ISSN en trámite

Geofísica Internacional

Revista Trimestral Publicada por el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México



— Geofísica Internacional —

Dr. José Luis Macías Vázquez Director of Instituto de Geofísica

Editor Chief Dr. Servando De la Cruz-Reyna Instituto de Geofísica, UNAM sdelacrr@geofisica.unam.mx

Technical Editor Mtra. Andrea Rostan Robledo Instituto de Geofísica, UNAM *arostan@igeofísica.unam.mx*

Editorial Board Donald Bruce Dingwell Earth and Environment Ludwig Maximilian University of Munich, Germany

Eric Desmond Barton Departamento de Oceanografía Instituto de Investigaciones Marinas, Spain

Jorge Clavero Amawta Consultores, Chile

Gerhardt Jentzsch Institut für Geowissenschaften Friedrich-Schiller-Universität Jena, Germany

Peter Malischewsky Institut für Geowissenschaften Friedrich-Schiller-Universität Jena, Germany

François Michaud Géosciences Azur Université Pierre et Marie Curie, France

Olga Borisovna Popovicheva Scobeltzine Institute of Nuclear Physics Moscow State University, Rusia

Jaime Pous Facultad de Geología Universidad de Barcelona, Spain

Joaquín Rui UA Science University of Arizona, United States

Angelos Vourlidas Solar Physics Branch NASA Goddard Space Flight Center, United States

Théophile Ndougsa Mbarga Department of Physics University of Yaounde I, Cameroon Associate Editors José Agustín García Reynoso Atmospheric Science Centro de Ciencias de la Atmósfera UNAM, Mexico

Tereza Cavazos Atmospheric Science Departamento de Oceanografía Física CICESE, Mexico

Dante Jaime Morán-Zenteno Geochemistry Instituto de Geología, UNAM, Mexico

Margarita López Geochemistry Instituto de Geología UNAM, Mexico

Avto Gogichaisvilii Geomagnetism And Paleomagnetism Instituto de Geofísica UNAM, Mexico

Jaime Urrutia-Fucugauchi Geomagnetism And Paleomagnetism Instituto de Geofísica, UNAM, Mexico

Felipe I. Arreguín Cortés Hydrology Instituto Mexicano de Tecnología del Agua IMTA, Mexico

William Lee Bandy Marine Geology And Geophysics Instituto de Geofísica UNAM, Mexico

Fabian García-Nocetti Mathematical And Computational Modeling Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas UNAM, Mexico

Graciela Herrera-Zamarrón Mathematical Modeling Instituto de Geofísica, UNAM, Mexico

Ismael Herrera Revilla Mathematical And Computational Modeling Instituto de Geofísica UNAM, Mexico

Rene Chávez Segura Near-Surface Geophysics Instituto de Geofísica UNAM, Mexico Dra. Vanessa Magar Brunner President of Unión Geofísica Mexicana

> Juan García-Abdeslem Near-Surface Geophysics División de Ciencias de la Tierra CICESE, Mexico

Alec Torres-Freyermuth Oceanography Instituto de Ingeniería, UNAM, Mexico

Jorge Zavala Hidalgo Oceanography Centro de Ciencias de la Atmósfera UNAM, Mexico

Shri Krishna Singh Seismology Instituto de Geofísica, UNAM, Mexico

Xyoli Pérez-Campos Seismology Servicio Sismológico Nacional, UNAM, Mexico

Blanca Mendoza Ortega Space Physics Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, Mexico

Inez Staciarini Batista Space Physics Pesquisador Senior Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brazil

Roberto Carniel Volcanology Laboratorio di misure e trattamento dei segnali DPIA - Università di Udine, Italy

Miguel Moctezuma-Flores Satellite Geophysics Facultad de Ingeniería, UNAM, Mexico

Assistance Elizabeth Morales Hernández, Management eliedit@igeofisica.unam.mx



GEOFÍSICA INTERNACIONAL, Año 60, Vol. 60, Núm. 1, enero - marzo de 2021 es una publicación trimestral, editada por la Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04150, Ciudad de México, a través del Instituto de Geofísica, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04150, Ciudad de México, Tel. (55)56 22 41 15. URL: http://revistagi.geofisica.unam.mx, correo electrónico: revistagi@igeofisica.unam.mx. Editora responsable: Andrea Rostan Robledo. Certificado de Reserva de Derechos al uso Exclusivo del Título: 04-2022-081610251200-102, ISSN: en trámite, otorgados por el Instituto Nacional del Derecho de Autor (INDAUTOR). Responsable de la última actualización Saúl Armendáriz Sánchez, Editor Técnico. Fecha de la última modificación: 31 de diciembre 2020, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04150, Ciudad de México.

El contenido de los artículos es responsabilidad de los autores y no refleja el punto de vista de los árbitros, del Editor o de la UNAM. Se autoriza la reproducción total o parcial de los textos siempre y cuando se cite la fuente completa y la dirección electrónica de la publicación.



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial-SinDerivadas 4.0 Internacional.

Vol. 60, Núm. 1, enero-marzo de 2021

Contents

Influence of gravity on torsional surface waves in a dissipative medium. Asit Kumar Gupta, Pulak Patra



Flujos e inventarios de carbono azul en manglares asociados a una laguna costera antropizada. GIOVANNI ALDANA-GUTIÉRREZ, Ana Carolina Ruiz-Fernández, Libia Hascibe Pérez-Bernal, Francisco Flores-Verdugo, Tomasa Cuéllar-Martínez, Joan Albert Sanchez-Cabeza

13

Empirical Relationship for Assessing the Near-Field Horizontal Coseismic Displacement Using GPS Seismology Data. Ryad Darawcheh, Riad Al Ghazzi, Mohamad Khir Abdul-wahed

31

Geometría de la zona sismogénica interplacas en el sureste de Costa Rica a la luz de la secuencia sísmica de golfito del 2018. Ivonne Gabriela Arroyo, Lepolt Linkimer

51

Determination of Soil Properties from Electrical Measurements in Agricultural Plots, Villa de Arriaga, San Luis Potosí, Mexico. Christian Yamir Cordero Vazquez, Omar Delgado Rodriguez, Héctor Jose Peinado Guevara, María de los Angeles Ladrón de Guevara Torres, Jonathan Ossiel Hernández Ramos, Víctor Manuel Peinado Guevara 76

Original paper

INFLUENCE OF GRAVITY ON TORSIONAL SURFACE WAVES IN A DISSIPATIVE MEDIUM

Asit Kumar Gupta¹, Pulak Patra^{1*}

Received: January 1, 2019; accepted: December 2, 2020; published online: January 1, 2021.

RESUMEN

El presente artículo trata sobre las posibilidades de propagación de ondas superficiales torsionales en un medio viscoelástico bajo campo de gravedad. Durante el estudio, se pudo observar que el aumento del parámetro de gravedad aumenta, a su vez, la velocidad de la onda, mientras que el incremento del parámetro viscoelástico disminuye la velocidad de la onda, hasta que el producto de la frecuencia angular y el parámetro viscoelástico sea menor a la unidad. También, se observó que a medida que aumenta la velocidad la curva se vuelve asintótica por naturaleza cuando se incrementa el período de tiempo de oscilación. De hecho, la máxima amortiguación de la velocidad también se ha identificado en este punto de corte, que puede considerarse como el punto en el que un material viscoelástico se convierte en un medio viscoso. Se calcularon los coeficientes de absorción para diferentes valores de parámetro viscoelástico y campo de gravedad. El estudio reveló que el medio espacio viscoelástico en ausencia de campo de gravedad no permite ondas superficiales de torsión, mientras que en presencia de campo de gravedad las ondas se propagan y amortiguan.

PALABRAS CLAVE: onda de torsión superficial, medio viscoelástico, gravedad, coeficiente de absorción.

Abstract

The present paper deals with the possibilities of propagation of torsional surface waves in a viscoelastic medium under gravity field. During the study it may observe that the increase in gravity parameter will increase the velocity of the wave whereas the increase in viscoelastic parameter, decrease the velocity of the wave till the product of angular frequency and viscoelastic parameter is less than unity. It may also observe that as the velocity increases, the curve becomes asymptotic in nature when the time period of oscillation increases. In fact the maximum damping in velocity has also been identified at this cut off point which may be considered as the point where a viscoelastic material becomes a viscous medium. The absorption coefficients have also been calculated for different values of viscoelastic parameter and gravity field. The study may reveals that viscoelastic half space in the absence of gravity field does not allow torsional surface waves whereas in presence of gravity field the waves are propagates and is damped.

KEY WORDS: Torsional surface wave, visco-elastic medium, gravity, absorption coefficient.

*Corresponding author: pulakmath11@gmail.com

1 Deputy Registrar (Actg), Brainware Engineering College SPOC-NPTEL (MHRD-GOI initiative)

INTRODUCTION

In the last years, major progresses have been achieved in understanding the origin of the subduction and intraplate seismicity in central Mexico (i.e., García, 2007). For example, the advance in the knowledge of wave propagation from these events, as well as our capacity to estimate the ground motions due to such events. In contrast, the study of seismic events from the southeastern Mexico has been rather limited, in particular the region of the Tehuantepec Isthmus and the Chiapas State.

Southeastern Mexico is featured as a tectonically active zone associated with the interaction of the North American, Caribbean and Cocos tectonic plates. The first two plates are in lateral contact along the Polochic-Motagua Fault System. The Central America Volcanic Arc (AVCA; from the initials in Spanish) is due to the subduction of the Cocos plate beneath the North America to the north, and beneath the Caribbean plate to the south (Figure 1). This volcanic arc stretches more than 1,300 km from the Tacana active volcano, at the Mexico-Guatemala border, up to the Turrialba volcano in eastern Costa Rica. This subduction process in Mexico has given rise to the Chiapas Volcanic Arc (AVC; from the initials in Spanish) that irregularly extends in Chiapas up to El Chichón Volcano.

Pre-Mezosoic basement rocks are present in Central America (in Chiapas, Guatemala, Belice and Honduras). These rocks crop out south of the Yucatan-Chiapas block. The coast parallel Upper Precambrian-Lower Paleozoic Chiapas Massif covers a surface of more than 20,000 km², and constitutes the largest Permian crystalline complex in Mexico, comprising plutonic and metamorphic deformations (Weber *et al.*, 2006).

Three seismogenic sources feature this region. The first one is associated with the subduction of the Cocos plate beneath the North American plate (Figure 1). In this study it is considered that the contact between these two plates reaches a depth of 80 km (Figure 1, right panel). Kostoglodov and Pacheco (1999) analyzed six events from this source. They occurred on April 19, 1902 (M7.5), September 23, 1902 (M7.7), January 14, 1903 (M7.6), August 6, 1942 (M7.9), October 23, 1950 (M7.2), and April 29, 1970 (M7.3). For the September 23, 1902, and April 29, 1970 events, focal depths of 100 km beneath the Chiapas depression were reported by Figueroa (1973), which seems too large and probably related to scarce recordings. In the meantime, three major seismic events that took place in this region have been accurately localized by the SSN. These earthquakes are: September 19, 1993 (M_w 7.2) localized near Huixtla, Chiapas, with a focal depth of 34 km, November 7, 2012 (Mw 7.3), 68 km southwest of Ciudad Hidalgo, Chiapas, with a focal depth of 16 km and a reverse fault mechanism (severe damages affected San Marcos, Guatemala), and the Tehuantepec isthmus zone, September 7, 2017 (M_w 8.2), which constitutes the strongest historical earthquake recorded in Mexico, localized at 133 km southwest of Pijijiapan, Chiapas at a depth of 58 km. Its normal faulting focal mechanism adds to the controversy on the earthquakes of this region (an inverse faulting mechanism was expected). Also noteworthy is the number of aftershocks that amounted to 4,075 in 15 days, forming distributed clusters in all the Tehuantepec Gulf (special Report, SSN, Nov. 2017). Also contrasting are the observed peak accelerations. Even more, the peak accelerations at the horizontal components observed at the coast (NILT \sim 500 gals) contrast with the maximum values observed in stations located in the Chiapas depression (at stations TGBT and SCCB, values of $\sim 300 \sim 100$ gals, respectively). These contrasting values might be due to the Chiapas Massif that attenuates waves coming from the subduction zone. The second seismogenic source comprises the internal deformation of the subducted plate, and generates seismic events in a depth range between 80 and 250 km. An example is the October 21, 1995 (M_w 7.2) earthquake, localized 57 km from

Tuxtla, Chiapas, at a depth of 165 km, which also shows variations in the peak accelerations observed at the recordings of this zone (Rebollar *et al.*, 1999). Another deep seismic event occurred on June 14, 2017 (M_w 7.0), located 74 km to the northeast of Ciudad Hidalgo, Chiapas, with a focal depth of 113 km. The third seismogenic source corresponds to a less than 50 km depth crustal deformation that comprises shallow faults. Approximately 15 faults produce the observed seismicity. The associated seismic events are of moderate magnitudes that cause local damages, as reported by Figueroa (1973). Examples from this third source are the swarms with peak M_c 5.5, that occurred in Chiapa de Corzo during July-October, 1975 (Figueroa *et al.*, 1975).

Considering the past seismic activity, here summarized, and the recent Tehuantepec earthquake (September 7, 2017, Mw8.2), it is of interest to analyze these seismic events to develop an attenuation model for the strong motion for southeastern Mexico (GMPE). In this study, based on the one stage maximum likelihood technique (Joyner and Boore, 1993), we developed empirical expressions to estimate the response spectra for the 5 per cent critical damping, peak ground acceleration (PGA), and peak ground velocity (PGV) for 86 seismic events.

As it is customary accepted, seismic ground motion can be roughly represented by three main factors: source, path, and site effects. This convolutional model is a crude approximation of reality, yet it is useful to assess significant characteristics of ground motion. The effects of surface geology, usually called site effects, can give rise to large amplifications and enhanced damage (see Sánchez-Sesma, 1987). In principle, transfer functions associated to sundry incoming waves with various incidence angles and polarizations can describe site effects. However, the various transfer functions are often very different partially explaining why the search for a simple factor to account for site effects has been futile so far. With the advent of the diffuse field theory (see Weaver, 1982; 1985; Campillo and Paul, 2003; Sánchez-Sesma et al., 2011a), it is established the great resolving power of average energy densities within a seismic diffuse field. The coda of earthquakes is the paradigmatic example of a diffuse field produced by multiple scattering (see Hennino *et al.*, 2001; Margerin et al., 2009). In a broad sense, this is the case of seismic noise (Shapiro and Campillo, 2004) and ensembles of earthquakes (Kawase et al., 2011; Nagashima et al., 2014; Baena-Rivera et al., 2016). Therefore, according to Kawase et al. (2011) the EHVSR in a layered medium is proportional to the ratio of transfer functions associated to vertically incoming P and SV waves, without surface waves. Uniform and equipartitioned illumination give rise to diffuse fields (Sánchez-Sesma et al., 2006). In irregular settings, multiple diffraction tends to favor equipartition of energy in the diverse states: P and S waves and sundry surface (Love and Rayleigh) waves. Sánchez-Sesma et al. (2011b) showed that by assuming a diffuse wave field, the NHVSR can be modeled in the frequency domain in terms of the ratio of the imaginary part of the trace components of Green's function at the source. This approach includes naturally the contributions from Rayleigh, Love and body waves.

In seismic zones, it seems reasonable to use recorded ground motions to compute the average energy densities of earthquake ground motions and assess by their ratios approximate average spectral realizations of site effects (Carpenter *et al.*, 2018). Therefore, the use of a binary variable is clearly very rough and does not account for the presence of dominant frequencies excited during earthquake shaking. The average EHVSR approximately accounts for this. The GMPE has a regional use and they should be free of site effects in order to avoid bias in the model. This research aim is to approximately remove this effect.

In order to evaluate seismic hazard, site effects have to be incorporated back correcting the GMPE using HVSR with the appropriate corrections as proposed by Kawase *et al.* (2018). Note that HVSR is a proxy of empirical transfer functions in low frequencies with obvious

underestimations in higher frequencies. In fact, several authors have stated that, the noise HVSR spectral ratio (NHVSR) provides a reasonable estimate of the site dominant frequency (see Nakamura, 1989). However, its amplitude is subject of controversy (i.e., Finn, 1991; Gutiérrez and Singh, 1992; Lachet and Bard, 1994). In very soft sedimentary environments the NHVSR, the EHVSR and the theoretical transfer functions are in reasonable agreement in low and moderate frequencies (Lermo and Chávez-García, 1994b).

The study of surface waves in a half space is important to seismologists and in understanding of the causes and estimation of damage due to earthquakes. Quite a good amount of information about the propagation of seismic waves is contained in the well-known book by Ewing et al. [11]. Numerous papers on the subject have been published in various journals. In fact, the study of surface waves for homogeneous, non-homogeneous and layered media has been a central interest to theoretical seismologists until recently. Of those, the commendable works by Vrettos [18, 19] on surface waves in inhomogeneous medium may be cited. His studies give much information on the effects of nonhomogeneity on surface waves caused by line loads. While much information available on the propagation of surface waves, such as Rayleigh waves, Love waves and Stonely waves etc., the torsional surface wave has not drawn much attention and only scanty literature is available on the propagation of such waves. Lord Rayleigh [17] in his remarkable paper showed that the isotropic homogeneous elastic half space does not allow a torsional surface wave to propagate. Later on, Meissner [16] pointed out that in an inhomogeneous elastic half space with quadratic variation of shear modulus and density varying linearly with depth, torsional surface waves do exist. Recently, Vardoulakis [20] has shown that torsional surface waves also propagate in Gibson half space, that is, a half space in which the shear modulus varies linearly with depth but the density remains unchanged. Georgiadis et al [12] has shown that torsional surface wave do exists in gradient elastic half space. Torsional surface waves in an initially stressed cylinder has been studied by Dey and Dutta [10]. The existence and propagation of torsional surface waves in an elastic half space with void pores has been discussed by Dey et al [3]. The propagation of torsional surface waves in a visco-elastic medium has been discussed by Dey et al [4]. The propagation of torsional surface wave in a non-homogeneous isotropic medium lying over a dissipative viscoelastic half space has been studied by Kakar et al [13]. Kumari et al [14] discussed theoretically on the propagation of torsional surface waves in a homogeneous viscoelastic isotropic layer with Voigt type viscosity over an inhomogeneous isotropic infinite half space. Propagation of torsional wave in a viscoelastic layer over a viscoelastic substratum of Voigt types has been studied by Kumari et al [15]. The propagation of torsional surface waves in a homogeneous substratum over a heterogeneous half space have been studied by the same author Dev et al. [5]. Propagation of torsional surface waves in non-homogeneous and anisotropic medium with polynomial and exponential variation in rigidity and constant density has been discussed by Dey et al [6]. Torsional surface wave can propagate in presence of gravity field whether the medium is elastic or dry sandy has been studied by Dey et al [7]. In gravitating earth under initial stress regardless of whether medium is taken as sandy or elastic the torsional surface waves will always propagate has been studied by same authors Dey et al. [8]. The presence of initial stress effects the propagation of torsional surface waves in non-homogeneous anisotropic medium has been studied studied by Dey et al [9].

In the present paper attempt has been made to study the torsional surface wave in a dissipative medium under gravity field. It is observed that due to presence of viscoelastic parameter the wave will be damped a little, whereas the gravity field will increase the velocity of propagation. It has also been noted that the torsional surface wave will propagate in the medium under gravity even though the medium is isotropic and there is no dissipative term. The study also reveals that the viscous medium will give maximum damping due to viscosity. The absorption coefficient is

seen to diminish as the time period of oscillation increases.

FORMULATION



Figure 1. Geometry of the problem.

For studying the torsional surface waves a cylindrical co-ordinate system is introduced, with zaxis toward the interior of the viscoelastic half space. The half space is under the action of gravity field. The origin of the co-ordinate system is located at the considered point source on the free surface as shown in figure 1. Let r and θ be radial and circumferential co-ordinate respectively. It is assumed that torsional wave travels the radial direction and all mechanical properties associated with it are independent of θ . For torsional surface wave u = w = 0 and v = v(r,z,t)the equation of motion for viscoelastic Voigt type under the action of gravity field may be written as Biot [2]

$$\left[\mu + \mu'\frac{\partial}{\partial t} - \frac{\rho g z}{2}\right] \left[\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial v}{\partial r} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\right] - \frac{\rho g}{2}\frac{\partial v}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2}$$
(1)

Where

 ρ is the density of the medium,

 μ is the modulus of elasticity of the medium,

 μ' is the viscoelastic parameter

and g is the acceleration due to gravity.

For the wave propagating along r direction one may assume the solution of (1) as

$$v = V(z)J_0(Kr)e^{iwt}$$
⁽²⁾

where V is the solution of

$$V'' + \frac{GK}{2(1+iq - \frac{GKz}{2})}V' - K^2 \left[1 - \frac{C_1^2}{C_2^2 \left(1 + iq - \frac{GKz}{2}\right)}\right]V = 0$$
(3)

in which

$$C_1 = \frac{w}{K}$$
, the velocity of torsional wave

K, the wave number

$$C_2 = \left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{1/2}$$
, the velocity of shear wave

$$q = \frac{w\mu}{\mu}$$
, a dimensionless quantity

$$G = \frac{g\rho}{\mu K}$$
, Biot's gravity parameter

and \boldsymbol{J}_{0} , the Bessel's function of the first kind and of zero order.

Substituting $V = \frac{\phi(z)}{2\left(1 + iq - \frac{Gkz}{2}\right)^{1/2}}$ in equation (3) the first derivative term of V can vanish

then we have

$$\phi'' + \left[\frac{G^2 K^2}{16\left(1 + iq - \frac{GKz}{2}\right)^2} - K^2 \left\{1 - \frac{C_1^2}{C_2^2 \left(1 + iq - \frac{GKz}{2}\right)}\right\}\right]\phi(z) = 0$$
(4)

Again substituting

$$\eta = \frac{4}{G} \left(1 + iq - \frac{GKz}{2} \right)$$

in equation (4) it may be reduced to

$$\phi''(\eta) + \left[-\frac{1}{4} + \frac{m}{\eta} + \frac{1}{4\eta^2} \right] \phi(\eta) = 0$$
(5)

where
$$m = \frac{C_1^2}{C_2^2 G}$$

Equation (5) is known as the Whittaker equation [1] whose solution is

$$\phi(\eta) = A_1 W_{m,0}(\eta) + A_2 W_{m,0}(-\eta) \tag{6}$$

As the surface vanishes as depth increase so solution should vanish at $z \to \infty$, i.e. for $\eta \to -\infty$, we may take the solution as

$$\phi(\eta) = A_2 W_{m,0}(-\eta) \tag{7}$$

Hence, using equation (7) and putting the value of η , the solution of equation (1) may be written as,

$$v = \frac{A_2 W_{m,0} \left\{ -\frac{4}{G} \left(1 + iq - \frac{GKz}{2} \right) \right\}}{\left(1 + iq - \frac{GKz}{2} \right)^{1/2}} J_0(Kr) e^{iwt}$$
(8)

BOUNDARY CONDITION

,

The boundary condition for torsional surface waves propagating in viscoelastic medium under gravity is

$$\left(\mu + \mu' \frac{\partial}{\partial t}\right) \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} = \mathbf{0} \text{ at } z = 0$$
⁽⁹⁾

Applying the above boundary condition then we have

$$\left(1+iq\right)\left[\frac{d}{dz}\left[W_{m,0}\left\{-\frac{4}{G}\left(1+iq-\frac{GKz}{2}\right)\right\}\right]\right]_{z=0} + \frac{GK}{4}\left[W_{m,0}\left\{-\frac{4}{G}\left(1+iq-\frac{GKz}{2}\right)\right\}\right]_{z=0} = 0 \quad (10)$$

Expanding Whittaker function and taking up to linear term as the surface wave vanish for higher depth (neglecting higher value of *z*), the velocity equation takes the form

$$\frac{C_1}{C_2} = \frac{1}{\left(2X_3\right)^{1/2}} \left[\left\{ \frac{\left(a_1^2 + a_2^2\right)^{1/2} + a_1}{2} \right\}^{1/2} + i \left\{ \frac{\left(a_1^2 + a_2^2\right)^{1/2} - a_1}{2} \right\}^{1/2} \right]$$
(11)

where

$$a_{1} = GX_{3} - G^{2}X_{1}$$

$$a_{2} = G^{2}X_{2}$$

$$X_{1} = 2 + 2q^{2} + G$$

$$X_{2} = q(G - 2 - 2q^{2})$$

$$X_{3} = (2 + 2q^{2} + G) + 4q^{2}$$

Equation (11) shows that the torsional wave in viscoelastic medium under gravity will propagate and the velocity will be damped by the presence of viscoelastic parameter $\mu' = 0$.

In case the medium is elastic $\mu' = 0$, the velocity equation takes the form

$$\frac{C_1}{C_2} = \left(\frac{G}{2+G}\right)^{1/2}$$
(12)

In viscoelastic medium under gravity the wave is damped and the absorption coefficient is given by

$$\tau = \frac{2\pi^2 \mu'}{\mu C_1 T^2} \text{ per km.}$$

where T is the time period of oscillation.

NUMERICAL CALCULATION AND DISCUSSION OF THE RESULTS

The real and imaginary parts of the velocity equation given in (11) have been computed for different values of $\frac{\mu}{\mu'}$ and G. The real parts represent the velocity with which torsional surface

wave should have been propagated and the imaginary part gives the damping effect of viscoelastic medium in the propagation. The difference between these two results will give the actual velocity of propagation of torsional surface waves. The absorption coefficient τ have also been calculated and presented in Fig.6. Figure. 2 gives the velocity of torsional waves together with damped velocity at different values of G and T at fixed values of $\frac{\mu}{\mu'} = 30$ as shown in table -1. This Figure

shows that as the time period increases the velocity increases and the velocity is much affected by the presence of Biot gravity parameter but the damping is very small. Figure 3 gives similar representation for different values of $\frac{\mu}{\mu'}$ as given in table -2 and is observed that as the $\frac{\mu}{\mu'}$

diminishes the velocity of torsional wave increases.

Table 1- Values of μ , T and curve no. for figure 2.

	/μ	l	
Curve	μ/μ'	Т	Real Velocity
No.			
1	30	0.4	
2	30	0.6	Damped Velocity
3	30	0.8	1 ,



Figure 2. Variation of torsional surface wave velocity with G and T.



Figure 3. Variation of torsional surface wave velocity with G and $\frac{\mu}{\mu'}$

In figure 4 the data are given in table-3 gives the velocity of torsional wave of different time period propagating in the medium and is observed that velocity is much damped when T = 0.2 for $\frac{\mu}{\mu'} = 30$. This shows that when $\frac{w\mu}{\mu'}$ nearly unity the maximum damping of the wave takes place. $\frac{w\mu}{\mu'}$ equals to unity further physically means that viscoelastic medium become viscous and it is quite natural that maximum damping of the wave take place in the viscous medium.



Table 3- Values of μ /, G and curve no. for figure 4.

Figure 4. Variation of torsional surface wave velocity with T and some fixed values of G.

Figure 5 gives a similar exposition of the velocities of the wave for different values of $\frac{\mu}{\mu'}$ as given in table-4. This fig. also confirms that when $\frac{w\mu}{\mu'}$ is nearly equal to unity maximum absorption of the wave velocity takes place. Figure 6 gives the magnitude of absorption coefficient for different values of $\frac{\mu}{\mu'}$ and G at different time period of oscillation as given in table- 5. It is observed that damping is more for the slow waves.

Table 4. Values of μ , G and curve no. for figure 5

	/	μ	
Curve	μ/μ'	G	Real Velocity
No.			
1	30	0.6	
2	50	0.6	Damped Velocity
3	70	0.6	÷ ,



Figure 5. Variation of torsional surface wave velocity with T and some fixed values of $\frac{\mu}{\mu'}$



Figure 6. Absorption coefficient of torsional surface waves in a viscoelastic medium under gravity.

11

CONCLUSIONS

From the above study the following conclusion can be drawn:

- Irrespective of the medium (elastic or viscoelastic) without absence of gravity, the torsional wave does not propagate. But in presence of gravity it propagated and damped.
- As torsional surface wave propagate in a dissipative medium under gravity, it gives two different wave fronts as equation (11) had two parts. The real part represents the velocity equation with which torsional surface wave should have been propagated and the imaginary part gives the damping effect of the medium.
- As the time period of oscillation increases the absorption coefficient decreases which concluded that the absorption coefficient for wave with low frequency is less than that of the wave having higher frequency of oscillation.

References

Bell, W.W. Special functions for Scientists and Engineers, Dover Publications, New York, U.S.A. (1968)

Biot, M.A. Mechanics of incremental deformation, John Willey & Sons, New York (1965). .

Dey, S., Gupta, S. and Gupta, A. K. Torsional surface wave in an elastic half space with void pores, *Int. J. Numer. Anal.* Methods Geomech. 17, (1993), 197-204.

Dey, S., Gupta, A. K. and Gupta, S., Propagation of torsional surface waves in a viscoelastic medium Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech. 19, (1996),209-213.

Dey, S., Gupta, A. K. and Gupta, S., The propagation of torsional surface waves in a homogeneous substratum over a heterogeneous half space. *Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech.* 20, (1996), 287-294.

Dey S, Gupta A. K. and Gupta S., Torsional surface waves in non-homogeneous and anisotropic medium, J. Acoust. Soc. Am., 99(5), (1996),2737-2741.

Dey S., Gupta A. K. and Gupta S., Propagation of torsional surface waves in dry sandy medium under gravity, *Journal of Mathematics and Mechanics of Solids*, 3,(1998) 229-235.

Dey S., Gupta A.K., Gupta S. and Prasad A.M., Torsional surface waves in non-homogeneous Anisotropic Medium under initial stress, *J. of Engg. Mech.* (ASCE), 125,11,(2000),1120-1123.

Dey S., Gupta A.K. and Gupta S., Effect of gravity and initial stress on torsional surface waves in dry sandy medium, *J. of Engg. Mech.* (ASCE),128,10, (2002),1115-1118,.

Dey, S. and Dutta, D, Torsional wave propagation in an initially stressed cylinder, Proc. Indian Nat. Sci. Acad. A, 58, (1992), 425-429.

Ewing, W. M., Jardetzky, W.S., and Press. F., Elastic waves in layered Media, McGraw-Hill, New York, (1957).

Georgiadis, H.G., Vardoulakis, I., Lykotrafitis, G., Torsional surface waves in a gradient-elastic half space. *Wave Motion*. 31, (2000), 333-348.

Kakar, R., Kaur, K. and Gupta, K. C., Torsional Vibrations in a Non-Homogeneous Medium over a Viscoelastic Dissipative Medium, Int. J. Pure Appl. Sci. Technol., 14(2) (2013), 39-49

Kumari, P., Sharma . V. K, Propagation of torsional waves in a viscoelastic layer over an inhomogeneous half space, *Acta Mech* 225, (2014), 1673–1684

Kumari, P., Sharma . V. K.and & Modi, C., Torsional wave in a viscoelastic layer over aviscoelastic substratum of Voigt types, *Journal of Earthquake Engineering*, 20,(2016), 1278-1294

Meissner, E., Elastic oberflachenwellen mit dispersion in einem inhomogenen Medium, Viertelgahrsschriftder Naturforschenden Gesellschaft in Zurich, 66, (1921), 181-195.

Rayleigh Lord, Theory of sound, Dover, New York, (1945).

Vrettos, Ch., In plane vibrations of soil deposite with variable shear modulus II Line load, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech. 14, (1990), 649-662.

Verttos, Ch., In pulse vibrations of soil deposits with variable shear modulus I. Surface waves, Int. J. Numer. Anal. Methods Geometh. 14, (1990), 209-222

Vardoulakis, I., Torsional surface wave in inhomogeneous elastic media, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech, 8, (1984), 287-296.

Flujos e inventarios de carbono azul en manglares asociados a una laguna costera antropizada

Aldana-Gutiérrez G.¹, Ruiz-Fernández A. C.^{2*}, Pérez-Bernal L. H.², Flores-Verdugo F.², Cuellar-Martinez T.¹, Sanchez-Cabeza J. A.²

Received: September 23, 2019; accepted: April 22, 2020; published online: October 1, 2020

Resumen

Los manglares, junto con los pastizales marinos y las marismas, se encuentran entre los ecosistemas costeros conocidos como ecosistemas de carbono azul. Estos ecosistemas son sumideros naturales de carbono, relevantes para la mitigación del calentamiento global debido a que son capaces de secuestrar importantes cantidades de CO2 para producción de biomasa, así como de almacenar materia orgánica en sus sedimentos durante muy largo plazo. Se presentan los resultados de la evaluación temporal de los flujos (g m⁻² año⁻¹) e inventarios (Mg ha⁻¹) de carbono orgánico (Corg) en núcleos sedimentarios recolectados en áreas de manglar asociados a la laguna costera Estero de Urías (Mazatlán, Sinaloa). La estrategia de trabajo incluyó la caracterización geoquímica de los sedimentos mediante el análisis de composición elemental por espectrometría de fluorescencia de rayos-X para evaluar cambios en el origen de los sedimentos (terrígeno o marino); la determinación de la distribución de tamaño de grano para evaluar cambios en la hidrodinámica de los sitios de estudio; y la cuantificación de las concentraciones de Corg mediante un analizador elemental. Por último, se presenta una estimación del costo económico de los impactos de las emisiones potenciales de CO2 como consecuencia de la oxidación del Corg, debido a las potenciales perturbaciones de los sitios de estudio. La información generada representa una componente más de los beneficios económicos de la preservación de los ecosistemas de manglar, relevante en los planes de manejo de humedales costeros, cuya conservación contribuye a la reducción de emisiones de gases de efecto invernadero, y podría ser aprovechada como parte de una estrategia de adaptación al cambio climático basada en ecosistemas, en zonas tropicales y subtropicales alrededor del mundo.

PALABRAS CLAVE: Estero de Urías, carbono azul, sedimentos, ²¹⁰Pb, tasas de acumulación sedimentaria, costo social de carbono

ABSTRACT

Mangroves, along with seagrasses and saltmarshes, are among the coastal ecosystems known as blue carbon ecosystems. These ecosystems are natural carbon sinks, relevant to mitigate global warming because they are able to sequester significant amounts of CO₂ for biomass production,

*Autor de correspondencia: caro@ola.icmyl.unam.mx

² Unidad Académica Mazatlán, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México

¹ Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología and to store organic matter in sediments for a very long time. We present the temporal evaluation of fluxes (g m⁻² year⁻¹) and inventories (Mg ha⁻¹) of organic carbon (C_{org}) from sediment cores collected in mangroves areas associated with the coastal lagoon Estero de Urías, in Mazatlán, Sinaloa. The work strategy included the geochemical characterization of sediments by elemental composition analysis through X-ray fluorescence spectrometry to evaluate changes in sediment origin (terrestrial or marine); the determination of the grain size distribution to evaluate changes in the hydrodynamics of the study sites; and the quantification of C_{org} concentrations with an elemental analyzer. Finally, we estimated the economic cost of the impacts of CO₂ emissions caused by the oxidation of C_{org} due to potential perturbations of the study sites. This information is an additional component of the economic benefits of the preservation of mangrove ecosystems, relevant in coastal wetland management plans, since mangrove conservation contributes to the reduction of greenhouse gas emissions and could be used as part of an ecosystem-based adaptation to climate change strategy in tropical and subtropical zones around the world.

KEY WORDS: Estero de Urías, Sediments, ²¹⁰Pb, sediment accumulation rates, social cost of carbon.

INTRODUCCIÓN

Los ecosistemas costeros brindan importantes servicios ambientales, entre los que se incluyen la protección de costas, la remoción de nutrientes y otros contaminantes del agua, el sustento de pesquerías, la conservación de la biodiversidad y altas tasas de acumulación de carbono. Se denomina carbono azul al carbono producido por ecosistemas costeros tales como manglares, marismas y praderas de pastos marinos, que se acumula como biomasa (hojas, ramas, tallos, raíces y madera), o que forma parte del detritus orgánico enterrado en el sedimento (Mcleod *et al.,* 2011), donde puede preservarse durante largos períodos de tiempo (de siglos a milenios) (Duarte *et al.,* 2005).

Los manglares contienen los mayores inventarios de carbono orgánico (C_{org}) por hectárea (386 Mg ha⁻¹) en comparación con otros ecosistemas costeros como las marismas (255 Mg ha⁻¹) o los pastos marinos (108 Mg ha⁻¹) (IPCC, 2013; Howard *et al.*, 2014). Se estima que al prevenir la pérdida y degradación de los manglares y catalizar su recuperación, podemos contribuir a compensar el 3-7% de las emisiones actuales de combustibles fósiles (un total de 7,200 Tg C año⁻¹) en dos décadas (Nelleman *et al.*, 2009).

