

MORFOTECTÓNICA DE JALISCO Y OAXACA (1), MÉXICO

MORPHOTECTONICS OF JALISCO AND OAXACA (1), MEXICO

Mario Octavio Cotilla-Rodríguez

Diego Córdoba-Barba

Universidad Complutense De Madrid, España¹

Francisco Javier Núñez-Cornú

Adán Gómez-Hernández

Juan Ignacio Pinzón-López

Universidad De Guadalajara, México²

Leonardo Daniel Rivera-Rodríguez

Consultor En Impacto Ambiental, México³

<http://dx.doi.org/10.15359/rgac.3-59.7>

-
- 1 Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Físicas, Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Ciudad Universitaria s/n, 28040, Madrid. Correos electrónicos: macot@ucm.es; dcordoba@ucm.es
 - 2 Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, Centro Universitario de la Costa, Universidad de Guadalajara, México. Correos electrónicos: pacornu@gamil.com, a881965@yahoo.com.mx y juanpvmelak@gmail.com
 - 3 Consultor en Materia de Impacto Ambiental, México. Correo electrónico: mangleo2r@gmail.com

Fecha de recepción: 23 de enero de 2017

Fecha de aceptación: 08 de marzo de 2017

RESUMEN

La transmisión de esfuerzos, desde la zona de interacción convergente de placas en el Pacífico hacia el interior continental, ha determinado la actual configuración del plano morfotectónico del entorno mexicano. Ese proceso ha producido dos importantes zonas de deformación transversales, Puerto Vallarta y Oaxaca. Aplicando la metodología de Rantsman (1979) se ha determinado en el territorio emergido un mismo patrón morfoestructural y morfotectónico con ciertas modificaciones en Puerto Vallarta. Para la zona centro-oeste mexicana se distinguen 6 bloques, 29 microbloques, 6 alineamientos principales y 4 intersecciones principales de alineamientos. Estos elementos se ajustan a las zonas de mayor actividad y deformación neotectónica (~38000 km²), con un eje principal NO-SE. La misma técnica se aplicó a la región de Oaxaca, adyacente a Tehuantepec, donde hay 8 bloques, 25 microbloques, 8 alineamientos principales y 14 intersecciones principales de alineamientos. Este conjunto tiene una zona de deformación (~40000 km²) con eje principal E-O. El análisis de la sismicidad, las fracturas, los alineamientos, los cuerpos volcánicos y las velocidades de convergencia de las placas con los modelos obtenidos, permite considerar un movimiento de rotación anti-horario, vinculado a la microplaca Rivera para Puerto Vallarta; mientras que en Oaxaca existe un ajuste frontal en la convergencia directa de la placa Cocos, donde no hay rotación.

Palabras clave: México, morfotectónica, Oaxaca, Puerto Vallarta, TSUJAL

ABSTRACT

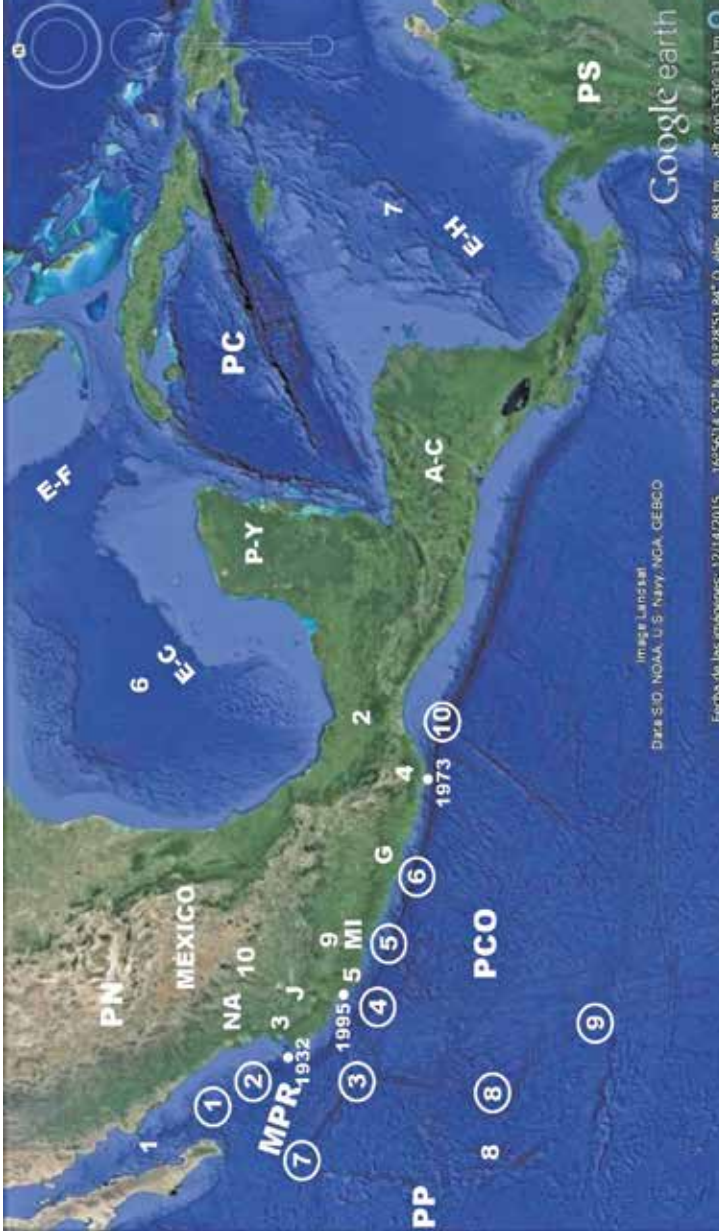
Stress transfer from the subduction zone in the Pacific towards the continental interior has determined the current configuration of the morphotectonic rim for the Mexican environment. This process produced two transverse deformed zones, Puerto Vallarta and Tehuantepec. By using the Rantsman methodology, we found the same morphostructural and morphotectonic pattern with certain changes in Puerto Vallarta. We determined 6 blocks, 29 micro blocks, 6 main lineaments and 4 main intersections of lineaments. These elements are in correspondence with the zones with most significant activity and neotectonic deformation (~38000 km²), with a NW-SE main axis. We used the same technique for the Oaxaca region -adjacent to Tehuantepec, where 8 blocks, 25 micro blocks, 8 main lineaments and 14 major intersections of lineaments were identified. This set delimits a deformation zone (~40000 km²) with an E-W main axis. The analysis of seismicity, focal mechanisms, main active faults, fractures, lineaments, volcanic bodies and speed of plates convergence with the obtained models allows considering a rotation movement linked to Rivera microplate in Puerto Vallarta, while in Oaxaca there is a direct convergence of Cocos Plate -where there is no rotation.

Keywords: Mexico, morphotectonics, Oaxaca, Puerto Vallarta, TSUJAL

Introducción

En el periodo 2014-2016 se realizaron, por el Proyecto TSUJAL, recorridos de campo, con un objetivo, básicamente, morfotectónico, en el segmento continental del Pacífico de México y el Eje Neovolcánico (Figura 1). Este Proyecto incluye el análisis complejo de la estructura de la litosfera (con perfiles sísmicos), la sismicidad y la modelización de zonas para el estudio de los tsunamis. Los modelos que se presentan aquí se emplearon para el trazado de los perfiles.

Figura 1. Marco geográfico de México



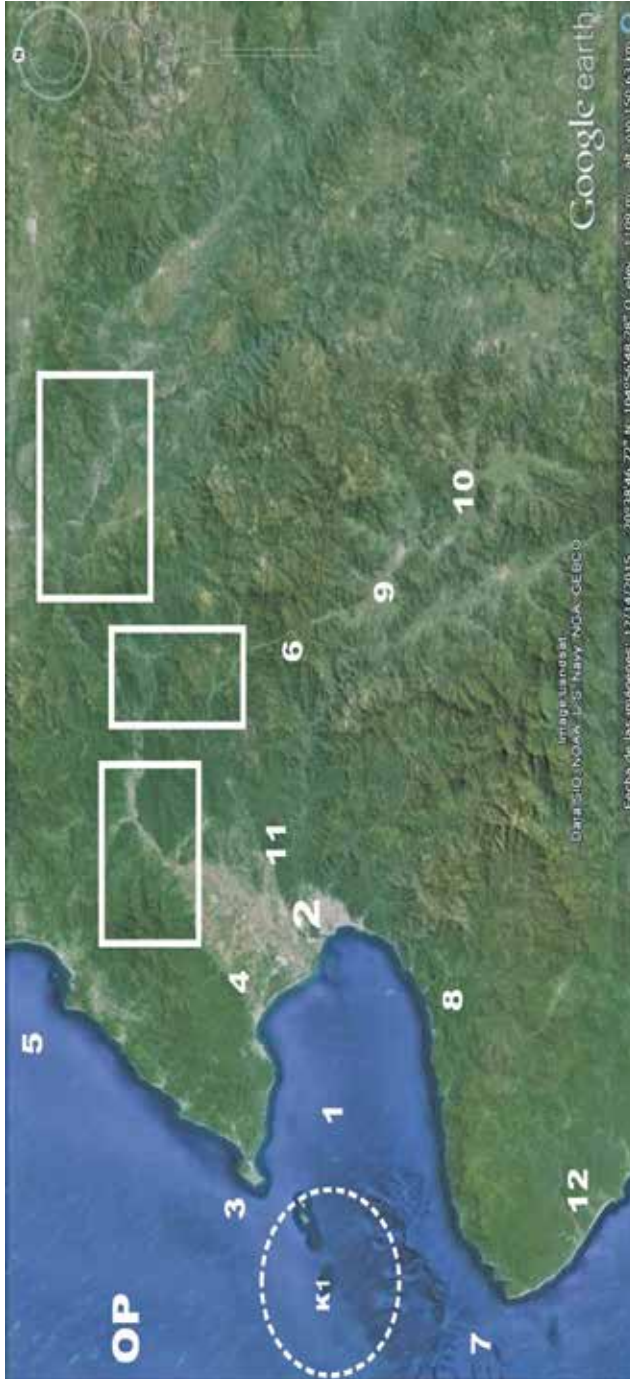
En la imagen destacan los principales rasgos morfológicos de toda la región Pacífico-Golfo de México-Caribe. Sobre el fondo de la zona marina se aprecian las principales alineaciones del relieve (E-C= Escarpe de Campeche, E-F= Escarpe de Florida, E-H= Escarpe de Hess), y las fallas activas (longitudinales y transversales). Aparecen: 1) círculo blanco (1932)= epicentro de terremoto (año de ocurrencia); 2) círculo con número = intersección principal de fallas (ver Tabla 15); 3) Placa (PC=Cocos, PN= Norteamericana, PP= Pacífico, y PS= Suramérica); 4) Microplaca (MPR= Rivera); 5) lugares y estructuras (A-C= América Central, G= Guerrero, J= Jalisco, MI= Michoacán, NA= Nayarit, y P-Y= Península de Yucatán, 1= Golfo de California, 2= Tehuantepec, 3= Puerto Vallarta, 4= Oaxaca, 5= Manzanillo, 6= Golfo de México, 7= Mar Caribe, 8= Océano Pacífico, 9= Sierra Madre del Sur, y 10= Eje Neovolcánico).

El territorio de trabajo comprende 2 regiones: 1) Puerto Vallarta y su entorno [PV], Jalisco; y 2) Oaxaca [OA] (Figura 1). Ambas regiones aparecen en un esquema de 4 bloques activos (Jalisco, Michoacán, Guerrero y OA) de Singh and Mortera (1991). A ellos han asociado varios terremotos fuertes (Jalisco= 1995; Michoacán= 1973, 1985; Guerrero= 1957, 1979, 1985; y OA= 1965, 1978). Todos han sido atribuidos al proceso de subducción en el frente convergente de la Trinchera Mesoamericana y a los sistemas de fallas transversales activas (Rivera, Orozco, O’Gorman y Tehuantepec). Con anterioridad Mooser (1972) determinó 6 bloques cratónicos (Jalisco, Michoacán, Guerrero, OA y Chiapas) que relacionó con la Trinchera de Acapulco y las fallas (E-O): Clarion y Clipperton. Carranza Edwards *et al.* (1975) realizan una clasificación morfotectónica regional de las costas de México, y delimitan un total de 9 segmentos. Los que nos interesan aparecen con los números del 5 al 9, en la costa del Pacífico. El tramo de PV-OA es el 8, del tipo costas de choque. Coney (1983) propone 12 zonas tectónicas, y para nuestro interés serían las denominadas como Guerrero y Xolapa (en OA). Campa Uranda (1984) sostiene que en el territorio de México influyen las placas: Pacífico, Rivera, Cocos, Nazca, Caribe, América del Norte, y América del Sur. Nishenko y Singh (1987) delimitan 13 segmentos (zonas de origen de terremotos fuertes) en la zona de subducción del Pacífico Mexicano. Núñez Cornú y Ponce (1989) consideraron una zonificación sismogénica de 8 áreas para OA. El Atlas Nacional de México (1990) muestra, muy bien, en la figura de hipsometría-batimetría, escala 1:4.000.000, la disposición preferente N-S del relieve emergido, y con la batimetría el contorno de la microplaca Rivera. En Ortega Gutiérrez *et al.* (1992) se representan las 48 Provincias Geológicas de México, interesándonos un total de 10: Batolito de Jalisco, Faja Ignimbrita Mexicana, Faja Volcánica Transmexicana, Complejo Orogénico de Guerrero-Colima, Chatina, Mixteca, Plataforma de Morelos, Zapoteca, Cuicateca y Cuenca de Nayarit. Hernández Santana *et al.* (1995) plantean que la Sierra Madre del Sur es un megabloque que incluye 9 macrobloques (Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero Occidental, Guerrero Oriental, OA Occidental, OA Oriental, Tehuantepec y Chiapas). Pardo y Suárez (1995) aseguran, sobre la base de la actividad sísmica, que el SE de México puede dividirse en 4 segmentos (Jalisco, Michoacán, Guerrero y OA). Zúñiga *et al.* (1997) proponen 16 y 3 zonas sismotectónicas para terremotos profundos e intermedios

para México respectivamente. Garduño Monroy *et al.* (1998) proponen un esquema regional entorno al Punto Triple de las inmediaciones de Colima-Chapala con los siguientes elementos: 1) placas (América del Norte, Rivera y Cocos); 2) bloques (Jalisco, Tumbiscatio, Tuxpan y Mazamitla); y 3) grabens (Manzanillo (en la parte marina), Cotura, Citala y Tepic-Chapala). En el mapa del Instituto Nacional de Estadísticas, Geografía e Informática (2005) hay 3 Provincias Fisiográficas (Sierra Madre Occidental (9 sub-provincias: 289.000 km²), Eje Neovolcánico (15 sub-provincias) y Sierra Madre del Sur). Ellas envuelven a nuestras zonas de trabajo. Pushcharovsky (2006) delimitó un conjunto de estructuras tectónicas activas en el Océano Pacífico, que representó en su figura 1. Entre ellas están: 1) un extenso alineamiento N-S que representa el eje estructural principal con una importante sinuosidad y que diferencia las cuencas abisales al O y al E; 2) esas cuencas abisales son: a) 9 circulares, b) 7 rectangulares; y 3) un sistema de fallas activas transversales E-O (Mendocino, Murray, Molokai, Clarion, Clipperton, Galapagos y Marquesas) en la parte E y que afectan al continente americano. Hernández Santana *et al.* (2009) realizan para OA un análisis similar al del año 1995. Llata Romera (2011) presenta un mapa con las Provincias Geológicas y Neotectónicas de México, entre ellas están: Sierra Madre Occidental, Mesa Central (7 sub-provincias fisiográficas, L= 1.500 km, A= 350 km, Hmed= 2.300 m), Sierra Madre del Sur, Cinturón Volcánico Transmexicano, Sistemas de Grabens (Chapala, Colima y Tepic), Bloque Jalisco, microplaca Rivera, Placa Cocos y Placa Pacífico. Por último, Núñez Cornú (2011) identifica 3 zonas sismogénicas, independientes, con figuras elípticas diferentes (Amatlán de Cañas, Bahía de Banderas y Costa (la de mayor área)).

