral Chile. J. Hydrol. (2013) 227–240. Journal of Hydrology, Volume 512, 6 May 2014, p. 575.

Nuñez, J., Verbist, K., Wallis, J., Schaefer, M., Morales, L., Cornelis, W., 2011. *Regional frequency analysis for mapping drought events in northcentral Chile.* Journal, Hidrology. 405 (3–4), 352–366.

Archaeological prospection in Chapingo, Texcoco Region, Mexico

Alejandro Rosado-Fuentes*
Alejandra Arciniega-Ceballos**

Recibido en septiembre de 2016; aceptado en diciembre de 2016

Resumen

Se aplicaron técnicas geofísicas no destructivas en el sitio arqueológico de Chapingo ubicado en la Región de Texcoco, México. El estudio combina la aplicación de Tomografía de Refracción Sísmica y Magnetometría con el fin de identificar y diferenciar estructuras de origen geológico y arqueológico en los primeros 10 m de profundidad del subsuelo. Los resultados y las características de las anomalías sísmicas y magnéticas sugieren la presencia de diversas estructuras que pueden ser un pozo de agua, canales de tránsito o riego, diques, y montículos o tlatales. Los resultados indican también la presencia de un lecho de un río con orientación SE-NW. Basándonos en las historias geológica y humana de la región, suponemos que el río data del periodo prehistórico, y que las otras estructuras son de origen prehispánico y/o colonial. Nuestros hallazgos muestran que la combinación de técnicas geofísicas es una herramienta precisa, detallada y de alta resolución apropiada para resolver problemas arqueológicos y de ingeniería civil.

Palabras clave: tomografía de refracción sísmica, magnetometría, prospección arqueológica, Texcoco, tlatal.

Abstract

A shallow non-destructive geophysical survey was conducted in the archaeological site of Chapingo in the Texcoco Region, Mexico. The survey combines the application of Seismic Refraction Tomography and Magnetometry in order to identify and differentiate geological and archaeological features in the first 10 m of the subsoil. The results and the characteristics of the seismic and the magnetic anomalies depict features suggesting the presence of structures like a water-well, transit or irrigation channels, dams and mounds or tlatales. A SE-NW oriented riverbed was also identified. Based on the geologic and human histories of the region, we suppose the riverbed dates from the Pre-Historic period, and that the other structural features have a Pre-Hispanic and/or Colonial origin. Our findings exemplify that the combination of geophysical techniques is a precise,

* Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito Exterior s/n. Zona de Institutos, Cd. Universitaria, Ciudad de México 04510, Mexico. arosado@ciencias.unam.mx

** Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito Exterior s/n. Zona de Institutos, Cd. Universitaria, Ciudad de México 04510, Mexico. maac@geofisica.unam.mx

detailed and high-resolution tool appropriate to solve archaeological and civil engineer problems.

Key words: seismic refraction tomography, magnetometry, archaeological prospection, Texcoco, tlatal.

Introduction

The application of geophysical techniques is relevant for identifying and locating archaeological and structural remains for two main reasons: 1) the need to preserve the cultural heritage of a nation and 2) the effects on the stability of modern structures. Specially, in lacustrine areas like the Basin of Mexico, in which the Texcoco Region is located, buried structures modify the behavior of the subsoil. For instance, Padilla y Sánchez (1989) showed a link between more than 2000 collapsed and damaged buildings in Mexico City during the earthquakes of September 1985 and the Pre-Hispanic and Colonial underneath structures.

In the region of Texcoco some archaeological remains have been found, dating 9730 ± 65 yr BP (Arciniega et al. 2009, González et al. 2001, Morett-Alatorre and Cabrales 2003, Parson 1971, Parsons and Morett-Alatorre 2004, Pompa y Padilla 2006, Siebe et al. 1999). Although this region is one of the most populated areas in Central Mexico since ancient times, the information of certain sites is limited and scarce. Recently, some Pre-Hispanic remains were discovered during a water pipe installation in a terrain of the Chapingo Autonomous University (UACH). The findings include drainage canals, postholes, human burials and the presence of mud bricks and ceramics dating to approximate 300 to 1100 AD. In addition, a Teotihuacan horizon (1.8 m thick) composed of sediments deposited over 900 years and a wavy surface interpreted as a tilled terrain, were identified (Morett-Alatorre – personal communication).

These findings motivated the application of non-destructive geophysical techniques to map geological and archaeological structures within the first 10 m of depth. In this work, we present the results of seismic and magnetic study conducted on a smallholding of the plantbreeding field San Martín, used by the UACH for experimental agricultural studies. First, we present a resume of the geological frame, followed by a brief history of human occupation in the region. Then we present the geophysical techniques applied and finally we describe fieldwork, data acquisition, analysis and interpretation of the results.

Geological frame

Mexico City's Metropolitan Area (MCMA) is located within the endorheic Basin of Mexico on the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) between latitudes $20^{\circ}04'02''$ and $18^{\circ}55'08''$ N and longitudes $98^{\circ}34'08''$ and $99^{\circ}39'06''$ W, covering an area of 7661.06 km^2 (INEGI 2014a and 2014b). Most of MCMA lies on the lakebed of a practically extinct lacustrine system that had a total extension between 800

and 1000 km² (Rojas Rabiela 2004). This lacustrine system was essential for the development, evolution and sustainability of human settlements around it.

The Texcoco Region extends approximately 700 km², E of MCMA. It is confined to the W by Lake Texcoco's shore, to N and E by the mountain ranges of Patlachique and Río Frio, respectively; and to the S by hills Chimalhuacan and Texotl (Parsons 1971). Within the Texcoco Region, the city of Texcoco de Mora (Figure 1 top) is located 30 km NE of Mexico City (Arciniega et al. 2009) at 2250 m.a.s.l. (INEGI 2014b). Since 1923 the ChAU is established S of the city, in the former Hacienda Chapingo (Figure 1 middle).

Until the Cenozoic the region of the Basin of Mexico was covered by the sea, favoring the formation of the Texcoco Conglomerate. Uprisings of the continent from the Late Paleocene to the Early Eocene lead to the formation of the TMVB. The region was bordered counterclockwise by mountain ranges from the Sierra Nevada to the E to the Sierra de las Cruces to the W; this allowed the region to drain S into the Balsas River and later to the Pacific Ocean (Padilla y Sánchez 1989).

The Pleistocene-Holocene Chichinautzin mountain range closed the Basin to the S, and during the same period the Patlachique mountain range emerged (Mooser et al. 1974, Padilla y Sánchez 1989). The accumulation of water gave birth to a series of islets and to the lacustrine system composed by saltwater lakes Xaltocan, Zumpango and Texcoco, and freshwater lakes Xochimilco and Chalco. The weather characteristics of the region together with the precipitation and deposition rates of sediments, led to lakes with null circulation of water and high evaporation, such is the case of Lake Texcoco. This contrasts with the intermittent lakes in the western part of Lake Texcoco and crystal-clear lakes Chalco and Xochimilco (Padilla y Sánchez 1989).

Lake Texcoco was fed by rainfall, melting glaciers and several springs located in the vicinity. The environment and vegetation conditions were altered by strong contrast changes in salinity, depth and temperature due to a combination between weather and volcanic activity (Alcocer and Williams 1996, Lozano García and Ortega Guerrero 1998). Today, Lake Texcoco is at least 3.5 m higher than downtown Mexico City and it's fed by a system of permanent and seasonal rivers (Alcocer and Williams 1996).