A pesar de los múltiples beneficios de los ecosistemas de manglar, sus tasas de degradación y pérdida van en aumento, lo que no solo disminuye su capacidad de almacenar C_{org} , sino que se producen emisiones de CO_2 a la atmósfera debido a la oxidación del C_{org} ya almacenado (CCA, 2014). La liberación de CO_2 tiene consecuencias en el ciclo del carbono a nivel global (Gruber & Galloway, 2008), contribuye al calentamiento global, así como al aumento de la acidificación de las aguas de los litorales que afecta directamente a la biodiversidad y la población humana. Por tanto, examinar los flujos y preservación del C_{org} en los sistemas costeros es indispensable para entender mejor las implicaciones que su destrucción puede tener sobre las tendencias del cambio climático antropogénico (Xu *et al.*, 2013) y para sustentar los programas de adaptación basadas en ecosistemas. Por ejemplo, las contribuciones nacionalmente determinadas (CND) de México frente a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático incluyen el compromiso de alcanzar la tasa cero neta de deforestación en 2030, así como de aumentar la captura de carbono y la protección de costas mediante la conservación de ecosistemas costeros (INECC, 2016), tales como los manglares, que tienen un alto potencial de captura de carbono.

En el estado de Sinaloa (México) se encuentran cuatro especies de mangle: Rhizophora mangle (mangle rojo), Laguncularia racemosa (mangle blanco), Avicennia germinans (mangle negro) y Conocarpus erectus (mangle botoncillo). Se estima que en 2015 existía una extensión total de 81,558 ha de bosques de manglar y una tasa de desforestación de 1.08 % (Valderrama-Landeros et al., 2017). No obstante, el conocimiento sobre los flujos e inventarios de carbono azul en los sedimentos de manglar en esta zona del país es escaso. La mayoría de las evaluaciones previas del papel de los sedimentos de manglar como sumideros de carbono en México se refieren a ecosistemas en el sureste del país (e.g. Gonneea et al., 2004; Adame et al., 2013, 2018; Guerra-Santos et al., 2013; Kauffman et al., 2016; Thorhaug et al., 2019; Vázquez-Lule et al., 2019).

El presente trabajo tiene como propósito cuantificar los flujos e inventarios de carbono azul, a partir del estudio de cuatro núcleos sedimentarios recolectados en zonas de manglar, en los alrededores de la laguna costera Estero de Urías en Mazatlán, Sinaloa, y estimar las emisiones potenciales de CO₂ y el costo económico asociado, en caso de alteración de los inventarios de carbono enterrado en los sedimentos, que es el reservorio donde generalmente se almacena la mayor cantidad de C_{org} en los manglares (Kusumaningtyas *et al.*, 2019). Éste es el primer trabajo realizado sobre la cuantificación de inventarios de carbono azul en sedimentos de manglar de la región, dentro de una temática de interés global. La información es relevante ya que permite poner en contexto internacional la riqueza en C_{org} sedimentario que conservan los manglares del Estero de Urías, así como informar a la comunidad científica, los tomadores de decisiones y al público general, sobre la relevancia de su conservación como medida de adaptación ante el cambio climático.

1 ÁREA DE ESTUDIO

La laguna costera Estero de Urías está localizada en la ciudad de Mazatlán, Sinaloa, al sureste del Golfo de California (Figura 1). Es una laguna tipo III A (Lankford, 1997), de 17 km de largo y 28 km² de superficie (Páez-Osuna *et al.*, 1990). El clima predominante de la zona es tropical y subtropical, tipo cálido sub-húmedo con lluvias en verano (Aw0) (SMN, 2014; García, 1973) con precipitación media anual de 857.5 mm, principalmente entre junio y octubre (INEGI, 2012).

Este sistema costero ha sido intervenido de manera considerable, de modo que se ha modificado su geomorfología, circulación y recambio de masas de agua debido a las operaciones de dragado del canal de navegación y construcción de muelles, así como por el desarrollo de los crecientes asentamientos humanos, instalaciones industriales y portuarias, y granjas camaronícolas alrededor de la laguna (Figura 1S), que han provocado la acumulación de materiales de desecho y contaminantes en su interior (Ruiz-Luna & Berlanga-Robles, 2003).

El área más distal al mar de la laguna Estero de Urías está rodeada por un bosque de manglar que tiene una zonificación determinada por la inundación de marea. La franja de manglares está colonizada por especies *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia germinans* y escasamente, *Conocarpus erectus*. El área intermedia está colonizada por *Avicennia germinans* (mangle negro), que limita con una estrecha zona, intermitentemente inundada durante la marea alta y caracterizada por condiciones hipersalinas (Ruiz-Fernández et al., 2016). Otras zonas de manglar menos conservadas, localizadas hacia el extremo proximal al mar de la laguna, son regular y paulatinamente destruidas para el desarrollo de asentamientos ilegales (PROFEPA, 2018) y como medida preventiva para el control de inundaciones (Ramírez, 2019).

MATERIALES Y MÉTODOS

Se recolectaron cuatro núcleos sedimentarios por medio de un tubo de PVC (1 m de largo y 10 cm de diámetro interno) en dos zonas de manglar en los alrededores de la laguna costera Estero de Urías en Mazatlán, Sinaloa, ambas caracterizadas por la presencia de manglar tipo borde y matorral (Figura 1; Tabla 1), en las que existen programas de monitoreo de largo plazo sobre atributos estructurales y funcionales del manglar. Los núcleos fueron extrudidos y seccionados a 1 cm de espesor, y las muestras de sedimentos se pesaron antes y después de liofilizar.

1 ANÁLISIS DE LABORATORIO

La distribución del tamaño de grano de los sedimentos se determinó mediante difracción de rayos láser (Malvern Mastersizer modelo 2000E). Se determinaron las concentraciones de carbono y nitrógeno (total y orgánico) mediante un analizador elemental Elementar Vario MICRO Select 2017 (precisión < 10% C, < 7% N). La composición elemental, que incluyó elementos indicadores de procedencia de terrígenos (Al, Rb, Ti y Zr), redox-sensibles (Fe y Mn) y de salinidad (Br, Cl, Na), se determinó por espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF) con un sistema SpectroTM Xepos-3 (precisión < 10%).



Figura 1. Sitios de recolección de núcleos sedimentarios en zonas de manglar alrededor de la laguna Estero de Urías, México.

Clave del núcleo	Fecha de muestreo	Coordenadas Latitud (°N) Longitud (°W)	Longitud del núcleo (cm)	Características del sitio de muestreo
EU-V	17-02-2017	23°09'09.3" 106°20'02.7"	71	Bosque de mangle negro alto (Avicennia germinans) (> 3 m) tipo borde.
EU-VI	22-03-2017	23°09'07.9" 106°20'0.00"	84	Bosque de mangle negro (A. germinans) tipo matorral.
EU-VII	22-03-2017	23°09'19.5" 106°19'36.4"	76	Bosque de mangle negro (A. germinans) tipo matorral.
EU-VIII	22-03-2017	23°09'18.2" 106°19'34.8"	68	Bosque de mangle con transición de mangle rojo alto (<i>Rhizophora mangle</i>) (> 3 m) tipo borde y mangle negro (<i>A. germinans</i>) tipo matorral.

Tabla 1. Ubicación y características de sitios de muestreo en zonas de manglar en los alrededores de la laguna Estero de Urías, Sinaloa.

Los núcleos sedimentarios se fecharon mediante el método de ²¹⁰Pb. La actividad total de ²¹⁰Pb se determinó mediante el análisis de su descendiente radiactivo ²¹⁰Po por espectrometría alfa (Ruiz-Fernández *et al.*, 2009a) mediante el uso de detectores de barrera de superficie de silicio, Ortec-AmetekTM 920E (precisión < 5%). La edad de los sedimentos y las tasas de acumulación másica (TAM, g cm⁻² año⁻¹) y sedimentarias (TAS, cm año⁻¹) se determinaron mediante el modelo de flujo constante (CF) de acuerdo a Sanchez-Cabeza & Ruiz-Fernández (2012). Los inventarios de C_{org} (Mg ha⁻¹) se calcularon como la suma del producto de la densidad seca aparente, la concentración de C_{org} y el espesor de cada sección de los núcleos sedimentarios (Howard *et al.*, 2014); se utilizaron las secciones más profundas de cada núcleo para extrapolar el inventario de C_{org} a 1 m de profundidad, asumiendo que la degradación de C_{org} (g m⁻² año⁻¹) se determinaron a partir de la concentración de C_{org} y la tasa de acumulación másica (TAM, g cm⁻² año⁻¹) derivada del fechado con ²¹⁰Pb (Ruiz-Fernández *et al.*, 2011). Las incertidumbres de los inventarios y de los flujos de carbono se determinaron mediante el método de propagación cuadrática de incertidumbres.

2 ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

Las diferencias entre los valores promedio de las variables para cada núcleo se evaluaron mediante un análisis de varianza (ANOVA) de una vía y la prueba post hoc de Tukey. La asociación entre variables se determinó mediante análisis de correlación de Pearson y la prueba t-de Student. Todos los análisis fueron realizados al 95% de confianza (los resultados significativos se reportan como p<0.05).

3 Emisiones potenciales y costo económico

Para estimar las emisiones potenciales de CO_2 debidas a la posible perturbación de los sedimentos en los sitios de estudio, los inventarios de C_{org} (Mg ha⁻¹) se convirtieron a equivalentes

de CO₂ por hectárea (Mg CO_{2eq} ha⁻¹) al multiplicar los inventarios de C_{org} por 3.67 (proporción del peso molecular de carbono en CO₂; IPCC, 2013; Howard et al., 2014). Para cuantificar el impacto económico asociado al aumento en las emisiones de CO₂ (de ahora en adelante, costo económico) debido a la perturbación de los sedimentos de manglar en la laguna Estero de Urías, seguimos la metodología de Pendleton et al. (2012), basada en el índice conocido como Costo Social de Carbono (SCC, por sus siglas en inglés). El SCC se define como el costo "actual" de una tonelada adicional de CO2 emitida a la atmósfera (Dietz, 2012), es decir, la estimación económica de los daños causados por el aumento de las emisiones de CO₂ en un año determinado, que incluye, por ejemplo, daños por inundaciones y cambios en el valor de los servicios ambientales causados por el cambio climático (USEPA, 2016). Para ello, se utilizan tres modelos integrados de evaluación (IAM por sus siglas en inglés) que integran procesos climáticos, crecimiento económico y su retroalimentación. Las proyecciones se realizan bajo diferentes escenarios socioeconómicos y a diferentes tasas de descuento. Los resultados de todos los modelos (OMB, 2020) fueron utilizados para obtener el SCC para el año 2020, que es de \$41.5 dólares americanos por tonelada de CO₂ (USD t CO₂⁻¹) a una tasa de descuento del 3% (USEPA, 2016).

El SCC para 2020 se multiplicó por las emisiones potenciales medias de CO_2 (asociadas al inventario de C_{org} en los sedimentos) y por la extensión de manglar que se pierde cada año en Mazatlán (1.73%, estimado para el periodo 1992-2003, de un total de 931 ha en 2003; de la Fuente & Carrera, 2005). Para los cálculos del valor promedio y el intervalo de confianza (P=95%) del costo económico, se utilizó un método de Monte Carlo con un millón de simulaciones. En el caso de variables con incertidumbre conocida se supuso que seguían una distribución de probabilidad normal. La distribución de probabilidad del SCC es altamente asimétrica, por lo que se utilizó un método de muestreo aleatorio de la propia distribución para el método Monte-Carlo.

Resultados

1 CARACTERIZACIÓN DE LOS SEDIMENTOS

En los cuatro núcleos se observó una predominancia de limos (> 50 %) y porcentajes similares de todas las fracciones de tamaño de grano. La distribución del tamaño de grano en los sedimentos fue homogénea en los núcleos EU-VII y EU-VIII, en tanto que en los núcleos EU-V y EU-VI se observó un mayor contenido de arenas (> 50%) en las secciones más profundas (Figura 2).

Los intervalos generales de concentración de los elementos de origen terrígeno (Al = $\sim 3.7-7.8\%$; Ti = $\sim 0.2-1.0\%$; Rb = $\sim 64-127 \ \mu g \ g^{-1}$; Zr = $\sim 76.5-1254 \ \mu g \ g^{-1}$) y de los redox-sensibles (Fe = $\sim 1.2-4.2\%$ y Mn = $\sim 186-777 \ \mu g \ g^{-1}$) fueron comparables en los cuatro núcleos, y todos los perfiles mostraron concentraciones decrecientes hacia las secciones más superficiales (Figura 2).

Las concentraciones de los elementos indicadores de salinidad fueron: Na (~4.9-29%), Cl (~3-23%) y Br (~46.5-401 μ g g⁻¹). Las concentraciones de Na y Cl en los núcleos EU-VI y EU-VII fueron significativamente (p< 0.05) más elevadas que las observadas en los núcleos EU-V y EU-VII, mientras que los valores de concentración de Br fueron más altos (p< 0.05) en el núcleo EU-VI (212.4-401.4 μ g g⁻¹) que en el resto de los núcleos analizados.

Los perfiles respecto a la profundidad de las concentraciones de los elementos de origen marino (Na, Br, Cl) son similares (Figura 2), y muestran una tendencia creciente hacia la superficie de

todos los núcleos (de forma más clara en los núcleos EU-VI y EU-VII). Se observó una correlación positiva significativa (p< 0.05) entre las concentraciones de Na y Cl, con coeficientes de correlación más elevados en los núcleos EU-VI y EU-VIII. Asimismo, se observó una correlación positiva significativa (p< 0.05) entre las concentraciones de los elementos Br y Cl, con los coeficientes más elevados en los núcleos EU-VI y EU-VII, los cuales se encuentran cercanos a la marisma y presentan las concentraciones más altas de C_{org} (Figura 1 y 2).

El intervalo general de porcentajes de C_{org} en los cuatro núcleos osciló entre 1.33 \pm 0.11 y 17.02 \pm 0.19 % (Figura 2). Las concentraciones de C_{org} aumentaron hacia los sedimentos más recientes en los núcleos EU-VI y EU-VII, mientras que en los núcleos EU-V y EU-VIII mostraron mínimos y máximos subsuperficiales, sin una tendencia definida.

Se observaron correlaciones positivas significativas (r > 0.5; p < 0.05) entre las concentraciones de C_{org} con el porcentaje de limos en los cuatro núcleos; con el porcentaje de arcillas en los núcleos EU-V y EU-VI; y con las concentraciones de los elementos indicadores de salinidad (Br y Cl en EU-V y EU-VII; Na, Br y Cl en EU-VI y EU-VIII). Se observaron correlaciones negativas significativas (r < -0.5; p < 0.05) entre las concentraciones de C_{org} con el porcentaje de arenas (núcleos EU-V, EU-VI y EU-VII), y con las concentraciones de los elementos terrígenos (Ti y Zr en EU-V; Ti en EU-VI; Al, Ti, Rb y Zr en EU-VII; Al, Ti y Rb en EU-VIII) y redox-sensibles (Mn en EU-V; Fe y Mn en EU-VI y Fe en EU-VII).



Figura 2. Porcentaje de arcillas, limos y arenas; concentraciones de C_{org} y de elementos indicadores de salinidad (Na, Cl, Br), de terrígenos (Al, Ti, Rb, Zr) y redox-sensibles (Fe y Mn) en sedimentos de manglar, de la laguna Estero de Urías en Mazatlán, México.

2 INVENTARIOS Y FLUJOS DE CARBONO ORGÁNICO

Los inventarios de C_{org} presentaron un intervalo general entre 385.8 \pm 2.0 a 440.2 \pm 2.5 Mg ha⁻¹ y un valor promedio 407.7 \pm 3.3 Mg ha⁻¹(415.6 \pm 4.2 Mg ha⁻¹en EU-V, 389.3 \pm 4.6 Mg ha⁻¹ en EU-VI, 440.2 \pm 2.5 Mg ha⁻¹ en EU-VII y 385.8 \pm 2.0 Mg ha⁻¹ en EU-VIII) (Tabla 2, Figura 3).

Tabla 2. Inventarios de carbono en sedimentos de manglar (1 m de profundidad), CO₂ equivalente y costo económico asociado a la emisión potencial de CO₂, en la laguna Estero de Urías, México.

Núcleo	Inventarios C _{org} (Mg ha ⁻¹)	CO ₂ equivalente (Mg CO ₂ ha ⁻¹)	Costo económico (\$) (millones USD año ⁻¹)
EU-V	416 ± 4	$1,524 \pm 15$	1.0 (-0.1 – 5.4)*
EU-VI	389 ± 5	$1,428 \pm 17$	0.9 (-0.1 – 5.1)*
EU-VII	440 ± 2	1,614 ± 9	1.1 (-0.1 – 5.7)*
EU-VIII	386 ± 2	1,414 ± 7	0.9 (-0.1 – 5.0)*
Promedio	408 ± 3	$1,495 \pm 12$	1.0 (-0.1 – 5.3)*

*Intervalo de confianza al 95%



Figura 3. Inventarios de carbono orgánico (C_{org}) en núcleos de sedimentos de manglar en la laguna costera Estero de Urías, México.

Las tasas de acumulación másica (TAM), utilizadas para el cálculo de los flujos de C_{org} , se presentan en la Tabla 3. Los datos corresponden a las secciones fechables mediante el método con ²¹⁰Pb, es decir, los últimos 100 años del registro, excepto para el núcleo EUV, del cual sólo se pudieron fechar las secciones acumuladas dentro de los últimos 75 años. Los intervalos de TAM en los núcleos EU-V (0.05 a 0.14 g cm⁻² año⁻¹) y EU-VI (0.02 a 0.12 g cm⁻² año⁻¹) fueron similares, aunque más amplios que en EU-VII (0.01 a 0.06 g cm⁻² año⁻¹) pero más estrechos que en EU-VIII (0.03 a 0.37 g cm⁻² año⁻¹). Las tasas de acumulación sedimentaria (TAS) fueron: 0.08 a 0.26 cm año⁻¹ en EU-VII. Los valores tanto de TAM como de TAS mostraron un incremento

gradual con el tiempo, con los valores más altos en las secciones más recientes de los cuatro núcleos.

Los flujos de C_{org} variaron entre 8.9 ± 5.3 a 285 ± 48 g m⁻² año⁻¹, y en todos los núcleos aumentaron gradualmente desde los inicios del siglo pasado hacia el presente, aunque las tendencias no son iguales entre los núcleos. Por ejemplo, en EU-VI los valores alcanzaron un máximo en la década de 1970, y se mantuvieron constantes hasta la fecha de muestreo; en tanto que en los núcleos, EU-VII y EU-VIII se alcanzó el valor máximo en 2006 y posteriormente los valores disminuyeron hacia las capas sedimentarias más recientes (Figura 4).

Tabla 3. Cronología y tasas de acumulación de sedimentos derivadas del fechado con ²¹⁰Pb de núcleos sedimentarios de zonas de manglar en la laguna Estero de Urías, México (Prof= profundidad media (cm); TAM = tasa de acumulación másica (g cm⁻² año⁻¹); TAS = tasa de acumulación sedimentaria (cm año⁻¹)).

Prof	Año	TAM	TAS	Año	TAM	TAS
	Núcleo EU	J-V		Núcleo EU	J-VI	
0.5	2017	0.14 ± 0.03	0.26 ± 0.06	2017	0.12 ± 0.02	0.17 ± 0.03
1.5	2011	0.13 ± 0.03	0.24 ± 0.06	2008	0.12 ± 0.02	0.17 ± 0.03
2.5	2007	0.13 ± 0.04	0.23 ± 0.07	2002	0.11 ± 0.02	0.16 ± 0.03
3.5	2002	0.12 ± 0.04	0.21 ± 0.06	1997	0.11 ± 0.02	0.28 ± 0.07
4.5	1998	0.11 ± 0.04	0.23 ± 0.08	1994	0.11 ± 0.03	0.29 ± 0.07
5.5	1993	0.11 ± 0.04	0.21 ± 0.08	1990	0.10 ± 0.03	0.26 ± 0.07
6.5	1988	0.10 ± 0.04	0.17 ± 0.07	1986	0.11 ± 0.03	0.26 ± 0.08
7.5	1982	0.09 ± 0.04	0.17 ± 0.08	1982	0.12 ± 0.04	0.24 ± 0.09
8.5	1976	0.08 ± 0.04	0.15 ± 0.08	1979	0.15 ± 0.07	0.35 ± 0.16
9.5	1969	0.07 ± 0.04	0.12 ± 0.07	1975	0.11 ± 0.04	0.20 ± 0.08
10.5	1961	0.06 ± 0.04	0.14 ± 0.10	1970	0.08 ± 0.03	0.18 ± 0.06
11.5	1952	0.06 ± 0.04	0.10 ± 0.08	1963	0.06 ± 0.02	0.13 ± 0.04
12.5	1942	0.05 ± 0.04	0.08 ± 0.08	1953	0.05 ± 0.01	0.09 ± 0.03
13.5	ND	ND	ND	1941	0.03 ± 0.01	0.08 ± 0.03
14.5	ND	ND	ND	1927	0.02 ± 0.01	0.06 ± 0.02
	Núcleo EU	U-VII		Núcleo EU	J-VIII	
0.5	2017	0.06 ± 0.01	0.14 ± 0.01	2017	0.29 ± 0.03	0.42 ± 0.05
15	2008	0.00 ± 0.01 0.07 ± 0.01	0.22 ± 0.03	2014	0.25 ± 0.05	0.12 ± 0.05 0.39 ± 0.05
2.5	2003	0.07 ± 0.01	0.12 ± 0.03 0.18 ± 0.02	2012	0.35 ± 0.05	0.62 ± 0.09
3.5	1997	0.07 ± 0.01 0.06 ± 0.01	0.10 ± 0.02 0.18 ± 0.02	2012	0.35 ± 0.05 0.36 ± 0.05	0.02 ± 0.07 0.50 ± 0.07
4 5	1991	0.00 ± 0.01 0.05 ± 0.01	0.16 ± 0.02 0.16 ± 0.02	2008	0.30 ± 0.05 0.37 ± 0.06	0.30 ± 0.07 0.72 ± 0.12
5.5	1985	0.05 ± 0.01	0.18 ± 0.03	2007	0.37 ± 0.06	0.76 ± 0.13
6.5	1979	0.04 ± 0.01	0.13 ± 0.02	2005	0.35 ± 0.06	0.60 ± 0.10
7.5	1970	0.03 ± 0.01	0.11 ± 0.02	2003	0.32 ± 0.05	0.60 ± 0.10
8.5	1960	0.03 ± 0.01	0.09 ± 0.02	2002	0.30 ± 0.05	0.59 ± 0.09
9.5	1944	0.02 ± 0.01	0.05 ± 0.01	2000	0.27 ± 0.04	0.58 ± 0.09
10.5	1916	0.02 ± 0.01 0.01 ± 0.01	0.03 ± 0.01	1998	0.27 ± 0.04	0.50 ± 0.09 0.58 ± 0.09
11.5	ND	ND	ND	1997	0.28 ± 0.05	0.50 ± 0.09 0.54 ± 0.09
12.5	ND	ND	ND	1995	0.29 ± 0.05	0.61 ± 0.11
13.5	ND	ND	ND	1993	0.30 ± 0.06	0.58 ± 0.11
14.5	ND	ND	ND	1991	0.26 ± 0.05	0.54 ± 0.10
15.5	ND	ND	ND	1989	0.23 ± 0.04	0.53 ± 0.09
16.5	ND	ND	ND	1987	0.20 ± 0.03	0.40 ± 0.06
17.5	ND	ND	ND	1984	0.17 ± 0.03	0.27 ± 0.04
18.5	ND	ND	ND	1981	0.16 ± 0.03	0.31 ± 0.05

Prof	Año	TAM	TAS	Año	TAM	TAS
19.5	ND	ND	ND	1978	0.16 ± 0.03	0.32 ± 0.06
20.5	ND	ND	ND	1974	0.16 ± 0.03	0.28 ± 0.05
21.5	ND	ND	ND	1971	0.15 ± 0.03	0.27 ± 0.05
22.5	ND	ND	ND	1967	0.13 ± 0.02	0.22 ± 0.04
23.5	ND	ND	ND	1962	0.11 ± 0.02	0.20 ± 0.04
24.5	ND	ND	ND	1956	0.09 ± 0.02	0.16 ± 0.03
25.5	ND	ND	ND	1948	0.06 ± 0.01	0.10 ± 0.02
26.5	ND	ND	ND	1938	0.06 ± 0.01	0.10 ± 0.02
27.5	ND	ND	ND	1928	0.05 ± 0.02	0.11 ± 0.03
28.5	ND	ND	ND	1918	0.05 ± 0.02	0.09 ± 0.03
29.5	ND	ND	ND	1907	0.05 ± 0.02	0.09 ± 0.04

ND = no disponible

Emisiones potenciales de CO₂

Las emisiones potenciales de CO₂, resultado de la perturbación de los sedimentos de manglar, variaron entre 1,415 \pm 7 y 1,614 \pm 9 Mg de CO₂ equivalente por hectárea, con un promedio de 1,495 \pm 12 Mg de CO₂ equivalente por hectárea. El SCC tiene como propósito mostrar los beneficios sociales de reducir las emisiones de CO₂. El costo económico medio estimado para cada núcleo recolectado en el área de estudio varió entre \$0.9 y \$1.1 millones de USD, con un promedio de \$1.0 millón de USD, cuyo intervalo de confianza al 95% es de -\$0.1 a \$5.3 millones de USD (Tabla 2). El intervalo de confianza del costo económico es muy amplio, debido a que el SCC se estima con base a muchos factores (e.g. costos de salud pública, precios de los alimentos o destrucción de propiedades, como resultado de los impactos del cambio climático producido por el aumento de CO₂ en la atmósfera, tales como eventos climáticos extremos, dispersión de enfermedades, aumento del nivel del mar, aumento de inseguridad alimentaria; USEPA, 2016) que varían considerablemente respecto al tiempo y tienen grandes incertidumbres, lo cual causa que el SCC tenga una distribución altamente asimétrica.

DISCUSIÓN

Las concentraciones de C_{org} en los sedimentos de la zona de manglar del Estero de Urías son comparables a las concentraciones reportadas para sedimentos de marismas asociadas a la laguna Estero de Urías y en otras lagunas costeras del estado de Sinaloa (13-23%, Ruiz-Fernández *et al.*, 2009b); para sedimentos de laguna y sedimentos superficiales en los bordes rodeados de manglares asociados en el Estero de Urías (0.6-11.4%, Soto-Jiménez & Páez-Osuna, 2001); en sedimentos de manglar en Progreso y Dzilam en Yucatán (7.32-9.11%, Gutiérrez-Mendoza & Herrera-Silveira, 2016); así como para Nichupté y Mahahual (13.41-26.71%, Gutiérrez-Mendoza & Herrera-Silveira, 2016) y en la Reserva de la Biósfera de Sian Ka'an (1.5-35.1%, Adame *et al.*, 2013) en Quintana Roo. No obstante, las concentraciones en los sedimentos de manglar en el Estero de Urías concentraciones en los sedimentos de manglar en el Playón y Puerto Morelos en Quintana Roo (25.71-49.03%, Gutiérrez-Mendoza & Herrera-Silveira, 2016).



Figura 4. Variación temporal de los flujos de carbono orgánico (C_{org}) en núcleos sedimentarios de manglar de la laguna costera Estero de Urías, México

La disminución en el porcentaje de arenas y el aumento en el de limos en los núcleos EU-V y EU-VI en la parte más superficial de los núcleos sugiere un cambio en la hidrodinámica en estos sitios de estudio (e.g. la transición de un ambiente de mayor a menor energía). Asimismo, las concentraciones decrecientes de Ti y Zr hacia el presente (más evidente en los núcleos EU-VI y EU-VII) y la correlación significativa (p < 0.05) entre el porcentaje de arenas y las concentraciones de estos elementos indicadores de terrígenos, sugieren que la fuente de arenas rica en elementos terrígenos presenta una disminución o dilución (Martin & Whitfield, 1983). Por otro lado, el aumento en las concentraciones de Na, Cl y Br (indicadores de origen marino) hacia el presente y las correlaciones significativas (p < 0.05) entre estos elementos y el porcentaje

de limos (principalmente en los núcleos EU-VI y EU-VII, recolectados en sitios cercanos a la marisma) indican la posibilidad de una mayor evaporación (Cuellar-Martinez *et al.*, 2017) o la influencia de una paulatina transgresión marina, donde los sedimentos marinos son transportados desde el mar, durante las inundaciones (Ruiz-Fernández *et al.*, 2018a).

En ninguno de los núcleos estudiados se observó que las concentraciones de C_{org} mostraran una tendencia de disminución exponencial, característica de condiciones estables de acumulación y descomposición de C_{org} en los sedimentos (Berner, 1980). Lo anterior podría indicar variaciones en el suministro o la tasa de degradación de carbono, aunque es posible que los cambios en las concentraciones de C_{org} sean resultado de las variaciones en la distribución del tamaño de grano y/o la procedencia de los sedimentos (e.g., aumento en el aporte de sedimentos terrígenos, transgresión marina reciente).

Se observó que las concentraciones de C_{org} en los cuatro núcleos incrementaron con el aumento del porcentaje de limos (r> 0.5, p< 0.05) o disminuyeron con el aumento del porcentaje de arenas (en EU-V, EU-VI y EU-VII; r< -0.5, p< 0.05), lo cual se debe a que los sedimentos con tamaño de grano más fino tienen mayor capacidad de adsorción de C_{org} , debido al aumento del área superficial por unidad de volumen (Loring & Rantala, 1992; Singh *et al.*, 1999). La distribución del tamaño de grano varía notablemente a lo largo de los núcleos EU-V y EU-VI, lo cual denota cambios en la hidrodinámica de la zona, ocurridos hace más de 100 años.

Los cambios en las concentraciones de Corg podrían ser también el resultado de las variaciones en la procedencia de los sedimentos, ya que en los cuatro núcleos se observaron correlaciones negativas significativas (r< -0.5, p< 0.05) entre las concentraciones de C_{org} con la concentración de los elementos terrígenos, así como correlaciones positivas significativas (r > 0.5, p < 0.05) con la concentración de los elementos indicadores de salinidad. La disminución de las concentraciones de Corg con el aumento en la contribución de sedimentos terrígenos se debe a un aporte de material mineral de bajo contenido en materia orgánica; en tanto que el aumento de las concentraciones de Corg con el aumento del nivel del mar, es decir el aumento de las concentraciones de Corg debido al incremento de las inundaciones, podría sugerir una mayor producción de materia orgánica autóctona del manglar, ya que el desarrollo óptimo de las especies de mangle presentes en nuestra zona de estudio depende en gran medida de la influencia de mareas y la altura del perfil topográfico (Monroy-Torres et al., 2014). Ellison & Farnsworth (1993) reportaron que las plántulas de R. mangle crecen más rápido en términos de altura, diámetro, producción de hojas y biomasa en zonas de periodos largos de inundación, en comparación con las zonas donde los periodos de inundación son cortos, y que la sobrevivencia de las plántulas es baja en las zonas más altas donde la inundación es mínima.

Los valores promedio de las TAM $(0.14\pm0.10 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1})$ y de las TAS $(0.26\pm0.19 \text{ cm} \text{ año}^{-1})$ observados en este estudio fueron comparables con los valores reportados para zonas de manglar en el sistema de Marismas Nacionales (TAM = $0.14\pm0.01 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y TAS = $0.23\pm0.01 \text{ cm} \text{ año}^{-1}$; Ruiz-Fernández *et al.*, 2018b). Asimismo, los valores promedio de TAS fueron similares a los reportados para zonas de manglar en el Golfo de México (0.24 cm año^{-1} en laguna de Términos; Lynch *et al.*, 1989), dentro del intervalo de 0.2 a 0.4 cm año^{-1} para las lagunas de Términos, Chelem y Celestún (Gonneea *et al.*, 2004).

La mayoría de los núcleos mostraron flujos de C_{org} en constante aumento entre los años 1900 y 1972; pero posteriormente se observaron cambios abruptos asociados con el aumento de la sedimentación en los núcleos EU-VI y EU-VIII, que podrían estar relacionados con modificaciones en el uso del suelo en los alrededores de la laguna Estero de Urías. Por ejemplo,

entre las décadas de 1960 y 1980 se abrieron terrenos para el cultivo de palma de coco y huertos de mango (en áreas cercanas al sitio de recolección del núcleo EU-VI), y se promovió la ganadería y el desarrollo de granjas camaroneras (MIAP, 2008). En la década de 1980, debido a un cambio en el cauce del río Presidio y la construcción del aeropuerto de la Ciudad de Mazatlán, se perdió la comunicación del río Presidio con la laguna Estero de Urías, lo que podría haber ocasionado una reducción en el aporte de sedimento y de los flujos de C_{org} como se observa en el núcleo EU-VI, mientras que en el núcleo EU-V y EU-VII los flujos de C_{org} presentan un constante aumento; en el núcleo EU-VIII se observa un incremento en el aporte de C_{org} a las aguas de la laguna posiblemente por las granjas camaronícolas aledañas.

Los valores de los inventarios de carbono en los sedimentos de manglar en el Estero de Urías $(385.8 \pm 2.0 \text{ a} 440.2 \pm 2.5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ a} 1 \text{ m} \text{ de profundidad})$ son comparables a los reportados (para inventarios a la misma profundidad) en otras zonas de manglar en México, tales como la Reserva de Biosfera de Sian Ka'an (297 ± 18 a 664 ± 78 Mg ha^{-1}; Adame *et al.*, 2013); en la Reserva de la Biosfera de La Encrucijada (174.8 ± 41.9 a 732.2 ± 53.8 Mg ha^{-1}; Adame *et al.*, 2015), y manglares de Centla entre Tabasco y Campeche (101-491 Mg ha^{-1}, Kauffman *et al.*, 2016); así como en otras partes del mundo, e.g. China (323.7 Mg ha^{-1}, Wang *et al.* 2013; 355.25 ± 82.19 Mg ha^{-1}; Liu *et al.*, 2014), en la República Dominicana (262.22 ± 33.68 a 583.85 ± 173.72 Mg ha^{-1}; Kauffman *et al.*, 2014), en manglares de Senegal (240 ± 27 Mg ha^{-1}, Kauffman & Bhomia, 2017), de Liberia (342 ± 13 Mg ha^{-1}, Kauffman & Bhomia, 2017), al norte de Gabón (345 ± 12 Mg ha^{-1}, Kauffman & Bhomia, 2017). No obstante, los inventarios de C_{org} en los manglares de la laguna Estero de Urías son mayores a los reportados en la Guyana Francesa (4.8-107.5 Mg ha^{-1}; Marchand, 2017), aunque menores a los reportados en zonas de manglar de Indonesia y del sur de Gabón (191 ± 31 Mg ha^{-1}, Kauffman & Bhomia, 2017).

Es difícil comparar los valores del costo económico de la emisión de CO_2 asociado a la perturbación de los manglares de Estero de Urías, ya que en nuestro país son pocos los trabajos en los que se estiman estos costos. Los intervalos de costo económico obtenido en este estudio para los manglares de Estero de Urías (\$-0.1 – 5.3 millones de USD por año) es muy inferior a algunos ecosistemas extensos, como los humedales de Victoria, Australia (valuado en \$26 millones de USD por año; Carnell *et al.*, 2018), pero del mismo orden que el de los pastos marinos en Bahía Palk y Chilika, India (valuado entre \$0.2 y \$2.21 millones de USD por año; Ganguly *et al.*, 2018). Nuestras estimaciones del costo económico son conservadoras, pues no se considera el posible efecto de la emisión de metano debido a la perturbación del manglar (Pendleton *et al.*, 2012). La "intensidad" del metano como gas de efecto invernadero (potencial global de calentamiento a 100 años, GWP₁₀₀ por sus siglas en inglés) es 34 veces mayor que la del CO₂ (IPCC, 2013), por lo que su consideración aumentaría el costo económico estimado. Sin embargo, no se dispone en este trabajo de información que pueda contribuir a mejorar la estimación realizada.