Entonces, se puede afirmar que otros autores han investigado con objetivos, aproximadamente similares, la región de PV (Figura 2) y OA. Ellos aseguran la existencia de bloques, zonas activas y fallas. En el presente trabajo, se analizan esos resultados; pero en esta investigación se considera que: 1) es la interacción dinámica y diferencial, entre las placas y microplacas oceánicas con la zona continental adyacente, la responsable de los distintos patrones morfográficos, morfoestructurales y morfotectónicos; y 2) existe un sistema jerárquico, y ordenado, de estructuras activas de grandes a pequeñas dimensiones. Así, el resultado final del trabajo, en esta primera parte, son los esquemas morfotectónicos de PV y OA.

Figura 2. Región de Puerto Vallarta



En la imagen se distinguen la morfografía y la zona costera de una parte del territorio de Puerto Vallarta. Aparecen: 1) lugares (OP= Océano Pacífico, 1= Bahía de Banderas, 2= Puerto Vallarta, 3= Punta Mita, 5= Punta Sayulita, 7= Cabo Corrientes, 9= Presa Corrinchis, y 10= C. Paramada); 2) ríos (4= Ameca, 6= Mascota, 8= Tuito, 11= Pitillal, y 12= Seco); 3) tres áreas con importantes inflexiones de la red fluvial (rectángulos); y 4) un círculo discontinuo con la identificación K1 (zona de intersección de alineamientos del relieve submarino, con actividad sísmica asociada).

Características geológicas y de la sismicidad

Para el estudio se han tenido en consideración, además de los trabajos anteriormente mencionados, los siguientes resultados: Aguirre *et al.* (2005); Allan (1986); Álvarez (2007); Barrientos *et al.* (2006); Barrier *et al.* (1998); Blackwell y Richards (2004); Bourgois y Michaud (2004); Campa (1978); Campa y Coney (1983); Chulick Mooney (2002); Courboux *et al.* (1997); Demant (1984); DeMets (2001); DeMets y Traylen (2000); Ego y Anson (2002); Eissler y McNally (1984); Ferrari *et al.* (2012, 1992); Figueroa (1970); García y Suárez (1996); Gutiérrez *et al.* (2015); Guzmán *et al.* (1989); Hubp *et al.* (1985); Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2005A); Kostoglodov y Bandy (1995); Kostoglodov y Pacheco (1999); López Ramos (1983); Hubp (1990); Hubp y Ortiz (1980); Manea *et al.* (2005, 2003, 2002); Medina (1997); Meschede y Barckhausen (2000); Moore y Buffington (1968); Morán (1984); Nieto Samaniego *et al.* (2005, 1995); Nixon (1982); Núñez Cornú *et al.* (2016); Ortiz Pérez y Boceo (1989); Ortiz *et al.* (1998, 1993); Pacheco y Singh (2010); Pardo y Suárez (1993); Pérez Campos *et al.* (2008, 2007); Plattner *et al.* (2009); Ponce *et al.* (1992); Priego Santander *et al.* (2003); Raiby (1964); Reyes Bache (2004); Reyes *et al.* (1979); Rutz López y Núñez Cornú (2004); Rutz López *et al.* (2013); Sedlock *et al.* (1993); Serrano Díaz *et al.* (2004); Singh *et al.* (2011, 2007, 1985, 1985A, 1984); Stein (2007); Stock (1993); Suarez y Albin (2009); Suarez *et al.* (1999, 1990); Suter (1987); Suter *et al.* (2001, 1992); Tolson (2005); Trejo Gómez *et al.* (2015); Udías (1998); UNAM Seismological Group (2010); Verma (1985); e Yamamoto *et al.* (1984).

La placa Pacífico cubre la mayor parte del Océano homónimo (Figura 1). En la parte E limita con las placas de Norteamérica (donde está México) y de Suramérica. Pero, en algunos segmentos se definen microplacas (Juan de Fuca, Gorda y Explorador) asociadas con la falla de San Andrés. Allí se configura la cadena volcánica Cascadia. Más al S aparecen la microplaca Rivera, y la placa Cocos ($3 \cdot 10^6$ km²) y la placa Nazca. Estas 3 últimas son restos de la placa Farallón (de $23 \cdot 10^6$ años) y las 2 primeras subducen bajo la placa norteamericana y se vinculan con la Cadena Volcánica Transmexicana. La microplaca Rivera, ubicada al N de la placa Cocos, se separó de ésta hace 5-10.10⁶ años y se desplaza con una velocidad relativa de unos 2,5 cm/año, y la placa Cocos con 5 y 8 cm/año cerca de Manzanillo y en Tehuantepec, respectivamente; además existe una

importante disminución de la velocidad relativa de convergencia, entorno a la Cuenca de Manzanillo, de 2-6 cm/año.

La zona marina, al S del Golfo y la Península de California y el NO de PV, tiene un importante cambio estructural, donde hay 3 sistemas de fallas del tipo: 1) transcurrente; 2) inverso (subducción asociada a la Trinchera Mesoamericana); y 3) normal (transversal a los anteriores y que se corresponde con el graben de Vallarta) (Figura 1). Esta zona constituye un elemento excepcional y único para la comprensión geodinámica de la región. También en el entorno de México hay otras 2 importantes zonas tectónicas relacionadas con la intersección de estructuras, los Puntos Triples de: 1) las placas Caribe-Cocos-Norteamérica; y 2) Colima-Laguna de Chapala-Tepic-Zacoalco. La primera tiene una categoría y actividad mucho mayor que la segunda; pero esta última es la de nuestro mayor interés, para los autores del presente trabajo.

Resulta muy útil y efectiva la evaluación de los mapas de: 1) Anomalías de Bouguer Total, escala 1:5.000.000 (la figura 4 de Arnaiz Rodríguez y Garzón, 2012), que tienen bien delimitadas las grandes estructuras tectónicas en el entorno 100° / 50°O y 5° / 30° N. La zona continental de América del Norte-México-América del Sur tiene los valores mínimos que se relacionan con la subducción; mientras que la Placa Cocos alcanza un valor máximo de ~279-340 mGal y se asegura que es joven; 2) Flujo de Calor de la Corteza, en el sector de México, que muestra una significativa diferenciación entre la zona Norte-Central, hasta las inmediaciones de Manzanillo y el Eje Neovolcánico Transmexicano, con respecto al S de la mencionada Cadena hasta OA-Chiapas-Yucatán. También en el mapa del espesor continental de Norteamérica se distingue una distribución transversal con incremento al E; y 3) la Regionalización Sísmica de México que indica 4 zonas o categorías bien definidas. Todas tienen un arreglo zonal cuasi-paralelo en el sentido aproximadamente N-S. La zona de mayor nivel ocupa el borde del Pacífico entre PV y OA. Anteriormente, se mencionó que hay otros 2 mapas que muestran una zonación sismotectónica por profundidad de ocurrencia de terremotos (Zúñiga *et al.*, 1997). En ellos aparecen 19 zonas, siendo las de mayor nivel las localizadas en el contacto de las placas.

De forma general y esquemática, los autores coinciden con otros autores en que México tiene los 2 tipos de sismicidad: 1) entreplacas (donde se produce el contacto directo); y 2) intraplaca (o del interior de la placa continental). Esas zonas tienen diferencias en cuanto a magnitud y

frecuencia de ocurrencia. Las regiones de estudio están mayormente en la primera zona, por lo que la actividad sísmica es mayor.

Los más fuertes terremotos ($M > 7,0$) en México están a lo largo de la costa del Pacífico, y son causados por la subducción de las placas oceánicas mencionadas bajo la placa continental de Norteamérica. Se han estimado profundidades de subducción mayores de 100 km. En la Trinchera Mesoamericana se producen tsunamis que han afectado al litoral. En ese contacto se considera que existe una zona límite de placas (Pacífico-Norteamérica) y es donde se libera, a diferentes profundidades, la mayor cantidad de energía. La zona límite de placas resulta ser una banda, relativamente homogénea y de 100-200 km de ancho, donde se localizan además de la falla principal otras de menores dimensiones (transversales y paralelas) asociadas a ella. También ocurren terremotos en el continente (intraplaca), pero no son tan frecuentes como los de tipo entreplacas: 1) con $M > 7,0$, $h \geq 60$ km y frecuente mecanismo de falla normal (Chapala: 27.12.1568 ($M 7,5?$)), aunque hay de falla inversa (Ometepec: 20.03.2012 ($M 7,4$)); y 2) de $M < 7,0$ (Acambay: 19.11.1912 ($M 6,9$); Jalapa: 03.01.1920 ($M 6,4$)). Estos eventos pueden ocasionar daños considerables. También hay sismos con $M < 5,5$ que se consideran como sismicidad de fondo, muy difíciles de asociar con una estructura determinada. Entre los terremotos más importantes de la zona del Pacífico Mexicano, para comprender la diferente interacción de las placas, hay tres: 1) el fuerte terremoto del 15.01.1931 ($M_w 8,0$ y $h 40$ km) con mecanismo focal de tipo falla normal (E-O), aproximadamente en las coordenadas de la ciudad de OA. Es decir, que el foco estuvo, justamente, en la placa que subduce y bajo el continente. Esto define muy bien la amplitud de la capa sismoactiva; 2) los terremotos de 1932 (Figura 1) en Jalisco (03.06 - $M_w 8,2$) y (18.06 - $M_w 7,8$), que tienen una extensa zona de ruptura; y 3) el terremoto del 11.12.1995 ($M_w 6,4$) con un plano de falla tipo deslizamiento lateral derecho ($N87^\circ E$), en la zona de interacción difusa entre la microplaca Rivera y la placa Cocos. Éste es una réplica fuerte del terremoto acontecido días antes (09.10.1995 - $M_w 8,0$), y estarían en la zona límite de placas.

Otros eventos sísmicos que confirman la sismoactividad del territorio de México son: 1) dos terremotos de Veracruz: 1.1) 03.01.1920 ($M 6,4$); y 1.2) 28.08.1973 ($M 8,8$); 2) un sismo en Mexicali (Baja California) 04.04.2016 ($M 7,2$); y 3) la tabla 1 con 22 terremotos ($M \geq 6,4$) determinados por el Grupo de Trabajo del Servicio Sismológico de la UNAM, en el

periodo 2000-2016. Además, como una muestra estadística de esa misma fuente se presenta parte de la sismicidad, registrada, en los años 2015, 2012 y 2011 por cantidad de ocurrencias en los Estados de México (Tabla 2). De esas tablas, se extraen algunas conclusiones como que: 1) ha mejorado, constante y sucesivamente, la detección de sismos; 2) los mayores valores de actividad sísmica están en los Estados de OA, Chiapas y Guerrero; 3) el terremoto más fuerte, de este periodo, ocurrió en Colima (7,6); 4) predomina por cantidad de sismos el rango de M 6,4-6,9 (16) sobre el de 7,0-7,6 (6); 5) la cantidad de terremotos en el intervalo de profundidad 8-60 km supera al de >60-167 km (18 / 4); y 6) sólo 2 eventos tienen h > 100 km.