The shallow lakebed of Lake Texcoco consists of: a) a 3 m layer of clays followed by b) 25 m of interleaved layers of clay and silty sand, and then, c) a hard 3.5 m layer of silty sand, sand and silt and d) layers of consolidated silt and silty sands at approximately 42 m deep (Hortencia Flores et al. 2009). Paleontological sites in the region show lahars and mudflows interleaved with lacustrine sediments and ash layers, some being markers of Plinian eruptions (González et al. 2006, Morett Alatorre and Cabrales 2003, Siebe et al. 1999).

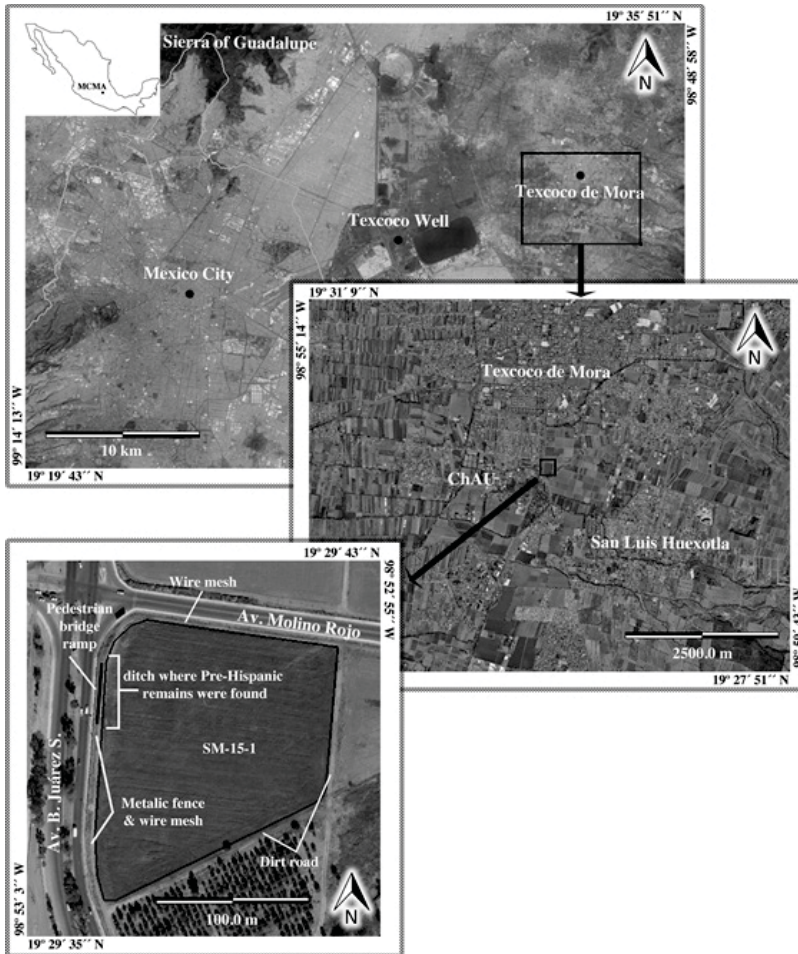


Figure 1. Top: Google Earth satellite image of the NE region of MCMA. Middle: close-up of the Texcoco Region. Bottom: smallholding SM-15-1 of the ChAU.

Human occupation history

The first nomadic groups arrived to the Basin of Mexico during the last glacia-tion (22000-14000 BP) (Polaco and Arroyo Cabrales 2001). This has been confirmed by findings of mega fauna remains association with human remains, man made artifacts or bones with signs of manufacturing processes (González et al. 2001 and 2006, Jiménez López et al. 2006, Morett Alatorre and Cabrales 2003, Pompa y Padilla 2006, Siebe et al. 1999). It is presumed that the extinction of mega fauna in the Late Pleistocene (González et al. 2006) incited the transition to sedentary

lifestyle and new forms of organization in the Early Preclassic (2500-1200 BC). It is also considered that this extinction might have led to the first human settlements in the Texcoco Region (Morett Alatorre and Cabrales 2003, García Moll 2007).

During the Middle and Late Preclassic (1200 BC-150 AD) population in the region grew partly due to the development of Teotihuacan and Cuicuilco. The construction of hydraulic systems helped to develop agriculture, which helped stop the dependence on seasonal rain (García Moll 2007, Pérez Campa 2007). According to Parsons (1971) 21 settlements – hunting sites, villages or towns – with a population estimate from 50 to more than 3500 habitants each, were located near our study site. Only seven of them had remains of a tlatal or mound. A tlatal is a Pre-Hispanic structure built through successive construction stages with stonewalls in-filled with rocks, silty sand and building debris. Depending on their dimensions they were used for domestic, residential or military purposes or as a ceremonial/civic center (Parsons 1971).

A migration towards establishments in the foothills of the Sierra Patlachique and Mount Portezuelo occurred during the Classic (150-650 AD) and Epiclassic (650-900 AD) (López Luján 2007, Nalda 2007). None of the 22 sites of these Eras had structural remains (Parsons 1971). Population continuously increased during the Postclassic and until the Spanish colonization (Matos Moctezuma 2007, Parsons 2007). Parsons (1971) identified 18 sites belonging to the Early and Middle Postclassic (900-1350 AD), but only three with mounds. In the Middle Postclassic the Acolhua civilization emerged and settled in the Texcoco Region; their capital city, Catlenihco, was founded in the XIII century. Later, it became known as Tetzcuco or Texcoco (Jarquín and Herrejón Peredo 2002). The area became very prominent and the Acolhuas dominated the region during the Late Postclassic (1350-1519 AD) and until the Spanish colonization. In this area, thirty one villages identified by Parsons (1971) present structural remains, most of them are associated with water channels. Out of the thirty-one sites, seven present mounds and four tlatal. Texcoco and Huexotla (Figure 1 bottom) were the principal urban areas of the region, their suburbs extended from the foothills of nearby mountains to Lake Texcoco. Parsons (1971) was able to identify eight ceremonial and three do-mestic tlatal in Texcoco; while in Huexotla he identified fourteen commercial and eighteen domestic tlatal plus other four whose purpose could not be de-termined.

Parsons and Morett Alatorre (2004) survey an area of circa 25 km² of Texcoco's lakebed in 2003. During their expedition they located 1100 sites with archaeological remains in an area circa 25 km² dating back to the Postclassic and Epiclassic. These findings proved that the people of the Basin of Mexico used and exploited the resources of Lake Texcoco intensively for at least 1000 years and until the XX century. Here, we point out that the area of study is located between Texcoco and Huexotla, within the ChAU that is part of the former Hacienda Chapingo (see Figure 1 middle)

This Hacienda was founded in the late XVII century to supply goods to Mexico City (Jarquín and Herrejón Peredo, 2002). Within a century it grew to more than

13000 ha (Jarquín and Herrejón Peredo 2002, Rosas 2006). In 1884 president Manuel Gonzalez bought most of the hacienda and modernized it with electricity and a new railroad connecting Chapingo directly to Mexico City (Rosas 2006). In 1933 the National School of Agriculture moved into Chapingo and in the 70's it was transformed into the ChAU, which up to date occupies the land of the former Hacienda (Jarquín and Herrejón Peredo 2002).