Pese a que los intervalos de confianza de los valores del costo económico son muy amplios, su cálculo permite hacer estimaciones del costo que significaría el daño (natural o antropogénico) al almacenamiento de C_{org} en los sedimentos (y la consecuente liberación de CO_2 a la atmósfera), tan sólo uno de los servicios ecosistémicos relevantes que proveen los manglares. Consideramos que el costo económico debería ser integrado en la valoración de los servicios ecosistémicos que presentan los manglares, debido a su alta capacidad de preservación de C_{org} y por tanto, para contribuir al combate del cambio climático; no obstante, es importante resaltar que esta valoración debería seguir métodos estandarizados, que aseguren la integración e intercomparabilidad de la información en nuestro país.

CONCLUSIONES

Se presenta la estimación de los inventarios de carbono en sedimentos de zonas de manglar en los alrededores de la laguna Estero de Urías, en la cual se determinó un almacenamiento promedio de 408 \pm 3 Mg de carbono por hectárea, lo que representaría una potencial emisión de 1,495 \pm 12 Mg de CO_{2eq} por hectárea por año, en el caso de degradación o pérdida del manglar en la zona. El costo social de carbono asociado a esta pérdida estaría valuado en ~\$1.0 millones de dólares por año por daños relacionados con el aumento del CO₂. Una forma de mitigar las pérdidas continuas de carbono es protegiendo el ecosistema de manglar, ya que diferentes actividades antropogénicas que provocan la degradación, e.g. la agricultura, promueven la erosión de suelos, así como fluctuaciones en la humedad del suelo, lo que estimula la descomposición y la conversión en CO₂ del carbono ya almacenado. Las posibles emisiones asociadas con la pérdida del manglar ponen de manifiesto la necesidad de garantizar una protección suficiente para reducir o evitar las emisiones de carbono, como parte de las estrategias nacionales e internacionales para la lucha contra el cambio climático.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CONACYT PDCPN 2015/1-473 "Carbono azul en ambientes costeros de México". Los autores agradecen a L. Moroyoqui Rojo, S. Rendón-Rodríguez, H. Bojórquez-Leyva, G. Ramírez-Reséndiz y L.F. Álvarez-Sánchez por su valioso apoyo al desarrollo de esta investigación.

Bibliografía

Adame, M. F., Kauffman, J. B., Medina, I., Gamboa, J. N., Torres, O., Caamal, J. P., Reza, M., Herrera-Silveira, J. A. (2013). Carbon stocks of tropical coastal wetlands within the karstic landscape of the Mexican Caribbean. *Plos One*, 8(2), e56569.

Adame, M. F., Santini, N. S., Tovilla, C., Vázquez-Lule, A., Castro, L., Guevara, M. (2015). Carbon stocks and soil sequestration rates of tropical riverine wetlands. *Biogeosciences*, 12, 3805-3818.

Adame, M.F., Brown, C.J., Bejarano, M., Herrera-Silveira, J.A., Ezcurra, P., Kauffman, J. B., Birdsey, R. (2018). The undervalued contribution of mangrove protection in Mexico to carbon emission targets. *Conserv. Lett* 11, 4, e12445.

Berner, R. A. (1980). Early Diagenesis: A Theorical Approach. Princeton University Press, Princeton, USA, 245 pp.

Carnell, P. E., Windecker, S. M., Brenker, M., Baldock, J., Masque, P., Brunt, K., Macreadie, P. I. (2018). Carbon stocks, sequestration, and emissions of wetlands in south Eastern Australia. *Global Change Biology*, 24, 4173-4184.

CCA (2014). Carbono azul en América del Norte: Evaluación de la distribución de los lechos de pastos marinos, marismas y manglares, y su papel como sumideros de carbono. Comisión para la Cooperación Ambiental, Montreal, Canadá, 58 pp.

Cuellar-Martinez, T., Ruiz-Fernández, A. C., Sanchez-Cabeza, J. A., Alonso-Rodríguez, R. A. (2017). Sedimentary record of recent climate impacts on an insular coastal lagoon in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 160, 139-149.

de la Fuente G., Carrera, E. (2005). Cambio de Uso de Suelo en la Zona Costera del Estado de Sinaloa, Reporte Final. Ducks Unlimited de México, A. C., Garza García, Nuevo León, 148 pp.

Dietz S. (2012). The Treatment of Risk and Uncertainty in the US Social Cost of Carbon for Regulatory Impact Analysis. *Economics* 6, 2012-18.

Duarte, C. M., Middelburg, J. J., Caraco, N. (2005). Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. *Biogeosciences*, 2, 1–8.

Ellison, A. M., Farnsworth E.J. (1993). Seedling survivorship, growth and response to disturbance in Belizean mangroves. *American Journal of Botany*, 80, 1137-1145.

García E. (1973). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köeppen. Instituto de Geografía UNAM, México, 90 pp.

Ganguly, D., Singh, G., Purvaja, R., Bhatta, R., Paneer Selvam, A., Banerjee, K., Ramesh, R. (2018). Valuing the carbon sequestration regulation service by seagrass ecosystems of Palk Bay and Chilika, India. *Ocean and Coastal Management*, 159, 26-33.

Gonneea, M. E., Paytan, A., Herrera-Silveira, J. A. 2004. Tracing organic matter sources and carbon burial in mangrove sediments over the past 160 years. Estuarine *Coastal and Shelf Science*, 61(2), 211-227.

Gruber, N., Galloway, J. N. (2008). An Earth-system perspective of the global nitrogen cycle. Nature, 151, 293-296.

Guerra-Santos, J. J., Cerón, R. M., Cerón, J. G., Alderete-Chávez, A., Damián-Hernández, D. L., Sánchez-Junco, R. C. 2013. Allometric equations to estimate carbon pool in soil and above-ground biomass in mangrove forests in Southeast Mexico. *WIT Transactions on Ecology and the Environment* 173, 125 – 136.

Gutiérrez-Mendoza, J., Herrera-Silveira, J. (2016). Almacenes de Carbono en manglares de tipo Chaparro en un escenario cárstico. En: Paz, F., Wong, J. (Eds.). 2015. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2014. Texcoco, Estado de México, México, 642 p.

Howard, J., Hoyt, S., Isensee, K., Pidgeon, E., Telszewski, M. (2014). Coastal blue carbon: methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrass meadows. Conservation International, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, International Union for Conservation of Nature, Arlington, Virginia, USA, 180 p.

INEGI (2012). Anuario estadístico del estado de Sinaloa, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, Aguascalientes, México. Disponible en: http://www.inegi.gob.mx.

INECC (2016). Contribuciones Previstas y Determinadas a Nivel Nacional (INDC) para adaptación. Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático. https://www.gob.mx/inecc/acciones-y-programas/contribuciones-previstas-y-determinadas-a-nivel-nacional-indc-para-adaptacion Consultado el 18 de febrero de 2020.

IPCC (2013). Coastal Wetlands. In: Alongi, D., Karim, A., Kennedy, H., Chen, G., Chmura, G., Crooks, S. et al. (Eds.). Supplement to the 2006 IPCC guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, Intergovernmental Panel on Climate Change, Batumi, Georgia, USA. Octubre, 331 pp.

Kauffman, J. B., Heider, C., Norfolk, J., Payton, F. (2014). Carbon stocks of intact mangroves and carbon emissions arising from their conversion in the Dominican Republic. *Ecological Applications*, 24(3), 518-527.

Kauffman, J. B., Hernández-Trejo, H., Jesús-García, M. del C., Heider, C., Contreras, W. (2016). Carbon stocks of mangroves and losses arising from their conversion to cattle pastures in the Pantanos de Centla, Mexico. *Wetlands Ecology Management*, 24, 203-216.

Kauffman, J. B., Bhomia, R. K. (2017). Ecosystem carbon stocks of mangroves across broad environmental gradients in West-Central Africa: Global and regional comparisons. *Plos One*, 12(11), 1-17.

Kusumaningtyas, M.A., Hutahaean, A.A., Fischer, H.W., Pérez-Mayo, M., Ransby, D., Jennerjahn, T.C. (2019). Variability in the organic carbon stocks, sources, and accumulation rates of Indonesian mangrove ecosystems. Estuarine, *Coastal and Shelf Science*, 218, 310-323.

Lankford, R. R. (1977). Coastal lagoons of Mexico: Their origin and classification. En: M. Wiley (Ed.). Estuarine Processes, Circulation, Sediments and Transfer of Materials in the Estuary. *Academic Press, Inc.*, Nueva York., 2, 182-215.

Liu, H., Ren, H., Hui, D., Wang, W., Liao, B., Cao, Q. (2014). Carbon stocks and potential carbon storage in the mangrove forests of China. *Journal of Environmental Management*, 133, 86-93.

Loring, D. H., Rantala, R. T. T. (1992). Geochemical analyses of marine sediments and suspended particulated matter. Fisheries and Marine Services, *Technical Report*, 700 p.

Lynch, J.C., Meriwether, J.R., McKee, B.A., Vera-Herrera, F., and Twilley, R.R. (1989). Recent accretion in mangrove ecosystems based on 137Cs and 210Pb. *Estuaries* 12 (4), 284–299.

MIAP (2008). Rehabilitación de la Granja Acuícola Don Jorge, para cultivo de camarón y tilapia, Estero la Sirena, Mazatlán, Sinaloa. Manifestación de Impacto Ambiental Modalidad Particular, Servicios Profesionales Nautilus, S.C., Mazatlán Sinaloa, México, 111 p.

Marchand, C. (2017). Soil carbon stocks and burial rates along a mangrove forest chronosequence (French Guiana). *Forest Ecology and Management*, 384, 92-99.

Martin J. M., Whitfield, M. (1983). The Significance of the River Input of Chemical Elements to the Ocean. In: Wong C.S., Boyle E., Bruland K.W., Burton J.D., Goldberg, E.D. (Eds.) Trace Metals in Sea Water. *NATO Conference Series* (IV Marine Sciences), 9, 265-296.

Mcleod, E., Chmura, G. L., Bouillon, S., Salm, R., Björk, M., Duarte, C. M., Lovelock, C. E., Schlesinger, W. H., Sillman, B. R. (2011). A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO2. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9, 552–560.

Monroy-Torres, M., Flores-Verdugo, F., Flores-de-Santiago, F. (2014). Growth of three subtropical mangrove species in response to varying hydroperiod in an experimental tank. *Ciencias Marinas*, 40(4), 263-275.

Nellemann, C., Corcoran, E., Duarte, C. M., Valdes, L., DeYoung, C., Fonseca, L., Grimsditch, G. (2009). Blue Carbon. A Rapid Response Assessment. United Nations Environment Programme (UNEP), GRID-Arendal, Noruega, 80 p.

 OMB, 2020. SCC complete data runs – File Description. Office of Management and Budget (OMB). Gobierno de
 Iso
 Estados
 Unidos
 de
 América.

 https://obamawhitehouse.archives.gov/sites/default/files/omb/inforeg/scc_complete_data_runs_readme.pdf
 Onsulta
 04/03/2020.

Páez-Osuna, F., Montaño-Ley, J., Bojorquez-Leyva, H. (1990). Intercambio de agua, fósforo y material suspendido entre el sistema lagunar del Puerto de Mazatlán y las aguas costeras adyacentes. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 6, 19-32.

Pendleton, L., Donato, D. C., Murray, B. C., Crooks, S., Jenkins, W. A., Sifleet, S., Craft, C., Fourqurean, J. W., Kauffman, J. B., Marbá, N., Megonigal, P., Pidgeon, E., Herr, D., Gordon, D., Baldera A. (2012). Estimating Global "Blue Carbon" Emissions from Conversion and Degradation of Vegetated Coastal Ecosystems. *Plos One*, 7(9), e43542.

PROFEPA, 2018. Detecta PROFEPA más invasiones, rellenos "hormiga" y afectación en manglar de Mazatlán, Sinaloa; presentará nueva denuncia penal ante PGR. https://www.gob.mx/profepa/prensa/detecta-profepa-mas-invasiones-rellenos-hormiga-y-afectacion-en-manglar-de-mazatlan-sinaloa-presentara-nueva-denuncia-penal-ante-pgr Consulta: 18/02/2020.

Ramírez, J. C., 2019. Pese a oposición, reinicia tala de mangle en arroyo Jabalines de Mazatlán. El Sol de Mazatlán, sección local, 28 de agosto de 2019. https://www.elsoldemazatlan.com.mx/local/pese-a-oposicion-reinicia-tala-de-mangle-en-arroyo-jabalines-de-mazatlan-4099463.html Consulta: 17/03/2020

Ruiz-Fernández, A.C., Hillaire-Marcel, C. (2009a). 210Pb-derived ages for the reconstruction of terrestrial contaminant history into the Mexican Pacific coast: Potential and limitations. *Marine Pollution Bulletin*, 59, 134–145.

Ruiz-Fernández, A. C., Frignani M., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Arvizu, M. D., Raygoza-Viera, J. R, Páez-Osuna, F. (2009b). Trace Metals (Cd, Cu, Hg and Pb) Accumulation Recorded in the Intertidal Mudflat Sediments of Three Coastal Lagoons in the Gulf of California, México. *Estuaries and Coasts*, 32(3), 55-564.

Ruiz-Fernández, A. C., Marrugo-Negrete, J. L., Paternina-Uribe, R., Pérez-Bernal, L. H., (2011). 210Pb-derived Sedimentation Rates and Corg Fluxes in Soledad Lagoon (Cispatá Lagoon System, NW Caribbean Coast of Colombia). *Estuaries and Coasts*, 34, 1117–1128.

Ruiz-Fernández, A. C., Sanchez-Cabeza, J. A., Serrato de la Peña, J. L., Pérez-Bernal, L. H., Cearreta, A., Flores-Verdugo, F. J., Machaín-Castillo, M. L., Chamizo, E., García-Tenorio, R., Queralt, I., Dunbar, R., Mucciarone, D., Diaz-Asencio, M. (2016). Accretion rates in coastal wetlands of the southeastern Gulf of California and their relationship with sea-level rise. *The Holocene*, 26(7), 1126-1137. Ruiz-Fernández, A. C., Carnero-Bravo, V., Sanchez-Cabeza, J. A., Pérez-Bernal, L. H., Amaya-Monterrosa, O. A., Bojórquez-Sánchez, S., López-Mendoza, P. G., Cardoso-Mohedano, J. G., Dunbar, R. B., Mucciarone, D. A., Marmolejo-Rodríguez, A. J. (2018a). Carbon burial and storage in tropical salt marshes under the influence of sea level rise. *Sciencie of the Total Environment*, 630, 1628-1640.

Ruiz-Fernández A.C., Agraz-Hernández C. M., Sanchez-Cabeza J. A., Díaz-Asencio M., Pérez-Bernal L. H., Chan Keb C. A., López-Mendoza P. G., Blanco y Correa J. M., Ontiveros-Cuadras J. F., Osti Saenz J., Reyes Castellanos J. E. (2018b). Sediment Geochemistry, Accumulation Rates and Forest Structure in a Large Tropical Mangrove Ecosystem. *Wetlands*, 38:307–325.

Ruiz-Luna, A., Berlanga-Robles, C. A. (2003). Land use, land cover changes and coastal lagoon surface reduction associated with urban growth in northwest Mexico. Kluwer Academic Publishers, Landscape Ecology. Research Center for Food and Development (CIAD). A. C. Unidad Mazatlán, México, 18, 159-171.

Sanchez-Cabeza, J. A., Ruiz-Fernández, A. C. (2012). 210Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 82, 183-200.

Singh, A. K., Hasnain, S. I., Banerjee, D. K. (1999). Grain size and geochemical partitioning of heavy metals in sediments of the Damodar River – tributary of the lower Ganga, India. *Environmental Geology*, 39(1), 90-98.

SMN (2014). Normales climatológicas Mazatlán. Periodo 1981-2010. Servicio Meteorológico Nacional, CNA (CONAGUA), Ciudad de México, México. Disponible en: http://smn.cna.gob.mx/es/informacion-climatologica-ver-estado?estado=sin

Soto-Jimenez, M. F., Páez-Osuna, F. (2001). Distribution and normalization of heavy metal concentrations in mangrove and lagoonal sediments from Mazatlan Harbor (SE Gulf of California). Estuarine, *Coastal and Shelf Science*, 53, 259-274.

Thorhaug, A.L., Poulos, H. M., López-Portillo, J., Barr, J., Lara-Domínguez, A.L., Ku, T.C., Berlyn, G.P. (2019). Gulf of Mexico estuarine blue carbon stock, extent and flux: mangroves, marshes, and seagrasses: A North American hotspot. *Science of the Total Environment* 653,1253–1261.

USEPA, 2016. Technical Support Document: Technical Update of the Social Cost of Carbon for Regulatory Impact Analysis Under Ekexecutive Order 12866. August 2016. United States Environmental Protection Agency. epa.gov/sites/production/files/2016-12/documents/sc_co2_tsd_august_2016.pdf Consulta: 16/02/2020.

Valderrama-Landeros, L. H., Rodríguez-Zúñiga, M. T., Troche-Souza, C., Velázquez-Salazar, S., Villeda-Chávez, E., Alcántara-Maya, J. A., Vázquez-Balderas, B., Cruz-López, M. I., Ressl, R. (2017). Manglares de México: Actualización y exploración de los datos del sistema de monitoreo 1970/1980-2015. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). Ciudad de México. Febrero 2017, 128 pp.

Vázquez-Lule, A., Colditz, R., Herrera-Silveira, J., Guevara, M., Rodríguez-Zúñiga, M.T., Cruz, I., Ressl, R., Vargas, R. 2019. Greenness trends and carbon stocks of mangroves across Mexico. *Environmental Research Letters*, 14, 1-13.

Wang, G., Guan, D., Peart, M. R., Chen, Y., Peng, Y. (2013). Ecosystem carbon stocks of mangrove forest in Yingluo Bay, Guangdong Province of South China. *Forest Ecology Management*, 310, 539-546.

Xu, X., Thornton, P. E., Post W. M. (2013). A global analysis of soil microbial biomass carbon, nitrogen and phosphorus in terrestrial ecosystems. *Global Ecology and Biogeography*, 22, 737-749.



Figura 1S. Localización de zonas urbanas e industriales alrededor de la Laguna Estero de Urías, México. Panel A: 1) antepuerto y canal de navegación; 2) Zona centro de la ciudad de Mazatlán, Sinaloa; 3) Isla de la Piedra; 4) área de manglar. Panel B: 5) Parque industrial Alfredo Bonfil y muelles pesqueros; 6) astilleros; 7) rastro municipal; 8) gas natural comprimido; 9) Instituto Tecnológico de Mazatlán; 10) Termoeléctrica y descarga de aguas de enfriamiento; 11) terrenos agrícolas; Panel C: 11) terrenos agrícolas; 12) estanques de acuacultura, 13) área de manglar. Los números V, VI, VII y VIII corresponden a los sitios de muestreo de este estudio.

Original paper

Empirical relationship for assessing the near-field horizontal coseismic displacement using GPS Seismology data

Ryad Darawcheh 1, 2*, Riad Al Ghazzi 3 and Mohamad Khir Abdul-Wahed 2

Received: December 29, 2019; accepted: October 26, 2020; published online: January 1, 2021

RESUMEN

En esta investigación se reunió un conjunto de datos de desplazamiento cosísmico GPS horizontal en el campo cercano en todo el mundo, con el propósito de investigar una posible relación entre el desplazamiento cosísmico GPS y los parámetros del terremoto. Se Se aplicó un análisis de regresión a los datos de 120 terremotos interplaca con magnitud (Mw 4,8-9,2). Se encontró una relación empírica preliminar para la predicción del desplazamiento cosísmico GPS horizontal de campo cercano en función de la magnitud del momento y la distancia entre el hipocentro y la estación GPS de campo cercano utilizando el análisis de regresión múltiple. La relación obtenida se ha aplicado preliminarmente para evaluar los desplazamientos cosísmicos asociados con algunos grandes terremotos históricos ocurridos a lo largo del sistema de fallas del Mar Muerto. Esta relación global podría ser útil en todo el mundo para evaluar el desplazamiento cosísmico en cualquier punto alrededor de las fallas activas.

PALABRAS CLAVE: desplazamiento cosísmico, sismología con GPS, análisis de multi regresión, sistemas de fallas del Mar Muerto.

ABSTRACT

In this research, a data set of horizontal GPS coseismic displacement in the near-field has been assembled around the world to investigate a potential relationship between the GPS coseismic displacement and the earthquake parameters. Regression analyses have been applied to the data of 120 interplate earthquakes with magnitude (M_w 4.8-9.2). A preliminary empirical relationship for prediction near-field horizontal GPS coseismic displacement as a function of moment magnitude and the distance between hypocenter and near field GPS station has been established using the multi regression analysis. The obtained relationship has been preliminarily applied to assessing the coseismic displacements associated with some large historical earthquakes occurred along the Dead Sea fault system. Such a global relationship could be worldwide useful for assessing the coseismic displacement at any point around the active faults.

KEY WORDS: GPS coseismic displacement, GPS seismology, multi regression analysis, Dead Sea fault system.

*Corresponding author: rdarawcheh@aec.org.sy

2 Department of Geology, Atomic Energy Commission of Syria, Damascus, Syria

1 Syrian Virtual University, Damascus, P.O. Box 35329, Syria

3 Syrian Private University, Damascus, Syria
INTRODUCTION

Global Positioning System (GPS) technology has been widely used for more than 25 years for measuring crustal coseismic displacement due to earthquakes, which is so-called GPS Seismology. In fact, the first earthquake, whose displacement was measured by GPS, is the Loma Prieta (California) earthquake with moment magnitude (M_w 6.9) occurred in 1989 (Williams and Segall, 1996). After this earthquake, hundreds of papers have been published following the occurrence of moderate to large magnitude earthquakes. The GPS Seismology is also used along with other space and seismological tools (i.e. InSAR and strong motion) to understand the crustal deformation due to earthquakes. The coseismic displacement, derived by GPS, is of importance to seismic hazard assessment studies. It can support both the modeling of causative fault rupture and seismic moment (source parameters), as well as contributing to tsunami warning systems (e.g. Branzanti *et al.*, 2013). The magnitude and epicenter information is not a simple function of these two parameters alone. More detailed information, such as the horizontal coseismic displacement, is needed. Therefore, it is highly desirable to identify this displacement in the damaged area.

The aim of this work is to investigate a potential relationship between the horizontal GPS coseismic displacement and the earthquake parameters such as the magnitude. A data set of horizontal GPS coseismic displacement in the near-field has been collected around the world. The data is, then, processed by regression analyses to estimate the empirical relationship linking the near field horizontal GPS coseismic displacement as a function of other independent variables, such as the moment magnitude (M_w) . This work can be directed to seismic hazard applications, especially in areas of a low level of instrumental seismic activity such as Syria, where the empirical relationship might be applied on data coming from a macroseismic analysis in the pre-instrumental period. In this perspective, the new empirical relationship could be helpful to predicate the coseismic displacements associated with the large historical earthquakes that occurred along the Dead Sea fault system (DSFS) along the northwestern plate boundary between the Arabian and Sinai plates. Furthermore, in most cases, where the GPS data are not available for all regions in the world, the empirical relations could be helpful in these regions. The importance of the work is that, to the best of our knowledge, there are no published works dealing with such a topic. Therefore, it could be the first attempt in this trend.

DATA AND METHODS

The derivation of the GPS coseismic displacements empirical relationship has been carried out through the three following steps. The first step is the data gathering and selection, whereas the worldwide GPS seismology data have been collected in the near-field of the earthquakes. The second step is the data analysis with the validation of the data set and the application of appropriate regression analysis to derive the target empirical relationship. The third step is a preliminary application of the derived empirical relationship for large historical and some instrumental earthquakes occurred along the DSFS.

In the first step, the data set has been selected according to the following criteria: 1) GPS station should be located in the near field and the epicentral distance less than 100 km; 2) Earthquake focus should be shallow and its depth less than 70 km; and 3) Moment magnitude should be moderate to large one. According to these selection criteria, 120 events occurred within the period from 1989 to 2017 have been selected. This data set includes mainly the GPS coseismic

displacements due to the interplate earthquakes. The data set is reviewed gradually to get the seismological and geodetic parameters and the necessary information for each earthquake. Recently, the GPS coseismic displacement database has been made available via so many websites and published in a lot of papers. Our data has been collected from 125 relevant papers and documented results at few related websites. The compiled database, selected according to the above criteria, includes for each event the earthquake parameters such as date, epicenter, focal depth (h) and moment magnitude (M_w) , and the faulting type (normal, strike-slip and thrust). In addition, it includes the relevant GPS data such as the near-field GPS station code (ID), the distance between the epicenter and the nearest GPS station (Δ), near-field GPS coseismic horizontal displacement (D_{GPS}), type of measurement (e.g. survey GPS or continuous GPS). Appendix 1 lists the seismological-GPS parameters used in this study for 120 events within the period from 1989 to 2017. Note that GPS coseismic displacements were measured for the first time for the $(M_w 6.9)$ Loma Prieta, California, earthquake in 1989. The last event in Appendix 1 is an earthquake of (M_w 6.6) that occurred in 2017 in the Aegean Sea between Turkey and Greece. Fig. 1 shows the distribution of the earthquakes listed in Appendix 1. We can observe that most of these earthquakes are distributed along the plate boundaries.



Figure 1. Simplified world map showing the spatial distribution of the 120 earthquakes occurred along the plate boundaries, listed in Appendix 1. The map shows locations of selected GPS stations and their velocity vectors to give an idea on the general directions of the tectonic plates. The rectangle is the location of the DSFS. GPS stations and its velocity vectors are plotted based on NASA database of present-day plate motions (Heflin, n.d.), according to the IGS08 reference frame and the reference ellipsoid of GRS80.

The data set has been adopted, where the seismological data includes many types of magnitude. In this regard, we have adopted the moment magnitude (M_w) since it is considered a more reliable measure of the energy released during an earthquake. Some earthquakes in our data set have surface wave magnitude. Since we have preferred (M_w) , the surface wave magnitude (M_s) has been converted to (M_w) using the following empirical relation (Scordilis, 2006):

$$M_{\rm w} = 0.67 \ (\pm \ 0.005) \ M_{\rm s} + 2.07 \ (\pm \ 0.03) \tag{1}$$

The data sets are restricted to earthquakes with (M_w) greater than and equal to 4.8. Most coseismic displacements, shown in Appendix 1, are taken directly from published papers, while, in few cases, they have been calculated by the authors through the geometric sum of the 2 horizontal components (east-west and north-south). Although the coverage is not uniform neither time nor area due to availability of GPS seismology data in the near field, we believe that the data in Appendix 1 could be adequate for derivation a relationship between GPS coseismic displacement and magnitude and the hypocentral distance to the GPS stations.

In the second step, a preliminary statistical analysis for deriving the intended relationship has been performed using Microsoft Excel in order to estimate its general form. Professional statistical analysis is, then, applied using the Number Cruncher Statistical System (NCSS) in order to get an adequate relationship. The NCSS provides a multi regression analysis for studying the relationships among a dependent (Y) variable in the function of one or more independent (Xs) variables (NCSS, 2016). Regression analysis is one of the most important tools widely used in statistical modeling of the data, i.e. deriving the relationships among variables. It helps in understanding how a dependent variable changes when one or more independent variables are varied. The idea behind the derivation of the relationship has emerged from a general seismological-geodetic observation that is at a single near-field GPS station of any earthquake, the larger the earthquake magnitude, the bigger the GPS coseismic displacement. Therefore, we selected the GPS coseismic displacement (D_{GPS}) to be a dependent variable, and the moment magnitude (M_w) to be an independent variable. We also added, later on, the distance between the near-field GPS site and the earthquake hypocenter ($R_{hyp} = (\Delta^2 + h^2)^{0.5}$) as a second independent variable. More details on the statistical processing have been presented in the next section.

RESULTS

1 DERIVED EMPIRICAL RELATIONSHIP

A preliminary analysis for estimation the general form of the target empirical relationship was performed using simple linear regression, provided by the "Microsoft Excel". It has indicated that there is no obvious linearity among (D_{GPS}) and (M_w). This result is confirmed by the weakness of the correlation coefficient (R^2 =0.46). Another trial test was performed using the exponential regression, where the trending line is more compatible with the experimental points (Fig. 2) than whose of linear regression with a moderate correlation coefficient (R^2 =0.52). The last estimated relationship is:

$$D_{GPS} = 0.0003 \ e^{1.6242 \ M_W} \tag{2}$$



Figure 2. The empirical relationship estimated by the exponential regression.

Both previous correlation coefficients could be considered very low for establishing a reasonable empirical relationship. The reasons for the small level of the correlation coefficients could be interpreted by interfering other affecting factors or independent variables such as: 1) the hypocentral distance of earthquakes; 2) the effect of local geology "site effect" on the GPS displacement; 3) the faulting mechanisms; 4) the directivity effect due to the slip on the fault; 5) the differences of the ITRF used; 6) the differences between the processing software. Therefore, it is predicted that the target relationship will not be of a naive form and a simple regression will not be effective to give a reasonable correlation coefficient. A sophisticated form can be obtained using a multi regression analysis, where many affecting factors could be taken into consideration. In this case, the correlation coefficient could be close to 1.0. In this regard, an advanced professional program "Number Cruncher Statistical System (NCSS) (NCSS, 2016)" has been used for the improvement of our data set modeling. The exponential model should be modified to take the logarithms of the dependent variable (M_w). The relationship (2) becomes a simple linear regression (Figure 3):

$$\log D_{GPS} = -3.4943 + 0.6677 \,\mathrm{M_w} \tag{3}$$

with ($R^2=0.52$). This relationship is still inappropriate because of the moderate correlation coefficient. However, the last relationship needs more improvement using an advance analysis model and additional variables, such as the distance between the GPS station and the focus of the earthquake (R_{hyp}). A good solution has been obtained by multiple linear regression, which gives the optimum fit and results in the following relationship:

$$\log D_{\rm GPS} = -4.8065 + 0.9269 \,\,\mathrm{M_w} - 0.0127 \,\,\mathrm{R_{hyp}} \tag{4}$$

with the correlation coefficient (R^2 =0.66) and the root mean square of error (RMS=0.45) representing the uncertainty in (log D_{GPS}). Thanks to the second independent variable, the relationship has been visibly improved. In the relationship (4), the (D_{GPS}) unit is cm and (R_{hyp}) is hypocenter–to- GPS station distance in km.



Figure 3. The empirical relationship estimated by taking the logarithm of relation (2).

In the NCSS, the regression problem has been solved by the least-squares method, where the regression coefficients are selected so as to minimize the sum of the squared residuals. The multiple regression analysis, applied in this research, has studied the relationship between a dependent variable (D_{GPS}) and two independent variables (M_w and R_{hyp}). In the relationship (4), the intercept (-4.8065) is the point at which the regression plane intersects the (log D_{GPS}) axis. The regression coefficients (0.9269 and - 0.0127) are the slopes of the regression plane in the direction of axis (M_w) and (R_{hyp}) , respectively. These coefficients are called the partial-regression coefficients. Each partial regression coefficient represents the net effect of its variable on the dependent variable, holding the remaining independent variables in the equation constant. Once the regression coefficients have been estimated, various indices are studied to determine the reliability of these estimates. One of the most popular of these reliability indices is the correlation coefficient (R^2). The correlation coefficient is an index that ranges from -1 to 1. When the value is near zero, there is no linear relationship. As the correlation gets closer to plus or minus one, the relationship is stronger. A value of one (or negative one) indicates a perfect linear relationship between two variables. In the relationship (4), the correlation coefficient ($R^2=0.66$) indicates an acceptable linear relationship between the dependent variable (log D_{GPS}) and the two independent variables (M_w and R_{hyp}). In the regression analysis, the underlying assumptions include that the sample is representative of the population; the independent variables are measured with no errors. In fact, more than one variable may play an effective role in this idea.

The residual analysis is performed to evaluate the empirical equation, obtained from the regression analysis. The residuals can be graphically analyzed in numerous ways. Pertain to that, we examined three types of the residuals; they are the histogram, the normal probability plot, the scatter plot of the residuals versus the sequence of the observations. The histogram of the residuals is to evaluate whether they are normally distributed. On the histogram, shown in Figure 4, we can visually evaluate the normality of residuals. For visually evaluating normality of the

residuals, the better choice could be the normal probability plot (Figure 5), where the majority of data points are fallen along a straight line through the origin with a slope of 1.0. Some deviations from this straight line reflect departures from normality. Stragglers at either end of the normal probability plot indicate outliers, and the curvature at both ends of the plot indicates long or short distributional tails. In addition, a plot of the dependent variable (log D_{GPS}) versus the first independent variable (M_w), and versus the second independent variable (R_{hyp}) could be useful to show outliers (Figure 6).



Figure 4. Histogram of the residuals distribution.



Figure 5. Normal probability plot of residuals.



Figure 6. Left: A plot of (log D_{GPS}) versus (M_w). Right: A plot of (log D_{GPS}) versus (R_{hyp}).

2 PRELIMINARY APPLICATION

The last step in this research is the preliminary application of the obtained empirical relationship (4) for some large earthquakes occurred along the DSFS. The recent instrumental seismicity of Syria has produced a little number of low magnitude events (Abdul-Wahed & Al-Tahan, 2010; Abdul-Wahed et. al., 2011; Abdul-Wahed et al., 2018). Therefore, no GPS Seismology data are available in the region even along the DSFS. However, several large well-documented historical earthquakes occurred along the DSFS (Table 1 and Figure 7). In this case, the obtained empirical relationship (4) could be helpful to estimate the coseismic displacement causing the historical earthquake destruction in Syria. The DSFS is a regional active left-lateral strike-slip fault system that runs for about 1000 km long from the Gulf of Aqaba in the south to the East Anatolian fault system (EAFS) in the north near Antakia. It forms a transform boundary between the Sinai plate (part of the larger African Plate) to the west and the Arabian plate to the east. Both plates are moving in a general north-northeast direction, but the Arabian plate is moving faster, resulting in the observed left lateral motion. A set of large historical earthquakes along the DSFS is shown in Figure 7 and listed in Table 1 with depth according to the published literature. The related magnitude (M_s) has been converted to moment magnitude (M_w) using the empirical relation (1). The horizontal coseismic displacements have been estimated using the relationship (4) at the epicenter, where $\Delta=0$. The results, shown in Table 1, demonstrate that the larger the earthquake magnitude, the bigger the GPS coseismic displacement. It could be useful to compare these empirical results with the real measurements of GPS stations. This comparison is enabled for an instrumental Nuweibaa earthquake, which occurred on 22 Nov. 1995 in Aqaba Gulf at the southernmost of the southern DSFS (Figure 7). The Dahab GPS station (DHAB) located at 26 km in the south-west of the epicenter, has documented a coseismic displacement of 17 cm (Kimata et al., 1997). The empirical results, shown Table 1, demonstrate the estimated coseismic displacement to be 33.36 cm at the epicenter of Nuweibaa earthquake. Taking into consideration the epicentral distance to the Dahab GPS station, the relationship (4) yields to 20 cm as coseismic displacement. The difference between the observed displacement and the estimated one is about 3 cm, where the relative error is about 15%. Therefore, the empirical relationship (4), obtained in the current research, could be fairly acceptable regarding the influence of numerous affecting factors.



Figure 7. A digital elevation map of the easternmost Mediterranean showing distribution of the large historical earthquakes and some selected instrumental earthquakes (blue circles) occurred along the Dead Sea Fault system (red color line). Abbreviations of the active faults: AMF: Amanus fault; AVF: Araba Valley fault; EAFS: East Anatolian fault system; JVF: Jordan Valley fault; LAF: Latakia fault; SSF: Saint Simeon fault; SRF: Serghaya fault; YAF: Yammouneh fault. Topographic and bathymetric data are from the United States Geological Survey (USGS) and the European Marine Observation and Data Network (EMODnet), respectively. Black triangle is a location of GPS station named ad-Dahab (DHAB).