Tabla 1. Terremotos en México (2000-2016)

Fecha	M	H (km)	Coordenadas (°N / °O)	Región
20.03.2012	7,4	16	16,251 / 98,521	Guerrero
18.04.2014	7,2	10	17,18 / 101,19	
09.08.2000	7,0	9	17,94 / 102,71	
10.12.2011	6,5	58	17,84 / 99,98	
08.05.2014	6,4	17	17,11 / 100,87	
03.08.2009	6,9	10	28,48 / 112,24	Golfo de California
04.01.2006	6,7	10	28,1 / 112,07	
17.12.2015	6,6	90	15,76 / 93,7	
21.10.2010	6,5	8	24,62 / 109,43	
07.11.2012	7,3	16	14,08 / 93,32	Chiapas
07.07.2014	6,9	60	14,75 / 92,63	
13.09.2015	6,7	10	24,96 / 109,49	
16.10.2008	6,6	23	13,87 / 92,5	
21.01.2003	7,6	10	18,22 / 104,6	Colima
19.05.2001	6,5	20	18,27 / 105,72	
23.09.2008	6,4	42	17,16 / 105,16	
07.04.2011	6,7	167	17,2 / 94,34	Veracruz
29.07.2014	6,4	117	17,7 / 95,63	
04.04.2010	7,2	10	32,54 / 115,36	Mexicalli
12.04.2012	6,8	10	28,78 / 113,43	Península de California
12.02.2008	6,6	90	16,19 / 94,54	Oaxaca
11.04.2012	6,4	16	17,9 / 103,06	Michoacán

Tabla 2. Datos de la sismicidad en México

Año (Total)	2015	2012	2011
Estado	(10.946)	(5.081)	(4.168)
Oaxaca	29,3 %	27,3 %	15,9 %
Chiapas	29,3 %	26,4 %	32,2 %
Guerrero	18,8 %	24,5 %	16,6 %
Golfo de California	7,3 %	6,1 %	6,3 %
Michoacán	5,8 %		

Los primeros datos sobre la sismicidad histórica de las 2 regiones de nuestro interés son los eventos de: 1) Jalisco (Cocula)= 1568.12.27; 2) Jalisco= 1601.08.25; 3) OA= 1696.08.23 (M 7,5); 4) OA= 1711.12.25; 5) OA= 28.03.1787 (M 8,6); y 6) Colima= 1711.09.16. Eventos posteriores en OA son: 1) fuertes (1928 (M 8,0), 1931 (M 8,0), 1968 (M 7,3), 1965 (7,4), 1978 (7,6)), y 1999 (M 7,5); y 2) medios (13.04.2007 (Mw 5,9) Atoyac) (22.05.2009 (Mw 5.8), Tulcingo) (27.04.2009 (Mw 5,7) El Limón), y (14.08.2005 (Mw 5,4)).

La sismicidad del periodo 1962-1969 (Navas, 1987) muestra que: 1) la mayor actividad sísmica está en el borde del Pacífico, desde el S de PV y hasta OA; y 2) hay muy pocos epicentros en la zona de interior de la placa. También la figura 1 de DeMets y Traylen (2000) representa la actividad sísmica (1967-1999) para la región 102°-112° O / 17°-24° N. En ella se observa: 1) que en la intersección de las fallas Clarion y Rivera con el Elevado de Rivera hay una importante concentración de terremotos; 2) una significativa densidad de epicentros desde las inmediaciones de Manzanillo hacia el SE; y 3) que el entorno de la parte continental de PV está prácticamente vacío de sismicidad. Los mapas de sismicidad del Grupo de Trabajo del Servicio Sismológico de la UNAM, para los años 2011-2015 recogen los epicentros en el territorio de México, y se corresponden, muy bien, con los 2 antes mencionados.

Resulta indiscutible que las zonas de OA y PV son sísmicamente activas, y tienen asociados importantes tsunamis. Pero, en OA destaca que: 1) tiene una cobertura sísmica instrumental más antigua que PV; 2) la perceptibilidad sísmica es preferente hacia Guerrero y no a Tehuantepec; 3) en la zona sismogénica N° 8 de Cornú y Ponce (1989): 3.1) ocurrió quizás el terremoto más fuerte de México (28.03.1787 (M 8,6)), con un área de ruptura estimada en 10.400 km²; y 3.2) se produjeron, en el periodo 1928-1995, 5 terremotos

(M 7,1-7,6 y h 10-20 km). Todos ellos con epicentros en la zona continental; 4) hay una significativa concentración de epicentros, en forma de círculo, en las figuras 5 y 6 de Pardo y Suárez (1995); y 5) se diferencia desde el punto de vista sismogénico con respecto a PV (Zúñiga *et al.*, 1997).

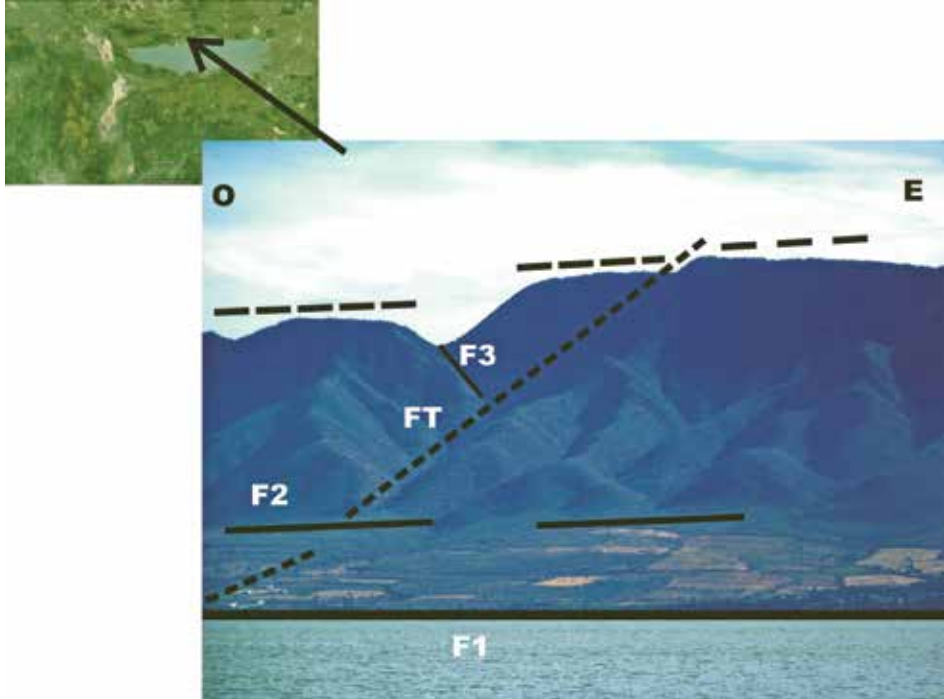
Otro elemento de peligro en México son los volcanes. En este sentido, es conocido que en la zona costera continental americana hay una extensa cadena volcánica, que está asociada directamente con la subducción en la Trinchera Mesoamericana. Así es de interés saber que la placa que subduce lo hace con distinto ángulo, profundidad, actividad en diferentes segmentos de la línea de costa y edad. Existe también otro conjunto volcánico, pero con dirección NO-SE (Eje Neovolcánico), y que no es paralelo a la trinchera, aunque su morfología y disposición espacial puede vincularse a la subducción de la microplaca Rivera. Este Eje Neovolcánico (L= 900 km, A= 120-130 km, Hmed= 2.500 m y 15 sub-provincias fisiográficas) tiene entre sus volcanes activos 3: Ceboruco, Colima y Nevado de Colima. También en la Península de California, en la Sierra homónima (143.600 km² L= 1.400 km, A= 70 km, con 5 sub-provincias fisiográficas), está el volcán Tres Vírgenes.

Dean y Drake (1978) aseguran que: 1) la fractura de Tehuantepec afecta a la Trinchera Mesoamericana, divide a la placa Cocos, y se extiende en la zona continental hacia Chiapas; y 2) la zona de subducción está dividida, sucesiva y lateralmente, en segmentos de 100-300 km. Sandoval (1985) determina que los principales rasgos morfotectónicos del talud interior de la Trinchera Mesoamericana se continúan al interior continental, como la falla Tecpan (en Guerrero), por más de 300 km. También en la zona costera, y en las inmediaciones de la localidad de Manzanillo, está el graben El Gordo (dirección SSO-NNE), que se asocia espacialmente con el graben de Colima (dirección S-N), donde hay 2 volcanes activos (Colima y Nevado Colima). Además, en Manzanillo hay una importante actividad sísmica (09.10.1995) incluidos tsunamis. Todos esos elementos lineales estarían en la zona límite de placas.

Al N de Colima, y en el entorno de la Laguna Chapala (Figura 3), se configura un Punto Triple con 2 estructuras tipo graben, y direcciones NO-SE (Tepic-Zacoalco) y E-O (Chapala). El primer graben tiene 3 volcanes (Sanguanguey, Ceboruco y Tequila). Todas estas estructuras se vinculan con fallas de tipo normal, la mayoría inactivas en la etapa actual de acuerdo con nuestros datos. No obstante, se estima que atendiendo a la estructura y la disposición espacial de los grabens (Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima), que configuran

el Punto Triple en las inmediaciones de la laguna de Chapala, un tensor resultante del proceso de interacción con dirección ENE. Esa dirección se corresponde con la correspondiente a la convergencia de las placas.

Figura 3. Vista de la parte septentrional en la Laguna de Chapala



Se aprecian el importante escalonamiento tectónico del relieve y las incisiones tectónico - erosivas asociadas con una falla de tipo normal (F1). La zona es un graben, que ocupa en gran parte la laguna. Se indican tres fracturas asociadas con F1 en tipos de color blanco. La intersección de F2 y FT denota un deslizamiento lateral izquierdo.

Analizamos sobre el terreno una región, tectónicamente irregular y activa, entre Nayarit y la Laguna de Chapala (Figura 3), y con dirección NO-SE. En ese segmento, otros autores, aseguran está el contacto del Bloque Jalisco con las estructuras mencionadas. Este bloque con basamento Pre-Mesozoico, Allan (1986) le denomina Bloque Tepic-Colima. Esto induce a deducir una relación espacio-temporal entre varias estructuras. En la región marina hay 2 zonas de fracturas activas NO-SE: 1) Tamayo; y 2) Rivera. Ellas son paralelas y están situadas al N y S del Bloque Jalisco, respectivamente. Ambas están

vinculadas con la Cresta Rivera. La zona de fallas Tamayo se enlaza con el graben Tepic-Zacoalco; mientras que la Rivera cruza a la Cresta Cocos y probablemente alcanza al graben El Gordo. Para la región continental existe un sistema de fallas de igual dirección, que se denomina Chapala-OA. Podemos decir, que los sistemas Tamayo y Chapala-OA configuran una extensa zona de debilidad tectónica, y que se mantiene aproximadamente paralela a la línea de costa, y es activa. Esto es una zona de alineamientos.

La falla Chapala-OA (NO-SE) limita al N con el bloque Michoacán e intercepta a la falla Chapala-Tula (NE-SO) en las inmediaciones del volcán Parícutín, en un ángulo de 70° - 75° (coordenadas 19° N / 102° O). En la región resaltan para los graben Vallarta y Chapala su: 1) paralelismo; 2) transversalidad con respecto a la costa; y 3) desplazamiento N-S de ~ 150 km. Esas observaciones se corresponden con la presencia, en ese entorno, de varias estructuras pequeñas y activas tipo graben, lo que interpretamos como una región secundaria de transtensión. Ejemplo es el graben Acambay-Tixmadejé ($L = 40$ km y $A = 15$ km), asociado con el sismo de 1912.

La actividad neotectónica vertical se reconoce, muy bien, en la costa de Pacífico Mexicano (Woods, 1980), donde hay diversos y variados conjuntos de terrazas marinas, por ejemplo, el Golfo de California. Aquí Ortlieb (1978) determinó un sistema con altitudes de 3-130 m. En la zona de PV (Punta Mita, Farallón, Tecuán y Manzanillo) y en OA (Punta Maldonado, Brisa Zicatela, Santa Elena y Coyote) ese tipo de estructuras también ha sido identificado y estudiado (Ramírez Herrera, 2011; Ramírez Herrera y Urrutia Fucugauchi, 1999).

Se han utilizado datos de terremotos fuertes ocurridos en otras 3 regiones del Pacífico (1) Chile (Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile, 2016), 2) Perú (Instituto Geofísico de Perú, 2016) y 3) América Central (Montero *et al.*, 1997)) con el propósito de compararles con México (Tabla 3). Esta posición obedece, principalmente, al conocimiento de la situación espacio-temporal de estos sitios con relación a la Trinchera Mesoamericana (México-Chile), la ocurrencia de tsunamis, los importantes contrastes neotectónicos, y los sistemas de fallas transversales a la estructura principal. Así la sismoactividad en orden decreciente es como sigue: 1) Chile; 2) Perú; 3) México; y 4) América Central. Sin embargo, consideramos que la complicación morfotectónica general de México es mayor que la de Chile atendiendo a: 1) la disposición irregular de los niveles hipsométricos

con relación a la trinchera; 2) la heterogeneidad de los ríos y cuencas en cuanto a formas y pendientes; 3) la presencia del Punto Triple en el territorio; y 4) la existencia de una cadena volcánica transversal.