Geophysical Exploration Techniques

Archaeological prospection gives a glimpse of the structural remains on the subsoil; improving the excavation plan and reducing time and costs. It is very well known that geophysical exploration techniques are sensible to the changes of the physical properties of the subsoil (Telford et al. 1978). Magnetometry and Seismic Refraction Tomography (SRT) can be used to distinguish structures such as walls, mounds, ditches, pits, dikes and stoves (Arciniega et al. 2009, Fassbinder 2015). For their identification it is necessary to have information related to the characteristics of the materials in the area and the materials and techniques used for their construction (Cardarelli and Di Filippo 2009). In one hand, magnetometry is one of the most used techniques in archaeological prospection (Fassbinder 2015) and on the other hand, SRT is not frequently used in archaeology because of its high cost and the necessary time for processing and to make a survey (Cardarelli and Di Filippo 2009, Telford et al. 1978), however, SRT is the most efficient, precise and high-resolution technique. SRT can also be used to detect cavities within structures and different constructive stages (Arciniega et al. 2009, Cardarelli and Di Filippo 2009, Polymenakos et al. 2005). Below we briefly describe the main characteristics of each geophysical technique.

The magnetometry method is a passive technique that measures the geomagnetic field. The measured magnetic field is the sum of the principal field, the lithospheric field and the field generated by sources in the magnetosphere and ionosphere (Langel and Hinze 1998, Milsom 2003, Sharma 1978, Telford et al. 1978). Diurnal variations of Earth's magnetic field are irregular and related to Sun Earth and Moon-Earth interactions, their effects cannot be predicted. These variations have to be removed from the data based on the available information obtained from monitoring observatories. The common way to do this is by using a diurnal base station situated on a well known area and far away from local sources of noise, such as modern constructions, vehicles, radio transmitters or power lines (Milsom 2003).

Structures with different magnetic properties than the subsoil enclosing them may change the local magnetic field producing an anomaly. These anomalies are caused by the contrast between the magnetization of rocks or soils containing oxides or ferromagnetic or ferrimagnetic minerals (David and Linford 2000, Langel and Hinze 1998, Milsom 2003). The anomaly or residual field is obtained by subtracting the calculated diurnal variation to the measured

magnetic field, this is also known as a diurnal correction (Langel and Hinze 1998). In an archaeological context for example, punctual anomalies can be associated with fires, filled holes and postholes, and linear anomalies can be associated walls or ditches (Fassbinder 2015).

On the other hand, SRT is an active geophysical technique that requires an artificial source to generate elastic waves. It is based on Snell's Law and Fermat's and Huygens' Principles. The physical properties of the subsoil such as density, porosity or compaction determine the travel time of P-waves from the source to a geophone array located on the surface (Sharma 1978, Stein and Wysession 2003, Telford et al. 1978). The distribution and geometry of the array depends on the objectives of the study and the depth of interest. Commonly the length of the array is more than three times the depth of interest (Aerona 2012, Obermann 2012).

Direct, reflected and refracted seismic waves travel from the source to a geophone following their corresponding path. After the crossover distance the first wave arriving at a geophone is the head wave or refracted wave, even though its path is longer than the travelled for the direct and reflected waves. SRT uses the first arrival of P-waves that were critically refracted by the interfaces found on its path. On each interface part of the energy will be set free at an angle equal to the critical angle (Stein and Wysession 2003). This technique assumes that the velocity increases with depth and it's not sensible to low velocity layers or hidden layers between high velocity layers (Geometrics 2009, Milsom 2002, Stein and Wysession 2003).

The travel time curves are formed with the first arrivals readings and the source-receiver distance. These curves are inverted applying least squares and delay times to generate a two or three layer velocity model of the subsoil. This initial velocity model is meshed into a number of equivalent cells to calculate the travel paths, travel times and slowness of the P-waves (Forte and Pipan 2008, Geometrics 2009, Polymenakos et al. 2005, Stein and Wysession 2003). Then, a comparison between the observed and calculated travel time curves is performed. The calculated travel time curves are inverted as many times as necessary to minimize the error between the calculated and observed travel time curves by adjusting the layered velocity model. Then the 2D tomography of the medium is reconstructed from the best fitting travel time curves. The 2D tomography reflects the structure of subsoil and its properties (Forte and Pipan 2008, Polymenakos et al. 2005).

Acquisition and Data Processing

We explored the lot SM-15-1 of the plant-breeding field San Martín of the ChAU. This lot is a 2.18 ha trapezoidal-tilled land with scarce vegetation less than a meter high. It is bordered to the N by Av. Molino Rojo, to the W by Av. Benito Juárez South and to the E and S by a flat, 7.5 m wide dirt road slightly higher than the

lot and it has concrete posts close to water intakes. The small-holding is enclosed to the N by a wire mesh and to the W by a metallic fence with a wire mesh. It is noteworthy that approximately 250 m N is an overhead power line and that less a meter away from the W fence there is a medium voltage power line and a pedestrian bridge ramp that runs from the middle to the NW corner of the smallholding (Figure 1 bottom).

Magnetometry survey

The magnetometry survey was conducted with a Gem-System GSM-19T Protonic Precession magnetometer with an integrated GPS system; total geomagnetic field readings were taken every second. A Gem-Systems GSM-19 Overhauser magnetometer situated at 19°29'38.86''N and 98°52'58.16''W (white dot on profile M9 on Figure 2) was used as the base station taking readings every 30 seconds. The survey was made following the tills on the surface starting at the SW corner and moving E and then W in a zigzag way. At the extremes of the tilled area we moved 8 m N before turning back. The base station data is adjusted with a nonic polynomial function to make a diurnal correction. A strip of the W end of the terrain was removed to minimize the effects of magnetic noise sources, mentioned on the previous paragraph, and to intensify anomalies in the rest of the area.

The magnetic data was interpolated applying Kriging's method (Golden Software 2002). To enhance magnetic anomalies and to highlight areas of interest on the anomaly map, the post-processed consisted on applying Reduction to Pole (RTP) and two filters: Fast Fourier Transform (FFT) Band Pass filter from 0.1 to 0.3 ms and a Vertical Sobel filter (Iheme 2011, Langel and Hinze 1999, Vincent and Folorunso 2009).

Figure 2 shows the magnetic profiles (M6 to M9) of the most interesting areas of the anomaly map (Figure 4). The magnetic profiles named SM2 to SM5 coincide with the seismic profiles and the details of the magnetic profiles are explained in Table 1. The magnetic profiles were retrieved from the RTP anomaly map (Figure 4) in order to generate a magnetic susceptibility distribution of the subsoil. Since the study area is flat, the elevation is considered constant at 2246 m.a.s.l. Finally a 2D model of the subsoil is generated for each profile with its corresponding RMS error.

Table 1
Seismic (S) and magnetic (M) profiles' details

Profile	Orientation	Magnetic length [m]	Seismic source	Seismic stack
SM2	SW – NE	88.5	Dynamite	1
SM3	S – N	93.6	Sledgehammer	3
SM4	SE - NW	89.1	Sledgehammer	3
SM5	SW – NE	93.3	Sledgehammer	3
M6	SW – NE	76.3	-	-
M7	SW – NE	78.4	-	-
¬M8	SW – NE	86.5	-	-
M9	W – E	74.6	-	-

SRT survey

In the seismic refraction survey we used a 48-channel Geometrics StrataVisor NZ11 seismometer and 14-Hz vertical OYO-Geospace geophone. Two types of sources were used, an 8 kg sledgehammer vertically impacting on a groundcoupled steel plate and 15 g dynamite packages buried 30-50 cm deep. The seismic profiles consist of two 46 m long overlapping segments and 24 geophones with an interval of 2 m (Figure 3). The sample rate was 0.125 ms. Seismic profiles were georeferenced using a Magellan ProMark 3 GPS. Five shot point locations are spread along each segment and 3 sledgehammer's impacts were stacked to enhance the signal-to-noise ratio. Profile details are explained in Table 1 and the profiles' geometry is shown in Figure 3.