Date	Farthquake	Reference(s)	м	R _{hyp} =h	D_{GPS}
Date Eartiquake		Reference(3)	IVIW	(km)	(cm)
18 Jan. 747	Galilee	Sbeinati et al., 2005; Ambraseys et al., 1994	6.9	25	18.66
05 Dec. 1033	Jordan Valley	Ambraseys et al., 1994	6.8	25	15.06
12 Aug. 1157	Hama	Sbeinati et al., 2005	7.0	15	31.02
29 Jun. 117 0	Missyaf	Sbeinati et al., 2005	7.1	35	21.42
20 May 1202	Baalbak	Ambraseys and Melville, 1988	7.0	30	20.02
01 May 1212	Shaubak	Ambraseys et al., 1994	6.8	25	15.06
29 Dec. 1408	Shughur	Sbeinati et al., 2005; Ambraseys & Melville, 1995	7.0	25	23.17
24 Nov. 1705	Yabroud	Ambraseys & Finkel, 1993; Sbeinati et al., 2005	6.6	35	07.37
30 Oct. 1759	Safad	Ambraseys and Barazangi, 1989	6.4	20	07.45
25 Nov. 1759	Damascus	Ambraseys and Barazangi, 1989	7.0	30	20.02
26 Apr. 1796	Latakia	Sbeinati et al., 2005	6.4	20	07.45
13 Aug. 1822	Aleppo	Sbeinati et al., 2005; Darawcheh et al., 2019	7.0	18	28.42
01 Jan. 1837	W. Bekaa	Sbeinati et al., 2005	7.0	20	26.81
03 Apr. 1872	Umeq	Sbeinati et al., 2005	6.8	10	23.42
11 Jul. 1927	Nablus	Zohar and Marco, 2012	6.3	15	06.96
16 Mar. 1956	Chim	International Seismological Center	5.5	15	01.26
22 Nov. 1995	Nuweibaa	Al-Tarazi, 2000	7.0	12.5	33.36

Table 1. A list of large historical earthquakes along with some selected instrumental earthquakes occurred along the DSFS. It includes the date of the earthquake, the locality of strongest effect, the references, the moment magnitude (M_w) , the focal depth, and the estimated horizontal coseismic displacements (D_{GPS}).

DISCUSSION

The current study presents a synthesis of a large number of GPS measurements of near-field coseismic displacements associated with worldwide earthquakes during the modern period of GPS observations. The derived relationship relates the GPS coseismic displacement (as a dependent variable) to the moment magnitude and the distance between the GPS stations and the earthquake hypocenter (as independent variables). However, other factors or independent variables such as local geology (site effect), faulting mechanisms, and directivity effect due to the slip on the fault could affect this relationship. Unfortunately, these factors have not been included in the relationship is likely not affected by the site effect. However, the effect of faulting mechanisms and directivity merit to be studied and investigated in further works. In this study, surveying a wide range of GPS seismology dataset could make the established relationship global, and not confined for specific conditions. Consequently, this relationship could be a worldwide applicable.

Going back to the late 1960s, the relationship between near-field displacements and fault slip were beginning to be explored using simple kinematic models involving a dislocation in an elastic half-space. One of the earlier studies is Savage and Burford (1973) which applied this concept to the San Andreas fault using trilateration measurements. Such study examines the strain accumulation phase of the earthquake cycle – thus, the system is modeled as a fault that is slipping from surface to the base of the locking depth. This model (and more complicated ones) can be used to fit geodetic observations (GPS, InSAR, and classic terrestrial measurements) to estimate, by using the inverse solution, the near-field displacement in function of the fault slip rate and the position in the survey site. As one can see from the simple mathematical models, there is a predictable relationship between distance and local displacement for a given amount of fault slip, which is directly related to earthquake moment and magnitude following well established relationships from instrumental data (e.g., Wells and Coppersmith, 1994). This relation also depends on the locking depth. Also, it is to mention that the locking depth can vary from one location to the next, even along the same fault (e.g., Smith-Konter *et al.*, 2011) which discussed the case of San Andreas fault. Therefore, the locking depth is not an easy task to be taken into consideration in the derived relationship (4). As regard with the DSFS, a variation in locking depth along the southern DSFS (Figure 7) has been observed from GPS measurements (Al-Tarazi *et al.*, 2011). It is important to realize that, in practice, there is considerable uncertainty and a range of values for locking depth estimates. Also, the locking depth for faults along the central DSFS (i.e., Yammuneh and Serghaya faults) are not well determined. Therefore, our globally estimated relationship could be preliminary and applicable with some caution.

CONCLUSION

In this study, an attempt was made to derive an empirical relationship for a preliminary assessment of coseismic horizontal displacement values in the near field. The dataset, compiled for this research, has served as a basis for empirically establishing a relationship of the GPS coseismic displacement as a function of the moment magnitude and the distance between the GPS stations and the earthquake hypocenter. The coseismic horizontal displacement values, recorded at 120 GPS stations from 120 different earthquakes around the world of moment magnitude greater than 4.8, have been used for the regression analysis. The regression coefficients in the target relationship were determined by using multi regression analysis. The established relationship has been preliminarily applied for a set of large historical and instrumental earthquakes occurred along the DSFS. The established relationship has been globally estimated considering only three affecting variables. Therefore, it could be preliminary and applicable with some caution. Further efforts should be carried out to develop such an approach once more GPS Seismology data are available and additional affecting variables are included.

ACKNOWLEDGEMENTS

Authors would like to thank Prof. Khalil Ajami, President of the Syrian Virtual University (SVU) for his support of the scientific research. We are grateful to the two anonymous reviewers who presented suggestions and remarks for improving the manuscript. This manuscript benefited from helpful discussions with Profs. Muawia Barazangi (Cornell University), Francisco Gomez (University of Missouri) and Robert Reilinger (MIT). The GPS Seismology data have been processed using the software of the Cruncher Statistical System Company (Utah, USA).

References

Abdul-Wahed M.K., Asfahani J., 2018, The recent instrumental seismicity of Syria and its implications. *Geof. Int.*, 57, 2, 121-138.

Abdul-Wahed M.K., Asfahani J., Al-Tahan I., 2011, A combined methodology of multiplet and composite focal mechanism techniques for the identification of the seismological active zones in Syria. *Acta Geophysica*, 59, 5, 967-992.

Abdul-Wahed M.K., Al-Tahan I., 2010, Preliminary outlining of the seismological active zones in Syria. *Annals of Geophysics*, 53, 4, 1-9.

Agnew D.C., Owen S., Shen Z. et al., 2002, Coseismic displacements from the Hector Mine, California, earthquake: results from survey-mode Global Positioning System measurements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1355-1364.

Altiner Y., Söhne W., Güney C. et al., 2013, A geodetic study of the 23 October 2011 Van, Turkey earthquake. Tectonophysics, 588, 118-134.

Ambikapathy A., Catherine J.K., Gahalaut V.K. et al., 2010, The 2007 Bengkulu earthquake, its rupture model and implications for seismic hazard. *J. Earth Syst. Sci.*, 119, 4, 553-560.

Ambraseys N.N., Melville C.P., 1988, An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202. Paper presented at the Symposium on History of Seismography and Earthquakes of the World, W.H. Lee (editor), (181-200). San Diego, California.

Ambraseys N.N., Barazangi M., 1989, The 1759 earthquake in the Bekaa Valley: implications for earthquake hazard assessment in the eastern Mediterranean region. J. Geophys. Res., 94(B4), 4007-4013.

Ambraseys N.N., Finkel C.C., 1993, Material for the investigation of the seismicity of the Eastern Mediterranean region during the period 1690-1710. Paper presented at the Conference on Materials of the CEC Project: review of Historical Seismicity in Europe, M. Stucchi (ed.), (173-194), Milano: CNR.

Ambraseys N.N., Melville C.P., Adams R.D., 1994, The seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea: a historical review. King Abdulaziz City for Science and Technology and Cambridge University Press, 204 p.

Ambraseys N.N., Melville C.P., 1995, Historical evidence of faulting in eastern Anatolia and northern Syria. Ann. Geophys., 38, 3-4, 337-343.

Anzidei M., Paldi P., Galvani A. et al., 1999, Coseismic displacement of the 27th September Umbria – Marche (Italy) earthquakes detected by GPS: campaigns and data. *Ann. Geophys.*, 42, 4, 597-607.

Arnadottir Th., Beavan J., Pearson Ch., 1995, Deformation associated with the 18 June 1994 Arthur' Pass earthquake, New Zealand. New Zealand J. Geol. Geophys., 38, 4, 553-558.

Árnadóttir Th., Hreinsdóttir S., Gudmundsson G. et al., 2001, Crustal deformation measured by GPS in the south Iceland seismic zone due to two large earthquakes in June 2000. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 21, 4031-4033.

Avallone A., Marzario M., Cerilla A. et al., 2011, Very high rate (10 Hz) GPS seismology for moderate-magnitude earthquakes: The case of the Mw 6.3 L'Aquila (central Italy) event. *J. Geophys. Res.*, 116., B02305. doi: 10.1029/2010JB007834.

Barnhart W.D., Murray J.R., Yun S.-H. et al., 2015, Geodetic constraints on the 2014 M 6.0 south Napa earthquake. *Seismol. Res. Lett.*, 86, 2A, 335-343.

Beavan J., Kendrick E., McCaffrey R. et al., 2006, Coseismic deformation of the May 2006 M 7.9 Tongo earthquake. American Geophysical Union, Fall Meeting, 2006. abstract id. T21F-04.

Beavan J., Samsonov S., Motagh M. et al., 2010, The Darfield (Canterbury) earthquake: Geodetic observations and preliminary source model. Bull. New Zealand Soc. *Earthq. Eng.*, 43, 4, 228-235.

Pizarro. M.B., Carrizo D., Socquet A., Armijo R., 2010, Asperities, Barriers and transition zone in the north Chile seismic gap: state of the art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. Paper presented at the Proc. "Fringe 2009 Workshop, Frascati, Italy.

Bekri E., Nankali H.R., Rahimi Z., 2015, Coseismic displacement of the earth crust using permanent GPS stations in Ahar-Varzegan earthquake 2012. *Geosci. J.*, 24, 95, 105-110.

Bernard P., Briole P., Meyer B. et al., 1997, The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): Evidence for low angle normal faulting in the Cornith rift. *J. Seismol.*, 1, 131-150.

Bilich A., Cassidy J.F, Larson C., 2008, GPS Seismology: application to the 2002 Mw 7.9 Denali fault earthquake. Bull. Seism Soc. Am., 98, 2, 593-606.

Blewitt G., Heflin M.B., Hurst K.J. et al., 1993, Absolute far-field displacements from the 28 June 1992 Landers earthquake sequence. *Nature*, 361, 340-342.

Branzanti M., Colosimo G., Crespi M., Mazzoni A., 2013, GPS-near-real-time coseismic displacements for the great Tohoku-Oki earthquake. IEEE *Geosci. Remote S. Lett.*, 10, 2, 372-376.

Brockmann E., Hug R., Schneider D., Signer T., 2002, Geotectonics in the Swiss Alps using GPS. In Torres J.A. and H. Hornik (eds.), Subcommission for the European Reference Frame (UUREF), publication No. 11, 109-117.

Bürgmann R., Ayhan M.E., Fielding E.J. et al., 2002, Deformation during the 12 November 1999 Düzce, Turkey, earthquake, from GPS and InSAR data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1, 161-171.

Calais E., 2016, The Haiti 2010 earthquake.http://www.geologie.ens.fr/~ecalais/research/the-january-12th-2010-haiti/the-haiti-2010-earthquake.html.

Calais E., 2004, GPS campaign in the Dominican Republic, October 12-18, 2003: Data analysis and preliminary results. Technical Report. http://web.ics.purdue.edu /~ecalais/projects/caribbean/dr2003/

Calais E., Freed A., Mattioli G. et al., 2010, Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake. *Nature Geosci. J.*, 3, 794-799.

Cheloni D., Serpelloni E., Devoti R. et al., 2016, GPS observations following the 2016, August 24, Mw 6 Amatrice earthquake (central Italy): Data, analysis and preliminary fault model. Ann. Geophys., 59, Fast Track 5.

Chen H.Y., L.Ch. Kuo L.Ch., Yu S., 2004, Coseismic movement and seismic ground motion associated with the 31 March 2002 off Hualien, Taiwan, earthquake. *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, 15, 4, 683-695.

Chen H.Y., Yu S.B., Kuo L.C., Liu C.C., 2006, Coseismic and postseismic surface displacements of the 10 December 2003 (Mw 6.5) Chengkung, eastern Taiwan, earthquake. *Earth Planets Space*, 58, 5-21.

Chen H.Y., Lee J.C., Kuo L.C. et al., 2008, Coseismic surface GPS displacement and ground shaking associated with the 2006 Pingtung earthquake doublet, offshore southern Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, 19, 6, 683-696.

Chen H.Y., Hsu Y.J., Lee J.Ch. et al., 2009, Coseismic displacements and slip distribution from GPS and leveling observations for the 2006 Peinan earthquake (Mw 6.1) in southeastern Taiwan. *Earth Planets Space*, 61, BF03352913.

Clarke P.J., Paradissis D., Briole P. et al., 1997, Geodetic investigation of the 13 May 1995 Kozani-Grevena (Greece) earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 6, 707-710.

Darawcheh R., Abdul-Wahed M.K. and Hasan A., 2019, The 13th-August-1822 Aleppo earthquake: Implications for the seismic hazard assessment at the Antakia triple junction. N. Sundararajan et al. (eds.), Springer Nature Switzerland, 179-181.

De Chabalier J.B., Ruegg J.C., Armijo R. et al., 1997, Modelling the deformation related to the Mw = 8.1 subduction earthquake of northern Chile (1995) using SAR interferometry and GPS measurements. Eos, Transactions, AGU, Fall Meeting, F696.

Ding K., Freymueller J.T., Wang Q., Zou R., 2015, Coseismic and early postseismic deformation of the 5 January 2013 Mw 7.5 Craig earthquake from static and kinematic GPS solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 105(2B), 1153-1164.

Duputel Z., Jiang J., Jolivet R. et al., 2015, The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 19, 7949-7957.

Ellis A.P., DeMets Ch., Briole P. et al., 2015, Geodetic slip solutions for the Mw = 7.4 Champerico (Guatemala) earthquake of 2012 November 7 and its postseismic deformation. *Geophys. J. Int.*, 201, 2, 856-868.

European Marine Observation and Data Network (EMODnet). http://www.emodnet.eu/

Fernandes R.M.S., Miranda J.M., Catalão J. et al., 2002, Coseismic displacements of the Mw = 6.1, July 9, 1998, Faial earthquake (Azores, north Atlantic). *Geophys. Res. Lett.*, 29, 16, 21-1 to 21-4.

Frontera T., Concha A., Blanco P. et al., 2012, DInSAR coseismic deformation of the May 2011 Mw 5.1 Lorca earthquake (southeastern Spain). *Solid Earth*, 3, 111-119.

Ganas A., Serpelloni E., Drakatos G. et al., 2009, The Mw 6.4 SW-Achaia (western Greece) earthquake of 8 June 2008: seismological, Field, GPS observations, and stress modeling. J. Earthq. Eng., 13, 8, 1101-1124.

Ganas A., Cannavo F., Chousianitis K. et al., 2015, Displacements recorded on continuous GPS stations following the 2014 M6 Cephalonia (Greece) earthquakes: Dynamic characteristics and kinematic implications. *Acta Geodyn. Geomater.*, 12, 1, 5-27.

Ganas A., Elias P., Valkaniotis S., Briole P., 2017, Sentinel-1 reveals ground deformation after Aegean Sea earthquake. European Space Agency.

https://earth.esa.int/web/guest/content/-/article/sentinel-1-reveals-ground-deformation-after-aegean-sea-earthquake.

Geirsson H., Árnadóttir Th., Hiernsdóttir S. et al., 2010, Overview of results from continuous GPS observations in Iceland from 1995 to 2010. *Jökull*, 60, 3-22.

Geographical Survey Institute, GSI, 2003, Ground deformation in the 2003 Tokachi Oki earthquake. The 101st Meeting of the Coordinating Committee for Earthquake Prediction, Japan.

Giuliani R., Anzidei M., Bonci L. et al., 2007, Coseismic displacements associated to the Molise (southern Italy) earthquake sequence of October-November 2002 inferred from GPS measurements. *Tectonophysics*, 432, 1, 21-35.

Graham Sh.E., DeMets Ch., DeShon H.R. et al., 2012, GPS and seismic constraints on the M = 7.3 2009 Swan Islands earthquake: Implications for stress changes along the Motagua fault and other nearby faults. *Geophys. J. Int.*, 190, 3, 1625-1639.

Graham Sh.E., DeMets Ch., Cabral-Cano E. et al., 2014, GPS constraints on the Mw = 7.5 Ometepec earthquake sequence, southern Mexico: coseismic and post-seismic deformation. *Geophys. J. Int.*, 199, 200-218.

Group on Earth Observations, GEO (n.d.) Van, http://supersites.earthobservations.org/ van.php#GPS

Gunawan E., Kholil M., Meilano I., 2016, Splay-fault rupture during the 2014 Mw 7.1 Molucca Sea, Indonesia, earthquake determined from GPS measurements. *Phys. Earth Planet. In.*, 259, 29-33.

Hammond W.C., Blewitt G., Kreemer C. et al., 2011, Global Positioning System constraints on crustal deformation before and during the 21 February 2008 Wells, Nivada M6.0 earthquake. *Nivada Bureau of Mines and Geology*, Special Publication 36.

He P., Wang Q., Ding K., Li J., Zou R., 2016, Coseismic and postseismic slip ruptures for 2015 Mw 6.4 Pishan earthquake constrained by static GPS solutions. *Geod. Geodyn.*, 7, 5, 323-328.

Heflin M., n.d., GPS Time Series. https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html

Hill E.M., Borrero J.C., Huang Zh. et al., 2012, The 2010 Mw 7.8 Mentawai earthquake: Very shallow source of a rare tsunami earthquake determined from tsunami field survey and near-field GPS data. *J. Geophys. Res.*, 117, B6. doi:10.1029/2012JB009159.

Hoechner A., Babeko A.Y., Sobolev S.V., 2008, Enhanced GPS inversion technique applied to the 2004 Sumatra earthquake and tsunami. *Geophys. Res. Lett.*, 35, 8, L08310.

Hollenstein Ch., Müller M.D., Geiger A., Kahle H.G., 2008, GPS-derived coseismic displacements associated with the 2001 Skyros and 2003 Lefkada earthquakes in Greece. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 1, 149-161.

Houlié N., Dreger D., Kim A., 2014, GPS source solution of the 2004 Parkfield earthquake. Sci. Rep., 4, 3646. doi: 10.1038/srep03646.

Hsu Y.J., Yu Sh.B., Kuo L.Ch. et al., 2011, Coseismic deformation of the 2010 Jiashian, Taiwan earthquake and implications for fault activities in southwestern Taiwan. *Tectonophysics*, 502, 328-335.

Hudnut K., Shen Z., Murray M., et al., 1996, Co-seismic displacements of the 1994 Northridge, California, earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1B, S19-S36.

Hung J.H., Zhan H.P., Wiltschko D.V., Fang P., 2002, Geodetically observed surface displacements of the 1999 Chi-Chi earthquake near southern termination of the Chelungpu fault. *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, 13, 3, 355-366.

Hutton W., DeMets C., Sánchez O. et al., 2001, Slip kinematics and dynamics during and after the 1995 October 9 Mw 8.0 Colima-Jalisco earthquake, Mexico, from GPS geodetic constraints. *Geophys. J. Int.*, 146, 3, 637-658.

INGV Working Group, 2016, Preliminary co-seismic displacements for the October 26 (Mw 5.9) and October 30 (Mw 6,5) central Italy earthquakes from the analysis of GPS stations. doi: 10.5281/zenodo/167959. http://ring.gm.ingv.it/?p=1304.

International Seismological Center, ISC, On-line ISC Bulletin. http://www.isc.ac.

Ito T., Gunawan E., Kimata F. et al., 2016, Co-seismic offsets due to two earthquakes (Mw 6.1) along the Sumatran fault system derived from GNSS measurements. Earth Planets Space, 68, 57. https://doi.org/10.1186/s40623-016-0427-z.

Jade S., Mukul M., Parvez I.A. et al., 2003, Pre-seismic, co-seismic and post-seismic displacements associated with the Bhuj 2001 earthquake derived from recent and historical geodetic data. *J. Earth Syst. Sci.*, 112, 3, 331-345.

Kaiser A., Holden C., Beavan J. et al., 2012, The Mw 6.2 Christchurch earthquake of February 2012: Preliminary report. New Zealand J. Geol., 55, 1, 67-90.

Kimata F., Tealeb A., Murakami H. et al., 1997, The Aqaba earthquake of November 22, 1995 and co-seismic deformation in Sinai Peninsula deduced from repeated GPS measurements. *Acta Geod. Geophys.* Hu., 32, 1-2, 53-71.

Klein E., Vigny Ch., Fleitout L. et al., 2017, A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw 8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 468, 123-134.

Kreemer C., Blewitt G., Maerten F., 2006, Co- and postseismic deformation of the 28 March 2005 Nias Mw 8.7 earthquake from continuous GPS data. Geophys. Res. Lett., 33, L07307. doi: 10.1029/2005GL05566.

Kutoglu H.S., Celik R.N., Ozludemir M.T., Güney C., 2011, New findings on the effects of the İzmit Mw=7.4 and Düzce Mw=7.2 earthquakes. *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.*, 11, 267-272.

Larson K.M., 2009, GPS Seismology. J. Geod., 83, 3-4, 227-233. doi:10.1007/s00190-008-0233-x.

Lai K.-Yuang, Chen Y.-Gau, Wu Y.-Min et al. ,2009, The 2005 Ilan earthquake doublet and seismic crisis in northwestern Taiwan: Evidence for dyke intrusion associated with on-land propagation of the Okinawa trough. *Geophys. J. Int.*, 179, 2, 678-686.

Lundgren P.R., Wolf S.K., Protti M., Hurst K.J., 1993, GPS measurements of crustal deformation associated with the Valle da la Estrella, Costa Rica earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 5, 407-410.

Mahesh P., Kundu B., Katherine J.K., Gahalaut V.K., 2011, Anatomy of the 2009 Fiordland earthquake (Mw 7.8), South Island, New Zealand. *Geosci. Front.*, 2, 1, 17-22.

Meng G., Ren J., Su X. et al., 2013, Coseismic deformation of the 2010 Mw 6.9 Yushu earthquake derived from GPS data. Seismol. Res. Lett., 84, 1, 57-64.

Min-Chien T., Chi-Yu Ch., Shuo-Ying W. and IES GPS Team, 2013, GPS coseismic displacements distribution of
Ruisuiat31Oct.2013,Taiwan.http://tec.earth.sinica.edu.tw/new_web/upload/news/Conference/20131031RuisuiEQ/06_Tsai%20Min-Chien.pdf.

Nakao Sh., Yakiwara H., Hirano Sh. et al., 2016, Crustal deformation by the West Off Satsuma Peninsula earthquake occurred on November 14, 2015. *Japan Geoscience Union Meeting*, 22-26 May 2016, Tokyo.

NCSS 11 Statistical Software, 2016), NCSS, LLC. Kaysville, Utah, USA, ncss.com/software/ncss.

Nevada Geodetic laboratory, NGL, n.d., Latest News. http://geodesy.unr.edu/ and https://www.unavco.org/highlights/2014/ferndale.html

Nishimura T., Fujiwara S., Murakami M. et al., 2006, Fault model of the 2005 Fukuoka-ken Seiho-oki earthquake estimated from coseismic deformation observed by GPS and InSAR. *Earth Planets Space*, 58, 51-56.

Nishimura T., Hashimoto M., Hoso Y. et al., 2017, Crustal deformation of the 2016 October 21th M 6.6 earthquake in central Tottori Prefecture. JpGU-AGU Joint Meeting 2017, Tokyo.

Nocquet J.-M., Jarrin P., Vallée M. et al., 2017, Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. Nat. Geosci., 10, 145-149.

Nykolaishen L., Dragert H., Wang K. et al., 2015, GPS observations of crustal deformation associated with the 2012 Mw 7.8 Haida Gwaii earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 105, 2B, 1241-1252.

Ohta Y., Miura S., Ohzono M. et al., 2011, Large intraslab earthquake (2011 April 7, M 7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (M 9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data. *Earth Planets Space*, 63, 1207-1211.

O'Keefe K., Fortes L.P., 2001, Using permanent GPS stations to detect the 2001 Nisqually earthquake. Proceedings of the Scientific Assembly of the International Association of Geodesy (Paper 170BD, 5 pages), Budapest, Hungary.

Ozawa Sh., Yarai H., Tobita M. et al., 2008, Crustal deformation associated with the Noto Hanto earthquake in 2007 in Japan. *Earth Planets Space*, 60, 95-98.

Polcari M., Albano M., Fernández J. et al., 2016, Three-dimensional (3D) coseismic deformation map produced by the 2014 south Napa earthquake estimated and modeled by SAR and GPS data integration. European Geosciences Union General Assembly (EGU), Vienna, Austria, p. 12959.

Pollitz F.F., Wicks Ch., Schoenball M. et al., 2017, Geodetic slip model of the 3 September 2016 Mw 5.8 Pawnee, Oklahoma, earthquake: evidence for fault-zone collapse. *Seismol. Res. Lett.*, 88, 4, 983-993.

Pradhan R., Prajapati S.K., Chopra S. et al., 2013, Causative source of Mw 6.9 Sikkim-Nipal border earthquake of September 2011: GPS baseline observations and strain analysis. J. Asian Earth Sci., 70-71, 179-192.

Pritchard M.E., Norabuena E.O., Ji C. et al., 2007, Geodetic, teleseismic, and strong motion constraints on slip from recent southern Peru subduction zone earthquakes. J. Geophys. Res., 112 (B03307).

Protti M., González V., Newman A.V. et al., 2014, Nicoya earthquake rupture anticipated by geodetic measurement of the locked plate interface. *Nat. Geosci.*, 7, 117-121.

Regnier M., Calmant S., Pelletier B. et al., 2003, The Mw 7.5 1999 Ambrym, Vanuatu: a pack arc intraplate thrust event. *Tectonics*, 22, 4, 1043.

Reigber Ch., Xia Y., Michel G.W. et al., 1997, The Antofagasta 1995 earthquake: Crustal deformation pattern as observed by GPS and D-INSAR. The 3rd ERS Symposium, Florence.

Ruddick R., 2005, Analysis of the 2002 Mw = 7.6 Wewak earthquake, Papua New Guinea, using Global Positioning System observations. Thesis of Honours, The Australian National University, Canberra, 91 p.

Ruiz S., Klein E., del Campo F. et al., 2016, The seismic sequence of the 16 September 2015 Illapel Mw 8.3 earthquake. Seismol. Res. Lett., 87, 4, 789-799.

Savage J.C., Burford R.O., 1973, Geodetic determination of relative plate motion in central California. J. Geophys. Res., 78, 5, 832-845.

Sbeinati M. R., Darawcheh R., Mouti M., 2005, The historical earthquakes of Syria: An analysis of large and moderate earthquakes from 1365 B.C. to 1900 A.D. *Ann. Geophys.*, 48, 3, 347-435.

Schmitt S.V., DeMets Ch., Stock J. et al., 2007, A geodetic study of the 2003 January Tecomán, Colima, Mexico earthquake. *Geophys. Res. Int.*, 169, 2, 389-406.

School of Ocean and Earth Science and Technology, SOEST, 2015, Preliminary coseismic displacement field M8.8 Maule earthquake, Chili, Feb 27, 2010. University of Hawai' I at Mãnoa.

Scordilis E.M., 2006, Empirical global relations converting Ms and mb to moment magnitude. J. Seismol., 10, 225-236. doi: 10.1007/s10950-006-9012-4.

Seeüller W., Kaniuth K., Drewes H., 2001, Velocity estimates of IGS RNAAC SIRGAS stations. International Association of Geodesy Symposium, Cartagena, Colombia.

Serpelloni E., Anderlini L., Avallone A. et al., 2012, GPS observations of coseismic deformation following the May 20 and 29, 2012, Emilia seismic events (northern Italy): Data, analysis and preliminary models. *Ann. Geophys.*, 55, 4, 759-766.

Shao G., Ji C., Zhao D., 2011, Rupture process of the 9 March, 2011 Mw 7.4 Sanriku-Oki, Japan earthquake constrained by jointly inverting teleseismic waveforms, strong motion data and GPS observations. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G20.

Smith-Konter B., Sandwell D., Shearer P., 2011, Locking depths estimated from geodesy and seismology along the San Andreas Fault System: Implications for seismic moment release. J. Geophys. Res., 116, B06401.

Som S.K., Jana P., Mohapatra S.R. et al., 2013, Mw 5.9, 18th June 2010 earthquake and fault segment linkage at Andaman - a study based on macroseismic survey, GPS Geodesy and Coulomb stress changes. *J. Asian Earth Sci.*, 67, 26-36.

Stanaway R., 2008, Papua New Guinea on the move-GPS monitoring of plate tectonics and earthquakes. The 42nd Association of Surveyors PNG Congress, Port Moresby.

Stein R.S., Marshall G.A., Murray M.H. et al., 1993, Permanent ground movement associated with the 1992 M=7 Cape Mendocino, California, earthquake: Implications for damage to infrastructure and hazard to navigation. U.S. *Geological Survey*, Open-File Report 93-383.

Tabei T., Kato T., Catane J.P.L. et al., 1996, Crustal deformation associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan derived from GPS measurements. *Phys. Earth Planet Int.*, 44, 281-286.

Tahayt A., Feigl K.L., Mourabit T. et al., 2009, The Al-Hoceimah (Morocco) earthquake of 24 February 2004, analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observation. *Remote Sens. Environ.*, 113, 306-316.

Al-Tarazi E., 2000, The major gulf of the Aqaba earthquake, 22 November 1995-maximum intensity distribution. *Nat. Haz.*, 22, 17-27.

Al-Tarazi E., Abu Rajab J., Gomez F. et al., 2011, GPS measurements of the near-field deformation along the southern Dead Sea fault system. Geochem. *Geophys. Geosystems*, 12, 12, Q12021. doi:10.1029/2011GC003736.

Terry R.L., Funning G.J., Floyd M., 2017, A study of the December 2016, The Geysers, CA earthquake using InSAR and GPS. Poster presented at 2017 Southern California Earthquake Center Annual Meeting. University of Southern California, Los Angeles.

Timofeev V.Y., Ardyukov D.G., Stus Y.F. et al., 2008, Pre-, co and post-seismic motion for the Altay region by GPS and gravity observations. The International Conference ETS, Weimar, Germany, 11687-11705.

Tsai M.C., Shin T.C., Kuo K.W., 2017, Pre-seismic strain anomalies and coseismic deformation of the Meinong earthquake from continuous GPS. Terr. Atmos. Ocean Sci., 28, 5. doi: 10.3319/TAO.2017.04.19.01.

Tyriakioğlu I., 2015, Geodetic aspects of the 19 May 2011 Simav earthquake in Turkey. Geomatics, *Nat. Haz. Risk*, 6, 1, 76-89.

UNAVCO, 2010, Gorda earthquake recorded in PBO GPS 15-second time series. https://www.unavco.org/highlights/2010/gorda-earthquake-recorded-in-pbo-gps-15-second-time-series.html

United States Geological Survey, USGS, Homepage, http://www.usgs.gov

Wang K., Fialko Y., 2015, Slip model of the 2015 Mw 7.8 Gorkha (Nepal) earthquake from inversions of ALOS-2 and GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 18,, 7452-7458.

Wang M., Wan Y., Shen Zh. et al., 2006, Coseismic slip distribution of the 2001 Kokoxili, northern Tibet, earthquake, constrained by GPS and geological field survey data. Tectonophysics.

Weber J.C., Geirsson H., Latchman J.L. et al., 2015, Tectonic inversion in the Caribbean-south American plate boundary: GPS geodesy, seismology, and tectonics of the Mw 6.7 22 April 1997 Tobago earthquake. *Tectonics*, 34, 1181-1194.

Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 4, 974-1002.

Williams C.R., Segall P., 1996, Coseismic displacements measured by Global Positioning System. In Paul Spidich (ed.), The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989-Main shock characteristics (236-278), Washington.

Wiseman K., Banerjee P., Bürgmann R. et al., 2012, Source model of the 2009 Mw 7.6 Padang intraslab earthquake and its effect on the Sunda megathrust. *Geophys. J. Int.*, 190, 1710-1722.

Yamazaki F., Moya L., Anekoji K., Liu W., 2014, Comparison of the coseismic displacements obtained from strong motion accelorograms and GPS data in Japan. *Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Istanbul.

Yarai H., Kobayashi T., Morishita Y. et al., 2016, Crustal deformation of the 2016 Kumamoto earthquake. Japan Geoscience Union Meeting, Tokyo.

Yelles K., Lammali K., Mahsas A. et al., 2004, Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 13, L13610. doi: 10.1029/2004GL019884.

Yiğit C. Ö, Tiryakioğlo I., Saka M.H., Alkan R.M., 2015, GNSS-derived coseismic displacement of the Gökçeada earthquake (2014, Mw:6.9) based on 1 Hz GNSS data. *Geophys. Res. Abstr.*, 17, EGU2015, EGU General Assembly.

Yin H., Wdowinski Sh., Liu X. et al., 2013, Strong ground motion recorded by high-rate GPS of the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China. *Seismol. Res. Lett.*, 84, 2, 210-218.

Yokota Y., Koketsu K., Hikima K., Miyazaki Sh., 2009, Ability of 1-Hz GPS data to infer the source process of a medium-sized earthquake: The case of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12301.

Yong H., Shaomin Y., Bin Zh. et al., 2013, The coseismic displacements of the 2013 Lushan Mw 6.6 earthquake determined using continuous global positioning system measurements. *Geod. Geodyn.*, 4, 2, 6-10.

Yongge W., Zhengkang Sh., Zhende H. et al., 2005, Co-seismic slip distribution of the 2001 Kokoxili earthquake inverted by GPS data. *Earthq. Res. China*, 19, 4, 420-429.

Zheng Y., Li J., Xie Z., Ritzwoller M.H., 2012, 5Hz GPS seismology of the El Mayor-Cucapah earthquake: estimating the earthquake focal mechanism. *Geophys. J. Int.*, 190, 1723-1732.

Zohar M., Marco Sh., 2012, Re-estimating the epicenter of the 1927 Jericho earthquake using spatial distribution of intensity data. J. Appl. Geophys., 82, 19-29.

#	Date	Earthquake/Location	Faulting	M_{w}	h	GPS Site	Δ	D_{GPS}	Reference(s)
	(mm/dd/yy)	1 ,	type		(km)	(ID)	(km)	(cm)	()
1	10/17/1989	Loma Prieta/US	R	6.9	19	TRAILL*	12	41.30	Williams and Segall, 1996
2	04/22/1991	Limon/CR	Т	7.7	10	LIMO*	50	244.7	Lundgren et al., 1993
3	04/24/1992	Mendocino/US	Т	7.1	11	Pierce E.	13	40	Stein et al., 1993
4	06/28/1992	Landers/US	R	7.3	07	DEAD	30	53.7	Blewitt et al., 1993
5	01/17/1994	Northridge/US	Т	6.7	18	SAFE*	10	21.6	Hudnut <i>et al.</i> , 1996
6	06/18/1994	Arthur' Pass/NZ	Т	6.7	15	_*	10	50	Arnadottir et al., 1995
7	01/17/1995	Kobe/JP	R	7.2	17	IWAY*	5	45	Tabei et al., 1996
8	05/13/1995	Kozani/GR	Ν	6.6	14	_*	10	20	Clarke et al., 1997
9	06/15/1995	Aigion/GR	Ν	6.4	10	C075*	0	7	Bernard et al., 1997
10	07/30/1995	Antofagasta/CL	Т	8.1	36	DO3*	25	100	De Chabalier et al., 1997;
		0							Reigber et al., 1997
11	10/09/1995	Colima/MX	Т	8.0	40	CHAM*	50	90	Hutton et al., 2001
12	11/22/1995	Nuweiba/Gulf of	L+N	7.0	13	DHAB*	26	17	Kimata et al., 1997
		Aqaba							,
13	11/12/1996	Nazca/PE	Т	7.7	33	ZAMA*	50	13.45	Pritchard et al., 2007
14	04/22/1997	Tobago/TT	Ν	6.7	09	FTMD*	12.5	14.3	Weber et al., 2015
15	09/26/1997	Umbria/IT	Ν	6.0	06	CROC*	< 2	14	Anzidei et al., 1999
16	07/09/1998	Faial/Azores	R+L	6.1	05	FAIM*	20	5.9	Fernandes et al., 2002
17	07/17/1998	Rayli/TW	Т	6.2	03	S326*	5	2.3	Hung et al., 2002
18	08/17/1999	Izmit/TR	R	7.4	15	G240026*	60	200	Kutoglu et al., 2011
19	09/21/1999	Chi Chi/TW	T+L	7.5	08	I007	10	132	Hung et al., 2002
20	10/16/1999	Hector Mine/US	S	7.1	20	_*	< 3	100	Agnew et al., 2002
21	11/12/1999	Düzce/TR	R	7.2	14	MUDR*	40	12	Bürgmann <i>et al.</i> , 2002
22	11/26/1999	Ambrym/VU	Т	7.5	14	AMBR	50	35	Regnier et al., 2003
23	06/17/2000	IS	R	6.5	06	_*	2.5	28	Árnadóttir <i>et al.</i> , 2001
24	06/21/2000	IS	R	6.4	06	_*	5	27	Árnadóttir et al., 2001
25	11/16/2000	New Ireland/GY	Т	8.0	33	RVO	33	59	Stanaway, 2008
26	01/13/2001	Coast/SV	Ν	6.5	10	SSIA	20	0.7	Seeüller <i>et al.</i> , 2001
27	01/26/2001	Bhui/IN	Т	7.6	16	KAKA	20	100	Iade et al., 2003
28	$\frac{02}{13}$	San Salvador/SV	Ē	6.6	10	SSIA	25	4.3	Seeüller et al. 2001
29	02/28/2001	Nisqually/US	N	6.8	59	RPTI	30	1	O'Keefe and Fortes, 2001
30	06/23/2001	Arequina/PE	Т	8.5	32	IHAI	70	107	Pritchard <i>et al.</i> 2007
31	07/17/2001	Lana/IT	-	4.8	-	BZRG	10	2.7	Brockmann et al. 2002
32	07/26/2001	Skyros/GR	L	6.4	12	DUKA	30	7	Hollenstein <i>et al.</i> 2008
33	11/14/2001	Kokoxili/Tibet	I.	7.9	15	BS33	10	80	Yongge et al. 2005: Wang et
55		11010111/ 11000	-		15	2000	••		al., 2006
34	03/31/2002	331/TW	_	7.0	10	SAUO	50	5.5	Chen <i>et al.</i> , 2004
35	09/08/2002	Wewak/PG	Т	7.6	13	XAVI	20	121	Ruddick, 2005
	· , · · , = · · =	,	-		~			-	····· , ···· *

Appendix 1: List of 120 interplate worldwide earthquakes measured by near-field GPS stations.