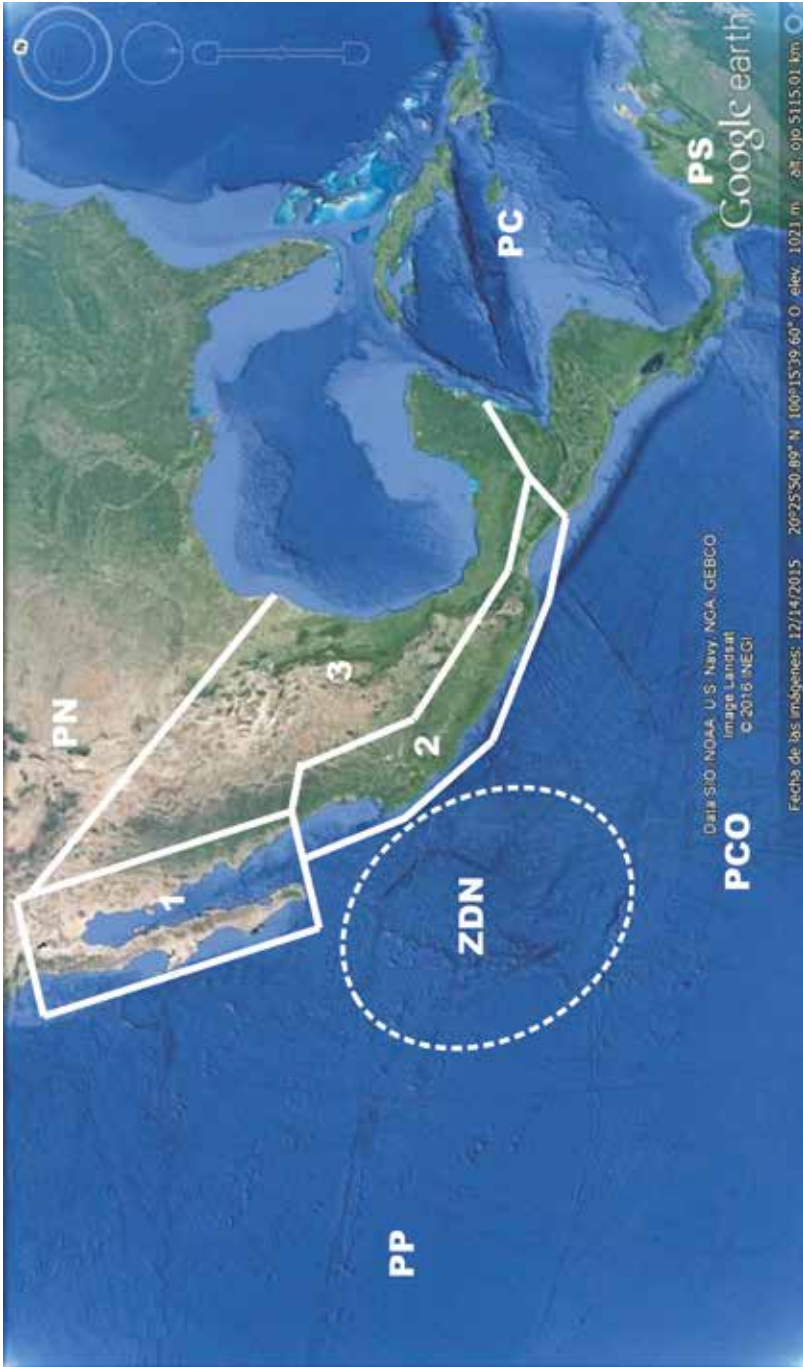
Tabla 3. Selección de terremotos fuertes en tres regiones del Pacífico Americano

Chile / Fecha / M	Chile / Fecha / M	Perú / Fecha / M	América Central / Fecha / M
16.09.1615 / 8,8	10.11.1922 / 8,39	20.10.1687 / 8,5	19.12.1862 / 8,0
08.07.1730 / 8,7	08.02.1570 / 8,3	28.10.1746 /	
16.12.1575 / 8,5	11.04.1819 /	23.06.2001 / 8,4	
24.11.1604 /	01.12.1928 /	13.08.1868 / 8,3	
13.05.1647 /	24.01.1939 /	10.07.1821 / 8,2	
25.05.1751 /	06.04.1943 /	12.12.1908 /	
19.11.1822 /	09.12.1950 /	24.05.1940 /	
20.02.1835 /	16.08.1906 / 8,2	24.08.1942 /	
13.08.1868 /	29.01.1914 /	22.01.1582 / 8,1	
09.05.1877 /	04.12.1918 /	17.10.1966 /	
22.05.1960 /		03.10.1974 /	

La práctica demuestra que en regiones de alta actividad sísmica no siempre es factible relacionar focos (o epicentros) con las fallas conocidas. Así que se utilizan otros elementos como alineamientos y zonas sismotectónicas (Cotilla *et al.*, 1991). Esta hipótesis relaciona la heterogeneidad de la corteza con la distribución espacial de los eventos sísmicos. Además, consideramos que las zonas de debilidad tectónica pre-existentes determinan la ocurrencia espacial de los terremotos en las zonas intraplacas. Sobre esta base y atendiendo, fundamentalmente, a las principales características de: 1) la sismicidad (histórica e instrumental); y 2) la neotectónica; así como a los tipos de mecanismos focales, y la estructura litosférica consideramos que México tiene 3 Provincias Sismotectónicas [PS] (Figura 4). Ellas son: 1) PS Norte-Occidental (Península y Golfo de California); 2) PS Occidental (PV-Tehuantepec); y 3) PS Oriental (Zonas N y Centro-Golfo de México-Yucatán). La de mayor nivel es la PS Occidental, donde están PV y OA. Cada una de esas PS tiene Unidades Sismotectónicas [US], y en éstas están las zonas sismogénicas. En Cotilla y Álvarez (1991) y Cotilla *et al.* (1991A) está el concepto de PS como parte de un mapa sismotectónico.

Mario Octavio Cotilla-Rodríguez, Diego Córdoba-Barba, Francisco Javier Núñez-Cornú, Adán Gómez-Hernández, Juan Ignacio Pinzón-López, Leonardo Daniel Rivera-Rodríguez.
Morphotectonics of Jalisco and Oaxaca (1), Mexico

Figura 4. Esquema de las Provincias Sismotectónicas



Aparecen: 1) las Provincias Sismotectónicas (1= Norte-Occidental; 2= Occidental; y 3= Oriental); 2) la región con la mayor deformación neotectónica y sismicidad asociada (ZDN, círculo de trazos discontinuos) vinculada con la microplaca Rivera; y las placas (PC= Caribe, PCO= Cocos, PN= Norteamérica, PP= Pacífico y PS= Suramérica).

Método morfotectónico

Con el apoyo de imágenes digitales del terreno y hojas topográficas escala 1:50.000 (Tabla 4), se identificaron varios elementos: 1) zonas de drenaje; 2) cantidad, dirección y orden de las corrientes fluviales; 3) tipos de valles; 4) figuras y dimensiones de las cuencas; 5) anomalías fluviales y del relieve; 6) terrazas fluviales; 7) alineaciones, sus direcciones y categorías; 8) intersecciones de alineamientos; 9) formas y tipos de relieve; 10) superficies de cimas (planas y puntiagudas); 11) niveles hipsométricos y morfoisohipsas; 12) pendientes anómalas; y 13) basculamientos.

La metodología morfotectónica se encuentra, principalmente, en los siguientes trabajos: Arsovsky y Hadzievsky (1970); Alekseevskaya *et al.* (1977); Chigariov (1977); Rantsman (1979); Schenckova *et al.* (1995); Gorshkov *et al.* (2000); Simonov (1999); Córdoba (1998); Cotilla y Córdoba (2015, 2013, 2004); Gatinsky y Rundquist (2004); y Espinosa Rodríguez (2016). Con ellos es posible asegurar que este tipo de investigación resulta una tarea compleja, que integra información diversa y conlleva, inicialmente a: 1) la revisión profunda de los resultados sobre la geología, la tectónica, la geomorfología, la geofísica, la sísmica, y la sismicidad; 2) preparar un esquema neotectónico de la región; y 3) recorrer la región de estudio, haciendo énfasis en las áreas más complejas. Así se usan los datos e ideas principales de otros especialistas (epígrafes Introducción y Características Geológicas y Sísmicas) para establecer una base inicial. Esta información hay que contrastarla en el terreno y de ser factible, complementarla; lo que, lógicamente, evita la duplicidad de esfuerzos y permite corregir deficiencias. Ésta es una metodología esencialmente rusa, y se aplicó a Jalisco y OA.

Tabla 4. Datos de la región de Puerto Vallarta

Matriz (12 Filas/10 Columnas)		Orden de los Ríos						
Zonas / Hojas	Cuencas / Alineamientos	3°	4°	5°	6°	7°	8°	Total
1 / 14	170 / 235	964	201	50	9	4	-	1.228
2 / 17	98 / 341	1.371	332	98	15	8	1	1.825
3 / 12	80 / 296	1.289	310	81	12	5	1	1.698
4 / 16	78 / 155	1.175	295	77	9	1	-	1.557
5 / 25	189 / 287	1.237	297	87	10	1	1	1.633
6 / 21	112 / 277	1.244	301	91	13	1	1	1.651
Total= 6 / 104	727 / 1.591	7.280	1.736	484	68	20	4	9.592

Relaciones de Bifurcación				
Rb 4°-3° = 0,24	Rb 5°-4° = 0,28	Rb 6°-5° = 0,14	Rb 7°-6° = 0,29	Rb 8°-7° = 0,2

Las morfoestructuras son cuerpos geológicos tridimensionales resultado de la acción tectónica endógena y que los procesos exógenos modifican. Ellas son formas rocosas, diversas en figura y dimensión, que reflejan, diferentemente, en el relieve la estructura geológica y la actividad tectónica. La distribución y diversidad de estas unidades no es aleatoria ni caótica. Se debe añadir que para el esclarecimiento de los planos morfoestructural y morfotectónico se seleccionan, fundamentalmente: 1) las principales fallas activas y con expresión en el relieve; y 2) las mayores estructuras (placas y sistemas de montañas). Esto permite resaltar aquellos elementos que tienen mayor importancia para la formación del relieve actual. Así determinamos el escalonamiento del relieve y sus distintas categorías básicas (montañas, alturas y llanuras), que evidentemente se corresponden con diferentes intervalos hipsométricos.

El conjunto de métodos, y no uno en particular, facilita distinguir la evolución geotectónica y las morfoestructuras, además valorar los complejos morfoestructurales. En este marco se determinan 4 elementos tectónicos principales: 1) alineamientos; 2) intersecciones de alineamientos; 3) Unidades Territoriales [UT]; y 4) deformaciones de los niveles geomorfológicos. Todos ellos tienen un orden jerárquico y un nivel de actividad específico. En los objetivos también están la determinación de: 1) las zonas con mayor probabilidad de ocurrencia de terremotos; y 2) la relación del sistema con los movimientos tectónicos recientes y la actividad sísmica. La tabla 5 es un ejemplo de las fichas confeccionadas para el análisis morfotectónico.

Los autores consideran que las placas de Norteamérica y del Pacífico, incluyendo en esta última a la placa Cocos y la microplaca Rivera, son morfoestructuras de primer orden que interactúan a través de la Trincheira Mesoamericana. Ellas conforman el principal patrón morfoestructural y morfotectónico del área continental. Las UT derivadas de ese proceso complejo, activo y dinámico, son las morfoestructuras de: 1) 2° orden (megabloques: Sierra Madre Occidental (L= 1.250 km, A= 150 km, Hmed= 2.300 m), Sierra Madre del Sur (L= <1.000 km, A= 150 km, Hmed= 2.000 m), Meseta Central, y Eje Neovolcánico); y 2) menor orden (macrobloques, mesobloques, bloques, microbloques y nanobloques). Todo esto permite sostener la segmentación de las zonas sismogénicas. Además, es factible diferenciar, de forma preliminar, los patrones morfotectónicos: 1) de la zona Pacífico (Península de California)-Tehuantepec; y 2) del Golfo de México-Caribe. En esas regiones hay influencias de la interacción de las placas mencionadas, que se reflejan muy bien en el relieve, incluso en la configuración de las plataformas marinas (Figuras 1 y 4).

Tabla 5. Ejemplo del modelo de datos

Z1/ N°	Nombre/Siglas / Código	Intersecciones Principales	Principales Cuencas /Alineamientos					
3	Puerto Vallarta/ F13C69/2.2	4 (IP1, IP2, IP3, IP4)	13 / 70					
Dirección Principal		Tensor= Compresivo SO	Orden del Río (Total=250)					
Alineamientos / Drenaje		Cambios de Dirección de las Divisorias	3°	4°	5°	6°	7°	8°
N-S, NO / E-O, NO		5	62	18	4	1	1	1
Zonas de Ascenso /Cimas		Valles “V” / “U”	Asimetría de Valles / Basculamiento			Hmáx (m)		
2 / 17		38 / 21	2 / E-O			1.400		
Características								
1) IP1 (en los ríos Mascota y Ameca) en la misma longitud que el IP4; IP2 en el río Mascota (hay aguas termales) y en la misma longitud que el IP3; IP3 (en el río Yuntal); IP4 (en el río Cuale); 2) Segmento rectilíneo de dirección E-O entre los ríos Mascota y El Realito, hacia Bahía Banderas; 3) Río Mascota (1er tramo con Ks= 0,91 donde IP2 con los ríos de 5° y 6° órdenes; 2° tramo con Ks= 0,75 donde IP1 con los ríos de 5° y 7° órdenes); 4) Deformación con forma de anillo en PV (incluye a IP1-IP2-IP3-IP4) y abierto hacia la Bahía Banderas; 5) Más al SE hay 3 alineamientos SE-NO asociados con los ríos Cuale y Yuntal; 6) Hay un sistema escalonado de ríos y divisorias de aguas; 7) Zonas con procesos activos de pendientes; 8) Movimiento anti-horario.								

Discusión y conclusiones

El territorio de Jalisco se subdividió, para los recorridos del terreno, en 6 zonas cubiertas por 104 hojas topográficas. En la tabla 4 se han incluido algunos datos sobre las cantidades de cuencas fluviales, los órdenes de ríos, las relaciones de bifurcación de ríos con diferente orden, y los alineamientos.

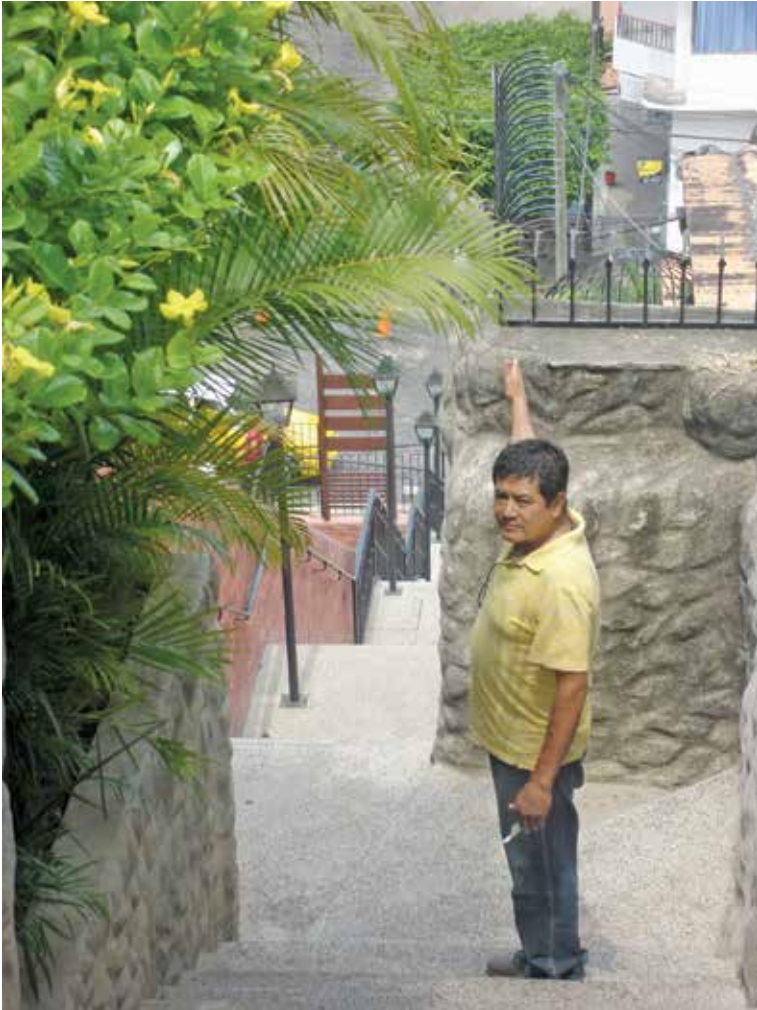
Se comprobó que en las regiones de Jalisco y OA existen varios saltos de agua (cascadas) de diversa magnitud y características litológicas. Ellos son elementos y formas del relieve que se vinculan con la evolución de las redes hidrológicas y la tectónica vertical. En Jalisco hay alrededor de 7, y entre ellos está uno en la cuenca del Ameca (afluente Tacote), a 10 km de Mascota. OA posee una mayor cantidad (> 15), y el más espectacular es Hierve el Agua (70 km de OA) en San Isidro Roaguía.