Results and Interpretation

The stratigraphic model of the Texcoco Well by Lozano-García and Ortega Guerrero (1998) (see Figure 1 top for location) was used for the analysis and interpretation of the data. This model shows three principal layers in the first 10 m of the subsoil. From the surface down, the first layer is composed of infilled material, followed by a dark gray silt layer and then by an olive gray silt layer.

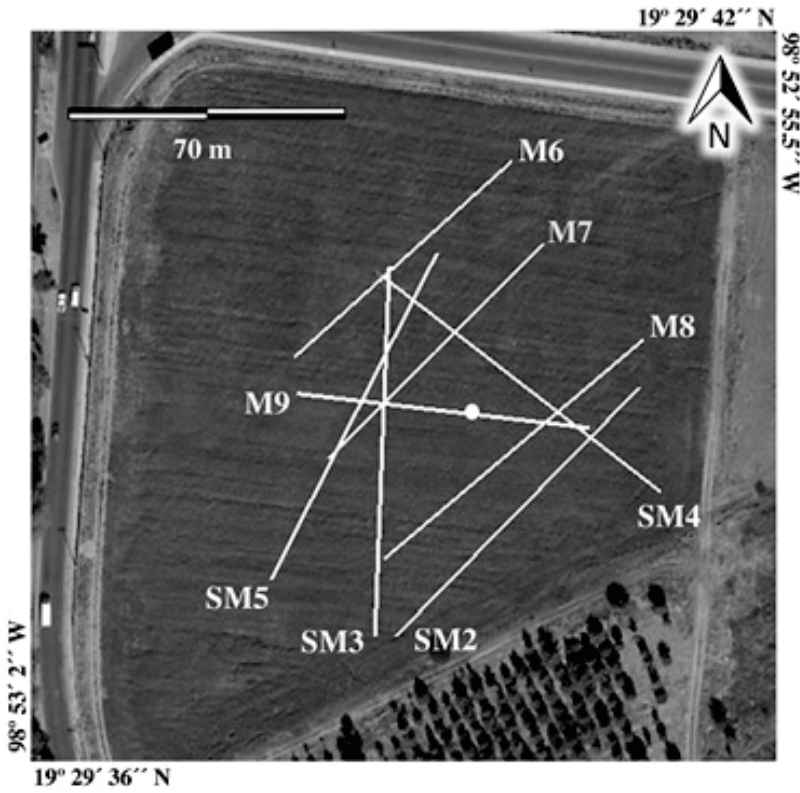


Figure 2. Seismic (S) and magnetic (M) profiles on the study site. The base station's location is indicated by the white dot on profile M9.

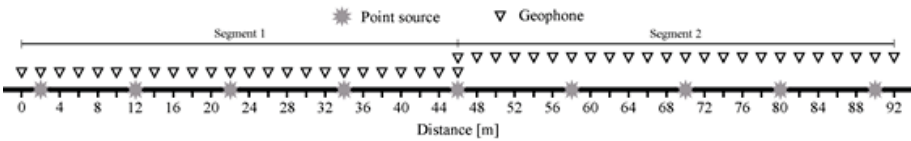


Figure 3. Seismic profiles' geometry. Triangles represent the geophones' location and asterisk the shot points' location. The third shot point of profile 5 is located on 22 m, instead of 24 m as shown in this image.

During the time of the study the total geomagnetic field in the base station reported variations of 40 nT or less. These variations represent a slight perturbation on the Sun-Earth interaction and not a Solar Storm. The RTP anomaly map (Figure 4) shows E – W parallel linear anomalies along with a circular anomaly, 5 to 10 m in diameter, on the NW area of the map.

The magnetic models are inverted from a three-layer model, A to C from the bottom up. The magnetic susceptibility, in SI units, of layers A is 5.667×10^{-3} , B is 6.3×10^{-5} and C is 1.2×10^{-5} . Using NOAA's Magnetic Field Calculators the inclination, declination and the horizontal intensity of the geomagnetic field for the base station's coordinates are 47.37° , 5.24° and 27735.8 nT respectively. These values are considered to generate the models. The RMS errors of the models are below 0.2 nT. An example of a magnetic profile is shown on Figure 5.

On all magnetic profiles interface AB follows the same tendency as the magnetic anomaly curve. This interface on profiles M2, M5, M7 and M8 show an ascend slope with direction SW-NE that can be seen by the interfaces' ridges and is less prominent towards the E. The ridges, valleys and plateaus of this inter-face vary in dimensions and depth; they are related to high, low and middle values of magnetic field respectively. Interfaces BC are less smooth, most of the time they follows the tendency of interfaces AB but occasionally they seems to have

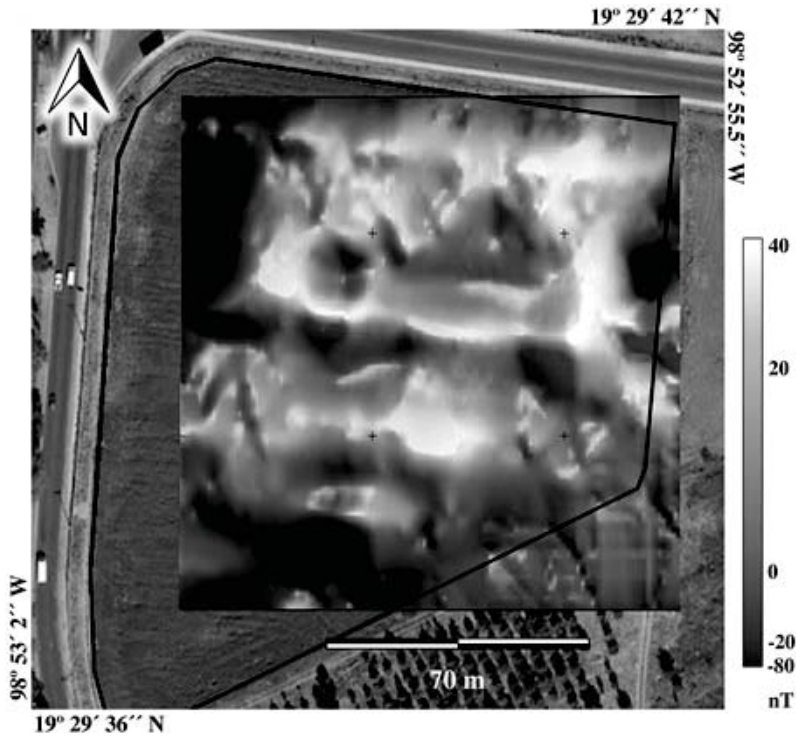


Figure 4. Reduction to pole anomaly map. The gray scale indicates the magnetic anomaly intensity in nT.

an offset. The valleys of these interfaces are 3.5 to 8 m long and are on top of the valleys from interfaces AB. Examples of magnetic profiles are shown on Figures 5 and 6 bottom.