36 37	10/31/2002 11/03/2002	Molise/IT Denali Fault/Alaska	R R	5.7 7.9	20 05	CROC WHIT	4 ~ 10	2.4 50	Giuliani <i>et al.</i> , 2007 Larson, 2009; Bilich <i>et al.</i> ,
38	01/22/2003	Tecomán /MV	т	72	24	COLL	~70	15	2008
30	01/22/2003 05/21/2003	Boumerdes /DZ	т Т	6.8	2 4 10	BOUB*	20	25	Velles at $al = 2004$
39 40	03/21/2003 08/14/2003	Lefkada/GR	R	6.2	15	DOOD.	20 30	23 72	Hollepstein $at al = 2008$
40 //1	00/14/2003 00/22/2003	Puerto Plata /DO	Т	6.5	15	- REUN	10	7.8	Calais 2004
42	09/22/2003 09/26/2003	Tokachi oki/IP	т Т	8.0	27	0532	70	100	Larson 2009: GSL 2003
±∠ //3	09/20/2003 09/27/2003	Chuya/Altay	R	73	21	KURA*	15	35	Timofeev et al. 2008
т.) ЛЛ	$\frac{07}{27}$ 2003	Chengkung/TW	Т	6.5	18	CHEN	5	13	Chep et al. 2006
45 45	12/10/2003 12/22/2003	San Simeon /US	T	6.5	16	CRBT	35	10	Larson 2009
46	$\frac{12}{24} \frac{2003}{2004}$	Al Hoceima/MA	T	6.3	12	BREH	30	3	Tabayt et al. 2009
40	02/24/2004 09/28/2004	Parkfield/US	S S	6.0	08	HUNT	25	49	Houlié et al. 2014
48	12/26/2004	Sumatra /ID	Т	9.2	30	-	80	500	Hoechner et al. 2008
40	$\frac{12}{20}/2007$	Ilan /TW	N	5.2 5.7	07	I TUN	5	3	$I_{\text{oi}} et al = 2009$
50	03/20/2005	Fukuoka-ken/IP	T	6.6	09	021062	15	20	Nishimura et al. 2006
51	03/28/2005	Nias/ID		8.7	30	I HW/A	30	500	$K_{reemer} et al. 2006$
52	04/01/2006	Peinan/TW	15	6.1	11	LONT	5	4 5	Chep et al. 2009
53	05/05/2006	Tonga/NZ	т. Т	7.9	15		90	40	Beavan et al. 2006
54	12/26/2006	Pingtung/TW	N	7.0	44	HENC	40	35	Chep et al. 2008
55	12/26/2006	Pingtung/TW	1	6.9	33	HENC	40	3.2	Chen et al. 2008
56	$\frac{12}{25}/2000$	Noto Hanto/IP	T	6.9	11	0575	10	21	Ozawa $et al 2008$
57	07/16/2007	Chuetsu-Niigata /IP	T	6.5	10	0051	25	80	Larson 2009
58	09/12/2007	Bengkulu/ID	T	84	30	TIAS	90	73	Ambikapathy et al. 2010
50	$\frac{00}{12}$ $\frac{2007}{2007}$	Tocopilla/CI	T	77	40	BMEI	50	30	Pizarro et al 2010
60	$\frac{11}{14} \frac{200}{2008}$	Wells/US	N	6.0	-	GOSH	80	0.15	Hammond et al. 2011
61	02/21/2000 05/12/2008	Sichauan/CN	T	7.9	15	DIXI-51	38	40	$\frac{1}{2013}$
62	05/12/2008 05/29/2008		R+N	63	10	BALD	30	1 0 20	Geirsson et al. 2010
63	06/08/2008	Achaia/GR	S	6.4	18	RIS	12.8	0.73	Gapas et al. 2009
64	06/14/2008	Iwate-Miyagi/IP	Т	6.9	08	0928	20	20	V_{0} Nota et al. 2009
65	04/06/2009	Aquila/IT	N	63	10	ROIO	23	85	Avallone <i>et al.</i> 2011
66	05/28/2009	Swan Islands/HN	-	73	10	ROA0*	50	31	Graham et al. 2012
67	07/15/2009	Fiordland/NZ	Т	7.8	12	PYGR	30	30	Mahesh <i>et al.</i> 2011
68	09/30/2009	Padang/ID	Ť	7.6	80	MSAI	35	5	Wiseman et al. 2012
69	01/10/2010	Gorda/US	-	6.5	22	P162	30	25	UNAVCO 2010
70	01/12/2010	HT	_	7.0	13	DFRT	5	80	Calais 2016: Calais <i>et al</i>
10	01/12/2010				10	21111	U	00	2010
71	02/27/2010	Maule/CL	Т	8.8	35	CONZ	70	300	SOEST, 2015
72	03/04/2010	Iiashian/TW	Т	6.4	23	GS51	25	2.7	Hsu <i>et al.</i> , 2011
73	04/04/2010	El Mayor-	-	7.2	10	P496	62	78	Zheng <i>et al.</i> , 2012
	, ,	Cucapah/MX							0 ,
74	04/13/2010	Yushu/CN	-	6.9	10	JB94	10	1.5	Meng et al., 2013
75	06/18/2010	Andaman/Bengal B.	-	5.9	20	ABAY*	2	11	Som et al., 2013
76	09/04/2010	Darfield/NZ	-	7.1	10	MQZG	30	14	Beavan et al., 2010
77	10/25/2010	Mentawai/ID	Т	7.8	20	BSAT	49	22	Hill et al., 2012
78	02/22/2011	Christchurch/NZ	-	6.2	05	-	2	30	Kaiser et al., 2012
79	03/09/2011	Sanriku-oki/JP	-	7.4	08	-	80	3.2	Shao et al., 2011
80	03/11/2011	Tohaku-oki/JP	Т	9.0	06	MIZU	140	240	Branzanti et al., 2013
81	04/07/2011	NE of Japan	Т	7.1	66	KNK	50	3	Ohta <i>et al.</i> , 2011
82	04/11/2011	Fukushima/JP	-	6.6	06	0800	20	28	Yamazaki et al., 2014
83	05/11/2011	Lorca/ES	Т	5.1	02	LORC	5	0.6	Frontera et al., 2012
84	05/19/2011	Simav/TR	Ν	5.9	09	DEIR	10	0.2	Tvriakioğlu, 2015
85	09/18/2011	Sikkim-Nepal	_	6.9	20	PHOD	40	2	Pradhan et al., 2013
86	10/23/2011	Van/TR	Т	7.2	07	MURA	43	3.8	Altiner <i>et al.</i> , 2013; GEO, n.d
87	03/20/2012	Ometepec/MX	Т	7.5	15	OMTP	50	28	Graham <i>et al.</i> , 2014
88	05/20/2012	Emilia/IT	Т	6.1	10	MO05	< 5	3	Serpelloni et al., 2012

89	05/29/2012	Emilia/IT	Т	5.8	05	CONC	< 5	1	Serpelloni et al., 2012
90	08/11/2012	Ahar-Varzeqan/AZ	-	6.0	10	-	20	0.5	Bekri et al., 2015
91	09/05/2012	Nicoya/CR	Т	7.6	40	-	40	68	Protti et al., 2014
92	10/28/2012	Haida Gwaii/CA	Т	7.8	18	BARI	30	115	Nykolaishen et al., 2015
93	11/07/2012	Champerico/GT	Т	7.4	24	-	65	6	Ellis et al., 2015
94	01/05/2013	Craig/Alaska	Т	7.5	10	AB48	114	12	Ding et al., 2015
95	01/21/2013	Sumatra/ID	-	6.1	10	GEUM	< 10	7.4	Ito et al., 2016
96	04/20/2013	Lushan/CN	Т	6.6	22	SCTQ	43.3	3	Yong et al., 2013
97	07/02/2013	Sumatra/ID	-	6.1	10	CELA	2	4.5	Ito et al., 2016
98	10/31/2013	Ruisui/TW	-	6.3	19	JPEI	2	5	Min-Chien et al., 2013
99	01/26/2014	Cephalonia/GR	-	6.0	16	VLSM	11	3.35	Ganas et al., 2015
100	02/03/2014	Cephalonia/GR	-	5.9	05	VLSM	11	7	Ganas et al., 2015
101	03/09/2014	Ferndale/US	-	6.8	16	P162	90	1.5	NGL, n.d.
102	04/01/2014	Iquique/CL	Т	8.1	20	PSGA	80	100	Duputel et al., 2015
103	05/24/2014	Gökçeada/Aegean	-	6.9	10	-	90	11	Yiğit et al., 2015
404	00/01/0011	Sea		6.0			-	45	
104	08/24/2014	South Napa/US	-	6.0	11	-	5	15	Polcari <i>et al.</i> , 2016; Barnhart <i>et al.</i> , 2015
105	11/15/2014	Molucca Sea/ID	-	7.1	35	CTER	100	1.5	Gunawan et al., 2016
106	04/25/2015	Gorkha/NP	Т	7.8	08	-	50	150	Wang and Fialko, 2015
107	07/03/2015	Pishan/CN	Т	6.4	15	A506*	17.5	12	He et al., 2016
108	09/16/2015	Illapel/CL	Т	8.3	22	BFRJ	40	200	Klein et al., 2017; Ruiz et al., 2016
109	11/14/2015	Southern coast/JP	-	7.0	10	UJIS	84	1.32	Nakao <i>et al.</i> , 2016
110	02/06/2016	Meinong/TW	SS+TF	6.4	15	NEMN	11	5	Tsai et al., 2017
111	04/16/2016	Pedernales/EC	Т	7.8	21	-	50	40	Nocquet et al., 2017
112	04/16/2016	Kumamoto/JP	R	7.3	10	0701	10	97	Yarai et al., 2016
113	08/24/2016	Amatrice/IT	Ν	6.0	08	AMAT	10	3	Cheloni et al., 2016
114	09/03/2016	Pawnee/US	-	5.8	05	OKPR	40	0.1	Pollitz et al., 2017
115	10/21/2016	Tottori/JP	-	6.6	-	KRNS	5	9	Nishimura et al., 2017
116	10/26/2016	Macerata/IT	-	5.9	10	FIAB	10	3.1	INGV Working Group,
117	10/30/2016	Vittore/IT	Ν	6.5	10	VITT	10	38.3	2016 INGV Working Group,
118	11/13/2016	Kaikora/NZ	Т	7.8	15	CMBL	50	26.4	2016 NGL, n.d.
119	12/14/2016	The Gevsers/US	-	5.0	02	-	10	1	Terry et al., 2017
120	07/20/2017	Aegean Sea/Med. Sea	Ν	6.6	10	-	70	1	Ganas <i>et al.</i> , 2017

Notes

- Names of the countries (column 3) are given by their shortcuts as follows: AZ: Azerbaijan; CA: Canada; CH: Switzerland; CL: Chile; CN: China; CR: Costa Rica; DO: Dominican Republic; DZ: Algeria; EC: Ecuador; ES: Spain; GR: Greece; GT: Guatemala; GY: Guyana; HN: Honduras; HT: Haiti; ID: Indonesia; IN: India; IS: Iceland; IT: Italy; JP: Japan; MA: Morocco; MX: Mexico; NP: Nepal; NZ: New Zealand; PE: Peru; PG: Papua New Guinea; SV: El Salvador; TR: Turkey; TW: Taiwan; US: United States of America;, VU: Vanuatu.

- Fault mechanisms (column 4): N = normal fault; L = left-lateral strike-slip; R = right-lateral strike-slip; T = thrust, with a combination of these symbols for oblique motions. Some mechanisms were taken from other references not mentioned in column 9.

- Mw (column 5): Some Ms values are converted to Mw using the relationship developed by Scordilis (2006).

- h (column 6) is the focal depth of the earthquake.

- GPS site (column 7): * indicates the survey-mode GPS (sGPS) measurements; - = no station mentioned in the paper.

- Δ (column 8) denotes the distance between the epicenter of the earthquake and the nearest GPS site.

- D_{GPS} (column 9) is a horizontal coseismic displacement.

Artículo original

Geometría de la zona sismogénica interplacas en el Sureste de Costa Rica a la luz de la secuencia sísmica de Golfito del 2018

Ivonne G. Arroyo*1 y Lepolt Linkimer1

Received: January 21, 2020; accepted: September 24, 2020; published online: January 1, 2021.

RESUMEN

Entre agosto y noviembre del 2018 ocurrió una secuencia de sismos en el golfo Dulce, cerca de la ciudad de Golfito, al sureste de Costa Rica. El sismo principal tuvo una magnitud momento (Mw) 6.1 y fue sentido en Costa Rica y el oeste de Panamá con intensidades Mercalli Modificada máximas de VI. En esta región, la placa del Coco, junto con la cordillera oceánica del Coco, se subducen bajo la microplaca de Panamá. Usando los registros de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica, en este artículo se presenta la relocalización de esa sismicidad con la técnica de diferencia doble y se analiza la distribución temporal y geográfica de la sismicidad, junto con el mecanismo focal e intensidades de los sismos de mayor tamaño. Los resultados muestran que la secuencia ocurrió en la zona sismogénica interplacas, dentro del área de ruptura del terremoto de Golfito de 1983 (Mw 7.4), entre 12 y 27 km de profundidad, en un agrupamiento buzante 35° al noreste bajo el golfo Dulce. Con base principalmente en estos resultados y en secuencias sísmicas previas, se propone que en el Sureste de Costa Rica la zona sismogénica tiene dimensiones de ~160 x 45 km. Además, durante la secuencia de Golfito, ocurrió la ruptura de una falla inversa (Mw 5.9) dentro de la placa del Coco bajo el golfo Dulce, así como la ruptura en fallas de rumbo dextrales en la microplaca de Panamá (Mw 4.6-5.6), a 50 km del golfo Dulce. El estudio de la sismicidad interplacas interciclo contribuye con el conocimiento de la dinámica de la zona sismogénica interplacas. Esto es de particular importancia para el Sureste de Costa Rica, donde se han generado al menos seis terremotos destructivos con Mw > 7 desde 1803, lo que implica el peligro inminente de un próximo terremoto en esta zona.

PALABRAS CLAVE: zona sismogénica interplacas, zona de subducción, secuencia sísmica, localización con diferencia doble, mecanismos focales, secuencia de Golfito, Costa Rica.

ABSTRACT

Between August and November 2018, a seismic sequence took place in the Dulce Gulf, in the vicinity of Golfito, a city in Southeastern Costa Rica. The main shock had a moment magnitude (Mw) of 6.1 and was widely felt in Costa Rica and Western Panama, with maximum Modified Mercalli intensities of VI. In this region, the oceanic Cocos Ridge, riding on top of the Cocos Plate, subducts beneath the Panama Microplate. Using the seismic records from the National Seismological Network of Costa Rica, in this work the seismicity is relocated using the double-difference technique, and an analysis of its temporal and geographic distribution together with

1 Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, the focal mechanism and intensities of the strongest events are presented. The results show that the sequence occurred at the interplate seismogenic zone, within the rupture area of the 1983 Golfito earthquake (7.4 Mw), between 12 and 27 km depth, in a cluster dipping 35° northeast underneath the Dulce Gulf. Based mainly on these results and on previous seismic sequences, it is here proposed that the seismogenic zone in Southeastern Costa Rica has an extension of ~160 x 45 km. Further, during the Golfito sequence the rupture of an inverse fault (5.9 Mw) also took place within the Cocos Plate beneath the Dulce Gulf, as well as seismicity along right-lateral strikeslip faults (4.6-5.6 Mw) in the Panama Microplate, 50 km away of the Dulce Gulf. The analysis of the interseismic interplate seismicity contributes to a better understating of the dynamics of the seismogenic zone. This is of particular relevance in Southeastern Costa Rica, where at least six damaging earthquakes of Mw > 7 have occurred since 1803, implying the imminent risk of an upcoming big earthquake in this area.

KEY WORDS: interplate seismogenic zone, subduction zone, seismic sequence, double-difference location, focal mechanisms, Golfito Earthquake, Costa Rica.

INTRODUCCIÓN

El extremo sureste del margen convergente centroamericano es una región de alta complejidad tectónica. Allí, la placa del Coco (también conocida como Placa Cocos) se subduce, junto con la cordillera oceánica del Coco, bajo la microplaca de Panamá. La placa del Coco, a su vez, limita con la placa Nazca a lo largo de la Zona de Fractura de Panamá (ZFP, Figura 1). La interacción de estos rasgos tectónicos produce una alta sismicidad. Durante los últimos dos siglos, la zona sismogénica interplacas bajo el golfo Dulce ha sido el escenario de al menos seis terremotos de magnitud mayor a 7: en 1803 (7.1), 1854 (7.4), ¿1879? (7.0), 1904 (7.1), 1941 (7.3) y 1983 (7.4) (Gutenberg y Richter, 1954; Montero, 1986; Adamek *et al.*, 1987; Pacheco y Sykes, 1992; Bilek *et al.*, 2003; Peraldo *et al.*, 2006; Figura 2). Por su parte, hacia el sureste, la ZFP podría haber originado un terremoto de magnitud momento (Mw) 7.6 en 1934 (Camacho, 1991). Otros eventos destructivos han ocurrido cerca del límite entre Costa Rica y Panamá, más recientemente en 1979 (Ms 6.4), 2002 (Mw 6.5), 2003 (Mw 6.6) y 2019 (Mw 6.0 y 6.4) (Camacho, 2003; Linkimer, 2008; Arroyo *et al.*, 2020; Figura 1). Pese a la alta sismicidad, la falta de estudios geofísicos detallados y la escasa cobertura de estaciones sismológicas antes del 2015 han dificultado una definición precisa de los límites de las placas en profundidad.

El 17 de agosto del 2018 se produjo un sismo de Mw 6.1 bajo el golfo Dulce en Costa Rica, muy cerca de la ciudad de Golfito (Figuras 1 y 2). A ese sismo principal le siguieron más de 200 réplicas, formando una secuencia sísmica que se prolongó hasta finales de noviembre del 2018. Seis réplicas tuvieron Mw superiores a 5. El sismo de agosto del 2018 ha sido el de mayor magnitud en esta parte del margen costarricense desde el 11 de marzo del 2009, cuando ocurrió un sismo de Mw 5.9 (Figura 2).

La Red Sismológica Nacional (RSN) es un programa de investigación de la Universidad de Costa Rica (UCR) que tiene sus raíces en la colaboración que existe desde 1973 entre la UCR y el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Gracias al aumento significativo en la cobertura con estaciones sismológicas de la RSN a partir del 2015 (Linkimer *et al.*, 2018), la secuencia sísmica del 2018 es la primera originada en la zona interplacas del Sureste de Costa Rica que ha podido ser captada con una calidad excepcional hasta la fecha.

En este trabajo se estudia la secuencia de Golfito con base en la relocalización de los sismos, el análisis de la distribución temporal y espacial de la sismicidad, la determinación del tensor de

momento e intensidades del evento principal y el cálculo del mecanismo focal de los sismos de mayor tamaño. Mediante este estudio, se ha podido determinar con mayor detalle las dimensiones y la geometría de la zona sismogénica interplacas del golfo Dulce durante el interciclo sísmico, i.e. entre grandes terremotos. Esto permite a su vez una primera comparación con las características de los otros segmentos interplaca del margen costarricense, que han sido más ampliamente estudiados en el pasado. Además, se ha documentado también por primera vez con buena calidad, la ruptura sísmica de una falla en la placa del Coco bajo la zona sismogénica interplacas en esta parte del margen centroamericano. El estudio detallado de la sismicidad interplacas interciclo reviste especial importancia en esta zona de Costa Rica, porque arroja luz sobre esta fuente sísmica particular, que genera terremotos frecuentemente y donde el siguiente terremoto podría estar próximo a ocurrir.



Figura 1. Marco tectónico de Costa Rica. Los elementos tectónicos rotulados son: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), Fosa Mesoamericana (FMA) y Zona de Fractura de Panamá (ZFP). El recuadro denota el área mostrada en la Figura 2. Los rombos amarillos representan las estaciones de la RSN y los azul claro, las de la UPA y la red de Chiriquí. La estrella roja es el epicentro del sismo principal de la secuencia de Golfito del 2018 (Mw 6.1) y los cuadros azules las localidades de San José (SJ) y Golfito (G). Las líneas grises muestran los contornos del techo de losa de la placa del Coco de acuerdo con Lücke y Arroyo (2015). La región gris oscuro representa la cordillera de Talamanca con alturas mayores a 500 msnm y los números negativos en las áreas oceánicas la profundad batimétrica.



Figura 2. Secuencia sísmica de Golfito del 2018 (círculos anaranjados) y ubicación de los terremotos (magnitud > 7.0) desde inicios del siglo XIX (estrellas magenta). Las líneas rojas continuas representan las fallas corticales comprobadas y las líneas rojas discontinuas las fallas inferidas, de acuerdo con Denyer *et al.* (2003). La falla Sereno-Lucha es rotulada como FSL. Los tensores de momento identificados con letras corresponden con los de la Tabla 2. La sombra anaranjada es la zona de réplicas (no relocalizadas) en el catálogo de la RSN para el sismo del 2009. Las líneas grises muestran los contornos del techo de la placa del Coco de acuerdo con Lücke y Arroyo (2015). Los rombos amarillos representan las estaciones sismológicas de la RSN y los celestes las estaciones panameñas administradas por la UPA y la red de Chiriquí. El recuadro corresponde con el área mostrada en las Figuras 6 y 7.

CONTEXTO TECTÓNICO

El Sureste de Costa Rica se ubica en el extremo este de la fosa Mesoamericana (Figura 1), donde la placa del Coco se subduce bajo la microplaca de Panamá a una velocidad de convergencia de 80 mm/año (DeMets *et al.*, 2010). En este margen predomina la erosión por subducción desde el Mioceno Medio (Vannucchi *et al.*, 2001) y en él converge la cordillera oceánica del Coco probablemente desde el Pleistoceno Inferior (Vannucchi *et al.*, 2013) o el Plioceno Superior (Morell, 2015), aunque estudios previos han presentado propuestas que varían entre 5 y 0.5 Ma (e.g. Lonsdale y Klitgord, 1978; Kolarsky *et al.*, 1995; Collins *et al.*, 1995). La cordillera del Coco es una traza del punto caliente de las Galápagos con una edad de 15 Ma frente a la fosa (Werner *et al.*, 1999), que se yergue de 2 a 2.5 km sobre el suelo marino y que presenta una corteza engrosada de ~20 km de espesor (Walther, 2003; Sallarès *et al.*, 2003).

Aún es motivo de debate si la cordillera del Coco colisiona contra el istmo (LaFemina et al., 2009), genera subducción plana o subplana (Kolarsky et al., 1995), o bien se subduce con un alto ángulo

(Dzierma *et al.*, 2011; Lücke y Arroyo, 2015). La segunda configuración ha sido ampliamente citada para explicar el acortamiento del antearco, el levantamiento regional y la reducción y cese del volcanismo durante el Pleistoceno, que han sido descritos para esta región. En la tercera configuración, con base en el modelado simultáneo de datos gravimétricos y sismológicos, Lücke y Arroyo (2015) proponen que bajo el Sureste de Costa Rica la placa del Coco se subduce con un ángulo inicial de ~25° bajo la península de Osa que incrementa a ~45° bajo el golfo Dulce y a ~60° bajo la cordillera de Talamanca (Figuras 1 y 2). Algunas reconstrucciones (Lonsdale, 2005; Morell, 2015) invocan eventos tectónicos adicionales para explicar la evolución del Sureste de Costa Rica.

Por su parte, la microplaca de Panamá está delimitada al este y al norte por cinturones de fallamiento inverso (Mann y Kolarsky, 1995), al oeste por una zona difusa de fallamiento denominada Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001; Figura 1), y al sur por las placas del Coco y Nazca. Estas últimas, a su vez, limitan más hacia el sur en la ZFP, que corresponde con una serie de fallas transformantes de tipo dextral. Hacia el este de la ZFP, se ha propuesto que el límite entre las placas Nazca y Panamá es una subducción oblicua en el oeste de Panamá y de tipo transcurrente sinestral en la parte central de ese país (Kolarsky y Mann, 1995; Westbrook *et al.*, 1995). De acuerdo con Kobayashi *et al.* (2014), la microplaca de Panamá se mueve hacia el noreste como un bloque tectónico único, en respuesta a la colisión de la cordillera del Coco y a un redireccionamiento por colisión con el bloque norte de los Andes.

DATOS Y METODOLOGÍA

La mayor parte de los sismogramas usados en este trabajo provinieron de las estaciones sísmicas de la RSN (UCR e ICE), pero también se incorporaron estaciones del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica (OVSICORI) y de redes internacionales, como el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), la Universidad de Panamá (UPA) y el Observatorio Sismológico del Occidente de Panamá (OSOP), compartidas directamente o bien a través del consorcio IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). Además, se usaron los datos de tres estaciones de la red temporal del proyecto GREAT, de la Universidad de Rutgers (EEUU) en colaboración con la UCR. La red sísmica actual de la RSN se compone de 158 estaciones administradas por la UCR (114 estaciones) y el ICE (44), que transmiten en tiempo real a la sede de la RSN en la UCR, en San José. De ellas, 37 estaciones son de banda ancha y 121 de periodo corto.

La detección y la localización automática de la secuencia de Golfito se llevó a cabo a través del sistema SeisComP3 (Gempa, 2019). Posteriormente, la lectura manual de fases sísmicas, la localización inicial y el cálculo de la Mw se realizaron con los programas Mulplt y Hyp (Lienert y Havskov, 1995), distribuidos en el paquete de software SeisAn (Ottemöller *et al.*, 2019). Para las lecturas se siguió un esquema de pesos dependiendo de la claridad de los arribos. Para la localización de sismos se utilizó un modelo de velocidades de la onda primaria (P) de siete capas basado en Matumoto *et al.* (1977) y una razón de velocidades (Vp/Vs) de 1.75.

La RSN detectó y localizó, como parte de sus operaciones rutinarias, 216 sismos entre agosto y noviembre del 2018, relacionados con la secuencia de Golfito. Estos eventos fueron registrados usando parámetros ajustados para la detección de sismos a nivel nacional, por lo que muchos microsismos no fueron reportados y su análisis ha quedado fuera de este estudio. De los 216 sismos inicialmente reconocidos como parte de la secuencia de Golfito, el evento principal y las

réplicas con mayor número de lecturas de la onda P fueron seleccionados y relocalizados con el programa de localización de diferencia doble HypoDD (Waldhauser, 2001). Este grupo incluye 144 sismos, 80% de los cuales fueron registrados por al menos 8 estaciones y presentan en su localización inicial un gap de cobertura de estaciones igual o menor a 180°. Además, se añadieron eventos con un gap entre 180° y 200° pero registrados por al menos una estación dentro de los primeros 10 km de distancia al epicentro, considerando que estos eventos aún tienen una buena calidad de registro. Así, se incluyó en el conjunto de datos la mayor cantidad posible de eventos de la secuencia sin detrimento en la calidad de la relocalización.

En comparación con los métodos de localización individual de un evento, el algoritmo de localización simultánea de HypoDD ofrece la ventaja de ubicar mejor cada evento con respecto de los otros, en el caso de que todos ocurran a lo largo de una misma estructura (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Eso hace que esta técnica sea ideal para visualizar la geometría de una fuente sísmica. El programa HypoDD utiliza tiempos de arribo absolutos y diferenciales. Los tiempos de arribo absolutos fueron tomados directamente de los sismogramas. Los tiempos diferenciales se determinaron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de eventos que tuvieran una distancia menor a 10 km entre sí y que fueron registrados en estaciones comunes dentro de un radio de 200 km con respecto del conjunto de sismos de interés. En el catálogo de tiempos diferenciales así construido, cada evento está ligado con un mínimo de cinco eventos cercanos por al menos cinco pares de observaciones, lo que resultó en una separación promedio de 6 km entre eventos fuertemente ligados.

Para el análisis de la fuente sísmica del evento principal, se determinó el tensor de momento con el módulo de análisis semtv de SeisComP3 (Gempa, 2019), comparando sismogramas sintéticos y observados en 20 estaciones de banda ancha de la RSN y del OVSICORI, el INETER y la UPA disponibles a través de IRIS. Adicionalmente, para el evento principal, así como para 15 eventos de Mw entre 4.1 y 5.9, se calculó el mecanismo focal mediante la determinación de la polaridad del primer arribo de la onda P usando el programa Focmec (Snoke, 1984).

Las intensidades en la escala Mercalli Modificada (IMM) fueron determinadas principalmente a partir de las respuestas de los ciudadanos en el módulo "¿Lo sentiste?" disponible en la página web y en la aplicación para teléfonos móviles de la RSN (Linkimer *et al.*, 2018). Con este módulo, la intensidad se calcula a partir de un cuestionario de 12 preguntas, basado en el que usa el Servicio Geológico de los Estados Unidos (Atkinson y Wald, 2007; Wald *et al.*, 2011), traducido al español y simplificado. En cada pregunta el usuario escoge entre una serie de opciones predeterminadas y con base en las respuestas se calcula la intensidad decimal comunitaria (Dengler y Dewey, 1998). La ubicación geográfica de cada usuario y el valor de intensidad son entonces usados para generar un mapa de intensidad promediado, en el cual se calculan los valores de intensidad en celdas cuadradas de 5 km de lado. Adicionalmente, se determinaron intensidades con base en los registros instrumentales de las estaciones sismológicas de la RSN por medio del software ShakeMap (Wald *et al.*, 2003), que utiliza modelos de predicción del movimiento de suelo (Zhao *et al.*, 2006) y de intensidad (Wald *et al.*, 1999). Con base en la sobreposición de los datos instrumentales y los determinados con las observaciones de los usuarios, se construyó un mapa final de isosistas.

Finalmente, el sismograma del sismo principal (Mw 5.9) de marzo del 2009 fue extraído del catálogo sísmico de la RSN y revisado manualmente para determinar los arribos de las fases sísmicas usando el programa Mulplt. Luego, el sismo fue relocalizado con el programa Hyp, siguiendo el mismo procedimiento mencionado anteriormente para los sismos del 2018.

Resultados

1. INTENSIDADES

La secuencia de Golfito inició el 17 de agosto del 2018 a las 23:22 UTC (17:22 hora local) con un sismo de Mw 6.1 ubicado 10 km al suroeste de la ciudad costera de Golfito y a 23 km de profundidad bajo el golfo Dulce (Figura 2, Tabla 1). El sismo principal de la secuencia fue sentido en casi todo Costa Rica y en el oeste de Panamá, sin provocar víctimas ni daños estructurales. Con base en los reportes recabados a través del procedimiento explicado en la metodología, se determinó la IMM en 165 puntos geográficos con los cuales se construyó un mapa de isosistas (Figura 3).



Figura 3. Mapa de isosistas para el sismo principal de la secuencia de Golfito, del 17 de agosto del 2018 (Mw 6.1). Los cuadros blancos representan localidades en las cuales se estimó la intensidad y los cuadros azules, las mencionadas en el texto.

La IMM de VI fue percibida en un radio de aproximadamente 30 km alrededor del epicentro, incluyendo Golfito y Ciudad Neily, en donde hubo reportes de caída de objetos en casas y supermercados. La IMM de V alcanzó distancias de hasta 130 km del epicentro, incluyendo el Caribe Sur de Costa Rica y la provincia de Bocas del Toro en Panamá (Figura 3). La intensidad de IV fue observada a distancias de hasta 190 km del epicentro, lo cual incluye la ciudad de Limón y el Área Metropolitana de San José, que es la zona más densamente poblada de Costa Rica. En esta región, el sismo provocó alarma en la población y muchas personas evacuaron edificios. Las localidades más distantes de las que se tienen reportes del sismo fueron Los Chiles y Filadelfia, a 320 y 330 km del epicentro, respectivamente. En estas localidades fue sentido con una intensidad de II-III (Figura 3).

Además, se pudo documentar que 18 réplicas fueron sentidas cerca del epicentro entre agosto y noviembre del 2018. El 9 de noviembre, un sismo de Mw 5.9 también alcanzó intensidades de VI en Golfito y fue sentido asimismo en el centro y el Caribe de Costa Rica y en las provincias de Chiriquí y Bocas del Toro en Panamá.

2. LOCALIZACIÓN Y FUENTE SÍSMICA

El RMS menor de la localización inicial del sismo principal del 2018 determinado con el programa Hyp, fue de 0.49 s usando 132 estaciones para un hipocentro ubicado a 21.3 km de profundidad. La mejor solución usando hypoDD ubica el hipocentro a 23 km, y esta profundidad es escogida en este trabajo como como la solución final (Tabla 1), por considerarse que las localizaciones con hypoDD son las mejores para esta secuencia.

El mejor ajuste obtenido para el cálculo del tensor de momento del sismo principal fue del 85%, para una profundidad de 20 km y con un porcentaje de doble par de fuerzas del 82%. La solución obtenida describe una falla inversa (rake 88°), con un plano nodal con azimut 286° inclinado 37° al noreste (Tabla 2, Figuras 2 y 4). Este resultado es similar al del catálogo del Centroid Moment Tensor Project (CMT), que presenta un plano nodal de tipo inverso (rake 90°) y azimut 299° inclinado 40° al noreste (Tabla 2 y Figura 4; Ekström *et al.*, 2012; Global CMT Catalog, 2019). También es consistente con el resultado del National Earthquake Information Center (NEIC-USGS), con un plano nodal de tipo inverso (rake 101°) y azimut 305° inclinado 38° al noreste, para el que se obtuvo un porcentaje de doble par de fuerzas del 86% (Tabla 2 y Figura 4; NEIC Catalog, 2019).

El mecanismo focal del sismo principal fue calculado usando 82 polaridades del primer arribo de la onda P (Figura 4). La búsqueda de planos nodales fue realizada cada dos grados, de forma que estos planos permitieran separar totalmente los grupos de observaciones de compresión y dilatación. Gracias a la alta cantidad de observaciones de polaridades y a un gap en la cobertura azimutal de 121°, la solución obtenida para los planos nodales que se inclinan al noreste se restringe a un pequeño rango de azimuts entre 290 y 296°. Todas las 10 soluciones posibles obtenidas (Figura 4) son de tipo inverso (rake de 80 a 90°), pero se seleccionó la media como la solución final, que corresponde con una falla inversa pura (Tabla 3, número 1). Esta solución posee un plano nodal inverso (rake 90°) con azimut 291° y 52° de inclinación hacia el noreste. El mecanismo tiene ejes P y T con orientación 21°/7° y 201°/83°, respectivamente (Tabla 3, número 1). La solución obtenida es similar a la del tensor de momento, pero con un buzamiento 15° mayor (Tabla 2 y Figura 4).