La costa del Pacífico de México tiene una longitud de ~ 8.500 km. De acuerdo con Lanza Espino *et al.* (2013) hay 9 segmentos atendiendo a la presencia de: 1) lagunas, 2) estuarios, 3) esteros, 4) bahías, y 5) ríos. En la zona de la Península y el Golfo de California hay 5 segmentos, y al S 4. El tramo de PV-OA tiene 33 lagunas, 2 estuarios, 37 esteros, 12 bahías y 56 ríos. Esto, evidentemente, es una diferenciación que se puede corresponder con las estructuras emergidas (área $\sim 2.10^6$ km²). De otra parte, la costa del Pacífico y la Divisoria Principal de Primer Orden de las Aguas Superficiales (Parte Continental), desde el N del Golfo de California a OA, son aproximadamente paralelas y mantienen orientación NO-SE. Sin embargo, difieren en el coeficiente de sinuosidad [Ks]. Sus valores son 0,79 y 0,87, respectivamente. Esos datos indican que hay una deformación tectónica mayor en las inmediaciones de la costa con relación a la zona interior. Esto también hay que considerarlo para la diferenciación de las estructuras; ya que, las inflexiones se vinculan con fallas transversales.

Otra diferenciación del relieve se encuentra en el mapa de la red fluvial de México. En él hay 3 zonas principales de drenaje, pero es la del Pacífico la de interés en este trabajo. En ella la dirección del escurrimiento principal es al SO. Determinamos que la inmensa mayoría de los ríos son de corto recorrido, con la excepción de dos: Lerma-Grande de Santiago y Grande-Balsas. Concretamente, y con mayor detalle se aprecia que en la región de PV hay 6 zonas de drenaje al Pacífico, con dirección principal NE-SO: 1) Sinaloa-Nayarit; 2) Bahía Matanchen-Punta Mita; 3) Bahía de Banderas; 4) Cabo Corrientes-Bahía de Navidad; 5) Bahía de

Navidad-Boca Los Pascuales; y 6) Boca Los Pascuales-Ixtapa. En ellas se distinguen muy bien, a partir de morfología e hipsometría, los segmentos de costa con playas estrechas, terrazas marinas en escalera (Figura 5) y los nichos costeros, desprendimientos de bloques y acumulaciones de cantos, y la importante influencia de la actividad neotectónica vertical, y la acción marina para su configuración (Figura 6).

Figura 5. Terrazas marinas enmascaradas en Puerto Vallarta



En la imagen, con uno de los autores, tomada desde el nivel 5 en dirección a la costa, se aprecian las terrazas en escaleras. Ellas están entre las edificaciones en la parte SO de la ciudad.

Relacionada con la costa, similar a la representada en la figura 6, pero hacia al interior, determinamos, para la zona de Michoacán-Guerrero (Sierra Madre del Sur), que la cuenca del río Grande-Balsas es asimétrica y de figura aproximadamente rectangular (200 km (N-S) y 600 km (NO-SE)), y limitada por fallas normales. La cuenca está situada al SE de la laguna Chapala y sus 2 principales ramas fluviales tienen longitudes y K_s diferentes y confluyen en la Presa Infiernillo; así la rama del: 1) NO hacia la localidad de Tepalcatepec ($L=200$ km y $K_s=0,57$); y 2) SE ($L=400$ km y $K_s=0,61$). Esos ríos están encajados, asimétricamente, en la parte S de la cuenca y mantienen la dirección NO, igual que el cercano tramo costero. En ellas hay terrazas deformadas, y basculadas al S. Esta zona evidentemente tiene una importante actividad neotectónica.

Figura 6. Típica costa del Pacífico mexicano en Puerto Vallarta.



Este segmento de costa es del tipo tectónico-abrasivo. En él la tendencia es a los levantamientos neotectónicos (relieve emergido y energético, adyacente a una zona de aguas profundas (Fosa Mesoamericana), con un escarpe submarino pronunciado, una estrecha plataforma, y diversidad de cantos rocosos en la primera terraza). Las corrientes fluviales cortan la barrera de montañas y alturas costeras y muestran perfiles tipo “V”). Se indica con: 1) líneas de puntos horizontales algunos niveles altimétricos; 2) una flecha la dirección de un perfil sísmico al S de Puerto Vallarta (cerca del N° 12 de la Figura 2).

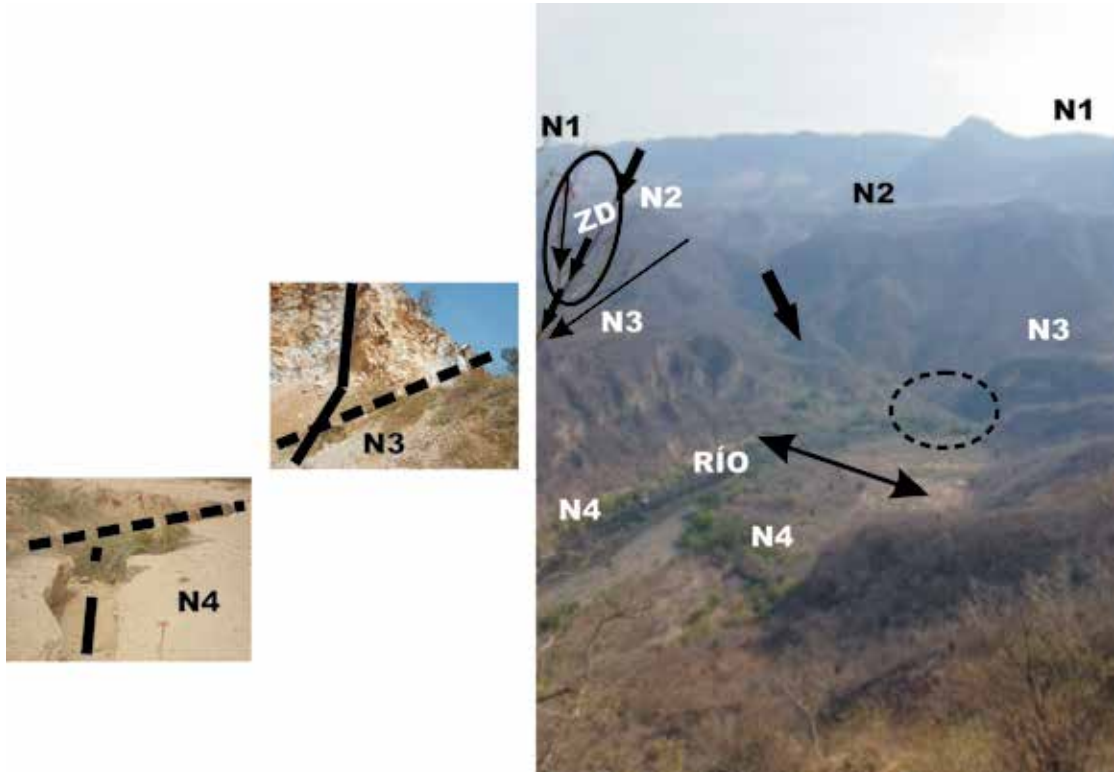
Con un propósito similar al caso anterior, se escogieron 3 ríos (Co-yula ($L= 65$ km, $K_s= 0,74$), Copalita ($L= 144$ km, $K_s= 0,58$) y Zimatán ($L= 80$, $K_s= 0,95$)) en la región de OA. Ellos conforman 3 cuencas de figura y dimensión diferentes, pero que drenan, aproximadamente de N-S y de forma paralela hacia el Océano Pacífico. Estos ríos están localizados en un mismo bloque de dirección E-O, y están afectados por la actividad neotectónica y la convergencia frontal de las placas.

Determinamos que los ríos Grande de Santiago (Figura 7) y Ameca tienen en el plano: 1) aproximadamente la misma figura cóncava al S, entre la longitud de 104° y la costa del Pacífico, y mantienen la misma dirección; y 2) diferentes valores de K_s 0,73 y 0,61, respectivamente. Además, el segmento del río Grande de Santiago, entre la Presa Santa Rosa y la localidad de Cinco Minas, tiene una dirección predominante al NO y demuestra actividad. Mientras que el segmento del río Ameca, entre las localidades de Ameca-Amatlán de Cañas-Sierra Guamuchil, mantiene dirección NNO y es activo. En la figura 2 se han indicado, con rectángulos, 3 áreas con importantes inflexiones de la red fluvial que drena hacia la Bahía de Banderas. Esas áreas se pueden explicar por el fallamiento activo. También sostenemos que las principales cuencas fluviales de PV y OA tienen figuras geométricas irregulares y diversas, y están tectónicamente afectadas.

De interés morfoestructural resulta que: 1) el río San Pedro tiene una definida dirección N-S, con brusca inflexión al SO en las inmediaciones de la localidad El Zopilote, y un $K_s= 0,71$; y 2) el río Atengo, afluente del río Grande de Santiago, también discurre N-S y tiene un $K_s= 0,75$, y es paralelo al San Pedro. Ambos drenan al N de Punta Mita y de la latitud de Tepic. Para esa región al N de PV hemos diferenciado las direcciones principales de la red de alineamientos (Figura 8). Así, al E del río San Pedro en las localidades Escuinapa, Acaponeta, San Pedro, El Zopilote, Aguamilpa, Tepic, y Santa M^a del Oro hay un predominio de alineaciones NNO-SSE (Figura 9). En la región entre los ríos San Pedro y Atengo, donde están las localidades Jesús M^a, Mesa del Naylor y Santa M^a del Oro, las alineaciones son principalmente N-S. Al E del río Atengo hasta la localidad de Aguascalientes persiste la dirección N-S. En las inmediaciones de la mencionada localidad Santa M^a, se produce una intersección de alineamientos NO-SE y N-S, sobre el río Grande de Santiago. En este segmento del Grande de Santiago interpretamos que la dirección NO-SE es activa y puede ser el

límite del denominado Bloque Jalisco. Esa dirección se corresponde con el Eje Neovolcánico donde el volcán Ceboruco (Figura 10). Todo esto confirma que el entorno de PV es una región de cambios estructurales.

Figura 7. Imagen del río Grande de Santiago



Se aprecian para la imagen mayor: 1) la asimetría del valle fluvial tipo “V” (flecha doble); 2) los niveles de planación (N1-N4); 3) el corte vertical (tectónico y erosivo); 4) el área de inflexión de la corriente principal (circulo con líneas discontinuas); 5) con una elipse aparece un área de desprendimientos (ZD) relacionada con una zona de debilidad y de cambios litológicos en los niveles N3 y N4 (dos imágenes laterales). En esa zona hay un poblado que se ve afectado sistemáticamente por los desprendimientos.

Se analizó la figura 10 de Rutz López *et al.* (2013) obtenida a partir de un modelo digital del terreno. En ella hay un conjunto de alineamientos con 3 direcciones preferentes (N-S, ONO-ESE y NE-SO) que asociaron con varios eventos sísmicos, determinados con un complejo de 3 redes locales en el año 2003. Ellos consideraron 96 terremotos de $M < 3,6$. Aquí se realizaron comparaciones automáticas (supervisada y no supervisada),

con un nivel de confianza del 94%, en el SIG de Córdoba (1998) para estructuras lineales, entre esa figura 10 y nuestra figura 8. Se determinó que: 1) el área de la figura 10 es 1/5 de la figura 8; 2) la densidad de alineamientos es muy superior en la figura 8; 3) todos los alineamientos de la figura 10 están en la figura 8; 4) hay una intersección de alineamientos inmediata a la Bahía de Banderas en ambas figuras y que, por primera vez, indicamos. Esa zona sísmoactiva se representa con un círculo y la letra K (Figura 8). También se reinterpretó la figura 7 de Núñez Cornú *et al.* (2016), determinándose un área de intersección de varios alineamientos (NE, NO y E-O) en la parte marítima frente a PV; y se representó en la figura 2 con un círculo y la letra K1. Tal elemento se relaciona, espacial y temporalmente, con el equivalente situado en la parte continental (círculo K) de la figura 8. Ambos conforman un sistema de zonas de deformación neotectónica en la zona de interacción directa de la microplaca Rivera, y que tienen actividad sísmica (círculo con la identificación ZDN de la figura 4).

Para localizar las zonas de ascenso neotectónico (Tablas 5 y 6) se han utilizado principalmente: 1) los recorridos del terreno; 2) los tipos de valles fluviales; 3) las anomalías fluviales; y 4) las morfoisohipsas. Las tablas tienen elementos que facilitan la identificación de las zonas activas, entre ellas están las áreas de Manzanillo, Presa Santa Rosa (Figura 11) y Amatlán de Cañas (en Ameca). Además, identificamos 2 áreas con ascensos neotectónicos muy intensos asociadas con el río Cuitzmala donde hay: 1) 5 zonas con anomalías fluviales (IP13, IP13A, IP14, IP15 e IP16) que configuran un anillo (~4.000 m²) e incluye a las siguientes cimas: de Jocotlán, de Tzacuatale, del Ocotillo, el Tapanco, la Calabaza, de Engibre, y la Ocotera (coordenadas= 19°45'-19°58'N /104°43'-105°00'O); y 2) 2 anomalías fluviales (IP19 e IP20) que configuran una estructura cóncava al O (~450 m²) con las siguientes cimas: el cerro Guaguantón, el Palito, las Gordas, la Cebadilla, el Cercado, y el Montoso (coordenadas: 19°30'-19°45'N / 104°45'-105°00'O). La estructura activa está abierta hacia el O.