Cross-points between magnetic profiles show similarities (see Figures 5 and 6 bottom). Profile M6 shows a deep valley on the same position as the completely circular anomaly, it is related to a valley shown on M7 and could be a Pre-Hispanic or Colonial water well due to its dimensions.

Seismic profile 2 has a 3-layer initial model, the other profiles have a 2-layer initial model. The RMS errors for the Travel Time Inversion are between 0.501 and 1.377 ms, which represent a 1.113% and 2.419% error with respect of the mean value of the reading times, respectively. The 2D Tomographic Inversion RMS errors are between 2.740 and 4.963 ms or between 4.682% and 11.030% with respect of the mean value of the reading times. The seismic velocity range when the sledgehammer is used varies from 165.3 to 698.1 m/s. Dynamite's seismic

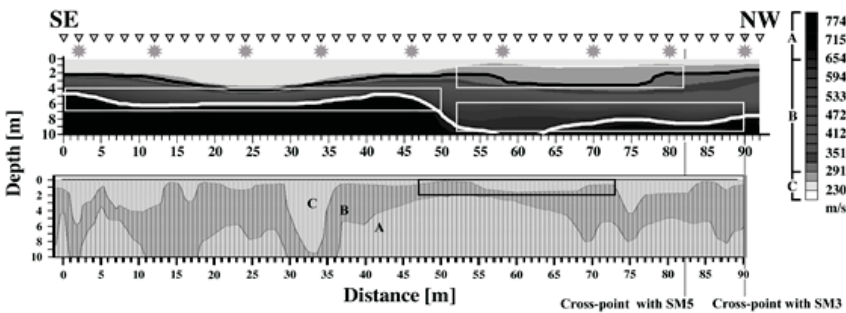


Figure 5. Correlation between seismic (top) and magnetic (bottom) profiles of profile 4. Magnetic susceptibility values are: $A=5.667 \times 10^{-3}$, $B=6.3 \times 10^{-5}$ and $C=1.2 \times 10^{-5}$. The orientation of the profile is shown on the top, the gray scale indicates the seismic velocity, triangles represent geophones' locations and asterisks the shot points' locations. White and black rectangles enclose prominent features.

velocity range is in average 1.73 times greater than the sledgehammer's range, between 268 and 1279.75 m/s. Following the same criteria used on the magnetic susceptibility models, the SRT velocity models consist of three layers also. Layer A is the deepest and more consolidated layer, B is the intermediate layer composed by lacustrine sediments slightly consolidated and C is the shall-lowest layer composed by non-consolidate soils. Examples of seismic profiles are shown on Figures 5 and 6 top.

For the objectives of this study, dynamite was not an effective source on soils like Chapingo. Dynamite generates high frequency and high-energy seismic waves that show little or no change at all when passing through

slightly consolidated soils. The information of profile S2 comes from the most consolidated soils located more than 6 m deep, this layer shows similarities with layer A of the models obtained when the sledgehammer was used (S3, S4 and S5).

All seismic profiles show a flat surface between two slight elevations on interfaces BC (see right top rectangle on Figure 5 and left rectangle on Figure 6). If this feature on profiles S2 and S3 are related, this structure has a SW-NE orientation and it is interpreted as an irrigation channel averaging 20.8 m wide and between 2 and 5 m deep bottom. This same orientation is found on magnetic profiles described above.

Profiles S3 and S4 show a depression that is 38 m wide on average and has a depth that varies from approximately 7 m in the E to more than 10 m in the W (see right bottom rectangles on Figure 5). This structure has a SE-NW orientation and is interpreted as a riverbed of an ancient river or stream, getting deeper as it approaches Lake Texcoco.

A trapezoidal structure is found on profile S5 between 1 and 2 m deep and is up to 5 m wide and 2 m high (see right rectangle on Figure 6). Profiles S3 and S5

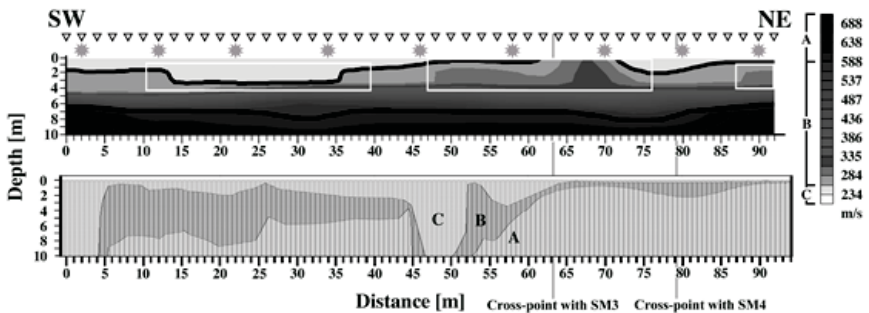


Figure 6. Correlation between seismic (top) and magnetic (bottom) profiles of profile 5. Magnetic susceptibility values are: $A=5.667 \times 10^{-3}$, $B=6.3 \times 10^{-5}$ and $C=1.2 \times 10^{-5}$. The orientation of the profile is shown on the top, the gray scale indicates the seismic velocity, triangles represent geophones' locations and asterisks the shot points' locations. White and black rectangles enclose prominent features.

show the same 29 m wide and 4 m high irregular structure close to the surface (see middle rectangle on Figure 6). A similar structure is shown on profile S2 sitting on top of a consolidated sediment plateau that is more than 45 m wide; this plateau is next to the depression that has been previously described and is also seen on profile S4. Irregular features are interpreted as mounds or dams and regular features as flatlands and all of them are next to what has been interpreted as channels.

Magnetic and seismic profiles show a few similarities (see right top rectangle on seismic profile 4 and the rectangle on magnetic profile 4, Figure 5). The valley on interface BC of S3 is also seen on the same interface of M3. The channel shown in S4 is barely seen on M4 and the cross-point between seismic and magnetic profiles 3 and 4 show the same layer thickness. Features seen on seismic profiles coincide with features in the RTP anomaly map. Interfaces BC of profiles S3, S4 and S5 coincide with the anomaly map. Channels on these same profiles coincide with low values of magnetic field, while regular and irregular structures coincide with high values of magnetic field. These coincidences are not seen on profile S2 due to the source used.

Conclusions

In this work we presented the results of a geophysical survey performed in the lot SM-15-1 of the plant-breeding field San Martín in the Chapingo Autonomous University. The results provide robust elements for an integrated interpretation including the land use and the brief history of the region. We showed that the SRT is an efficient high-resolution technique that details the geometry of buried structures. However, we point out that results of a single geophysical method are not conclusive. Combining the results of these two methods, seismic and magnetic, we showed that the seismic profiles correlate well with the magnetic anomaly map, but they do not correlate with the magnetic profiles. All profiles were modeled with three layers, assuming that seismic velocity and magnetic susceptibility increase with depth. It can be observed in all the profiles, that in the first 10 m of the subsoil the sediments are non-consolidated or they are slightly consolidated, presenting middle to low seismic velocities (<745 m/s). Due to the subsoil characteristic in Chapingo and for the objectives of this study, the use of the sledgehammer as a source resulted much more effective than the dynamite.

Ridges, valleys and plateaus of the deepest magnetic interfaces coincide with high, low and middle values of the magnetic anomaly, respectively. For instance, the magnetic anomaly map (Figure 4) shows parallel linear features and a completely circular anomaly interpreted as a water-well. Accordingly, seismic profiles' features (Figures 5 and 6) are interpreted as water or irrigation channels, a SE-NW riverbed, mounds, dams and flatlands. The channels coincide with low magnetic anomaly values (-5 to 15 nT) while regular and irregular structures coincide with high magnetic anomaly values (25 to 40 nT).