Figura 4. Solución del mecanismo de la fuente para el terremoto de Golfito del 2018. El tensor de momento (TM) fue determinado con base en 20 estaciones (símbolos amarillos) ubicadas en Costa Rica, Panamá y Nicaragua. El mecanismo focal (MF) fue calculado a partir del primer arribo en 82 estaciones sismológicas. Los círculos rojos denotan estaciones en donde el primero arribo de la onda P fue compresivo y los círculos azules las estaciones en las que fue de dilatación. Las letras P y T en el mecanismo focal representan los ejes de compresión y tensión, respectivamente. Se presentan en la esquina superior derecha, la solución del tensor de momento de acuerdo con el catálogo del CMT y el NEIC-USGS.

Todas las profundidades obtenidas para el hipocentro del evento principal con las diferentes técnicas aquí presentadas se encuentran en el rango de 20 a 25.5 km (Tablas 1 y 2). Con el fin de evaluar su estabilidad, el cálculo del mecanismo focal se efectuó a diversas profundidades, variando cada kilómetro el hipocentro en el rango de 18 a 26 km, en que la localización inicial presentó RMS mínimos (~0.5 s con 132 estaciones). Para cada profundidad en este rango se obtuvo un mecanismo focal de falla inversa, confirmando la estabilidad de la solución.

Adicionalmente, se calculó el mecanismo focal de 15 sismos más (Tabla 3), de Mw entre 4.1 y 5.9. Debido a la limitación de estaciones de banda ancha que registraron estos sismos de menor tamaño, el tensor de momento no pudo ser determinado por lo que solamente se presentan los resultados basados en la polaridad del primer arribo, siguiendo el procesamiento empleado para el evento principal. Todos los mecanismos focales obtenidos para la zona del golfo Dulce corresponden con fallas inversas, o con fallas inversas con una pequeña componente de rumbo. Fuera de la zona sismogénica, en la microplaca de Panamá, dos sismos ocurridos durante la secuencia de Golfito, cerca de las poblaciones de Río Sereno y Plaza de Caisán, fueron originados en fallas de desplazamiento de rumbo (Tabla 3 y Figuras 5 y 6, números 5 y 13).

T 11 1 0		•		1 . 1	1.
Tabla 1. Cara	cte r ísticas del	SISMO	nrincinal	determinadas	en este estudio
Tabla L. Gala	ciciisticas aci	. 5151110	principai	acterininadas	ch cole columo.

Fecha y hora UTC	17 de agosto del 2018, 23:22:23
Fecha y hora local	17 de agosto del 2018, 17:22:23
Latitud	8.580
Longitud	-83.209
Profundidad (km)	23.0
Magnitud momento (Mn)	6.1

Tabla 2: Plano nodal seleccionado para la solución del tensor de momento de los eventos principales del 2018 y del 2009

I.	Fecha	Fuente	Mw	Prof. (km)	Azimut	Buz.	Rake
А	17-08-2018	Este estudio	6.0	20.0	286	37	88
-	17-08-2018	Global CMT Catalog	6.1	22.4	299	40	90
-	17-08-2018	NEIC-USGS	6.1	25.5	305	38	101
В	11-03-2009	Global CMT Catalog y NEIC-USGS	5.9	18.8	291	25	86

Buz. Buzamiento, I. Identificador en figura 2. Prof. Profundad del cálculo del tensor de momento.

Tabla 3: Plano nodal seleccionado para la solución del mecanismo focal del evento principal (en negrita) y los sismos más importantes del 2018.

Núm.	Fecha	Hora	Mw	Origen	Pol.	Plano nodal			Eje P		Eje T	
	Día-Mes	(UTC)				Azi.	Buz.	Rake	Azi.	Buz.	Azi.	Buz.
1	17-08	23:22	6.1	ZSI	82	291.0	52.0	90.0	21.0	7.0	201.0	83.0
2	17-08	23:49	5.1	ZSI	50	287.8	53.1	85.0	21.4	8.0	174.5	81.1
3	18-08	2:53	4.1	ZSI	27	301.7	50.0	90.0	31.7	5.0	211.7	85.0
4	18-08	3:05	4.3	ZSI	22	278.9	34.2	82.9	194.0	11.0	34.6	78.3
5	18-08	18:18	4.6	FMP	30	31.5	87.9	-155.1	258.8	18.9	163.3	15.8
6	21-08	3:42	4.8	ZSI	17	315.2	50.0	87.4	47.1	5.0	205.1	84.6
7	22-08	10:28	4.9	ZSI	30	295.7	52.0	90.0	25.7	7.0	205.7	83.0
8	29-08	21:33	5.7	ZSI	53	293.1	52.3	81.1	29.4	6.9	163.7	80.1
9	30-08	8:02	5.4	ZSI	67	276.6	42.0	87.0	188.7	3.0	42.5	86.4
10	14-09	1:32	4.1	ZSI	19	285.7	38.2	83.5	200.3	7.0	50.4	81.9
11	14-09	1:35	5.3	ZSI	50	270.0	40.2	83.8	184.4	5.0	43.4	83.6
12	20-10	15:37	4.3	ZSI	21	308.2	48.5	100.7	30.6	3.0	280.4	81.5
13	22-10	1:28	5.6	FMP	75	183.8	74.2	-142.8	48.9	37.2	309.1	12.7
14	9-11	9:20	5.9	FPC	85	132.1	40.3	107.2	30.0	5.9	147.7	77.5
15	9-11	9:30	4.0	FPC	20	131.3	42.6	101.9	33.0	3.0	143.2	81.5
16	12-11	10:47	4.6	FPC	24	304.9	64.1	85.6	38.2	19.0	205.4	70.6

Azi. Azimut, Buz. Buzamiento, Núm. Número en Figura 6. Pol. Número de polaridades, FMP Fallamiento Microplaca de Panamá, FPC Fallamiento en placa del Coco, ZSI Zona sismogénica interplacas.

Para el sismo principal del 2009 se usó la solución del Global CMT Catalog y del NEIC-USGS, ya que no había suficientes datos locales disponibles para elaborar el tensor de momento o el mecanismo focal. La fuente de este sismo también corresponde con un plano nodal inverso que se inclina 25° hacia el noreste (Figura 2 y Tabla 2, letra B).

3. EVOLUCIÓN DE LA SECUENCIA SÍSMICA DEL 2018

La secuencia de Golfito descrita en este estudio consta de 216 eventos con Mw de entre 2.0 y 6.1, detectados por la RSN entre el 17 de agosto y el 30 de noviembre del 2018, momento en que la actividad en el golfo Dulce y alrededores decreció hasta alcanzar de nuevo la sismicidad previa (<

5 sismos por mes). En total, se registraron 21 réplicas con magnitudes superiores a Mw 4.0, seis de las cuales superaron la Mw 5.0.

Para su descripción, se dividió el tiempo de la secuencia en seis periodos que corresponden con concentraciones espaciales de la sismicidad en diferentes zonas del golfo Dulce (Figuras 5 y 6, letras A-F). Entre el 17 y el 28 de agosto, la actividad sísmica se concentró alrededor del evento principal, con epicentros distribuidos en una franja noroeste-sureste, principalmente en el centro del golfo Dulce, y con profundidades de 12 a 25 km (Figuras 5 y 6A). Algunos sismos ocurrieron también a ~10 km de profundidad en el extremo sureste del golfo. Durante este periodo ocurrieron una réplica de Mw 5.1 con mecanismo de tipo inverso (17 agosto, 23:49 UTC; Tabla 3, número 2) y una de Mw 5.3 (19 agosto, 2:20 UTC), para la que no fue posible determinar el mecanismo. Además, ocurrieron nueve réplicas con Mw entre 4.0 y 4.9; para cuatro de ellas se pudo calcular un mecanismo inverso (Tabla 3, números 3, 4, 6 y 7 y Figura 6A). Durante estos días, entre el 18 y el 30 de agosto, también ocurrió un agrupamiento de sismos fuera del golfo Dulce, que se describe en la siguiente sección.



Figura 5. Número de sismos localizados por la RSN durante la secuencia de Golfito del 2018 y su distribución por magnitud y profundidad. El rótulo de los rangos temporales en la parte superior corresponde con el de la Figura 6. Los colores azul y rojo se usan para denotar los sismos en la zona de subducción y en la placa superior, respectivamente.

Entre el 29 de agosto y el 13 de septiembre, la actividad se concentró hacia el este del evento principal, a profundidades de 15 a 25 km y con la mayoría de los epicentros inmediatamente al este del evento principal (Figura 6B). Otras dos réplicas de magnitud superior a 5 ocurrieron en estos días: una de Mw 5.7 el 29 agosto (21:33 UTC; Tabla 3, número 8) y otra de Mw 5.4 el 30 de agosto (8:02 UTC; Tabla 3, número 9), ambas a ~5 km al sureste del evento principal, a 21-22 km de profundidad y con mecanismo inverso.

La sismicidad disminuyó abruptamente después del 3 de septiembre, para resurgir el 14 de septiembre, cuando una réplica de Mw 5.3 y mecanismo inverso (1:35 UTC; Tabla 3, número 11) ocurrió 7 km al noroeste del evento principal. Una réplica de Mw 4.1 y con mecanismo también inverso (Tabla 3, número 10) y varias réplicas menores más se produjeron alrededor de ella durante los siguientes cuatro días, con profundidades entre 20 y 26 km (Figuras 5 y 6C). El 17 de septiembre un conjunto de sismos ocurrió 15 km al oeste del sismo principal, a profundidades de 15 a 18 km. Entre ellos, hubo dos réplicas con Mw 4.4 y 4.8.



Figura 6. Evolución temporal de 216 sismos localizados con el programa Hyp, divididos en seis periodos. Los epicentros de los sismos ocurridos en cada periodo se resaltan como círculos anaranjados. La estrella es el sismo principal del 2018 y las estaciones sismológicas los rombos blancos. Los mecanismos focales se enumeran de acuerdo con la Tabla 3. Las líneas grises muestran los contornos del techo de la placa del Coco (Lücke y Arroyo, 2015).

Del 23 de septiembre hasta el 8 de noviembre decayó la sismicidad nuevamente, limitándose a pocos eventos aislados, sobre todo a lo largo de toda la costa noreste del golfo Dulce, a profundidades de 23 a 28 km (Figuras 5 y 6D). El evento mayor de este periodo fue de Mw 4.3, a 26 km de profundidad y 16 km al noroeste del sismo principal, con un mecanismo inverso (Tabla 3, número 12). El 22 de octubre se presentó otra secuencia de sismos fuera del golfo Dulce, descrita en la siguiente sección.

Luego del periodo de baja sismicidad, el 9 de noviembre ocurrió un sismo de Mw 5.9 (9:20 UTC) con epicentro 6 km al oeste del sismo principal. Su foco a 28 km de profundidad implica que se generó dentro de la placa del Coco; su mecanismo es de tipo inverso (Tabla 3, número 14). Otros 29 eventos con profundidades entre 28 y 31 km sucedieron entre el 9 y el 28 de noviembre, uno de Mw 4.0 con mecanismo inverso (Tabla 3, número 15) y el resto con magnitudes entre 2.5 y 3.7 (Figuras 5 y 6E).

En noviembre, entre los días 12 y 30, la sismicidad general disminuyó de nuevo. Ocurrieron sismos profundos (25-27 km) bajo la costa noreste del golfo Dulce, así como algunos eventos dispersos (Figuras 5 y 6F). En este periodo, hubo un pequeño grupo de sismos cerca de la costa noreste de la península de Osa. Estos incluyeron un sismo de Mw 4.6 y mecanismo inverso (Tabla 3, número 16) el 12 de noviembre (10:47 UTC), a 22 km de profundidad. Estos sismos también parecen haberse originado en la placa inferior, pero son muy pocos para un análisis detallado.

4. Sismicidad cerca del golfo Dulce durante la secuencia del 2018

Entre el 18 y el 30 de agosto se registraron 10 sismos con epicentros alineados con rumbo nornoreste-sursuroeste en las cercanías de Río Sereno, en Panamá, a unos 50 km del epicentro del sismo principal (Figuras 2 y 6A). La sismicidad ocurrió a profundidades de 20 a 25 km. El sismo más fuerte (Mw 4.6) tuvo lugar ~19 horas después del evento principal de Golfito, el día 18 de agosto (18:18 UTC), a una profundidad de 23 km. Su mecanismo focal es de tipo transcurrente, con un plano nodal dextral de rumbo N31°E casi vertical (Figura 6A; Tabla 3, número 5).

Además, el 22 de octubre se registraron 12 sismos en las cercanías de Plaza de Caisán, Panamá, a 47 km del sismo principal (Figuras 2 y 6D). Las profundidades variaron entre 21 y 28 km. El evento principal de esta concentración ocurrió a las 1:28 UTC y tuvo una Mw 5.6. Su mecanismo focal es de tipo transcurrente, con un plano nodal dextral de rumbo N4°E buzando 74° al oeste (Figura 2; Tabla 3, número 13).

Estos sismos se asocian con un conspicuo sistema de fallamiento de rumbo nornorestesursuroeste de carácter transcurrente dextral que ha sido reconocido en la microplaca de Panamá, a lo largo de una franja de unos 30 km de ancho entre Costa Rica y Panamá (Arroyo, 2001; Denyer *et al.* 2003; Morell *et al.*, 2008; Figura 2). Esta zona de deformación coincide con la proyección en el istmo de la ZFP, por lo que se ha sugerido que podría tratarse de un desgarre de la placa superior en respuesta a la acción conjunta de la subducción de la cordillera del Coco y el movimiento de la ZFP (Arroyo, 2001; Morell *et al.*, 2008). Debido al mecanismo transcurrente dextral del sismo mayor de Río Sereno y a la localización de epicentros sobre su traza (Figura 2), se propone aquí que esa sismicidad fue generada por la falla Sereno-Lucha, descrita anteriormente por Arroyo (2001) y Denyer *et al.* (2003). Mientras tanto, en los alrededores de Caisán aún no ha sido reconocida ninguna falla específica.

La sismicidad de todas las magnitudes en el arco magmático del oeste de Panamá es mucho menos

abundante que en el extremo sureste de Costa Rica. Desde la década de los 90, la RSN ha tenido estaciones sísmicas cerca de la frontera con Panamá por lo que los sismos de magnitud superior a 4 en el oeste de Panamá han sido detectados. En el catálogo RSN, entre 1991, año de inicio de registros digitales en Costa Rica, y el 2020 existen solamente 13 eventos con magnitudes superiores a 4.5 (máxima Mw 5.8) y profundidades inferiores a 30 km en una franja de 50 km de ancho desde la frontera con Costa Rica, en el sector occidental de la cordillera Central de Panamá, en cuya vertiente sur sucedieron los sismos de Río Sereno y Plaza de Caisán. Las secuencias sísmicas en esa área no son un fenómeno nuevo pero sí poco frecuente durante la historia de la RSN.

5. Secuencia sísmica del 2009

Previo a la secuencia de Golfito del 2018, el sismo más relevante en el golfo Dulce sucedió el 11 de marzo del 2009 (Figura 2). Entre ese día y el 19 de marzo fueron detectados 56 sismos con Mw entre 3.2 y 5.9. El sismo principal, de Mw 5.9, ocurrió el 11 de marzo a las 17:24 UTC. Las localizaciones rutinarias de la RSN muestran una distribución relativamente dispersa de la sismicidad, abarcando todo el sector suroeste del golfo Dulce (Figura 2).

No fue posible realizar un cuidadoso análisis de toda la sismicidad del 2009, debido a la escasa cobertura de estaciones de ese momento, excepto para el evento principal. En ese caso, la disponibilidad de observaciones adicionales de estaciones en Panamá permitió relocalizarlo. El gap en la cobertura azimutal es relativamente alto (250°) pero cuenta con una estación cercana, a 19 km del epicentro, lo que permitió mejorar la calidad de relocalización. El sismo revisado se ubicó frente al extremo sureste de la península de Osa, a 10 km de profundidad (Figura 2). La solución del tensor de momento para este evento, provista por el NEIC-USGS y el Global CMT Catalog, es de tipo inverso con un plano nodal inclinado 25° hacia el noreste (Figura 2 y Tabla 2, letra B).

DISCUSIÓN

De acuerdo con su distribución geográfica y en profundidad, así como el análisis de las fuentes sísmicas, la mayor parte de la sismicidad entre agosto y noviembre del 2018 fue generada en la zona sismogénica entre las placas del Coco y Panamá, en el Pacífico Sureste de Costa Rica (Figura 7). Esta sismicidad ocurrió como un agrupamiento de sismos buzando 35° hacia el noreste, entre los 12 y 27 km de profundidad (Figura 7B). El cálculo del tensor de momento del sismo principal describe una falla inversa (rake 88°) con un plano nodal inclinado 37° al noreste, lo cual es consistente con los mecanismos focales determinados para el sismo principal y para 10 réplicas (Tabla 3). Asimismo, la localización y el tensor de momento del sismo de marzo del 2009 también lo colocan dentro de la zona sismogénica interplacas, pero a nivel más somero (Figura 7B). Esta distribución de la sismicidad se ubica 10 km por encima del modelo Slab2 de Hayes *et al.* (2018) pero concuerda con el modelo para el techo de la losa presentado por Lücke y Arroyo (2015) (Figura 7B).



Figura 7. Sismicidad de la secuencia de Golfito del 2018 relocalizada con hypoDD. Las estrellas magenta representan los sismos de Mw \geq 5. A. Mapa de 144 epicentros relocalizados. En verde se resaltan los eventos ocurridos del 9 al 28 de noviembre en una falla inversa dentro de la placa del Coco. Los círculos abiertos son los sismos en la placa superior y las líneas grises los contornos del techo de la placa del Coco (Lücke y Arroyo, 2015). Los perfiles X-X' y Y-Y' mostrados en las partes B y C, respectivamente, incluyen los hipocentros localizados a 15 km a ambos lados del eje de cada perfil. B. Perfil X-X'. La línea roja representa la zona sismogénica interplacas propuesta en este estudio. La línea negra denota el techo de la losa de acuerdo con Lücke y Arroyo (2015) y la línea gris punteada de acuerdo con el modelo Slab2 de Hayes *et al.* (2018). Las letras T y C marcan la posición de la trinchera y de la costa noreste del golfo Dulce, respectivamente. C. Perfil Y-Y'. La línea negra muestra el techo de la losa de acuerdo con Hayes *et al.* (2015) y la línea gris punteada de acuerdo con Hayes *et al.* (2015).

Además de la sismicidad originada en la zona sismogénica interplacas, entre agosto y noviembre del 2018 también ocurrieron tres sismos relevantes con Mw de 4.6 a 5.9 en otras fuentes sísmicas cercanas. El sismo de Mw 5.9 ocurrido el 9 de noviembre y varios eventos entre esa fecha y el 28 de noviembre se originaron en una falla dentro de la corteza de la placa del Coco (Figura 7, círculos verdes). Los hipocentros se generaron a lo largo de un segmento de ~7 km que coincide con el plano nodal de los mecanismos focales (Figura 6, Tabla 3, números 14 y 15) calculados para estos sismos, y que indican una falla de tipo inverso, con rumbo N48°W y un buzamiento de ~40° hacia el suroeste (Figura 7). Esta es la primera vez que se ha documentado en detalle este tipo de actividad sísmica debajo de la zona sismogénica en el Sureste de Costa Rica y con mecanismo focal asociado. La sismicidad dentro de la placa del Coco también se ha observado en el segmento Pacífico Central, tanto durante el periodo interciclo (Dinc *et al.*, 2010) como durante secuencias sísmicas, tales como el terremoto de Quepos 1999 (Mw 6.9, DeShon *et al.*, 2003) y el sismo de Osa 2002 (Mw 6.4, Arroyo *et al.*, 2014b). Estos sismos podrían originarse en

fallas de doblamiento de la placa del Coco al subducirse, que sufren esfuerzos compresivos en profundidad al ir avanzando la subducción.

A lo largo del margen Pacífico costarricense se han reconocido tres segmentos con marcadas diferencias batimétricas en la placa del Coco (Figura 8; von Huene *et al.*, 2000). En el segmento del Pacífico Noroeste, frente a la península de Nicoya, el relieve de la placa del Coco es relativamente suave. Se ha sugerido que esto favorece una mayor zona de contacto entre las placas (Protti *et al.*, 1994), lo que propicia sismos con magnitudes superiores a 7.5; más recientemente, el terremoto de Sámara (Mw 7.6) en el 2012 (Protti *et al.*, 2014). En el segmento del Pacífico Central, el suelo marino de la placa del Coco está ocupado en un 40% por montes y mesetas submarinos (Figura 8), originados en el punto caliente de Galápagos, al igual que la cordillera del Coco (Werner *et al.*, 1999). Al subducirse, estos montes submarinos podrían actuar como asperezas, limitando el tamaño de la ruptura de los sismos (Bilek *et al.*, 2003). Históricamente, en ese segmento se han registrado magnitudes máximas de 7 (p.ej. Protti *et al.*, 1995); el último terremoto en esta zona sucedió en 1999 con Mw 6.9 (Bilek *et al.*, 2003).



Figura 8. Sismicidad interplacas interciclo (franja rosada) y ruptura de grandes terremotos en el segmento Pacífico Sureste y comparación con los segmentos Noroeste y Central, en el margen convergente de Costa Rica. La sismicidad interciclo fue determinada con base en registros de la RSN y otros estudios con redes temporales de tierra y fondo marino (Husen *et al.*, 2002; DeShon *et al.*, 2003; DeShon *et al.*, 2006; Arroyo *et al.*, 2014a). Se muestra también, para los sismos principales de algunas de las secuencias ocurridas en los últimos 40 años en la zona interplacas, el área de ruptura según: deslizamiento cosísmico para Sámara 2012 (Liu *et al.*, 2015), imagen tomográfica de un monte submarino subducido para Cóbano 1990 (Husen *et al.*, 2002), e inversión de ondas de cuerpo para Quepos 1999 (Bilek *et al.*, 2003) y Golfito 1983 (Tajima y Kikuchi, 1995). Se muestran las réplicas para los sismos de Cóbano 1990 (DeShon *et al.*, 2003), Quepos 1999 y Osa 2002 (Arroyo *et al.*, 2014b), Sámara 2012 y Jacó 2017 (Red Sismológica Nacional de Costa Rica, 2017) y Golfito 2018 (este trabajo). Los contornos del techo de la placa del Coco fueron estimados por Lücke y Arroyo (2015), las temperaturas en la zona interplacas por Ranero *et al.* (2008), y el acoplamiento interplacas en el sureste de Costa Rica por Kobayashi *et al.* (2014). Los triángulos grises representan los volcanes activos. La cordillera del Coco se delinea según el contorno batimétrico de 2000 m de profundidad. FMA significa Fosa Mesoamericana.

En el segmento del Pacífico Sureste, donde ocurrió la secuencia sísmica de Golfito del 2018, el fondo oceánico está conformado por la cordillera del Coco (Figuras 1 y 8). En este segmento, el espesor de la corteza oceánica alcanza ~20 km frente a la península de Osa (Walther, 2003; Sallarès *et al.*, 2003), en contraste con el espesor de ~5-7 km (Sallarès *et al.*, 2001) frente a la península de Nicoya. La presencia de la cordillera del Coco podría causar un acoplamiento moderado, que ha generado sismos de magnitudes superiores a 7, el último de los cuales fue el terremoto de Golfito de 1983, con Mw 7.4 (Adamek *et al.*, 1987).

La zona sismogénica interplacas en el margen Pacífico costarricense (Figura 8) ha sido estudiada especialmente en los segmentos Noroeste y Central, a través de tomografías con sismos locales (DeShon *et al.*, 2006; Arroyo *et al.*, 2009), el análisis y la relocalización de secuencias sísmicas importantes (e.g. Husen *et al.*, 2002; DeShon *et al.*, 2003; Chaves *et al.*, 2017), modelado geodésico (Feng *et al.*, 2012; Kobayashi *et al.*, 2014; Protti *et al.*, 2014) y otros fenómenos sísmicos (Outerbridge *et al.*, 2010). En la transición entre los segmentos Central y Sureste existen solamente un estudio de una secuencia sísmica (Arroyo *et al.*, 2014b) y dos trabajos de sísmica activa (Bangs *et al.*, 2015; Martínez-Loriente *et al.*, 2019). Sin embargo, el segmento Sureste es aún el menos estudiado, debido principalmente a la relativa escasez de cobertura con estaciones sísmicas en el pasado y a la alta dificultad de acceso a la cordillera de Talamanca.

1. Límites de la sismicidad interciclo

Se ha señalado que la porción acoplada del límite de placas en las zonas de subducción ocurre generalmente en un área restringida, con límites superior e inferior (Byrne *et al.*, 1988; Vrolijk, 1990; Oleskevich *et al.*, 1999; Moore y Saffer, 2001; Moore *et al.*, 2007; Ranero *et al.*, 2008). En el margen costarricense, la sismicidad que sucede en la región interplacas en el periodo entre grandes terremotos ha sido captada y relocalizada con alta calidad gracias a la instalación de redes sísmicas temporales que han incluido estaciones de fondo marino en los segmentos Noroeste y Central (DeShon *et al.*, 2006; Arroyo *et al.*, 2014a). Además, esta sismicidad interplacas interciclo (en adelante denominada "sismicidad interciclo") también ha podido ser registrada rutinariamente con mejor calidad gracias al aumento de cobertura con estaciones de la RSN en todo el país. Esos conjuntos de datos, junto con las secuencias sísmicas analizadas aquí, han permitido delinear en este estudio la franja rosada en la Figura 8, que representa la zona donde ocurre la sismicidad interciclo a lo largo del margen convergente costarricense.

Bajo los segmentos Noroeste y Central de la zona interplacas de Costa Rica, el límite superior de la sismicidad interciclo comienza a profundidades de ~15 km, a distancias de 50-70 km de la fosa (Arroyo *et al.*, 2014a; DeShon *et al.*, 2006), cuando las temperaturas en el plano interplacas superan los 120-150°C. Se ha propuesto que a temperaturas y profundidades mayores finalizan los procesos de liberación del agua contenida en la placa inferior, presente por la previa percolación a través de las fallas del levantamiento externo (Ranero *et al.*, 2008). Los fluidos liberados migran entonces hacia el talud continental a través de fracturas en la placa superior, permitiendo el incremento de fricción a lo largo de la zona de contacto interplacas (von Huene *et al.*, 2004).

Mientras que la sismicidad de la secuencia de Golfito del 2018 ocurrió entre los 12 y 27 km de profundidad, la relocalización de los sismos principales de la secuencia del 2009 los ubica en la entrada del golfo Dulce, a 10 km de profundidad. Dicho foco y la solución de tensor de momento permiten suponer que fueron generados en una sección más somera de la zona sismogénica interplacas. Esa sismicidad ocurrió a una profundidad similar a la de un sismo interplacas de Mw
6.4 ocurrido en el 2002 al oeste de la península de Osa (Figura 8; Arroyo *et al.*, 2014b). Así, en el segmento Sureste el límite superior de la sismicidad interciclo se encuentra a profundidades de \sim 5 km, a 15-20 km de la fosa. Este inicio a profundidades menores que el resto del margen puede deberse a que la presencia de la corteza oceánica más caliente y boyante de la cordillera del Coco acelera los mencionados procesos sismogenéticos, que ocurren entonces a profundidades menores que las típicas (Ranero *et al.*, 2007; Arroyo *et al.*, 2014b).

Por su parte, el límite inferior de la sismicidad interciclo ocurre a profundidades de ~25-30 km en los segmentos Noroeste y Central (DeShon *et al.* 2006; Arroyo *et al.* 2014a, 2014b). Se ha propuesto que la sección del límite interplaca a lo lago de la cual sucede el deslizamiento sísmico se extiende en profundidad hasta la transición al régimen dúctil (Tichelaar y Ruff, 1993; Hyndman *et al.*, 1997) o bien hasta la intersección del techo de la placa con una cuña mantélica hidratada en la placa superior (Oleskevich *et al.*, 1999). De acuerdo con el modelo de densidades de Lücke (2014), la intersección entre el techo de la placa que se subduce y el Moho de la placa cabalgante (Figura 8, línea discontinua negra) sucede a ~35 km de profundidad bajo el Pacífico Noroeste y a ~30 km bajo el Pacífico Central y Sureste. Esto, aunado a las bajas temperaturas inferidas para esas profundidades (Harris *et al.*, 2010) y a la evidencia tomográfica de serpentinización en la cuña mantélica (Husen *et al.*, 2003; DeShon *et al.*, 2006; Arroyo *et al.*, 2009), sugiere que el límite inferior de la sismicidad interciclo podría estar asociado principalmente con la presencia de una cuña mantélica hidratada (Arroyo *et al.*, 2014a). La subducción de la cordillera del Coco en el segmento Sureste no parece afectar la ubicación del límite inferior de la sismicidad interciclo.

2. Ruptura de grandes terremotos (M > 7)

Considerando que los límites superior e inferior de la sismicidad interciclo ocurren a ~5 y 30 km, respectivamente, en este trabajo se propone entonces que la zona sismogénica interplacas en el Sureste de Costa Rica mide ~160 km a lo largo de la trinchera y tiene ~45 km de ancho (Figuras 7 y 8). Las secuencias de Golfito del 2009 y 2018 permiten inferir una inclinación de 35° para esta zona bajo el Golfo Dulce, en concordancia con los resultados generales del tensor de momento y mecanismos focales, que muestran planos buzando 25-53° hacia el noreste. La ruptura total de una zona con esas dimensiones podría ocasionar un terremoto de Mw ~8.0, de acuerdo con las relaciones escalares de Ye *et al.* (2016).

Hasta la fecha, no hay evidencia histórica o instrumental de terremotos de tal magnitud, ya que los mayores sismos registrados en el Sureste de Costa Rica han tenido Mw de 7.0-7.4, en 1803, 1854, ¿1879?, 1904, 1941 y 1983 (Gutenberg y Richter, 1954; Montero, 1986; Adamek *et al.*, 1987; Pacheco y Sykes, 1992; Bilek *et al.*, 2003; Peraldo *et al.*, 2006; Figura 2). No obstante, la ruptura de terremotos más grandes, como Tohoku (Japón) en el 2011 (Mw 9.1), puede extenderse hasta la parte más somera del contacto entre placas e inclusive hasta la trinchera (Lay y Bilek, 2007). Justamente, Vannucchi *et al.* (2017) documentaron evidencia de deslizamiento cosísmico hasta la trinchera en el registro geológico de perforaciones en altamar al suroeste de la península de Osa. Estas observaciones contrastan con hipótesis previas en las que la abundancia de fluidos y la deformación plástica de sedimentos (e.g. Moore y Saffer, 2001; Moore *et al.*, 2007; Ranero *et al.*, 2008) impiden el comportamiento sísmico en las partes más someras del límite interplacas.

Las secuencias de Golfito del 2009 y 2018 ocurrieron dentro de la zona la ruptura del terremoto Mw 7.4 de 1983. El área de ruptura de este terremoto estimada por Tajima y Kikuchi (1995) (Figura 8, línea magenta) se extiende hasta una profundidad de ~10 km, en cercana concordancia con las profundidades mínimas de la sismicidad interciclo (Figura 8, franja rosada). El límite inferior de la ruptura, en cambio, parece haberse propagado hasta profundidades de 60 km, muy superiores a la sismicidad interciclo (~30 km). Esta inconsistencia podría deberse a diferencias de técnicas de modelado, al uso de una geometría diferente del área interplacas y a la ausencia de un modelo de velocidades confiable para la zona. Sin embargo, de ser correcto el modelo de ruptura de Tajima y Kikuchi (1995), la subducción de la cordillera del Coco podría ocasionar que la ruptura de grandes terremotos se extienda en profundidad a una región condicionalmente estable. De manera similar, las rupturas de grandes terremotos en el segmento Noroeste se han propagado fuera de la zona de sismicidad interciclo, tanto hacia el límite superior como el inferior (Figura 8).

El terremoto de 1983 y, probablemente, el de 1941 ocurrieron dentro del área de mayor acoplamiento (> 75%) estimado por Kobayashi *et al.* (2014) para el segmento Sureste de la zona interplacas (Figura 8). El sismo principal y la mayor parte de la sismicidad del 2018 no sucedieron en esta zona, sino en un área con un acoplamiento menor, estimado entre 40 y 75% (Figura 8). Esto podría implicar que la secuencia de Golfito del 2018 no rompió la zona del máximo acoplamiento y que en los próximos años podría ocurrir una secuencia similar en ese sector.

Finalmente, Schellart y Rawlinson (2013) consideran que las condiciones creadas por la subducción de la cordillera oceánica del Coco, como el cambio local en el ángulo de inmersión de la losa, el acortamiento local de la placa superior y la compresión en la interfaz de la zona de subducción, son las propicias para nuclear un terremoto de Mw 8.5. En analogía con los escenarios tectónicos de los megaterremotos de Chile 1960, Alaska 1964 y Sumatra-Andaman 2004, esos autores señalan la posibilidad de que en Costa Rica la ruptura se inicie en el segmento Pacífico Sureste, donde la presencia de la cordillera del Coco aumenta el estrés compresivo, y se propague hacia el segmento Pacífico Central, que es una región de menor esfuerzo de compresión. Un alto potencial sísmico de Mw 8.1 para el segmento Sureste también ha sido determinado por Carvajal *et al.* (2020) a partir del modelado geodésico. Junto con las dimensiones para la zona sismogénica presentadas en este estudio, los hallazgos de Schellart y Rawlinson (2013), Vannucchi *et al.* (2017) y Carvajal et al (2020) sugieren que los terremotos en el sureste de Costa Rica podrían ser mucho más grandes que los observados en el corto registro histórico que existe para esta región.

Conclusiones

La secuencia de Golfito del 2018 es la primera con un sismo de magnitud superior a 6 que ha sido registrada en el Sureste de Costa Rica desde el incremento de estaciones de la RSN en la última década. Esta secuencia se originó en la zona sismogénica interplacas, entre 12 y 27 km de profundidad, con un sismo principal (Mw 6.1) cuyo tensor de momento describe una falla inversa (rake 88°) con un plano inclinado 37° al noreste. La sismicidad ocurrió dentro de la zona de ruptura del terremoto de Mw 7.4 de 1983 (Tajima y Kikuchi, 1995), sin llegar romper la zona de mayor acoplamiento. Simultáneamente a la secuencia del 2018, ocurrió la ruptura de una falla inversa dentro de la placa del Coco, debajo de la zona sismogénica interplacas, que generó un sismo de Mw 5.9. Además, dos fallas de la franja de fallamiento transcurrente dextral en la placa cabalgante de Panamá generaron sismos de Mw 4.6 y 5.6.

Las secuencias del 2018 y 2009 (Mw 5.9) demuestran que la zona sismogénica en el segmento Sureste de Costa Rica tiene su límite superior e inferior durante el interciclo a ~5 y 30 km de profundidad, respectivamente, y se extiende ~160 km a lo largo de la trinchera, con ~45 km de ancho. Estas dimensiones implican un potencial sísmico de hasta Mw ~8.0, mucho mayor al tamaño (Mw de 7.0-7.4) de los seis terremotos destructivos catalogados desde 1803. En los segmentos Noroeste y Central de Costa Rica, la sismicidad interciclo interplacas tiene un límite superior más profundo (~15 km) y un ancho menor (~20-30 km) que en el Sureste. Tanto en el segmento Sureste como en el Noroeste, las rupturas de grandes terremotos se han propagado fuera de la zona de sismicidad interciclo, en contraposición al segmento Central. El estudio de las dimensiones de las zonas sismogénicas interplaca y de la distribución de los sismos durante el ciclo sísmico, son parte fundamental del análisis de los mecanismos que controlan la ruptura de los sismos más grandes del planeta.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a los recursos económicos y de personal brindados por la Universidad de Costa Rica (UCR) y el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), y al financiamiento que la RSN recibe de la Ley Nacional de Emergencias N° 8488. Además, este estudio es el resultado del Programa de Investigación Red Sismológica Nacional (113-B9-911) y de los siguientes proyectos financiados por la Vicerrectoría de Investigación de la UCR: "Vigilancia Sísmica de Costa Rica" (113-B5-704), "Estructura de la zona de subducción en Costa Rica mediante tomografía de sismos locales" (830-B8-500) y "Apoyo de asistentes a la Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica" (113-A1-716). Reconocemos la labor de los técnicos Luis Fernando Brenes y Jean Paul Calvo por el mantenimiento de la red de instrumentos de la UCR. Colaboraron en la localización de sismos Juan Luis Porras y Magda Taylor, así como los asistentes de la RSN: Brandon Acosta, Alejandro Argüello, Mario Arroyo, Carolina Fallas, Esteban Jarquín, Daniela Manzano y Roberto Masis. Gran parte de las figuras fueron realizadas con Generic Mapping Tool (GMT), de Wessel *et al.* (2013).