Tabla 6. Características de los ríos en Puerto Vallarta

Zona	Valles de Ríos	“V” / “U” (Totales)	Cuencas / Cimas	Divisorias anómalas/ Intersecciones fluviales
1	1.228	321 / 241 (562)	95 / 173	23 / 28
2	1.825	269 / 173 (442)	82 / 301	45 / 29
3	1.698	295 / 188 (483)	93 / 415	47 / 31
4	1.557	215 / 180 (395)	81 / 375	33 / 35
5	1.633	386 / 288 (674)	97 / 424	58 / 47
6	1.692	317 / 255 (572)	90 / 432	55 / 40
Totales	9.592	1.803 / 1.325 (3.128)	538 / 2.120	261 / 210

En PV destacan las cantidades de los valles de río tipo “V” (1.803) y las superficies de cimas (2.120). Estos datos confirman la actividad neotectónica más reciente de la región. Mientras que la utilización de imágenes digitales y mapas topográficos permiten delimitar los alineamientos y establecer los principales (Tabla 7). Algunos alineamientos o segmentos de ellos pueden coincidir con fallas delimitadas o propuestas por otros autores. Además, en la tabla 8 aparecen los datos sobre las intersecciones principales de esos alineamientos. Desde nuestra perspectiva, esas son las áreas de mayor actividad. También se han determinado: 1) un extenso escarpe (21 km) NE-SO de dirección en el margen NO del río Ameca (Figura 12), siendo el margen SE muy irregular y con dirección N-S; 2) un alineamiento SSE-NNO con las anomalías fluviales (IP9, IP9A, e IP7A); y 3) varios ríos con drenaje N-S y arqueamiento cóncavo al O (hacia Bahía Chamela). Ese arqueamiento mantiene, en la parte N, dirección NO-SE, igual que la localizada en la costa.

Los ejes principales (NO-SE) de la Sierra Madre Occidental (Durango-Aguascalientes) y la Sierra Madre del Sur (Playa Azul-Guerrero), aunque paralelos a la costa, están desplazados lateralmente entre sí ~150 km. Los autores interpretan que esto se ha producido por la influencia al E de la falla Orozco y se corresponde, muy bien, con la figura 1 de Stock (1993), donde aparecen frente al bloque Michoacán, las microplacas Cocos Norte y Orozco, limitadas por la zona de fracturas Orozco.

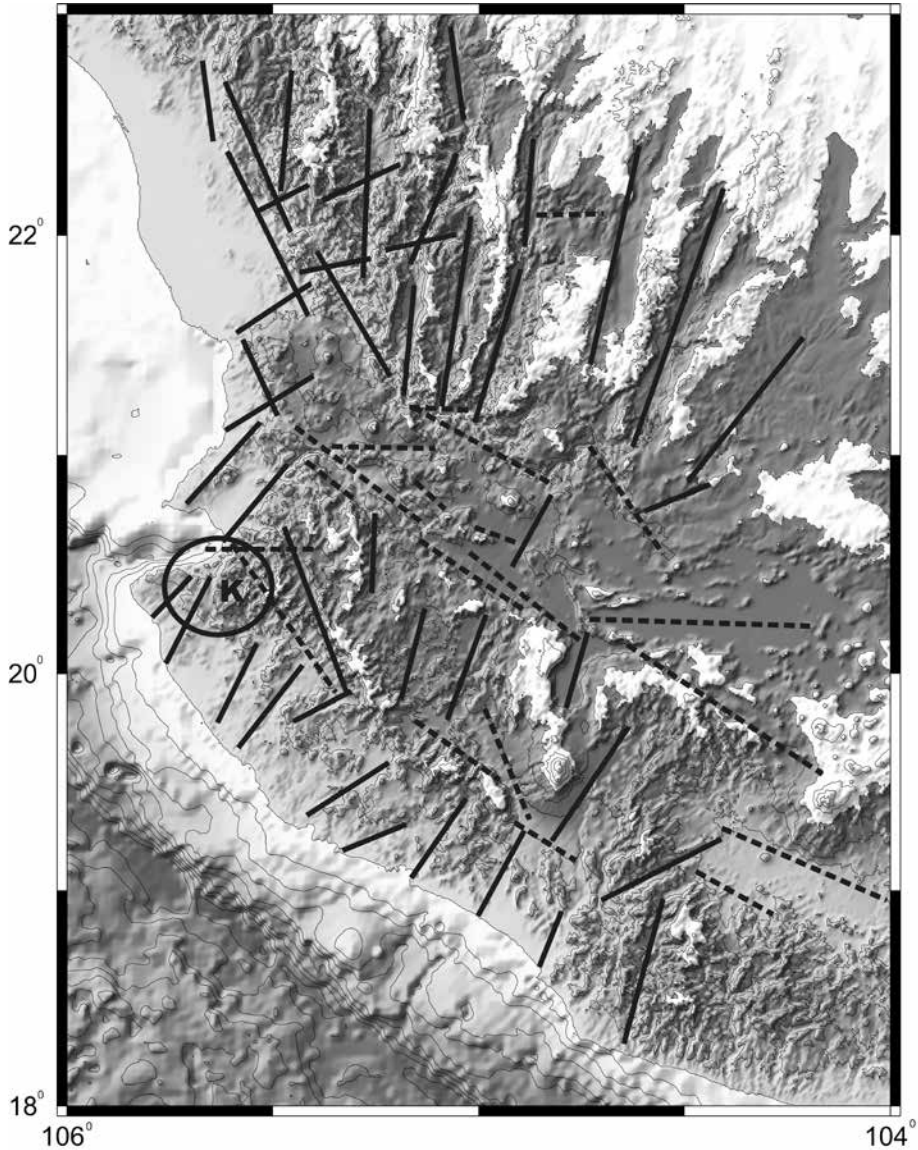
Tabla 7. Alineamientos principales de Puerto Vallarta

Alineamientos/ Longitud (km)	Denominación	Dirección	Intersecciones (Total)
L1 / 300	Aguascalientes-Tuxpan	E-O	B, C, D, E, F, G, H, I (8)
L2 / 285	León-Compostela-Banderas	E-O-SO	J, K, L, M, N, O (6)
L3 / 70	Minatitlán	E-O	AB, AC, AD (3)
L4 / 165	Navidad-Banderas	SO-NE	AA, AB, V, S, P, K, J (7)
L5 / 247	Chacalapa-Guadalajara	N-S	AG, AC, Z, T, Q, I (6)
L6 / 110	Lázaro Cárdenas-Chapala	SE-NO	AD (1)
Total= 6			

Tabla 8. Intersecciones principales de Puerto Vallarta

Sigla	Denominación	Alineamientos	Microbloques (Total)
K	Sierra de Zapotán	L2 / L4	8 / 9 / 13 / 14 / 15 (5)
AB	Ayunquilla	L3 / L4	20 / 21 / 22 / 25 (4)
AC	Tamazula	L3 / L5	22 / 23 / 26 / 28 (4)
AD	San Juanico	L3 / L6	23 / 28 / 31 (3)
Total= 4			

Figura 8. Selección de alineamientos en Puerto Vallarta



Aparece una selección de los alineamientos determinados en la región de Puerto Vallarta. Ellos permiten distinguir las deformaciones neotectónicas de esta parte del Occidente Mexicano. Se indican: 1) alineamientos con líneas (A) continua (aquellos con dirección N-S, NNO-SSE y NNE-SSO), y B) discontinua (los de dirección E-O y ESE-ONO)); 2) una zona de intersección principal de alineamientos con actividad sísmica con un círculo y la letra K.

Al analizar las direcciones medias de las siguientes 6 estructuras: 1) Trinchera Mesoamericana; 2) Eje Neovolcánico; 3) Laguna Chapala; 4) Sierra Madre Occidental; 5) Sierra Madre del Sur; y 6) conjunto de corrientes fluviales, se puede distinguir que, con la excepción de la número 3, todas ellas reflejan una definida alineación NO-SE o dependiente de ella como la número 6. Esto lo interpretamos como resultado de la interacción convergente de las placas. Además, la diversidad de direcciones en las estructuras principales se reconoce también en otras estructuras de menor orden, como las mencionadas en el epígrafe Características Geológicas y Sismicidad.

La transmisión de esfuerzos tectónicos se identifica en lugares muy alejados de la línea de costa del Pacífico como en el entorno del volcán Nevado-Toluca, y el NE de MX. El análisis realizado para el volcán prueba la presencia de un conjunto de fallas activas E-O y la influencia extensiva N-S. Esto ha sido reconocido con anterioridad por otros especialistas. También en la figura 1 (Khutorskoy *et al.*, 1994) se muestran 2 rosa-diagramas asociadas con el Bloque Jalisco y la zona de Tecpan (Zihuatanejo-Acapulco). Ellas tienen diferente cantidad de alineamientos, 539 y 489, respectivamente. En el Bloque Jalisco predominan las direcciones N y NE, y para Tecpan las NE y E-O, y se corresponden con los resultados de los autores.

Tabla 9. Bloques de Puerto Vallarta

Bloques / Área (km ²)	Denominación	Dirección	Microbloques (Total)
B1 (232)	Colotlán	E-O	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 (7)
B2 (176)	Tepic	E-O	8, 9, 10, 11, 12, 13 (6)
B3 (161)	Puerto Vallarta	NO-SE	14, 17, 18, 19, 20 (5)
B4 (196)	Chapala	E-O	15, 16, 21, 22, 23, 24 (6)
B5 (114)	Colima	NE-SO	25, 26, 27 (3)
B6 (147)	Tamazula	NO-SE	28, 29 (2)
Total= 6			Total= 29

Consideramos que PV y OA son 2 mesobloques activos de la placa norteamericana, cada uno de ellos tiene un sistema de UT menores (bloques, microbloques y nanobloques), que están espacialmente relacionados con la zona límite de placas. El conjunto de bloques y microbloques delimitados para PV están resumidos en las tablas 9 y 10. Atendiendo a la

configuración, la disposición espacial, la altitud, los tipos y órdenes de ríos y sus cuencas, y de los bloques es posible estimar sus movimientos predominantes, tanto de tipo vertical como en el plano. En PV el movimiento es anti-horario. La figura 13 contiene el sistema de bloques de forma esquemática y que se utilizó en el trazado de los perfiles sísmicos.

Figura 9. Alineamiento NNO del relieve en Puerto Vallarta



El primer autor indica un extenso alineamiento, que está relacionado con un valle tipo “V” que cruza un sistema de altitudes E-O, hacia el graben de PV. El alineamiento está en la Figura 8 y está en el círculo K. En éste hay: 1) varias terrazas fluviales alteradas y afluentes truncados con pendientes anómalas; 2) áreas de hundimiento; y 3) sistemas de cárcavas y deslizamientos de ladera.

Las 2 zonas con intensos ascensos neotectónicos están en el B3 y el microbloque 19. El microbloque 13 incluye al Cerro La Tortilla (2.640 m). En el B1 están el sistema de alineamientos N-S y las áreas de levantamientos neotectónicos localizados al N de PV (hacia Nayarit y el río Grande de Santiago). Las zonas de PV-Laguna Chapala se enmarcan en el B4. El Cerro García de 2.750 m de altitud está al SO de la Laguna Chapala. En el

microbloque 8 se localizan los volcanes Sangangüey y San Juan. En éste hay varias zonas de ascenso neotectónico y zonas activas. El microbloque 15 incluye al volcán Ceboruco (2.280 m). Además el microbloque 16 contiene un conjunto de lagunas alineadas NO-SE (La Colorada, La Vega, Hurtado, de Atortillo, y San Marcos) y la Presa Santa Rosa, que demuestra actividad en su entorno. El microbloque 22 tiene a la Laguna Sayula, donde se asume la configuración del Punto Triple. El bloque 5 se distingue por tener los volcanes Nevado Colima (4.240 m) y Colima (3.820 m), y el Cerro de la Elisea (2.900 m). En el bloque 6 destacan las altitudes del Cerro Tancitaro (3.860 m) y la Mesa de los Caballos (2.720 m). Comprobamos la existencia de un sistema de terrazas marinas muy bien definidas en Punta Farallón y El Tecuán. Ellas se encuentran en el B3. En el B2 están unas terrazas bajas, hasta 2 niveles, entre Punta Mita-Punta Sayulita-Punta Raza. Éstas se localizan exactamente al N de la Bahía de Banderas y están relacionadas con un alineamiento NE-SO de la costa ($K_s = 0,91$). También en la Bahía de Manzanillo hay otra escalera de terrazas (con más de 5 niveles) y que asociamos al B5.

Tabla 10. Microbloques de Puerto Vallarta

Microbloques / Denominación	Dirección	Microbloques/ Denominación	Dirección
1 / Tuxpan	N-S	16 / Tequila	E-O / NE-SO
2 / Santa Teresa	N-S	17 / Sierra El Tirito	NE-SO / NO-SE
3 / Sierra de Huicholes	N-S	18 / Sierra Jolalla	N-S / NE-SO
4 / Colotlán	N-S	19 / Chamela	NE-SO / NO-SE
5 / Villanueva	N-S / NO-SE	20 / Santa Rosalia	NO-SE
6 / Sierra Fría	N-S / NO-SE	21 / Juchitlán	NE-SO / NO-SE
7 / Rosamorada	N-S / NO-SE	22 / Laguna de Sayula	N-S
8 / Tepic-Xalisco	N-S / NO-SE	23 / Laguna Chapala	E-O
9 / Sierra Alica	N-S / NO-SE	24 / Tepatitlan	E-O / NE-SO
10 / Potrerillo	N-S / NO-SE	25 / Sierra Manatlán	NE-SO / NO-SE
11 / Sierra Moroaes	N-S / NO-SE	26 / Colima	N-S
12 / Sierra Nochistlán	N-S / NO-SE	27 / Minatitlán	N-S
13 / Valle de Banderas	E-O / NE-SO	28 / Tamazula	NO-SE / N-S
14 / Puerto Vallarta	E-O / NE-SO	29 / Sierra Lalo	NO-SE / N-S
15 / Ceboruco	E-O / NE-SO		

De las figuras 13 y 14 destaca que los sistemas de bloques, alineamientos e intersecciones principales son diferentes; aunque tienen: 1) un mismo marco tectónico regional; y 2) se asientan en la misma placa continental. Esto permite considerar que sus patrones morfotectónicos tienen algunas diferencias, y que el sistema de OA mantiene una definida orientación SE-NO (hacia Guerrero). En las tablas 11, 12 y 13 están los datos morfotectónicos determinados para OA (~95.300 km²) igual que para PV. En OA se encuentran las siguientes altitudes: Cerro Yucuyama (3.380 m), Cerro Quiexobra (3.750 m), Cerro Piedra de Olla (3.350 m), y Cerro Zempaltépil (3.100 m).