The correlation between the two geophysical techniques applied, are a great alternative to map the subsurface and solve archaeological and civil engineer problems in areas where the subsoil has similar characteristics as Chapingo.

Nevertheless, more geophysical studies would be recommended in case of further interest on extending the survey and planning of an excavation.

Acknowledgments

The authors are grateful to the ChAU and in particular to Luis Morett-Alatorre for granting the permissions to work in the study area, to Esteban Hernandez-Quintero, Claudia Arango-Galván and Enrique Cabral-Cano for their advice and support during the field campaign and to Ximena Novo, Luis Salazar Tlaczani, Filiberto Vergara Huerta and José Luis Salas Corrales who were in-volved in the field campaign. This work was partially supported by DGAPA-UNAM project PAPIIT-IN106111. AR acknowledges the Institute of Geop-hysics, Universidad Nacional Autónoma de México for the Scholarship Pro-gram.

References

- Aerona, 2012. Refraction Sismology [PowerPoint slides]. Retrieved February 7, 2013 from <http://www.slideserve.com/aerona/refraction-seismology-chapter-6>
- Alcocer, J. and Williams W.D., 1996. Historical and recent changes in Lake Texcoco, a saline lake in Mexico. *Int. J. Salt Lake Res.*, 5(1), 45-61.
- Arciniega Ceballos, A., Hernandez-Quintero E., Cabral-Cano E., Morett-Alatorre L., Diaz-Molina O., Soler-Arechalde A. and Chavez-Segura R., 2009. Shallow geophysical survey at the archaeological site of San Miguel Tocuila, Basin of Mexico. *J. Archaeol. Sci.*, 36(6), 1199-1205.
- Cardarelli, E. and Di Filippo G., 2009. Integrated geophysical methods for the characterization of an archaeological site (Massenzio Basilica – Roman forum, Rome, Italy). *J. Appl. Geophys.*, 68(4), 508-521.
- David A. and Linford N., 2000. Physics and archaeology. *Phys.World*, 13(5), 27-31.
- Fassbinder, J. W.E., 2015. Seeing beneath the farmland, steppe and desert soil: magnetic prospecting and soil magnetism. *J. Archaeol. Sci.*, 56, 85-95.
- Forte, E. and Pipan M., 2008. Integrated seismic tomography and ground-penetrating radar (GPS) for high-resolution study of burial mounds (tumu-li). *J. Archaeol. Sci.*, 35(9), 2614-2623.
- García, Moll R., 2007. Preclásico Temprano y Medio (2500-400 a.C). Las primeras sociedades agrícolas. *Arqueol. Mex.*, 15(86), 34-39.
- Geometrics, 2009. Seislmager/2DTM Manual vr. 3.3. Geometrics Inc, USA, p. 257.
- Golden Software, 2002. Surfer User's Guide: Counting and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers. Golden Software Inc., USA, p. 640.
- González, S., Huddart D., Morett-Alatorre L., Arroyo Cabrales J. and Polaco O.J., 2001. Mammoths, volcanism and early humans in the basin of Mexico during the Late

- Pleistocene/Early Holocene. In *The world of elephants*, proceedings of the 1st Int. Congr., Rome, 704-706.
- González, S., Morett-Alatorre L., Huddart D. and Arroyo-Cabrales J., 2006. Mamoths from the Basin of Mexico: Stratigraphy and Radiocarbon Dating. In *El hombre temprano en América y sus implicaciones en el poblamiento de la cuenca de México*. Primer Simposio Internacional Colección Científica. INAH, Mexico, 263-274.
- Flores E., Hortencia, Cárdenas Soto M. and Lomnitz C., 2009. Respuesta sísmica en el lago de Texcoco. Resultados a partir de registros de movimientos fuertes. *Rev. Ing. Sis.*, (81), 37-51.
- Iheme L., 2011. Frequency Domain Bandpass Filtering for Image Processing [PowerPoint slides]. Retrieved November 13, 2013 from <http://es.scribd.com/doc/51981950/Frequency-Domain-Bandpass-Filtering-for-Image-Processing>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía: INEGI, 2014a. Anuario estadístico y geográfico por entidad federative 2014, Mexico, p. 774.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía: INEGI, 2014b. Cuaderno estadístico y geográfico de la zona metropolitana del Valle de México 2014. México, p. 774.
- Jarquín, M.T. and Herrejón Peredo C., 2002. Breve historia del Estado de México. Fondo de Cultura Económica, Mexico City, p. 219.
- Jiménez López, J.C., Hernández Flores R., Martínez Sosa G. and Saucedo Arteaga G., 2006. La Mujer del Peñon III. In *El hombre temprano en América y sus implicaciones en el poblamiento de la cuenca de México*. Primer Simposio Internacional Colección Científica. INAH, Mexico, 49-66.
- Langel, R.A. and Hinze W.J., 1998. The magnetic field of the Earth's Lithosphere: the satellite perspective. Cambridge University Press, USA, p. 450.
- López Luján, L., 2007. Clásico (150-600/650 d.C.). La diferenciación campo/ciudad. *Arqueol. Mex.*, 15(86), 44-49.
- Lozano García, M. and Ortega-Guerreno B., 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 99(2), 77-93.
- Matos Moctezuma, E., 2007. Posclásico tardío (1350-1519 d.C.). El dominio mexicana. *Arqueol. Mex.*, 15(86), 58-63.
- Milsom, J., 2003. *Field Geophysics*. John Wiley & Sons, England, pp. 232.
- Mooser, F., Nairn A.E.M. and Negendank J.F.W., 1974. Palaeomagnetic Investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks: VIII A Palaeomagnetic and Petrologic Study of Volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rundsch.*, 63(2), 451-483.
- Morett-Alatorre, L. and Cabrales J., 2003. *El Yacimiento Paleontológico de Tocuila*. Imprenta Universitaria, Universidad Autónoma Chapingo, Mexico, p. 33.
- Nalda, E., 2007. Epiclásico (650-900 d.C.). Caída de Teotihuacan y nuevas formas de organización. *Arqueol. Mex.*, 15(86), 50-53.
- Oberman, A., 2012. Part I: Seismic Refraction [PowerPoint slides]. Retrieved February 7, 2013, from <http://isterre.fr/annuaire/pages-web-du-personnel/anneobermann/Teaching,1310>
- Padilla y Sánchez, R.J., 1989. Geology and tectonics of the basin of Mexico and their