REFERENCIAS

Adamek, S., Tajima, F., Wiens, D. G., 1987, Seismic rupture associated with subduction of the Cocos Ridge, *Tectonics*, 6, 6, 757-774.

Arroyo, I. G., 2001, Sismicidad y Neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del Sureste de Costa Rica, Tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, 162 pp.

Arroyo, I. G., Husen, S., Flueh, E.R., Gossler, J., Kissling, E., Alvarado, G.E., 2009, Three-dimensional P-wave velocity structure on the shallow part of the Central Costa Rican Pacific margin from local earthquake tomography using off- and onshore networks, *Geophys. J. Int.*, 179, 827-849, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04342.x.

Arroyo, I. G., Husen, S., Flueh, E.R., 2014a, The seismogenic zone in the Central Costa Rican Pacific margin: highquality hypocentres from an amphibious network, *Int J. Earth Sci.*, 103, 1747, doi:10.1007/s00531-013-0955-8.

Arroyo, I. G., Grevemeyer, I., Ranero, C.R., von Huene, R., 2014b, Interplate seismicity at the CRISP drilling site: The 2002 Mw 6.4 Osa Earthquake at the southeastern end of the Middle America Trench, Geochem. *Geophys. Geosyst.*, 15, 3035–3050, doi:10.1002/2014GC005359.

Arroyo, M., Linkimer, L., Arroyo, I.G., 2020, Recuento de la sismicidad en Costa Rica durante el 2019. En revisión en Revista Geológica de América Central.

Atkinson, G., Wald, D., 2007, "Did You Feel It?" intensity data: A surprisingly good measure of earthquake ground motion. *Seismological Research Letters*, 78 (3), 362-368.

Bilek, S., Lay, T., 2018, Subduction zone megathrust earthquakes, Geosphere, 14, 4, 1468–1500, doi:10.1130/GES01608.1.

Bilek, S. L., Schwartz, S., Deshon, H., 2003, Control of seafloor roughness in earthquake rupture behavior, *Geology*, 31, 455-458.

Byrne, D.E., Davis D.M., Sykes, L.R., 1988, Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones, *Tectonics*, 7, 4, 833–857, doi:10.1029/TC007i004p00833.

Camacho, E., 1991, The Puerto Armuelles Earthquake (Southwestern Panama) of July 18, 1934, Revista Geológica de América Central, 13, 1-13.

Camacho, E., 2003, Sismotectónica del extremo norte de la Zona de Fractura de Panamá, Tecnociencia, 5, 2, 139-152.

Carvajal-Soto, A., Ito, T., Protti, M., Kimura, H., 2020, Earthquake potential in Costa Rica using three scenarios for the Central Costa Rica deformed belt as western boundary of the Panama microplate. *Journal of South American Earth Sciences* 97, doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102375.

Chaves, E.J., Duboef, L., Schwartz, S.Y., Lay, T., Kintner, T., 2017, Aftershocks of the 2012 Mw 7.6 Nicoya, Costa Rica, Earthquake and Mechanics of the Plate Interface, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 107, 3, 1227–1239.

Collins, L.S., Coates, A.G., Jackson, J.B. C., Obando, J.A., 1995, Timing and rates of emergence of the Limon and Bocas del Toro Basins: Caribbean effects of the Cocos Ridge subduction?, En: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010, Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181, 1, 1–80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

Dengler, L. A., Dewey, J. W., 1998, An Intensity Survey of Households Affected by the Northridge, California, Earthquake of 17 January, 1994. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 441-462.

DeShon, H.R., Schwartz, S.Y., Bilek, S.L., Dorman L.M., Gonzalez, V., Protti, J.M., Flueh, E.R., Dixon, T.H., 2003, Seismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, 108(B10), 2491, doi:10.1029/2002jb002294

DeShon H.R., Schwartz, S.Y., Newman, A.V., González, V., Protti, M., Dorman, L.M., Dixon, T.H., Sampson, D.E., Flueh, E.R., 2006, Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 164, 1, 109–124, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02809.x

Denyer, P., Montero, W., Alvarado, G., 2003, Atlas Tectónico de Costa Rica. Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José. 81 pp.

Dinc, N.A., Koulakov, I., Thorwart, M., Rabbel, W., Flueh, E.R., Arroyo, I.G, Taylor, W., Alvarado, G., 2010, Local earthquake tomography of central Costa Rica: transition from seamount to ridge subduction, *Geophys. J. Int.*, 183, 1, 286–302, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04717.x

Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M.M., Flueh, E.R., Mora, M.M., Alvarado, G.E., 2011, The steeply subducting edge of the Cocos Ridge: Evidence from receiver functions beneath the northern Talamanca Range, south-central Costa Rica, Geochem. *Geophys. Geosyst.*, 12, Q04S30, doi:10.1029/2010GC003477.

Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., 2012, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., 200-201, 1-9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.

Feng, L., Newman, A.V., Protti, M., González, V., Jiang Y., Dixon, T.H., 2012, Active deformation near the Nicoya Peninsula, northwestern Costa Rica, between 1996 and 2010: interseismic megathrust coupling, *J. Geophys. Res.*, 117(B6), B06407, doi:10.1029/2012jb009230

Gempa, 2019, SeisComp 3 Real time data acquisition and processing [software computational]. Potsdam, Alemania, Gempa GmbH.

Global CMT Catalog. 2017. The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Consultado el 6 de diciembre del 2019. http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html

Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954, Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton University Press, Nueva Jersey, 310 pp.

Harris, R.N., Spinelli, G., Ranero, C.R., Grevemeyer, I., Villinger, H., Barckhausen, U., 2010, Thermal regime of the Costa Rican convergent margin: 2. Thermal models of the shallow Middle America subduction zone offshore Costa Rica, Geochem. *Geophys. Geosyst.*, 11(12), Q12S29, doi:10.1029/2010gc003273.

Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D, E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney M., Smoczyk, G. M., 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, *Science*, 362, 58-61.

Husen, S., Kissling, E., Quintero, R., 2002, Tomographic evidence for a subducted seamount beneath the Gulf of Nicoya, Costa Rica: the cause of the 1990 Mw = 7.0 Gulf of Nicoya earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 8, 1238, doi:10.1029/2001gl014045.

Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., Hacker, B., 2003, Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modeling, *Geophys. J. Int.*, 155, 1, 11–32. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01984.x.

Hyndman, R.D., Yamano, M., Oleskevich., D.A., 1997, The seismogenic zone of subduction thrust faults, Isl. Arc, 6, 3, 244–260, doi:10.1111/j.1440-1738.1997.tb00175.x.

Kobayashi, D., LaFemina, P., Geirsson, H., Chichaco, E., Abrego, A.A., Mora, H., Camacho, E., 2014, Kinematics of the western Caribbean: Collision of the Cocos Ridge and upper plate deformation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, doi:10.1002/2014GC005234.

Kolarsky, R.A., Mann, P., 1995, Structure and neotectonics of an oblique subduction margin, southwestern Panama. En: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.

Kolarsky, R.A., Mann, P., Montero, W., 1995, Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge: En: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.

LaFemina, P., Dixon, T.H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Mattioli, G., Protti, M., Strauch, W., 2009, Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America, Geochem. *Geophys. Geosyst.*, 10, doi: 10.1029/2008GC002181.

Lay, T., Bilek, S.L., 2007, Anomalous earthquake ruptures at shallow depths on subduction zone megathrusts. En: Dixon, T. H., Moore, J. C., (Eds), The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults: New York, Columbia University Press, p. 476–511, doi: 10.7312/dixo13866-015.

Lienert, B. R., Havskov, J., 1995, A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seismol. Res. Lett.*, 66, 5, 26-36, doi: 10.1785/gssrl.66.5.26.

Linkimer, L., 2008, Application of the Kriging method to draw the isoscismal maps of the significant 2002-2003 Costa Rican earthquakes, *Revista Geológica de América Central*, 38, 119-134.

Linkimer, L., Arroyo, I.G., Alvarado, G.E., Arroyo, M., Bakkar, H., 2018, The National Seismological Network of Costa Rica (RSN): An Overview and Recent Developments, *Seismol. Res. Lett.*, 89(2A), 392-398. doi:10.1785/0220170166.

Liu, C., Zheng, Y., Xiong, X., Wang, R., López, A., Li, J., 2015, Rupture processes of the 2012 September 5 Mw 7.6 Nicoya, Costa Rica earthquake constrained by improved geodetic and seismological observations, Geophys. J. Int., 203, 175–183, doi: 10.1093/gji/ggv295.

Lonsdale, P., 2005, Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate, Tectonophysics, 404, 237–264, doi:10.1016/j.tecto.2005.05.011.

Lonsdale, P., Klitgord, K. D., 1978, Structure and tectonic history of the Eastern Panama Basin, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 981-999.

Lücke, O., 2014, Moho structure of Central America based on three dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data, *Int. J. Earth Sci.*, 1–13, doi:10.1007/s00531-012-0787-y.

Lücke, O.H. Arroyo, I.G., 2015, Density Structure and Geometry of the Costa Rican Subduction Zone from 3-D Gravity Modeling and Local Earthquake Data, *Solid Earth*, 6, 1169-1183, doi: 10.5194/se-6-1169-2015.

Peraldo, G., Montero, W., Camacho, E., 2006, El terremoto del 29 de mayo de 1879: una ruptura de magnitud Ms > 7,0 en la zona limítrofe sur de Costa Rica y Panamá, *Revista Geológica América Central*, 34-35, 31-42.

Marshall, J., Fisher, D., and Gardner, T, 2000, Central Costa Rica Deformed Belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block, *Tectonics*, 19, 3, 468–492.

Mann, P., Kolarsky, R.A., 1995, East Panama deformed belt: Structure, age, and neotectonic significance. En: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.

Martínez-Loriente, S., Sallarès, V. R., Ranero, C. B., Ruh, J., Barckhausen, U., Grevemeyer, I., Bangs, N., 2019, Influence of incoming plate relief on overriding plate deformation and earthquake nucleation: Cocos Ridge subduction (Costa Rica), *Tectonics*, 38, doi: 10.1029/2019TC005586.

Matumoto, T., Ohtake, M., Latham, G., Umana, J., 1977, Crustal structure in Southern Central America, Bull. Seis. Soc. Amer., 67, 121-133.

Montero, W., 1986, Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica, *Revista Geológica de América Central*, 5, 35-72.

Montero, W. 2001, Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá, Revista Geológica de América Central, 24, 29-56.

Morell, K. D., 2015, Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 3362–3382, doi:10.1002/2015GC005971.

Morell, K. D., Fisher, D.M., Gardner, T.W., 2008, Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265, 82-95.

Moore, J. C, Saffer, D., 2001, Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: an effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress, *Geology*, 29, 2, 183–186. doi:10.1130/0091-7613(2001)029\0183:ULOTSZ[2.0.CO;2.

Moore, J.C, Rowe, C., Meneghini, F., 2007, How accretionary prisms elucidate seismogenesis in subduction zones. En: Dixon, T. H., Moore, J. C. (Eds), The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Columbia University Press*, New York, 288–315 pp.

NEIC Catalog, 2019. National Earthquake Information Center (NEIC). Consultado el 6 de diciembre del 2019. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/

Oleskevich, D.A., Hyndman, R.D., Wang, K., 1999, The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile, *J. Geophys. Res.*, 104(B7), 14965–14991, doi:10.1029/1999jb900060

Ottemöller, L., Voss, P., Havskov, J., 2019, SEISAN Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, Linux and Macosx. Recuperado de http://seis.geus.net/software/seisan/seisan.pdf

Outerbridge, K.C., Dixon, T.H., Schwartz, S.Y., Walter, J.I., Protti, M., Gonzalez, V., Biggs, J., Thorwart, M., Rabbel, W., 2010, A tremor and slip event on the Cocos-Caribbean subduction zone as measured by a global positioning system (GPS) and seismic network on the Nicoya Peninsula, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, 115(B10), B10408, doi:10.1029/2009jb006845.

Pacheco, J.F., Sykes, L.R., 1992, Seismic moment catalog of large, shallow earthquakes, 1900-1989, Bull. Seis. Soc. Amer., 82, 1306-1349.

Protti, M., Güendel, F., McNally, K., 1994, The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 84, 1–4, 271–287. doi:10.1016/0031-9201(94)90046-9.

Protti, M. *et al.*, 1995, The March 25, 1990 (Mw = 7.0, ML = 6.8) earthquake at the entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: its prior activity, foreshocks, aftershocks, and triggered seismicity, *J. Geophys. Res.*, 100, 20345–20358.

Protti, M., González, V., Newman, A., 2014, Nicoya earthquake rupture anticipated by geodetic measurement of the locked plate interface, *Nature Geosci.*, 7, 117–121 (2014), doi:10.1038/ngeo2038.

Ranero, C., Vannucchi, P., von Huene, R., 2007, Drilling the seismogenic zone of an Erosional convergent margin: IODP Costa Rica Seismogenesis Project CRISP. En: Abstracts and report from the IODP/ICDP Workshop on Fault Zone Drilling. Scientific Drilling: Special Issue. IODP-MI, Miyzaki, 51-54 pp., doi:10.2204/iodp.sd.s01.29.2007

Ranero, C.R., Grevemeyer, I., Sahling, H., Barckhausen, U., Hensen, C., Wallmann, K., Weinrebe, W., Vannucchi, P., von Huene, R., McIntosh, K., 2008, Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis, Geochem. *Geophys. Geosyst.*, doi:10.1029/2007GC001679.

Red Sismológica Nacional de Costa Rica, 2017, The Costa Rica National Seismological Network Catalog during 1975-2017, doi: https://doi.org/10.15517/TC.

Sallarès, V., Dañobeitia, J.J., Flueh, E.R., 2001, Lithospheric structure of the Costa Rican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau, J. Geophys. Res., 106, 621-643.

Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E.R., Bialas, J., 2003, Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction, J. Geophys. Res., 108(B12), 2564, doi:10.1029/2003JB002431.

Schellart, W., Rawlinson, N., 2013, Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones. *Phys. Earth Planet. Inter.* 225, 41–67.

Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., Bollinger, G., 1984, A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and Sv-P amplitude ratio data, *Earthquake Notes*, 55, 15-20.

Tajima, F., Kikuchi, M., 1995, Tectonic implications of the seismic ruptures associated with the 1983 and 1991 Costa Rica earthquakes. En: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.

Tichelaar, B.W., Ruff, L.J., 1993, Depth of seismic coupling along subduction zones, J. Geophys. Res., 98(B2), 2017–2037, doi:10.1029/92jb02045.

Vannucchi, P., Scholl, D.W., Meschede, M., McDougall-Reid, K., 2001, Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: combined implications from ODP Leg 170, seismic offshore data, and regional geology of the Nicoya Peninsula, *Tectonics*, 20, 5, 649–668, doi:10.1029/2000tc001223.

Vannucchi, P., Sak, P.B., Morgan, J.P., Ohkushi, K., Ujiie, K., 2013, Rapid pulses of uplift, subsidence, and subduction erosion offshore Central America: Implications for building the rock record of convergent margins, *Geology*, 41, 9, 995–998, doi:10.1130/G34355.1.

Vannucchi, P., Spagnuolo, E., Aretusini, S., Di Toro, G., Ujiie, K., Tsutsumi, A., Nielsen, S., 2017, Past seismic slipto-the-trench recorded in Central America megathrust. Nature Geoscience, 10 (12), 935–940, https://doi.org/10.1038/s41561-017-0013-4.

von Huene, R., Ranero, C.R., Weinrebe, W., Hinz, K., 2000, Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism, Tectonics, 19, 2, 314–334, doi:10.1029/1999tc001143.

von Huene, R., Ranero, C.R., Vannucchi, P., 2004, Generic model of subduction erosion, *Geology*, 32, 10, 913–916, doi:10.1130/G20563.1.

Vrolijk, P., 1990, On the mechanical role of smectite in subduction zones, Geology, 18, 703-707.

Walther, C.H.E., 2003. The crustal structure of Cocos Ridge off Costa Rica, J. Geophys. Res., 108(B3), 2136, doi:10.1029/2001JB000888.

Waldhauser, F., Ellsworth, W., 2000, A double difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 90, 6, 1353-1368. doi:10.1785/0120000006.

Waldhauser, F., 2001, HypoDD -- A program to compute double-difference hypocenter locations, Open-File Rep. U. S. Geological Survey, 25, 1-113.

Werner, R., Hoernle, K., van Den Bogaard, P., Ranero, C.R., von Huene, R. Korich, D., 1999, Drowned 14 m.y. old Galapagos archipielago off the coast of Costa Rica: implications for tectonic and evolutionary models, *Geology*, 27, 499–502.

Wessel, P., Smith, W H.F., Scharroo, R., Luis, J., Wobbe, F., 2013, Generic Mapping Tools: Improved Version Released, EOS Trans. AGU, 94(45), 409–410, doi:10.1002/2013EO450001.

Westbrook, G.K., Hardt, N.C., Heath, R., 1995, Structure and tectonics of the Panama–Nazca boundary. En: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.

Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T.H., Kanamori, H., Scrivner, C.W., Worden, C.B., 1999, TriNet "ShakeMaps": Rapid generation of peak ground motion and intensity maps for earthquakes in southern California, *Earthquake Spectra*, 15, 3, 537-555.

Wald, D. J., Wald, L., Worden, B., Goltz, J., 2003, ShakeMap, a tool for earthquake response, U.S. *Geological Survey Fact Sheet*, 087-03.

Wald, D. J., Quitoriano, V., Worden, C.B., Hopper, M., Dewey, J. W., 2011, USGS "Did You Feel It?" Internetbased Macroseismic Intensity Maps. *Annals of Geophysics*, 54 (6), 688-707. doi: 10.4401/ag-5354.

Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., Rivera, L., 2016, Rupture characteristics of major and great (Mw \geq 7.0) megathrust earthquakes from 1990 to 2015: 1. Source parameter scaling relationships, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 826–844, doi: 10.1002/2015JB012426.

Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T. Fukushima, Y., 2006, Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 96, 3, 898-913.

Original paper

DETERMINATION OF SOIL PROPERTIES FROM ELECTRICAL MEASUREMENTS IN AGRICULTURAL PLOTS, VILLA DE ARRIAGA, SAN LUIS POTOSÍ, MEXICO

Christian Y. Cordero-Vázquez¹, Omar Delgado-Rodríguez^{2*}, Héctor J. Peinado-Guevara³, María A. Ladrón-de-Guevara-Torres⁴, Jonathan O. Hernández-Ramos¹ and Víctor M. Peinado-Guevara³

Received: February 20, 2020; accepted: October 14, 2020; published online: January 1, 2021

Resumen

El conocimiento de las propiedades del suelo agrícola es crucial para la selección óptima de los tipos de cultivo, riego y fertilización. Este estudio contiene los resultados de la aplicación en campo y en laboratorio de mediciones eléctricas para obtener el contenido de finos, la porosidad, la conductividad hidráulica y la capacidad de intercambio catiónico (CIC) en tres parcelas agrícolas dedicadas al cultivo de la cebada. Los valores del contenido de finos se obtuvieron mediante mediciones eléctricas en muestras de suelo de laboratorio y el algoritmo de Ryjov, que es comparable a los valores calculados a partir del análisis textural de Bouyoucos. En la parcela agrícola A, un perfil de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), junto con las mediciones de la humedad y la salinidad del suelo, muestran resultados de alta resolución para determinar las propiedades del suelo, a partir de una clara imagen del espesor del suelo, así como la identificación de sus horizontes. Un estudio de rápido avance con el método Perfilaje Eléctrico (PE) fue realizado en las tres parcelas, resultando en mapas de propiedades del suelo. Las parcelas muestran rango de valores de CIC como: A-bajo, B-moderado y C-alto. Este resultado se ajusta a los rendimientos de los cultivos por hectárea y al análisis de fertilidad realizado en cada parcela, lo que confirma no sólo la eficacia del método PE y del algoritmo de Ryjov para el estudio de las propiedades del suelo agrícola.

PALABRAS CLAVE: propiedades del suelo agrícola, perfilaje eléctrico, tomografía de resistencia eléctrica, algoritmo de Ryjov.

Abstract

The knowledge of agricultural soil properties is crucial for the auspicious selection of crop, irrigation and fertilization types. This study contains the results of the field and laboratory application of electrical measurements used to obtain fines content, porosity, hydraulic conductivity and cation exchange capacity (CEC) in three agricultural plots for the purpose of growing barley. The values of fines content were attained using electrical measurements in laboratory soil samples and Ryjov's algorithm, which is comparable to the calculated values

*Corresponding author: omar.delgado@ipicyt.edu.mx

¹ Posgrado en Geociencias Aplicadas, IPICyT, San Luis Potosí, México.

²División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, San Luis Potosí, México ³Universidad Autónoma de Sinaloa, México

⁴Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional - Unidad Oaxaca from textural analyses of Bouyoucos. In agricultural plot A, an Electrical Resistivity Tomography (ERT) profile, along with measurements of soil moisture and salinity, show high-resolution outcomes to determine soil properties, these are related to a clear image of soil thickness, as well as the identification of horizons. A faster Electrical Profiling (EP) survey was conducted in the three plots, resulting in soil properties maps. The plots display A-lowest, B-moderate and C-higher range of CEC values. This result conforms to crop yields per hectare and the fertility analysis carried out on each land plot, which confirms not only the effectiveness of the EP method and Ryjov's algorithm, but also their purpose for the study of agricultural soil properties.

KEY WORDS: agricultural soil properties, electrical profiling, electrical resistivity tomography, Ryjov's algorithm.

INTRODUCTION

Drylands cover 45% of the Earth's surface (Prăvălie, 2016). Among one third of soils are moderately to heavily degraded due to erosion, loss of organic carbon, salinization, compaction, acidification and chemical pollution (FAO, 2015). Soil erosion is the issue that most affects Mexican agriculture (Cotler *et al.*, 2006), which shows the lack of sustainable use of this natural resource.

Generally, the sowing of several agricultural products involves large tracts of land. The spatial variability observed in crops is a result of the complex interaction between edaphic (salinity, organic matter, texture, structure and nutrients), anthropogenic (soil compaction due to the traffic of farm equipment, irrigation and drainage and solute leaching), biological (pests and diseases), topographic (slope and altitude) and climatic (temperature, relative humidity and rainfall) factors (Ruiz-Garcia *et al.*, 2009).

To evaluate the characteristics of agricultural soils, it is common to use a procedure for collecting soil samples to determine properties such as pH, nutrient composition and cation exchange capacity (CEC) from chemical and textural analyses. Indirect techniques such as Global Positioning System (GPS) or agricultural drones equipped with hyperspectral or RGB cameras are used to create normalized difference vegetation index (NDVI) or orthoimage maps. It is also useful to research the spatio-temporal variability causes of the factors that define productive efficiency and input optimization in an environmental sustainability framework (Loynachan *et al.*, 1999), as well as to minimize the use of fertilizers and irrigation water, thus reducing the environmental impacts from agricultural activity (Robert, 2002). These techniques and procedures are known as Precision Farming (PF), useful to study and to mapping soil properties as reliable, fast and economical possible way.

Agricultural geophysics is an emerging discipline to obtain information about soil properties and conditions that influence the development of agriculture. They can be used to measure the impact of brackish wastewater use on a crop (De Carlo *et al.*, 2020), monitor soil salinity (Aditama et al, 2017) and the dynamics of soil salts (Visconti and de Paz, 2016), groundwater exploitation, soil characterization considering salt concentration, safety inspection of embankments with leakage problems, detection of soil subsidence due to excessive pumping and tracking of groundwater aquifer contamination by leachate (Song and Cho, 2018). Similarly, other research suggests using geophysical methods to map soil behavior by relating electrical conductivity to crop yield (Fano, 2019), information that could have wide application in identifying

contamination, sampling soils, and deriving input recipes for nutrients, seeds, and herbicides (Lech, *et al.*, 2016). With the different techniques that can be employed from geophysics, it allows for improved sustainable management of agricultural land because the information generated in terms of salinity, soil texture, soil moisture, cation exchange capacity (Sadatcharam, 2019), nutrients, sediments and water can be used in farmers' decision-making (Heil and Schmidhalter, 2017, and Ameglio, 2018).

The two groups of geophysical methods that are highly used for agricultural purposes are electrical (Electrical Resistivity Tomography, Electrical Profiling) and electromagnetic (EM Profiling and GPR) techniques. These methods demonstrate their effectiveness and economic benefits in the implementation of PF (Corwin and Lesch, 2003) when determining the boundaries between genetic types of soils (Pascual *et al.*, 1995) and changes in soil salinity (Rhoades and Corwin, 1981, Williams and Baker, 1982) or moisture (Edlefsen and Anderson, 1941, Kirkham and Taylor, 1950, McKenzie *et al.*, 1989); whereas magnetic, spontaneous potential and seismic refraction are methods less frequently applied for agriculture soil studies (Allred, 2009).

To propose a conductivity model for unconsolidated rocks, the Ryjov's algorithm was developed for both the geometrical microstructure and electrochemical process for wide ranges of water salinity and clay concentrations. The forward petrophysical problem consists of the calculation of rock resistivity values on the base of properties of unconsolidated sediment (mixture of sand and clay). The inverse problem consists of the estimation of the properties' clay content, porosity and CEC on the base of soil resistivity and pore water salinity, taking into account the soil petrophysical model of the site (Ryjov and Shevnin, 2002). Subsequently, a new methodology applied to environmental impact studies of the oil industry in Mexico (Delgado-Rodríguez *et al.*, 2018) was developed, including geoelectrical survey and electrical measurements in soil and groundwater samples (Shevnin *et al.*, 2006a, b). This methodology, using Ryjov's algorithm, resulted in the mapping of the aforementioned petrophysical parameters for accurate delineation of the hydrocarbon contamination plumes (Shevnin *et al.*, 2004).

The first application of this procedure in soil studies was performed by Delgado-Rodríguez *et al.* (2012) in a small plot (800 m²) of sandy-loam soils located in the surroundings of Oaxaca city, Mexico, where clay, porosity and CEC maps were determined from electrical data obtained from a lab and Electrical Resistivity Tomography (ERT) survey. A linear regression analysis showed a good correlation ($R^2 = 0.93$) between clay content values determined from Bouyoucos textural analysis and clay content values obtained from electrical measurements in lab. However, soil sampling, which is needed for electrical measurements in the laboratory, is invasive and the results obtained in the area were very timely. Furthermore, a regular correlation ($R^2 = 0.7$) between clay content values determined from the Bouyoucos textural analysis was shown. The application of the ERT method is not invasive, but it is inefficient for application on expansive agricultural land.

As a second case, the electrical survey was performed on a small farm near to Guasave city, Sinaloa, Mexico, where a wide variety of soil textures (clay, silty clay, clay loam, loam, sandy loam, silt loam, sandy clay loam, and silt clay loam) were observed (Gastélum-Contreras *et al.*, 2017). In this case, electrical profiling (EP) was used as a technique faster than the ERT method. Textural analyses were carried out on 30 soil samples collected at points where EP measurements were taken. Fines (clay + silt) content values were comparable ($R^2 = 0.91$) to those obtained based on apparent resistivity values and Ryjov's algorithm, providing reliability to the maps obtained for fines content and porosity.

This paper presents the results of the joint processing of apparent resistivity from an EP survey, soil salinity and moisture values collected in three plots located in the state of San Luis Potosí (SLP), Mexico (Figure 1). The agriculture plots are located in the municipality of Villa de Arriaga, 60 km southwest of the city of San Luis Potosí, SLP, Mexico, at an average height of 2,160 m.a.s.l., where Durisols (Figure 1) type soils predominate. Every year, in the three agricultural plots, A, B and C with 9.6, 6.8 and 4.2 ha, respectively, the same barley sowing technique is applied, neither fertilizers nor irrigation systems (seasonal crops) are used. The results obtained from each plot (fines content, moisture, salinity, porosity, CEC and K maps) were compared with textural, crop yields and fertility data. A short ERT profile was performed in a plot help to visualize the soil thickness from a 2D resistivity cross-section and, therefore, to define the optimal study depth for an EP survey.



Figure 1. Edaphological map of the municipality of Villa de Arriaga, SLP, Mexico. The black circles indicate the location of the agricultural plots.

MATERIALS AND METHODS

1 Estimation of Soil Properties Based on Electrical Measurements

1.1. Theoretical Soil Model of Ryjov

A model that includes components of unconsolidated sediments and electrochemical resistivity estimation of pore-water, resulting in the estimation of the rock resistivity, was presented for the first time by Ryjov and Sudoplatov (1990). Solid grains of sand and clay make up an insulating skeleton where their capillaries are seen as hollow cylinders with different radii. The sand component contains a wide cylindrical porous system which are much larger than the thickness of the electrical double layer (EDL). The micropores of the fines component are very narrow, which is close to the thickness of the EDL. The thickness of the EDL depends on the water salinity and increases with decreasing salt concentration. At near-surface conditions, when the range of $0.3 - 3 \times 10^{-8}$ m. The total volume of pores for sand and fines is taken into account separately through the value of its porosity, therefore the model of the mixture consists of two types of capillaries with different radii (Shevnin *et al.*, 2007). The capillaries of sand and clay can be connected in series, parallel or a combination of both. In order to include the influence of

the pore microstructure in the model, we have taken into account the tortuosity of the sand pores as a function of the content of solid sand grains in the mixture.

(1)(2)

The conductivities of the sand (σ_{sand}) and fines (σ_{fines}) components can be calculate using:

$$\sigma_{\rm sand} = \varphi_{\rm sand} \, \sigma_{\rm sandcap}, \tag{1}$$

$$\sigma_{\text{fines}} = \varphi_{\text{fines}} \sigma_{\text{finescap}},$$

where $\sigma_{sandcap}$ and $\sigma_{finescap}$ are the conductivities of sand and fines (fines + silt) capillaries, respectively, and φ_{sand} and φ_{fines} are the porosities of the sand and fines components, expressed as volume fractions of the total volume. In the pore system of the sand, which has wide capillaries, the average conductivity of sand channels $\sigma_{sandcap}$ does not depend on the capillary radius and corresponds to the free-water conductivity σ_w (electrolytic conductivity).

The conductivity of water solutions, with and without the influence of capillary walls, depends on salt concentration, anion and cation properties, as well as the influence of the EDL.

The structure of clayed soils is described using an ideal packing concept for binary mixtures of clay and bigger spherical particles (McGeary, 1961). According to this model (Figure 2), while the clay content is less than the sand porosity, the fines particles, which have an average radius much smaller than sand grains, fit within the sand pores. When the clay fraction exceeds the sand porosity, the sand grains become suspended in the clay host (Shevnin *et al.*, 2017). Figure 2 shows the theoretical dependence of porosity from clay content for model A. The porosity curve begins at 25% (sand porosity), reaching a minimum when clay content is equal to sand porosity and all sand pores are filled with clay, then increases until clay porosity (55%). The left part of the curve was formed under the influence of sand porosity, while the right part is influenced by clay content and clay porosity.



Figure 2. Relation between soil porosity and clay content. Modified from Ryjov and Shevnin (2002).

The total porosity φ_t of the soil can be determined by the following equations (Marion *et al.*, 1992, Revil *et al.*, 2002):

$$\varphi_{t} = (\varphi_{sand} - C_{fines}) + \varphi_{fines} C_{fines}, \text{ when } C_{fines} < \varphi_{sand}, \qquad (3)$$

$$\varphi_{t} = C_{\text{fines}} \varphi_{\text{fines}}, \text{ when } C_{\text{fines}} \ge \varphi_{\text{sand}},$$
(4)

where C_{fines} is the volumetric fines content (clay + silt) in a sand-fines mixture.

When $C_{\text{fines}} > \varphi_{\text{sand}}$, the total soil conductivity, σ_t , is equal to the conductivity of the fines component (σ_{finescap}), fines porosity and salt concentration. The sand component can only have an influence by decreasing the volume of the fines host (C_{fines}):

$$\sigma_{t} = \sigma_{\text{finescap}} C_{\text{fines}} \varphi_{\text{fines}}, \text{ when } C_{\text{fines}} > \varphi_{\text{sand}}, \tag{5}$$

When $C_{\text{fines}} < \varphi_{\text{sand}}$, σ_t it is defined by both the φ_{sand} and φ_{fines} , which is saturated by the pore-water of a given salinity.

The interconnections of pore systems can be connected in parallel or in series. In case of capillaries connected in parallel, σ_t is simplified to:

$$\sigma_{\rm prl} = \sigma_{\rm finescap} \,\varphi_{\rm fines} \,C_{\rm fines} + \sigma_{\rm sandcap} \,(\varphi_{\rm sand} - C_{\rm fines}),\tag{6}$$

where σ_{prl} is a conductivity of a soil fraction consisting of a sand-fines mixture and the parallel connections of capillaries.

In case of capillaries connected in parallel, σ_t is simplified to:

$$\sigma_{\text{ser}} = \left[\left(1 - C_{\text{fines}} / \phi_{\text{sand}} \right) \left(1 / \phi_{\text{sand}} \sigma_{\text{sandcap}} \right) + \left(C_{\text{fines}} / \phi_{\text{sand}} \right) \left(1 / \phi_{\text{sand}} \phi_{\text{fines}} \sigma_{\text{finescap}} \right) \right], \tag{7}$$

In soils, the presence of both parallel and series capillaries is common. Some part of the fines is smeared on the sand's pore walls, while other parts of fines is found inside the sand pores as plugs. Capillaries are split into a volumetric part of parallel capillaries equal to M and a serial part equal to 1 - M. Now, it is possible to calculate the σ_t according to:

$$\sigma_{t} = M_{oprl} + (1 - M) \sigma_{ser}, \text{ when } C_{fines} < \varphi_{sand}, \tag{8}$$

An example of solution of the forward problem using equations (5) and (8) is shown in Figure 3 considering soil properties similar to those presented in Figure 2, where theoretical soil resistivity (or its inverse, conductivity) curves versus pore-water salinity are observed. Pore-water salinity is calculated for the following parameters: NaCl solution and soil saturation, temperature 20°C, sand porosity 25%, fines porosity 55%, the CEC of clay 40 cmol (+) / Kg (~3 g/l). The values on the curves indicate fines (in this case, only clay) content from sand (0%) up to 100% fines and soil porosity as a percentage (Figure 3). Note that for high pore-water salinity (> 10 g/l) the soil resistivity curves are situated above and practically in parallel to the pore-water resistivity curve, which is similar to the sand curve (electrolytic conductivity effect). At lower pore-water salinity, the soil resistivity curves for different fines-sand mixtures are situated below and not parallel to the pore-water curve due to the influence of the EDL (superficial conductivity effect). The dashed of the blue line represents pore-water resistivity (Figure 3). This model is described in detail by Shevnin *et al.* (2017).



Figure 3. Theoretical dependence of the resistivity of a sandy-clay mixture on groundwater salinity. Clay porosity = 55%, sand porosity = 25%. Modified from Shevnin *et al.* (2017).

1.2. ESTIMATION OF SOIL PROPERTIES

Considering this model using equations (5) and (8), it is possible to generate theoretical curves of electrical resistivity from any soil consisting of sand and fines (clay and/or silt) versus pore water salinity (solution of the forward problem, Figure 3) from defined parameters: fines content, porosity, and CEC.

The difference between the experimental (ρ_{exp}) and calculated resistivity (ρ_{cal}) curves is minimizing by the standard Root Mean Square (RMS) error. RMS error is the standard deviation of the prediction errors or residuals. Residuals are the difference between the ρ_{exp} and the ρ_{cal} values. RMS is calculated for *n* pairs of values of ρ_{exp} and ρ_{cal} , using the following equation:

$$RMS \ error = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (\rho_{cal} - \rho_{exp})}{n}} \tag{9}$$

Using the PetroWin program developed by Ryjov (Ryjov and Shevnin, 2002), an iterative inversion process of minimizing of the RMS error between the experimental (from electrical measurements in lab) and theoretical (theoretical model above described) curves is made. Different parameters can be modified during the iterative inversion process, such as pore-water salinity (including types of anions and cations with their valence, hydration number, sorption constant and mobility), porosity, capillary radii, moisture and cementation exponent for each fines and sand components of the soil, as well as the CEC for fines component and the temperature of the soil. Finally, calculation of fines content, porosity and CEC values for the soil sample is performed as the solution of the inverse problem.

a) Determination of Soil Salinity by the Saturation Extract Method

Soil salinity was determined by the saturation extract method (USSLS, 1954), whose procedure is as follows: first, an approximately 2/3 if a beaker is filled with dried and sieved soil. De-ionized

water is added to the soil in the beaker while stirring with a spatula until reaching saturation level. The soil paste must glisten, flow slightly when the container is tipped, slide cleanly from the spatula, and readily consolidate after a trench is formed upon jarring the container. After mixing, the samples should rest at least four hours, then the free water is removed. The saturated paste is transferred to a Buchner funnel using filter paper where the pore-water is extracted by a vacuum environment. Subsequently, the electrical conductivity (EC), and therefore the salinity of the extract is determined using a conductivity meter for a reference temperature of 20 °C (Miller and Curtin, 2007).