Figura 10. Vista al SO desde el volcán Ceboruco



El volcán Ceboruco es una estructura activa del Eje Neovolcánico Transversal. En la base de una de sus laderas está la población Ixtlán del Río. Se aprecian en la ladera importantes acumulaciones de materiales por él expulsados, los distintos planos altimétricos de la región y las fracturas y alineaciones secundarias del relieve.

El valor de 0,24 (Rb 6°-5°) (Tabla 1) en PV es una anomalía. Este dato se corresponde con una importante actividad neotectónica de la etapa más antigua. Mientras que el valor 0,19 de la Rb 4°-3° en OA lo consideramos anómalo para la etapa más joven de la actividad neotectónica. Las figuras 13 y 14 tienen, cada una de ellas, una extensa zona de debilidad neotectónica L3-L4 y L1, respectivamente. La L3-L4 de PV es irregular y contiene 4 intersecciones principales (AD, AC, AB y K); mientras que la L1 de OA incluye 5 intersecciones (A, B, C, D y Z) y es paralela a la línea de costa. La tabla 14 recoge 20 características de las regiones de PV y OA. De ella se puede decir que: 1) ambas regiones son tectónicamente activas; y 2) la región de PV es relativamente más activa que OA. Además, la zona sismogénica N° 8 (Pinoteca Nacional-Jamiltepec) mencionada anteriormente está en los B1 y B2, que incluyen 4 intersecciones principales (A, B, E y T).

Tabla 11. Alineamientos principales de Oaxaca

Alineamiento/ Longitud(km)	Denominación	Dirección	Intersecciones (Total)
L1 / 440	San Mateo del Mar	E-O	A, B, C, D, Z (5)
L2 / 325	Coatlán-Ayutla	NO-SE	B, E, T (3)
L3 / 331	Oaxaca	N-S / NO-SE	B, G, K, V (4)
L4 / 248	Arista-Tezonapan	NO-SE / E-O	N, R, S, Z (4)
L5 / 160	Agua Zarca-Xochitlán	NE-SO	T, V (2)
L6 / 264	Mata Espina-Tlapa	NE-SO	E, G, S (3)
L7 / 104	Tlacotalpan-Chiltopec	NE-SO	J, R (2)
L8 / 96	Minatitlán-Santiago Yaveo	NE-SO	N (1)
Total= 8			

Tabla 12. Intersecciones principales de Oaxaca

Siglas	Denominación	Alineamientos	Microbloques (Total)
A	San Pedro	L1 / 11	1 / 2 / 10 (3)
B	San Vicente	L1 / L2 / L3	3 / 5 / 10 (3)
C	Magdalena	L1 / 13	5 / 6 / 11 (3)
D	San Blas	L1 / 14	5 / 6 / 11 (3)
E	San Agustín	L2 / L6 / 11	1 / 13 / 14 / 15 (4)
K	Oaxaca	L3 / 13	4 / 5 / 15 / 16 (4)
T	Agua Zarca	L2 / L5	13 / 14 / 19 (3)
J	Macojalpan	L7 / 17	17 / 21 / 22 (3)
V	Xochitlán	L5 / L3	14 / 19 / 20 (3)
N	Carranza	L8 / L4	17 / 18 (2)
G	Ajalpan	L6 / L3	14 / 15 / 16 / 20 (4)
R	Tezonapal	L4 / L7	17 / 20 / 21 / 22 (4)
S	San José	L4 / L6	17 / 19 / 21 / 22 (4)
Z	Arriaga	L1 / L4	23 / 24 / 25 (3)
Total= 11			

En la figura 1 aparecen 10 intersecciones principales de fallas activas en la zona del Océano Pacífico (Tabla 15). Esas estructuras están indicadas por círculos con un número en el interior. En ese conjunto entendemos: 1) existe una zona de deformación activa (Figura 4); 2) destacan las 7 intersecciones en las inmediaciones de PV (Nº: 1, 2, 3, 4, 5, 7, y 8) y 3 (Nº: 6, 9, y 10) en OA. Así al comparar el entorno de PV con respecto a OA, vemos que hay mayor: 1) cantidad de fracturas; 2) número de zonas de articulación; 3) diversidad de direcciones; y 4) actividad neotectónica. Además, existe una relación inversa en cuanto a las intersecciones y alineamientos entre las partes marina y continental respectiva (PV= 7 / 4; OA= 3 / 14). Esto interpretamos se debe, principalmente, al diferente ángulo de convergencia de las placas.

Figura 11. Corte de la estructura en la Presa de Santa Rosa



En las inmediaciones del Eje Neovolcánico Transversal (inmediaciones de la Presa de Santa Rosa) se distinguen, en diversos sitios y litologías, los sistemas de fracturas y las deformaciones asociadas dentro un campo de compresión regional, con valles fluviales encajados tipo “V”.

Figura 12. Vista del valle asimétrico y deformado del río Ameca



En el corte vertical (cercano a Puerto Vallarta) se observa: 1) la diferenciación de la sedimentación; y en el perfil horizontal la diferente composición de los sedimentos y granulometría hasta el cauce principal; y 2) la asimetría altitudinal de las márgenes.

Aguayo y Marín (1987) sostienen que: 1) las provincias morfotectónicas de México resultan de la interacción de las 3 mayores placas (Norteamérica, Pacífico y Caribe) que han interactuado de forma simultánea durante el Cr Superior Tardío-Q; y 2) los rasgos morfotectónicos observados en el continente y el margen Pacífico se asocian con fallas y fracturas (SO-NE). Ellas son consecuencia de la convergencia de esas placas y consecuente son activas.

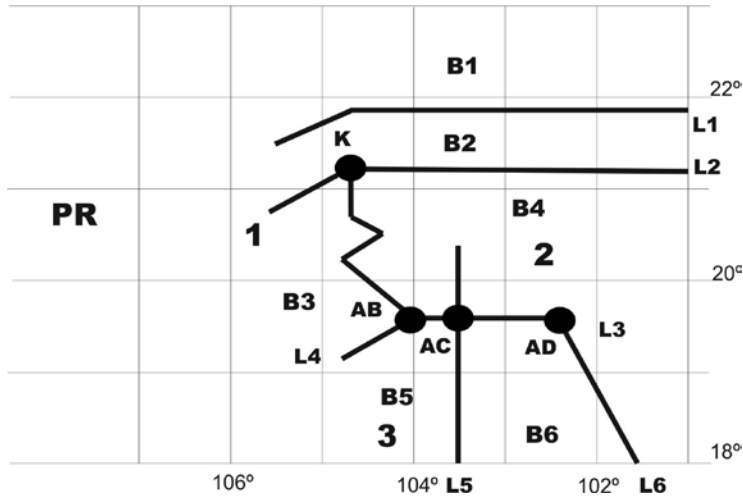
Con las figuras 15 y 16 se representa un modelo que explica, con la información que disponemos, la geodinámica de los bloques entorno a PV bajo la influencia de la microplaca Rivera y la placa de Norteamérica. En la primera de esas figuras aparece una selección del conjunto de las principales estructuras, que han sido estudiadas por otros autores, y que por su disposición y distribución espacial contemporánea, que los autores interpretan que son la clave para la comprensión de la neotectónica territorial.

Tabla 13. Bloques de Oaxaca

Bloques / Área (km²)	Denominación	Dirección	Microbloques (Total)
B1 (310)	San Sebastián	N-S	1, 2, 3, 13 (4)
B2 (251)	Galera	E-O	10, 11, 12 (3)
B3 (270)	Santo Domingo	NO-SE / N-S	4, 14, 15 (3)
B4 (319)	Yaganiza	NO-SE / N-S	5, 6, 7, 8, 16, 21 (6)
B5 (187)	San Andrés	E-O / NE-SO	17, 22 (2)
B6 (247)	Nezahualcogoti	N-S / NE-SO / E-O	9, 18, 23, 24, 25 (5)
B7 (285)	Telupa	N-S	19 (1)
B8 (91)	Tehuacén	N-S	20 (1)
Total= 8			Total= 25

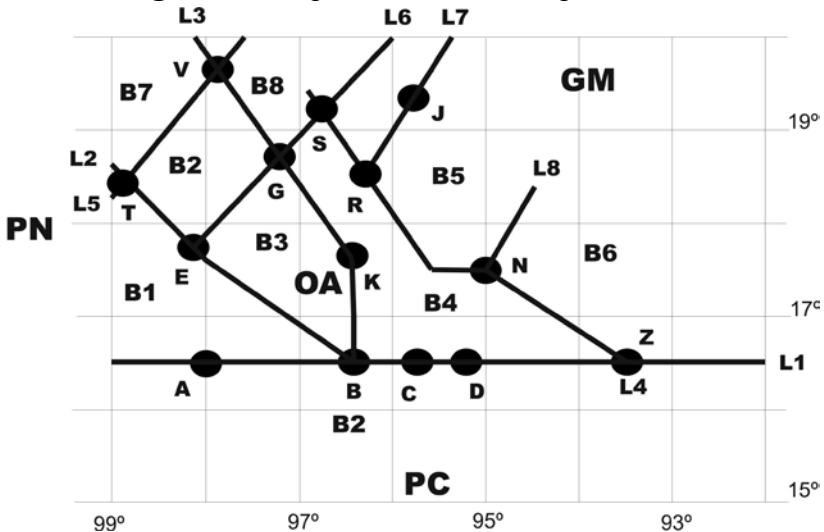
Los autores sostienen que: 1) la transmisión de esfuerzos, desde la zona de interacción convergente de placas en el Pacífico hacia el interior continental, ha determinado la actual configuración del plano morfotectónico del entorno mexicano; 2) Hay 2 importantes zonas de deformación transversales, PV y OA; 3) Existe, en el territorio emergido, un mismo patrón morfoestructural y morfotectónico con ciertas modificaciones en PV (6 bloques, 29 microbloques, 6 alineamientos principales y 4 intersecciones principales de alineamientos); 4) La región de OA, adyacente a Tehuantepec, tiene: 8 bloques, 25 microbloques, 8 alineamientos principales y 14 intersecciones principales de alineamientos; y 5) El análisis de la sismicidad, las fracturas, los alineamientos, los cuerpos volcánicos y las velocidades de convergencia de las placas con los modelos obtenidos permite considerar un movimiento de rotación anti-horario, vinculado a la microplaca Rivera para PV; mientras que en OA existe un ajuste frontal en la convergencia directa de la placa Cocos, donde no hay rotación.

**Figura 13. Esquema del mesobloque Puerto Vallarta
PN**



Aparecen: 1) bloques (B1); 2) alineamientos (L1 con líneas gruesas); 3) intersecciones (círculos K); 4) placas (PN= Norteamérica; PR= Rivera); y 5) localidades (1= Puerto Vallarta, 2= Laguna de Chapala, 3= Manzanillo). Ver tablas 8, 9 y 10.

Figura 14. Esquema del mesobloque Oaxaca



Aparecen: 1) bloques (B1); 2) alineamientos (L1 con líneas gruesas); 3) intersecciones (círculos K); 4) placas (PC= Cocos, PN= Norteamérica); y 5) localidades (GM= Golfo de México, OA= Oaxaca). Ver tablas 11, 12 y 13.

Tabla 14. Resumen de los mesobloques Puerto Vallarta y Oaxaca

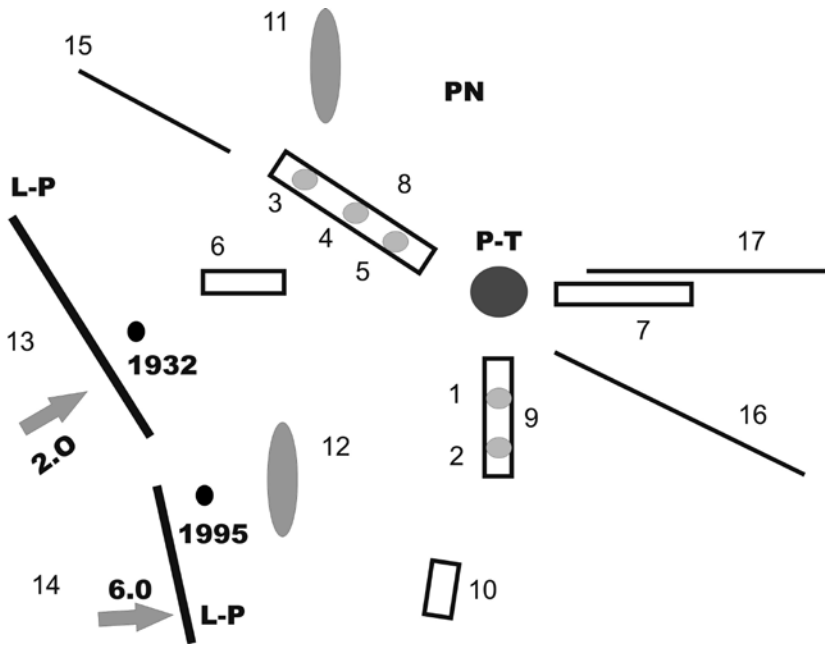
Nº	Características	Puerto Vallarta	Oaxaca
1	Localización de la zona del Pacífico Mexicano	NO	SO
2	Convergencia de las placas	Oblicua	Frontal
3	Bloques / Microbloques / Nanobloques	6 / 29 / 111	8 / 25 / 87
4	Alineamientos / Intersecciones	1.591 / 210	968 / 157
5	Principales (Alineamientos / Intersecciones)	6 / 4	8 / 14
6	Cuencas fluviales	727	545
7	Anomalías fluviales	261	147
8	Superficie de cimas	2.120	1.433
9	Ascensos neotectónicos / muy intensos	30 / 2	23 / -
10	Estructuras circulares	Sí	No
11	Basculamiento	Sí	No
12	Densidad relativa de fracturas	0,70	0,53
13	Coefficiente de sinuosidad de la costa	0,67	0,89
14	Área (km ²) de actividad neotectónica	38.000	40.000
15	Terrazas marinas	Sí	Sí
16	Cadena volcánica asociada a la subducción	No	Sí
17	Terremotos fuertes	Sí	Sí
18	Año y M _{máx} de los terremotos	1932 (8,2)	1931 (8,0)
19	Espesor de la capa sismoactiva (km)	10-20	40
20	Volcanes activos	Sí	No

Por último, las regiones de PV y OA son 2 US en la PS Occidental. Ellas tienen características comunes por su relación espacio-temporal con la Trinchera Mesoamericana y los sistemas de placas del Pacífico, en una región convergente, pero se distinguen y diferencian por características neotectónicas y morfotectónicas en la placa de Norteamérica. Así la US de OA tiene con relación a la de PV un mayor nivel de actividad sísmica, pero inferior en cuanto a actividad neotectónica, con el método aquí empleado.