- relationship with the damage caused by the earthquakes of September 1985. *Int. J. Min. Geol. Eng.*, 7(1), 17-28.
- Parsons, J.R., 1971. Prehistoric Settlement Patterns in the Texcoco Region, Mexico. Univ. of Michigan Museum, USA, p. 447.
- Parsons, J.R. and Morett A. L., 2004. Recursos Acuáticos en la Subsistencia Azteca. *Cazadores, Pescadores y Recolectores. Arqueol. Mex.*, 12(68), 38-43.
- Parsons, J.R., 2007. Posclásico Temprano y Medio (900-1350 d.C.). Época de transición. *Arqueol. Mex.*, 15(86), 54-57.
- Pérez Campa, M.A., 2007. Preclásico Tardío (400 a.C.-200 d.C.). Las primeras ciudades. *Arqueol. Mex.*, 15(86), 40-43.
- Polaco, O.J. and Arroyo-Cabrales J., 2001. El ambiente durante el poblamiento de América. *Arqueol. Mex.*, 9(52), 30-35.
- Polymenakos L., Papamarinopoulos S., Miltiadou A. and Charkiolakis N., 2005. Investigation of the foundations of a Byzantine church by three-dimensional seismic tomography. *J. Appl. Geophys.*, 57(2), 81-93.
- Pompa y Padilla, J.A., 2006. Los antiguos pobladores de México: evidencia osteológica. In *El hombre temprano en América y sus implicaciones en el poblamiento de la cuenca de México. Primer Simposio Internacional Colección Científica. INAH, Mexico*, 17-22.
- Rojas Rabiela, T., 2004. Las Cuenas Lacustres del Altiplano Central. *Arqueol. Mex.*, 12(68), 20-27.
- Rosas A., 2006. Manuel González: la pasión de un Presidente. Retrieved February 20, 2013, from <http://anech-chapingo.org.mx/hacienda.html>
- Sharma, P.V., 1978. *Geophysical Methods in Geology*. Elsevier Scientific Ltd., USA, p. 428.
- Siebe C., Schaaf P. and Urrutia-Fucugauchi J., 1999. Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110(10), 1550-1562.
- Stein, S. and Wysession M., 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing, Singapore, p. 512.
- Telford, W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. and Keys D.A., 1978. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, USA, p. 860.
- Vincent O. and Folorunso O., 2009. A Descriptive Algorithm for Sobel Image Edge Detection. In *Proceedings of Informing Science & IT Education Conference, (InSite), USA*, 97-107.

Reseña

Desastres sísmicos en América Latina: una aproximación holística. Autores: Heriberta Castaños, Cinna Lomnitz

Ana Caccavari Garza*

Recibido en marzo de 2016; aceptado en abril de 2016

Earthquake Disasters in Latin America: A Holistic Approach. (2012). Heriberta Castaños, Cinna Lomnitz. SpringerBriefs in Earth Sciences. ISBN: 978-94-007-2809-7 (Print) 978-94-007-2810-3 (Online)

En este libro, el reconocido sismólogo, Cinna Lomnitz y su esposa, la doctora Heriberta Castaños, buscan entender los desastres sísmicos, analizándolos desde un enfoque holístico, es decir, considerando los eventos desde el punto de vista de las múltiples interacciones involucradas. Los autores utilizan para esto seis grandes terremotos sucedidos en América Latina, reconstruyéndolos dentro de su contexto social. La idea es mostrar que cada desastre mayor es único y diferente. Los métodos estadísticos pueden ser útiles para la estimación del riesgo, pero los desastres modernos son “sistémicos” y complejos.

El capítulo introductorio contiene algunos fundamentos de la sismología (tectónica de placas) y la ingeniería de terremotos. En los seis capítulos posteriores se abordan seis sismos significativos de América Latina, y se analiza el contexto regional de cada evento.

En el capítulo 2 se analizan las descripciones de los testigos que experimentaron el gran terremoto chileno de 1960 se utilizan como evidencia para apoyar la idea de que el movimiento “progrado” del suelo contribuyó a los daños causados por el terremoto. Los cambios costeros que ocurren en los megasismos pueden estar relacionados con un marco tectónico distintivo de la región.

El capítulo 3 describe como el terremoto de Caracas de 1967 tuvo importantes características relacionadas con la práctica de la ingeniería de terremotos. Se revisan las decisiones legales que involucran la responsabilidad de los ingenieros. Se narra la historia de cómo un hombre escapó de la novena planta de un edificio colapsando y se salvó a sí mismo y todos los miembros de su familia.

En el capítulo 4 se muestra como el desastre de Perú en 1970 es un ejemplo de cómo los diferentes sistemas naturales y sociales pueden acoplarse para producir un gran fracaso. El cambio climático pudo haber intervenido desestabilizando el glaciar de gran altitud. Se discuten las posibles medidas de prevención contra

* Instituto de Geofísica, UNAM, México.

accidentes familiares bajo estas condiciones.

El capítulo 5, relativo al gran sismo en México en 1985, coloca a este gran terremoto dentro de la categoría de inesperados fracasos técnicos, comenzando con la fundación de la Ciudad de México en un lago en 1325. Describe por qué la geología es importante: ¿por qué se fundó la Ciudad de México en un lago? Los efectos sociales de la catástrofe incluyeron un despliegue espontáneo de solidaridad de la población seguido por la repulsión contra la negación por parte de las autoridades. Se discute la evolución de las decisiones legales sobre la rendición de cuentas.

Capítulo 6: ¿Qué sucede cuando todo va mal? Haití es un ejemplo de un desastre con demasiadas causas. La cultura de desastres en una nación no puede depender exclusivamente de la importación de tecnología del extranjero. Debe haber una base local para el desarrollo basada en la educación.

Por último, el capítulo 7, el terremoto de Chile de 2010 nos lleva a una encuesta retrospectiva ¿qué ha cambiado en Chile entre los dos principales terremotos de Chile? Las ondas superficiales de larga duración “programadas”, surgieron por primera vez en el terremoto de 1960 en Chile y reaparecieron en 2010. Se discute la importancia de la resiliencia económica y el desarrollo regional: los megasismos pueden ocurrir repetidamente en la misma región pero nunca exactamente en el mismo lugar o la misma manera. Se habla sobre el tsunami que ocurrió y por qué el sistema de alerta de tsunami no funcionó.

De manera complementaria, en el capítulo 8, se presenta una revisión de los terremotos significativos en América Latina. La definición de “terremoto significativo” puede variar de un país a otro. Se resalta la importancia de considerar que América Latina es una región muy variada del riesgo sísmico.

El último capítulo del libro contiene reflexiones sobre los megasismos: como se ve desde el punto de vista del ingeniero. Se proporcionan algunas consideraciones finales sobre sostenibilidad, códigos de construcción, cultura de desastres y ética. Se adjunta una larga lista de recomendaciones.

El libro presenta un análisis muy completo y con un enfoque distinto y enriquecedor sobre los desastres sísmicos en América Latina.

Descripción de la Revista Geofísica

La *Revista Geofísica* es una publicación científica de periodicidad anual que contiene artículos originales principalmente de interés para la comunidad especializada en el área de geofísica. La Revista publica artículos de investigación, reportes técnicos de alta calidad, reseñas de libros acerca de Sismología, Vulcanología, Ciencias Espaciales, Hidrología y Exploración Peleomagnetismo y Tectónicas, Oceanografía Física.

Sistema de arbitraje

Los manuscritos recibidos por el editor en jefe de la *Revista Geofísica* son evaluados por dos miembros de Comité Editorial, pudiendo requerirse la opinión de un tercer miembro si es el caso. En una segunda evaluación académica más rigurosa se utiliza el método de doble-ciego para la aceptación definitiva del artículo.