According to the EC values of the extract, there are no salinity problems in the 19 collected soil samples within EC range of 0.150 and 0.575 dS/m (Table 1). According to the Agriculture Department of the United States of America (Staff Soil Survey Division Agriculture, 1993), it is classified as non-saline soil and corresponds to salinities in the range 0.10 - 0.35 g/l with a mean value of 0.21 g/l.

b) ERT Method

The application of the ERT method is based on an apparent resistivity determination supported by the linear array (e.g. Dipole-Dipole, Wenner-Schlumberger) of many electrodes emplaced with a constant interval and connected to a resistivity meter. ERT is applied to obtain a geoelectrical image of the sub-surface using electrical measurements made on surface along profile. Such profile measurements allow a two-dimensional (2D) interpretation (interpreted section) using the Res2DInv software (Loke and Barker, 1996).

During the ERT survey, direct current (*I*) is injected into the soil and subsoil through a pair of electrodes commonly named A and B. The potential difference (ΔV) is measured by a pair electrodes M and N. The electrical field is distributed into a volume of soil whose size can be estimated from the distance between the AMNB electrodes (Keller and Frischknecht, 1966), thereby obtaining a value of ρ_a for each measurement point using:

$$\rho_a = K * \frac{\Delta V}{I} = K * R, \tag{10}$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}},$$
(11)

Where:

 ρ_a is the apparent resistivity (Ohm.m), *K* is a geometric factor (m), ΔV is the potential difference measured (mV), *I* is the current intensity (mA), and *R* is the resistance (Ohm). *K* depends on the array geometry and can be calculated using equation (11), where r_{AM} , r_{BM} , r_{AN} and r_{BN} are the separation distances between electrodes A - M, B - M, A - N and B - N, respectively. The ρ_a value is a bulk resistivity of soils and rocks influencing the flow current.



Figure 4. ERT survey. (A) Location of the ERT profile (yellow arrow) at the SW end of plot A. The yellow circle indicates the location of the excavation and soil profile. (B) ERT measurements using a Saturn Geo Earth Tester.

An ERT profile of 38.4 m in length was carried out on agricultural plot A (Figure 4A) to obtain a geoelectrical image of the soil and subsoil using a Wenner-Schlumberger array with a constant electrode spacing of 0.2 m and AB/2 selected from 0.3 to 2.1 m, thus enabling a detailed shallow study up to a depth of 1 m. The separation between sounding points was 0.6 m with a total of 65 measurement points. A Saturn GEO Earth Ground Tester produced by LEM Norma GmbH, Austria (Fluke Corp., 2005) (Figure 4B) with a sensitivity of 1 mOhm and a maximal current of 50 mA at 128 Hz was used to obtain electrical resistance (R) measurements and calculate the resistivity values from equations (10 and 11).

Res2DInv software (Loke and Barker, 1996) was used for performed the inversion of the experimental data (ρ_a cross-section), providing a soil resistivity (ρ) cross-section. Res2DInv software use the smoothness-constrained least-squares method inversion technique, which can be optimized to achieve successful results in both areas where the subsurface resistivity varies in a smooth manner and areas with sharp boundaries. The ρ cross-section has the same number of layers with same the thicknesses along profile (Loke and Barker, 1996), having the advantage of separating resistivity values for a single layer, e.g. topsoil.



Figure 5. ERT results. (A) Soil profile with three horizons and their thickness observed in excavation near to ERT profile. (B) Interpreted 2D resistivity model from ERT data where three soil horizons are differentiated.

A soil profile could be easily observed through excavation works in a canal near the southern limit of plot A (Figure 5A). The hole of approximately 1 m deep exposed three horizons: horizon A as topsoil, horizon B subsoil composed of sand-clay-silty material, and horizon C given by fragmented and weathered limestone as parent material (Figure 5A).

The ERT profile was initiated 20 m ENE from the excavation (Figure 6A) and the inversion model is shown in Figure 5B, where three resistivity domains are clearly observed in correspondence with the soil profile (Figure 5A). A first and superficial conductive layer ($\rho \le 85$ Ohm.m) given by the topsoil (soil + organic matter), followed by a layer of intermediate resistivity values ($85 < \rho \le 120$ Ohm.m) given by subsoil, and finally a resistive basement ($\rho > 200$ Ohm.m) due to the presence of carbonate rocks are observed in Figure 5B.

c) EP Method

One of the geoelectrical methods widely used in near surface studies is EP. The EP method is commonly used to study aquifers and rock properties (Ucha *et al.*, 1984), to support archaeological surveys (Perdomo, 2013), geotechnical studies (Adebisi *et al.*, 2016), geological mapping, and the detection of fractures (Demirel *et al.*, 2018). The principle of the method consists of performing resistivity measurements through a four-electrode array AMNB, similar to the one used in the ERT survey, along a line or profile on the surface. The EP array is moved along the profile, obtaining only one ρ_a value per measurement point, thereby keeping the mutual distances between electrodes unchanged. The values of ρ_a obtained represent the lateral changes of electrical resistivity for a constant study depth.

The application of EP is faster than the ERT method. The EP method, while it does not provide detailed lithological information (layers and their thickness), is able to detect horizontal changes in soil resistivity for specific study depths in a short time.

In this work, an EP survey was conducted using the Saturn GEO Earth Ground Tester (Fluke Corp., 2005) with a Wenner array for a = 0.5 m, guaranteeing study depths of ~ 0.25 m (Banerjee and Pal, 1986). Although EP only provides ρ_a , according to the soil thickness observed in the canal and ERT section, we consider that the ρ_a values obtained from EP for a study depth of 0.25 m would be comparable to the true resistivity of topsoil.

Soil moisture measurements using a Lutron PMS-714 meter with a 0.2 m stainless steel probe were obtained in situ at each EP measurement point (Figures 6A and 6B), therefore, 341 ρ_a and soil moisture measurements were distributed in 30 parallel profiles.



Figure 6. EP and soil moisture survey: (A) simultaneous measurements of soil apparent resistivity and moisture, (B) Soil moisture meter Lutron PMS-714 used in EP survey.

The ρ_a range (Figure 7) should be strongly controlled by the variation of its moisture (Figure 8), as seems to be the case for plot B, where the predominance of high values of apparent resistivity (Figure 7B), which correlate with the minimum moisture values (Figure 8B), this correlation not being so evident in plots A and C (Figs. 7A, 7C, 8A and 8C). Note the low moisture range (5% –17%) in all plots (Figure 8) due to there being no irrigation system in the study area and the EP survey being carried out during the dry season. The maximum moisture values (15%-17%) are concentrated at the southern end of plot A (Figure 8A) where occasionally the excavation and leveling process of the canal includes pouring water on the ground. Therefore, we believe that other factors such as texture or organic matter content control the variability of the apparent resistivity.



Figure 7. Apparent resistivity maps for agricultural plots A, B and C. Red dots represent the soil sampling locations.



Figure 8. Soil moisture maps for agricultural plots A, B and C. Red dots represent the soil sampling locations.

4.1. SOIL SAMPLING AND ELECTRICAL MEASUREMENTS IN LABORATORY

A total of 19 random soil samples for the depth interval 0 - 0.3 m were collected and exposed to a drying and homogenization process, the soil sample being well stirred. For the selection of sampling points, the resulting apparent resistivity and soil moisture maps were considered (Figures 7 and 8).

Each of the soil samples, after being dried and homogenized, were divided into five similar soil boxes, water with a certain salinity was then added (different for each soil box, ranging between 0.1 and 70 g/l) so that the sample was saturated (Figure 9A). The soil box was a rectangular plastic container. Two electrodes, A and B, were placed on each of the smaller sides of the container to inject current I into the soil from the resistivity meter. Two potential measuring electrodes (M and N) were placed on the larger side of the container to obtain potential difference (Δ U) measurements. The measurements were recorded by the Saturn Geo Earth Ground Tester (Fluke Corp., 2005, Figure 9B).



Figure 9. Electrical measurements of soil samples in laboratory. (A) Soil sample placement process in five resistivity boxes, (B) Taking of soil resistivity measurements using the Saturn Geo Earth Ground Tester.

The soil resistivity (ρ) value in each soil box was determined by the expression:

$$\rho = A * \Delta V / I, \tag{12}$$

where A is a calibration factor that includes the shape of the soil box and the position of the electrodes.

Soil resistivity depends on temperature. For the correction of resistivity measurements to 20°C the following simple formula was used:

(13)

$$\rho_{(20)} = \rho(T_m) / 1 + a (T_m - 20) / ,$$

Where: T_m = Temperature of saturated soil (°C), $\rho(T_m)$ = saturated soil resistivity at temperature Tm, $\rho_{(20)}$ saturated soil resistivity corrected at 20 °C, *a* is a coefficient equal to 0.0177 1/°C (Beklemishev, 1963).

At the end of the measuring process, there were five pairs of values (one for each soil box) of soil resistivity and water salinity, resulting in an experimental soil resistivity vs pore water salinity curve corresponding to each soil sample. To estimate the soil properties, we minimize the difference between the experimentally and calculated resistivity curves defined by the standard RMS fitting error, using an iterative inversion process briefly described in section 2.1.2.

Table 1 shows the modeling results of the 19 soil samples collected in the three plots, including the RMS error between calculated and theoretical curves for each soil sample.

No.	Sample	Х	Y	Fines (%)	Porosity (%)	CEC (cmol (+)/Kg)	K (cm/h)	EC (dS/m)	RMS error
1	1A	267980	2428471	41	26.7	3.60	0.17	0.196	2.3
2	2A	268227	2428561	41	26.7	0.40	0.17	0.189	3.0
3	3A	268294	2428770	40	24.0	3.50	0.18	0.25	4.8
4	4A	267967	2428775	45	26.6	0.04	0.14	0.15	5.0
5	5A	268085	2428634	45	26.1	4.38	0.14	0.242	4.6
6	1B	272617	2426827	40	26.0	1.95	0.18	0.216	4.9
7	2B	272810	2426748	48	30.2	7.00	0.13	0.267	2.4
8	3B	272735	2426679	44	27.7	0.39	0.15	0.156	4.9
9	4B	272625	2426729	42	29.4	20.83	0.16	0.553	3.2
10	5B	272544	2426727	41	28.7	29.98	0.17	0.648	3.0
11	6B	272543	2426650	44	27.7	6.42	0.15	0.21	3.9
12	7B	272639	2426620	39	27.3	37.96	0.19	0.993	4.3
13	8B	272737	2426557	40	28.0	5.84	0.18	0.307	2.4
14	1C	272021	2427010	50	32.5	38.93	0.12	0.748	2.4
15	2C	272014	2426927	43	30.1	6.23	0.16	0.334	4.8
16	3C	271925	2426934	55	36.9	32.12	0.1	0.653	2.6
17	4C	271880	2426959	59	40.1	25.79	0.08	0.487	3.2
18	5C	271885	2426782	67	38.9	46.33	0.07	0.676	0.7
19	6C	271848	2426824	62	39.1	39.23	0.08	0.637	2.5

Table 1. Soil properties in soil samples obtained from EP survey and Ryjov's algorithm.

The hydraulic conductivity (K) was calculated based on the fines content using two empirical formulas:

$K = C^{-2.7} * 2 * 10^{-4},$	(14)
$K = C^{-1.62} * 0.1012,$	(15)

where K is the saturated soil hydraulic conductivity (m/day) and C is the fines content in the interval 0 - 1. The restrictions are the following: the fines content cannot be zero, and it is only valid for unconsolidated formations.

The equation (14) was proposed by (Shevnin *et al.*, 2006b) for soils with a clay content $\geq 35\%$ (e.g. clay loam soils). However, in silt and silt-loam soils, when the clay content < 35% (e.g. loam, sandy loam and sandy clay loam), it is more reliable to use equation (15) proposed by Delgado-Rodríguez *et al.* (2010). Both equations showed good correlation with the results achieved using a falling head permeameter (Delgado-Rodríguez *et al.*, 2010). The calculated K (m/day) values were converted to K (cm/h) values (see Table 1).

4.2. Estimation of Soil Properties Based on Electrical Measurements Obtained in Fieldwork

By using the same algorithm modelling, apparent resistivity and soil moisture values obtained from EP survey, as well as soil salinity values, it is then possible to determine, fines content, porosity, CEC and K maps for each agriculture plot. It is necessary to have an initial model based on theoretical models determined in representative soil samples in the laboratory. In addition, soil moisture and salinity maps are shown.

4.3. TEXTURAL ANALYSIS OF BOUYOUCOS

Knowledge of soil texture is important because it affects soil fertility and determines the amount of consumption and water storage in soil. The relative proportion of sand, silt and clay in a soil can be used to determine a texture calculated from the density of an aqueous soil suspension measured by hydrometer following the Bouyoucos procedure (Bouyoucos, 1962).

The procedure consists of separating aggregates and analyzing particles. A measured time is chosen for the separation of larger particles and for smaller ones. Generally, after 40 seconds the sand particles (diameter greater than 0.005 mm) settle at the bottom of the hydrometer, while silt particles (diameter greater than 0.002 mm) need 2 hours. In the case of clay, up to 24 hours are required for an accurate calculation of settled particles. By knowing the length of the hydrometer, we can calculate the velocity of the particles and their diameters, and thus determine the sand, silt and clay contents.

The results of the textural analysis of Bouyoucos carried out on the 19 soil samples are shown in Table 2. Table 2 shows that soil sandy clay loam is predominant, especially in plots A and B, that is, sand > 45%, silt < 28% and clay content > 20%. In plot C, the soils show a slight increase in clay content.

Plot	Soil sample	Х	Y	Sand, %	Silt, %	Clay, %	Texture	
А	1A	267980	2428471	68.2	16.0	15.8	Sandy loam	
	2A	268227	2428561	59.3	20.0	20.7	Sandy clay loam	
	3A	268294	2428770	57.3	20.0	22.7	Sandy clay loam	
	4A	267967	2428775	49.3	22.0	28.7	Sandy clay loam	
	5A	268085	2428634	53.3	22.0	24.7	Sandy clay loam	
	1B	272617	2426827	59.3	16.0	24.7	Sandy clay loam	
	2B	272810	2426748	51.3	24.0	24.7	Sandy clay loam	
	3B	272735	2426679	55.3	19.3	25.4	Sandy clay loam	
В	4B	272625	2426729	57.3	21.3	21.4	Sandy clay loam	
	5B	272544	2426727	59.3	23.3	17.4	Sandy loam	
	6B	272543	2426650	55.3	19.3	25.4	Sandy clay loam	
	7B	272639	2426620	61.3	19.3	19.4	Sandy loam	
	8B	272737	2426657	59.3	17.3	23.4	Sandy clay loam	
	1C	272021	2427010	50.0	25.3	24.7	Sandy clay loam	
	2C	272014	2426927	56.0	21.3	22.7	Sandy clay loam	
С	3C	271925	2426934	44.0	25.3	30.7	Clay loam	
	4C	271880	2426959	40.0	33.3	26.7	Loam	
	5C	271885	2426782	31.3	32.0	36.7	Clay loam	
	6C	271848	2426824	37.3	32.0	30.7	Clay loam	

Table 2. Texture analysis results in 19 soil samples

RESULTS AND DISCUSSION

Soil properties maps obtained from electrical measurements in the laboratory and infield using the Petrowin software (algorithm of Ryjov) were analyzed and compared with soil textural and fertility results, as well as crop yield per planted hectare.

1 COMPARATIVE ANALYSIS OF FINES CONTENT VALUES DETERMINED IN THE LABORATORY

Silt and clay contents were determined in 19 collected soils samples using Bouyoucos textural analysis, whose sum represents the fines content. The fines contents were also determined in the same soil samples based on electrical measurements taken in the laboratory using the PetroWin program (Ryjov's algorithm). Both results are shown in the comparative chart in Figure 10, where a low dispersion around the function Y = X ($R^2 = 0.94$) can be observed, giving reliability to the calculation process for soil properties from electrical measurements in the laboratory. Only the 1A and 4A samples show some differences between both results. Furthermore, the Bouyoucos method includes, prior to particle analysis, the elimination of organic matter in soil, while for electrical measurements conducted in the laboratory the soil sample should only be homogenized, thereby maintaining its organic matter, which is considered in the calculation of the CEC.



Figure 10. Comparative analysis of fines content values determined in the laboratory.

2 SOIL PROPERTIES SECTIONS FROM ERT PROFILE

The resistivity section interpreted, along with the soil moisture and salinity information, was recalculated in the fines content, porosity, K and CEC sections.

The fines content section (Figure 11A) shows higher values of fines content in topsoil soil, reaching values greater than 50%, while the carbonated basement (parent matter) contains fine content less than 16%. The porosity of the topsoil (Figure 11B) displays high variability into 21 to 45% interval. Ryjov's algorithm calculates soil porosity as a function of fines content (Shevnin *et al.*, 2007). According to Ryjov's theoretical soil model (see Figure 2), when the fines content (clay + silt) is less than the sand porosity (mean sand porosity is 28%), the fine particles occupy the sand pores, resulting in a decrease of the soil porosity. If fines content is greater than sand porosity (fines content > 60%, Figure 12 A), soil porosity increases (porosity > 45%, Figure 11 B).

The hydraulic conductivity (Figure 11 C) shows K values less than 0.3 m/day at a depth between 0 and 0.3 m, coinciding with highest fines content values (Figure 11A). A stronger contrast is shown at depths greater than 0.60 m, where K > 5 m/day, indicate the presence of a permeable carbonated substrate.



Figure 11. Soil properties section. (A) Electrical resistivity, (B) Porosity, (C) CEC and (D) Hydraulic Conductivity.

In general, the section of Figure 11D indicates low CEC values. Low CEC values in the topsoil (1.3 to 4.6 cmol (+) / Kg) may be due to both texture and organic matter content. In the case of texture, the predominant soil in the studied plots is sandy-clay-loam, where the clay content is less than 25%. Besides, the modeling process for soil resistivity vs. salinity curves using the PetroWin program shows low CEC values, which could mean that the clay present in soils from the studied plots is of the kaolinite type. On the other hand, during the Bouyoucos textural analysis, most soil samples showed low organic matter content during their destruction process using hydrogen peroxide. Furthermore, CEC values < 0.7 cmol (+) / Kg clearly show the carbonated rock (Figure 11D).

The application of the ERT method has the advantage of being able to show three soil horizons and their thicknesses in detail (horizons A, B and C, Figure 5B). However, ERT is not an efficient method to characterize large areas such as agricultural plots, it being necessary to use faster electrical or electromagnetic methods such as EP.

3 SOIL MAPS BASED ON ELECTRICAL MEASUREMENTS

The apparent resistivity (from the EP survey), soil moisture, and salinity values were processed using the PetroWin software, results in fines content, porosity, K, and CEC maps. The fines content maps for each plot are shown in Figure 12, where the location of the soil sampling points is indicated. In general, fines content maps show great variability. In plot A (Figure 12A) soils with higher percentages of fines content (36-48%) predominate, while in plot B (Figure 12B) the lowest determined values predominate (11-24%), leaving plot C in the middle (17-30%) (Figure 12C).



Figure 12. Fines content maps of soil for agricultural plots A, B and C. Red dots represent the soil sampling locations.

The soil porosity maps for the three agricultural plots (Figure 14) show moderately porous to highly porous soils (Pagliai, 1988) with a porosity interval between 20% and 32%. Plot A has the highest porosity values (Figure 13A) in correspondence with the highest content of fines (Figure 12A), while plots B and C show lower values. The aforementioned relationship between fines content and porosity has the same effect on the fines content (Figure 11 A) and porosity (Figure 11 B) sections as results of the application of the ERT method.



Figure 13. Porosity maps of soil for agricultural plots A, B and C. Red dots represent the soil sampling locations.

The soil hydraulic conductivity (Figure 14) is related to the fines content (see equations 14 and 15) determined using the PetroWin software. According to the permeability classification of the agricultural soil (Bendixen *et al.*, 1948), the three plots are classified from very slow to moderate. Plot A (Figure 14A) has a very slow to slow permeability with K values less than 0.5 cm/hr. Plots B (Figure 14B) and C (Figure 14C) show a predominance of moderately slow soils with K values being more variable in plot B than plot C, with some areas reaching extreme values of very slow to moderate permeability.



Figure 14. Hydraulic conductivity (K) maps of soil for agricultural plots A, B and C. The K color scale was designed by taking into account the permeability classification (Bendixen *et al.*, 1948). Red dots represent the soil sampling locations.

A representative soil sample was prepared using soil samples collected in each plot. For example, in plot A a bulk sample A of 7.55 kg was formed as a result of the sum of five samples (1A to 5A) of \sim 1.5 kg each. Sample A was homogenized and, subsequently, the quartering method (Campos and Campos, 2017) was applied to obtain a representative soil sample: first, the sample A is divided into quarters, whereupon two opposite quarters are discarded, then the remaining two quarters are homogenized, flattened, then finally divided into quarters, the two opposite quarters being discarded again. The process was repeated once again resulting in a homogenized sample of \sim 1 kg representing plot A. The same process is performed for plots B and C, respectively.

CEC is related to clay and organic matter contents in soils. CEC values for soil representative samples were determined in the laboratory using the ammonium acetate saturation method (CEC_{AAM}) (Kitsopoulos, 1999), resulting in 5.79 cmol (+) / Kg, 7.02 cmol (+) / Kg and 9.25 cmol (+) / Kg for plots A, B and C, respectively.

In January 2019, the barley crop yields were obtained in each plot. Markedly low productivity was observed in plot A (1600 kg/ha), meanwhile plots B (2400 kg/ha) and C (2600 kg/ha) showed similar levels of production (Figure 16). These crop yields correlate with the abovementioned CEC values. A higher harvest yield corresponds to higher CEC_{AAM} values (Figure 15A). The three plots are close to each other, unfertilized, and where the same sowing technique (in rainy season) was used without an irrigation system. Therefore, the availability of cations and nutrients was proportional to the crop yield.



Figure 15. Comparative analysis of CEC values determined in soil representative samples. (A) Relationship between CEC and crop yield in agricultural plots A, B and C. (B) Linear correlation graph between CEC values determined using the CEC_{AAM} and CEC_{EP-R} methods. $CEC_{AAM} = CEC$ determined from the ammonium acetate method, $CEC_{EP-R} = CEC$ determined from EP survey and Ryjov's algorithm, Yield = barley crop yields.

Figure 16 shows the CEC maps determined from the EP survey and Ryjov's algorithm for the three agricultural plots. In general, the CEC maps show low values for the three plots, however, it can be clearly observed that plot A (Figure 17A) has the lowest CEC values (CEC < 3.8 cmol (+) / Kg and mean CEC = 2.8 cmol (+) / Kg). In plot B (Figure 17B), the CEC values are in the range 3.8 - 45 cmol (+) / Kg (mean CEC = 7 cmol (+) / Kg). Finally, plot C (Figure 17C) stands out due to having the highest CEC values with a range of 8.7 - 45 cmol (+) / Kg (mean CEC = 11.5 cmol (+) / Kg). Again, the mean CEC values (as well as the ranges of values observed in the maps) determined from the EP survey and Ryjov's algorithm (CEC_{EP-R}) have the same behavior as the CEC_{AAM} values determined in the laboratory using the ammonium acetate method (Figure 15A). The similarity between CEC_{AAM} and CEC_{EP-R} values is verified in the linear correlation graph presented in Fig. 15B, showing a correlation coefficient R² = 0.98, giving reliability to the CEC_{EP-R} values.

The fertility of the soil depends on the availability of nitrogen (N), which is the main limiting factor in the productivity of crops which, together with phosphorus (P), determine plant growth. Fertility analyses were performed for representative soil samples A, B and C, the results of which are shown in Figure 17. With respect to P, plot A is moderately low, plot B has a moderate level, while plot C has a high availability of P. With respect to the plot nitrates, plot A showed lower availability, while C showed higher availability. On the other hand, the organic matter (OM) content reached values for plots A, B and C of 1.09%, 1.49% and 2.27%, respectively. Nitrates, N, P, and OM values (Figure 17) support the CEC maps from the EP survey and Ryjov's algorithm (Figure 16). Furthermore, it opens the possibility of applying this methodology to detailed mapping of physical-textural (fines content, porosity, K) and CEC properties in large

areas of agricultural land at a low cost, thereby reducing and optimizing the soil sampling works and laboratory analysis.



Figure 16. CEC maps of soil in agricultural plots A, B and C. Red dots represent the soil sampling locations.

Ryjov's algorithm proved to be effective by determining the properties of soil fines content, porosity and CECfrom electrical measurements performed both in the field and in the laboratory.

Similar fines content values were obtained from 19 soils samples, from Bouyoucos textural analysis, and from electrical measurements using the PetroWin program (Ryjov's algorithm), which provides reliability to the calculating process for soil properties using electrical measurements in the laboratory.

The electrical resistivity, fines content, porosity, CEC and K sections obtained from the ERT profile show three soil horizons according to the soil profile observed in a nearby excavation. However, the ERT method is inefficient for evaluating agricultural plots. On the other hand, EP is a faster and viable method for studying agricultural plots which, along with the salinity and soil moisture information, allows to obtain low cost soil property maps.

The obtained CEC maps generally show low values, with the lowest values in plot A, while plot C shows the highest CEC values. These results correspond to the barley crop yields and fertility analyses carried out on representative soil samples collected in each agricultural plot. These findings provide an opportunity to develop a new methodology to determine soils properties based on electrical measurements and Ryjov's algorithm.



Figure 17. Soil fertility analysis in agricultural plots A, B and C.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank Graham Matthew Tippett for his revision and correction of the manuscript.

References

Aditama, I. F., Widodo, Setiawan, T., Bijaksana, S., & Sanny, T. A. 2017, Use of electrical geophysical methods for supporting agricultural practices. AIP Conference Proceedings,1861 (1), 030027.

Ameglio, L., 2018, Review of developments in airborne geophysics and geomatics to map variability of soil properties. International Conference on Precision Agriculture, Canada. XIV.

Adebisi N.O., Ariyo S., Sotikare P.B., 2016, Electrical Resistivity and Geotechnical Assessment of Subgrade Soils in Southwestern Part of Nigeria. J. African Earth Sci., 119, 256-263.

Allred B., Clevenger B., Saraswat D., 2009, Application of GPS and Near-Surface Geophysical Methods to Evaluate Differences Between Agricultural Test Plots. Symp. Appl. Geophyics to Eng. Environ. Probl. (SAGEEP), Fort Worth, Texas, USA, 2, 828–839.

Banerjee B., Pal B.A., 1986, Simple method for determination of depth of investigation characteristics in resistivity prospecting. Explor. Geophys., 17, 93–95.

Beklemishev A., 1963, V Measures and units of physical values. Fizmatgiz, 296 pp. (In Russian).

Bendixen T.W., Hershbergeb M.F., Slater C.S., 1948, A basis for classifying soil permeabilities. J. Agric. Res., 77, 157–168.

Bouyoucos G.J., 1962, Hydrometer Method Improved for Making Particle Size Analyses of Soils. Agron. J., 54, 464–465.

Corwin D., Lesch S., 2003, Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: Theory, principles, and guidelines. Symp. Use Soil Electr. Conduct. Precis., 455–471.

Cotler H., Ortega-Larrocea M.P., 2006, Effects of land use on soil erosion in a tropical dry forest ecosystem, Chamela watershed, Mexico. CATENA, 65, 107–117.

Campos M., Campos R., 2017, Applications of quartering method in soils and foods. Int. J. Eng. Res. Appl., 7, 35–39.

De Carlo, L., Battilani, A., Solimando, D., Caputo, M. C., 2020, Application of time-lapse ERT to determine the impact of using brackish wastewater for maize irrigation. Journal of Hydrology, 582, 124465.

Delgado-Rodríguez O., Shevnin V., Peinado-Guevara H., Ladrón-de-Guevara-Torres M.A., 2018, Characterization of Hydrocarbon-Contaminated Sites Based on Geoelectrical Methods of Geophysical Exploration. In Geophysics, Okiwelu, A., Ed., InTech, Chapter 5, 85–93.

Delgado-Rodríguez O., Ladrón-de-Guevara-Torres M.A., Shevnin V., Ryjov A., 2012, Estimation of soil petrophysical parameters based on electrical resistivity values obtained from lab and in-field measurements. Geofísica Int., 51, 5–15.

Delgado-Rodríguez O., Peinado-Guevara H., Green-Ruiz C., Herrera-Barrientos J., Shevnin V., 2010, Determination of hydraulic conductivity and fines content in soils near an unlined irrigation canal in Guasave, Sinaloa, Mexico. J. Soil Sci. Plant Nutr., 11, 13–31.

Demirel S., Roubinet D., Irving J., Voytek E., 2018, Characterizing Near-Surface Fractured-Rock Aquifers: Insights Provided by the Numerical Analysis of Electrical Resistivity Experiments. Water, 10, 1117.

Edlefsen N.E., Anderson A.B.C., 1941, The four-electrode resistance method for measuring soil moisture content under field conditions. Soil Sci., 51, 367–376.

Fano, W. G., 2019, The Electrical Properties of Soils with Their Applications to Agriculture, Geophysics, and Engineering. In Electric Field. IntechOpen.

FAO, 2015, Soil is a non-renewable resource. Its preservation is essential for food security and our sustainable future. Food Agric. Organ. 4. http://www.fao.org/3/a-i4373e.pdf

Fluke Corp., 2005, Fluke Saturn GEO Earth/Ground Tester. http://www.precisefacilities.com.au/wp-content/uploads/2014/02/LEM-Saturn-GEO-X-Specifications.pdf

Gastélum-Contreras A., Espinoza-Ortiz M., Peinado Guevara H., Delgado-Rodríguez O., Ladrón-de-Guevara-Torres M.A., Peinado-Guevara V., 2017, Using electrical profiling to determine soil petrophysical parameters in an agricultural field. Polish J. Environ. Stud., 26, 1077–1087.

Heil, K., Schmidhalter, U., 2017, The application of EM38: Determination of soil parameters, selection of soil sampling points and use in agriculture and archaeology. Sensors, 17(11), 2540.

Keller G. V, Frischknecht, F.C., 1966, Electrical Methods in Geophysical Prospecting, Press, P., Ed., Oxford.

Kirkham D., Taylor G.S., 1950, Some tests of a four-electrode probe for soil moisture measureme. Soil Sci. Soc. Am. J.,14, 42–46.

Kitsopoulos K.P., 1999, Cation-Exchange Capacity (CEC) of Zeolitic Volcaniclastic Materials: Applicability of the Ammonium Acetate Saturation (AMAS) Method. Clays Clay Miner., 47, 688–696.

Lech, M., Fronczyk, J., Radziemska, M., Sieczka, A., Garbulewski, K., Koda, E., Lechowicz, Z., 2016, Monitoring of total dissolved solids on agricultural lands using electrical conductivity measurements. Applied Ecology and Environmental Research, 14(4), 285-295.

Loke M.H., Barker R.D. 1996. Rapid Least-Squares Inversion of Apparent Resistivity Pseudosections Using a Quasi-Newton Method. Geophys. Prospect., 44, 131–152.

Loynachan T.E., Brown K.W., Cooper T.H., Milford M.H., 1999, Sustaining our soils and society. AGI Environmental Awareness Series 2, American Geological Institute, USA.

Marion D., Nur A., Yin H., Han D., 1992, Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. Geophysics, 57, 554–563.

McGeary R.K., 1961, Mechanical packing of spherical particles. J. Am. Ceram. Soc., 44, 513–522.

McKenzie R.C., Chomistek W., Clark N.F., 1989. Conversion of electromagnetic induction readings to saturated paste extract values in soils for different temperature, texture, and moisture conditions. Can. J. soil Sci. 69, 25–32.

Miller J. and Curtin D., 2007, Electrical Conductivity and Soluble Ions. In Soil Sampling and Methods of Analysis, Group, T.& F., Ed., Canadian Society of Soil Science: Canada, p. 415.

Pagliai M., 1988, Soil porosity aspects. Inst. Agrophysics, 4, 215–232.

Pascual A., Delgado-Rodríguez O., Fuentes N., 1995, Determinación de la conductividad eléctrica de los suelos de la República de Cuba. Geofísica Int. 34, 233-237.

Perdomo S., 2013, Electrical tomography in support of archaeological research. Fac. Astron. Geophys.

Prăvălie R., 2016, Drylands extent and environmental issues. A global approach. Earth-Science Rev., 161, 259–278.

Revil A., Grauls D. and Brévart O., 2002, Mechanical compaction of sand/clay mixtures. J. Geophys. Res., 107, 2293.

Rhoades J.D. and Corwin D.L., 1981. Determining Soil Electrical Conductivity-Depth Relations Using an Inductive Electromagnetic Soil Conductivity Meter. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 255-260.

Robert P.C., 2002, Precision agriculture: A challenge for crop nutrition management. Plant Soil, 247, 143–149.

Ruiz-Garcia L., Lunadei L., Barreiro P., Robla J.I., 2009, A review of wireless sensor technologies and applications in agriculture and food industry: state of the art and current trends. Sensors (Basel), 9, 4728–4750.

Ryjov A. and Sudoplatov A.D., 1990, The calculation of specific electrical conductivity for sandy - clayed rocks and the usage of functional cross-plots for the decision of hydrogeological problems. Sci. Tech. Achiev. Adv. Exp. F. Geol. Miner. Depos. Res., 27–41.

Ryjov A., Shevnin V., 2002, Theoretical calculation of rocks electrical resistivity and some examples of algorithm's application. Symp. Appl. Geophys. to Eng. Environ. Probl. (SAGEEP), 2, Las Vegas, NV, USA, P2-10.

Sadatcharam, K., 2019, Assessing potential applications of multi-coil and multi-frequency electromagnetic induction sensors for agricultural soils in western Newfoundland (Doctoral dissertation, Memorial University of Newfoundland).

Shevnin V., Delgado-Rodríguez O., Mousatov A., Ryjov A., 2004, Soil Resistivity Measurements for Clay Content Estimation and Its Application for Petroleum Contamination Study. Symp. Appl. Geophys. to Eng. Environ. Probl., (SAGEEP), Colorado Springs, Co, USA, 396–408.

Shevnin V., Delgado Rodríguez O., Mousatov A., Flores-Hernández D., Zegarra-Matínez H. and Ryjov A., 2006a, Estimation of soil petrophysical parameters from resistivity data: Application to oil-contaminated site characterization. Geofísica Int. 45, 179–193.

Shevnin V., Delgado-Rodríguez O., Mousatov A. and Ryjov A., 2006b, Estimation of hydraulic conductivity on clay content in soil determined from resistivity data. Geofísica Int., 45, 195–207.

Shevnin V., Mousatov A., Ryjov A., Delgado-Rodríguez O., 2007, Estimation of clay content in soil based on resistivity modeling and laboratory measurements. Geophys. Prospect., 55, 265–275.

Shevnin V., Kvon D.A., Ryjov A., 2017, Petrophysical Approach to Electrical Properties of Loose Soils. J. Min. Inst., 226, 397–404.

Staff Soil Survey Division Agriculture, 1993, Handbook 18, Ditzler, C., Scheffe, K., C, M.H., Eds., Washington, D.C.

Song, S. H., Cho, I. K., 2018, Agricultural geophysics in South Korea: case histories and future advancements. Geophysics and Geophysical Exploration, 21(4), 244-254.

Williams B.G., Baker G.C., 1982, An Electromagnetic Induction Technique for Reconnaissance Surveys of Soil Salinity Hazards. Aust. J. Soil Res., 20, 107–118.

Ucha E.L.D., M, M.J., Bosch A.P., 1984, Study of aquifers in igneous and metamorphic rocks through surveys and electrical profiling: application to the Valley of La Granjuela (Córdoba). Assoc. Geol. Madrid, 261.

USSLS, 1954, Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Agriculture Handbook 60, Richards L.A., Ed., United States Salinity Laboratory Staff.

Visconti, F., de Paz, J. M., 2016. Electrical conductivity measurements in agriculture: The assessment of soil salinity. New Trends and Developments in Metrology, 1, 99-126