Instructivo para autores

Los lineamientos generales para presentar trabajos para su publicación, son los siguientes:

- Todo artículo sometido debe ser original, y no publicado, ni considerado para publicación en otra revista.
- La extensión máxima de los artículos debe ser de 50 páginas formadas y las llamadas de nota de 10 páginas.
- Los artículos podrán ser escritos en cualquiera de los cuatro idiomas oficiales del Instituto: español, inglés, francés y portugués. En el caso de artículos escritos en inglés, francés o portugués, evitar corte de palabras.
- El nombre de los autores, la institución a la que pertenecen, sus direcciones postal y electrónica se incluirán a pie de página al inicio del artículo.
- Cada artículo debe ser precedido por un resumen corto (máximo 110 palabras), el cual debe permitir al lector tener una idea de la importancia y campo que abarca el artículo, debe presentarse al menos en español e inglés.
- Inmediatamente después del resumen, se escribirán no más de seis palabras clave representativas del contenido general del artículo y características de la terminología usada dentro de un campo de estudio.
- Dentro del texto, si se trata de una cita textual que abarque como máximo dos líneas, se citará el autor, se transcribirá entre comillas y enseguida entre paréntesis se apuntará el año y número de página(s). Si la cita abarca más líneas, se transcribirá el párrafo o párrafos con una sangría, según se indica en la plantilla, sin encomillar.
- Las fotografías, figuras, gráficas, cuadros y tablas deberán ser presentadas listas para ser reproducidas y su colocación dentro del texto se indicará claramente.

- Los artículos deben ser colocados en la plantilla correspondiente la cual debe ser solicitada al editor responsable o al Departamento de Publicaciones en la Secretaría General.
- Se incluirá la Bibliografía consultada al final del artículo respetando el siguiente formato:

Apellido e inicial(es) del Nombre(s) de autor(es), año. Título del artículo. *Título del libro completo o de la revista abreviado*, vol. (núm.), páginas consultadas, en el caso de tesis o libros colocar aquí Editorial, Ciudad y el número de páginas total, para revistas las páginas consultadas incluirlas separadas por un guión. La etiqueta se denomina "Bibliografía".

Ejemplo:

Kikuchi M. and Kanamori H., 1982. Inversions of complex body waves. *Bull. Seis. Soc. Ame.*, 72, 491-506.

Somerville P., Irikura K. Sawanda S., Wald Smith N. and Kowada A., 1999. Characterizing crustal earthquake slip model for the prediction of strong ground motion. *Seis. Res. Lett.*, 70 (1), 59-79.

Yépez E., Pineda, J.G., Peralta, J.A., Porta, A.V., Pavía-Millerm C.G. and Angulo- Brown, F., 1999. *Spectral Analysis of ULF Electric Signals Possibly Associated to Earthquakes. Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, Ed. M. Hayakawa (TERRAPUB), Tokyo, 115-121.

- Todos los autores deberán atenerse a estos lineamientos.
- Los artículos deben enviarse al Editor de la *Revista Geofísica*, quien los someterá a dictamen anónimo de dos especialistas e informará el resultado a los autores en un plazo no mayor de un año:

M.Sc. J. Esteban Hernández-Quintero
 Jefe del Servicio Geomagnético
 Editor *Revista Geofísica*
 Instituto de Geofísica
 Universidad Nacional Autónoma de México
 Ciudad Universitaria
 Coyoacán, 04360, Ciudad de México
 Correo electrónico: geofisica_editor@ipgh.org
 Tel.: (+52-55) 5622-4149 / Fax: (+52-55) 5550-2486

- No se devolverá el material enviado.

Función editorial del Instituto Panamericano de Geografía e Historia

El IPGH publica seis revistas, impresas y distribuidas desde México. Estas son: Revista Cartográfica, Revista Geográfica, Revista de Historia de América, Boletín de Antropología Americana, Revista de Arqueología Americana y Revista Geofísica.

La Secretaría General invita a todos los estudiosos y profesionales de las áreas de interés del IPGH: cartografía, geografía, historia, geofísica y ciencias afines, a que presenten trabajos de investigación para publicarlos en nuestras revistas periódicas.

Si requiere mayor información, favor de comunicarse con:

Mtra. Julieta García Castelo
Departamento de Publicaciones
Secretaría General del IPGH

Ex-Arzobispado 29 / Colonia Observatorio / 11860 Ciudad de México
Tels.: (+52-55) 5277-5888 / (+52-55) 5277-5791 / (+52-55) 5515-1910
Fax: (+52-55) 5271-6172 / Correo electrónico: publicaciones@ipgh.org

Edición del
Instituto Panamericano de Geografía e Historia,
Departamento de Publicaciones
Ex Arzobispado 29, Colonia Observatorio
Delegación Miguel Hidalgo
C.P. 11860, Ciudad de México, México
Teléfonos: 5515-1910 / 5277-5888
www.ipgh.org | publicaciones@ipgh.org
2017

ESTADOS MIEMBROS
DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Argentina

EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACIÓN

Belice

Bolivia

Brasil

Chile

Colombia

Costa Rica

Ecuador

El Salvador

**Estados Unidos
de América**

Guatemala

Haití

Honduras

México

Nicaragua

Panamá

Paraguay

Perú

**República
Dominicana**

Uruguay

Venezuela

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) fue fundado el 7 de febrero 1928 por resolución aprobada en la Sexta Conferencia Internacional Americana que se llevó a efecto en La Habana, Cuba. En 1930, el Gobierno de los Estados Unidos Mexicanos construyó para el uso del IPGH, el edificio de la calle Ex Arzobispado 29, Tacubaya, en la Ciudad de México.

En 1949, se firmó un convenio entre el Instituto y el Consejo de la Organización de los Estados Americanos y se constituyó en el primer organismo especializado de ella.

El Estatuto del IPGH cita en su artículo 1o. sus fines:

1) Fomentar, coordinar y difundir los estudios cartográficos, geofísicos, geográficos e históricos, y los relativos a las ciencias de interés para América.

2) Promover y realizar estudios, trabajos y capacitaciones en esas disciplinas.

3) Promover la cooperación entre los Institutos de sus disciplinas en América y con las organizaciones internacionales afines.

Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Existe también la categoría de Observador Permanente, actualmente se encuentran bajo esta condición: España, Francia, Israel y Jamaica.

El IPGH se compone de los siguientes órganos panamericanos:

1) Asamblea General

2) Consejo Directivo

3) Comisión de :

Cartografía (Uruguay)

Geografía (EUA)

Historia (México)

Geofísica (Costa Rica)

4) Reunión de Autoridades

5) Secretaría General (México, D.F., México)

Además, en cada Estado Miembro funciona una Sección Nacional cuyos componentes son nombrados por cada gobierno. Cuentan con su Presidente, Vicepresidente, Miembros Nacionales de Cartografía, Geografía, Historia y Geofísica.



Modelos lineales generalizados para la predicción de precipitaciones en el Valle Central de Costa Rica, América Central usando ENOS: una propuesta metodológica. *Sandra Ramírez, Luis Cid, Eric Alfaro* • Sismicidad histórica y estudios complementarios asociados a la estructura denominada Falla de San Ramón, Chile Central. *Manuel Araneda C., Álvaro Araneda A., María Soledad Avendaño* • Simulación de perfiles sísmicos verticales (vsp) a partir de registros de velocidades de ondas p y sv en pozos petroleros. *Toni E. Charfan, José P. Franceschini* • Identificación de ondas coherentes entre las nevadas en los Andes Áridos de Argentina-Chile y los principales factores climáticos que las condicionan. *Germán Poblete, Juan Leonidas Minetti* • Archaeological prospection in Chapingo, Texcoco Region, Mexico. *Alejandro Rosado-Fuentes, Alejandra Arciniega-Ceballos* • Desastres sísmicos en América Latina. *Ana Caccavari Garza.*

ISSN-0252-9769