Tabla 15. Intersecciones principales de la zona marina

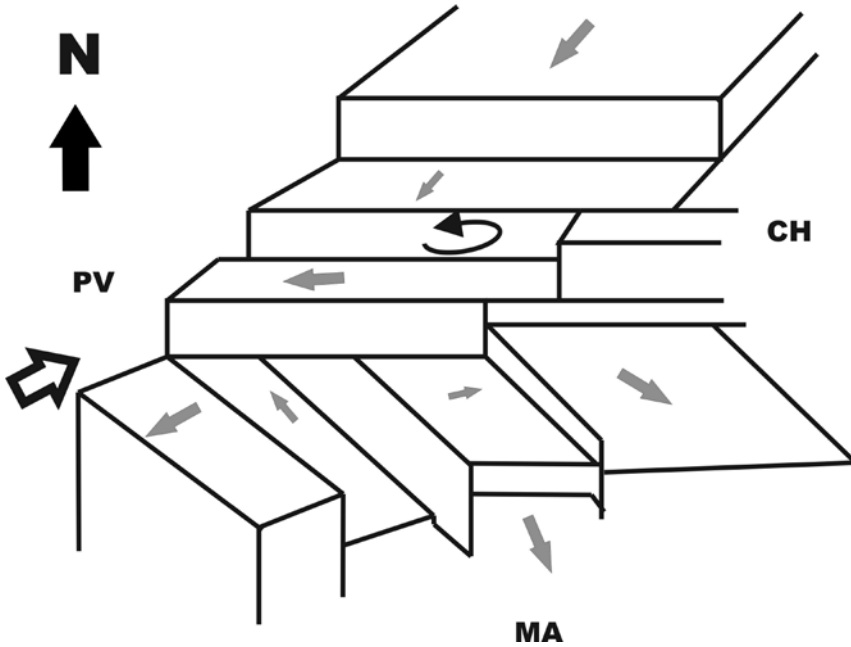
N°	Fallas–Estructuras	Coordenadas (°N / °O)	N°	Fallas–Estructuras	Coordenadas (°N / °O)
1	Tamayo/Elevado Pacífico-Rivera	22 / 109	6	O`Gorman/Fosa Mesoamericana	16 / 99
2	Tamayo/Fosa Mesoamericana	21 / 107	7	Rivera/Elevado del Pacífico E	21 / 110
3	Rivera/Elevado del Pacífico E/Clarion	18 / 106	8	Orozco/Elevado del Pacífico E	15 / 106
4	El Gordo/Fosa Mesoamericana	18 / 105	9	O`Gorman/Elevado del Pacífico E	12 / 104
5	Orozco/Balsas	17 / 103	10	Tehuantepec/Fosa Mesoamericana	15 / 95

Figura 15. Esquema de las principales estructuras del entorno de Puerto Vallarta



Aparecen: círculo negro= epicentro de terremoto (año= 1932); círculos grises= volcanes (1= Nevado Colima, 2= Colima, 3= Las Navajas, 4= Sanguaguey, 5= Ceboenco); elipses grises= sierras (11= Madre Occidental, 12= del Sur); flechas grises= vectores de convergencia (velocidad (cm/año)= 2.0); líneas negras= fallas (15= Tamayo, 16= Chapala-Oaxaca, 17= Chapala-Tula); L-P= Límite convergente de placa (línea negra gruesa); P-T= Punto Triple (círculo grande gris oscuro); placas (PN= Norteamérica, 13= Rivera, 14= Cocos); y rectángulos= grabens (6= Puerto Vallarta, 7= Chapala, 8= Tepic-Zacoalco, 9= Colima, 10= El Gordo).

Figura 16. Modelo geodinámico del entorno de Puerto Vallarta.



Aparecen: 1) Conjunto de bloques; 2) sentido del basculamiento (flechas grises); 3) sentido del movimiento del conjunto (flecha negra curva); 4) sentido del movimiento de la microplaca de Rivera (flecha gruesa negro-blanca); y 5) lugares: CH= Laguna de Chapala, MA= Manzanillo y PV= Puerto Vallarta.

Agradecimientos

Al Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, del Centro Universitario de la Costa, de la Universidad de Guadalajara por los vehículos, el combustible, la coordinación del personal, y el material auxiliar. En México a: Diana Núñez Escribano por el apoyo para la ejecución del último recorrido, y a Leslie Alejandra Bernal López por la preparación de mapas e imágenes. En España a Salvador Crespillo Maristegui por la preparación de los medios y programas informáticos para el tratamiento de la información. A la Hemeroteca de la Facultad de Ciencias Físicas, de la Universidad Complutense de Madrid por las numerosas búsquedas bibliográficas. Al Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica 1, por el uso de las instalaciones y medios. Los fondos económicos fueron, en la mayor parte, del proyecto TSUJAL (CGL2011-29474-C02-01). El Revisor anónimo facilitó la mejor exposición del trabajo.

Referencias

- Aguayo, C.J.E. y Marín, C.E. (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos de México. *Bol.Soc.Geol. Mexicana*, 48(2), 15-39.
- Aguirre G.J., Nieto Obregón J. y Zúñiga F.R. (2005). Seismogenic basin and range and intra-arc normal faulting in the Central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México. *Geol. Journal*, 40, 215-243.
- Allan, J.F. (1986). Geology of the northern Colima and Zocoalco graben southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 97, 473-485.
- Alekseevskaya, M., Gabrielov, A., Gelfand, I., Gvishiani, A. y Rantsman, E. (1977). Formal morphostructural zoning in mountain territories. *J.Geophys.Res.*, 43, 227-233.
- Álvarez, R. (2007). Submarine topography and faulting of the Bahía de Banderas, México. *Geofísica Internacional*, 46(2), 93-116.
- Arnaiz Rodríguez, M.S. y Garzón, Y. (2012). Nuevos mapas de anomalías gravimétricas del Caribe. *INTERCIENCIA*, 37(3), 176-182.
- Arsovsky, M. y Hadzievsky, D. (1970). Correlation between neotectonics and the seismicity of Macedonia. *Tectonophysics*, 9, 129-142.
- Atlas Nacional de México. Hipsometría y Batimetría, escala 1:4.000.000. Tomo 1, Sección I, 1.1. Instituto Nacional de Estadísticas, Geografía e Informática, 1990.
- Barrientos, L., Fernández, J.J. y Rivero, F.J. (2006). Análisis geográfico y estadístico de la sismicidad en la costa mexicana del Pacífico. *Boletín de los Sistemas Nacionales Estadístico y de Información Geográfica*, 3, 3-26.
- Barrier, E., Velasquillo, L., Chavez, M. y Gauylon, R. (1998). Neotectonic evolution of the Isthmus of Tehuantepec (southeastern Mexico). *Tectonophysics*, 287, 77-96.
- Blackwell, D.D. y Richards, M. (2004). Geothermal Map of North America, scale 1:6.500.000. Product CODE 423. *American Petroleum Geologist*.
- Bourgois, J. y Michaud, F. (1991). Active fragmentation of the North America Plate at the Mexican Triple Junction area of Manzanillo. *Geo-Marine Letters*, 11, 59-65.
- Campa, M.F. (1978). La evolución tectónica de Tierras Calientes, Guerrero. *Bol.Soc.Geol. Mexicana*, 39, 52-64.

- Campa Uranda M.F. (1984). Interpretación tectónica de la región mixteca. *Bol.Soc.Geol. Mexicana*, 45(1-2), 1-113.
- Campa M.F. y Coney P.J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico. *Can.J. Earth Sci.*, 20, 1.040-1.051.
- Carranza Edwards A., Gutiérrez Estrada M. y Rodríguez Torres R. (1975). Unidades morfo-tectónicas continentales de las costas mexicanas. *Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología*, 1(2), 81-88.
- Chigariov V.P. Aspectos teóricos y regionales del análisis morfoestructural. En: Compendio de la Sociedad Moscovita de Experimentadores de la Naturaleza, Editorial de la Universidad de Moscú, 12, 85-95, 1977.
- Chulick G.S. y Mooney W.D. (2002). Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath of North America and adjacent oceanic basins: A synthesis. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 92, 2.478-2.492.
- Coney P.J. (1983). Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 15(1), 6-15.
- Córdoba D. Sismicidad y estructura de la corteza de Lugo. Memoria final y resultados. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Físicas, Departamento de Geofísica y Meteorología, 125 p., 1998.
- Cotilla M.O. y Álvarez J.L. (1991). Principios del mapa sismotectónico de Cuba. *Revista Geofísica*, 35, 113-124.
- Cotilla M.O. y Córdoba D. (2015). Morfotectónica del segmento Cádiz-Málaga, Sur de España. *Revista Geográfica de América Central*, 55, 169-198.
- Cotilla M.O. y Córdoba D. (2013). Delimitación de unidades morfotectónicas en el sector Almería-Jaén, España. *Geología Colombiana*, 38, 99-135.
- Cotilla M.O. y Córdoba D. (2004). Morphotectonics of the Iberian Peninsula. *Pure appl.geophys.*, 42(4), 589-602.
- Cotilla M., Franzke H.J., Pilarski J., Portuondo O., Pilarski M. y Álvarez L. (1991). Mapa de alineamientos y nudos tectónicos principales de Cuba, a escala 1:1.000.000. *Revista Geofísica*, 35, 53-112.

- Cotilla M.O., Bankwitz P., Álvarez L., Franzke H.J., González E., Grünthal G., Pilarski J., Díaz J. y Arteaga F. (1991A). Mapa sismotectónico de Cuba, escala 1:1.000.000. *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía*, 3, 25 p.
- Courboux F., Singh S.K., Pacheco J.F. y Ammon C.J. (1997). The 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (Mw 8): A study of the rupture process. *Geophys.Res.Lett.*, 24, 1.019-1.022.
- Dean B.W. y Drake C.L. (1978): Focal mechanism solutions and tectonic of the Middle American arc. *J. Geology*, 86(1), 111-128.
- Demant A. (1984). Interpretación geodinámica de volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. U.N.A.M., *Revista del Instituto de Geología*, 5, 217-222.
- DeMets Ch. (2001). A new structure for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic Arc. *Geophys.Res.Lett.*, 28, 4.043-4.046.
- DeMets Ch. y Traylen S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- Ego F. y Anson V.D. (2002). Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation. *Bol.Soc.Geol. Mexicana*, 63, 323-332.
- Eissler H.K. y McNally K.C. (1984). Seismicity and tectonics of the Rivera Plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake. *J.Geophys.Res.*, 89, 4.520-4.530.
- Espinosa Rodríguez L.M., Hernández Santana J.R. y Méndez Linares A.P. (2016). Evidencia geodésica de movimientos verticales recientes en la zona sismogeneradora de Acambay, México. *Minería y Geología*, 32 (4), 91-109.
- Ferrari L., Orozco Esquivel T., Manea V.C. y Manea M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- Ferrari L., Pasquare Venegas S., Castillo D. y Romero D. (1992). Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofísica Internacional.*, 33(1), 139-151.

- Figuroa J. (1970). Catálogo de sismos ocurridos en la República Mexicana. *Reporte N° 272, Serie Investigaciones y Desarrollo (azul)*. Coordinación: Sismología e Instrumentación Sísmica. Inst. de Geología, UNAM.
- García Acosta V. y Suárez G. (1996). Los sismos en la historia de México. Vol. 1. Ediciones Científicas Universitarias: *Serie Texto Científico Universitario*, UNAM.
- Garduño Monroy V.H., Saucedo Girón R., Jiménez Z., Gavilanes Ruiz J.C., Cortés Cortés A. y Uribe Cifuentes R.M^a (1998). La falla Tamazula, límite suroriental del bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México. *Revista Volcánica de Ciencias Geológicas*, 15(3), 132-144.
- Gatinsky Yu.G. y Rundquist D.V. (2004). Geodynamics of Eurasia: Plate tectonics and block tectonics. *Geotectonics*, 38(1), 1-16.
- Gorshkov A.I., Kuznetsov I.V., Panza G.F. y Soloviev A.A. (2000). Identification of future earthquake sources in the Carpatho-Balkan orogenic belt using morphostructural criteria. *Pure appl.geophys.*, 157, 79-95.
- Gutiérrez Q.J., Escudero Ch.R. y Núñez Cornú F.J. (2015). Geometry of the Rivera-Cocos subduction zone inferred from local seismicity. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 105(6), 3.104-3.113.
- Guzmán M., Pennington W.D. y Matsumoto T. (1989). The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: Seismicity and tectonics. *Tectonics*, 8, 981-997.
- Hernández Santana J.R., Ortiz Pérez M.A. y Figuroa M. (2009). Análisis morfoestructural del Estado de Oaxaca, México: Un enfoque de clasificación tipológica del relieve. *Investigaciones Geográficas*, 68, 7-24.
- Hernández Santana J.R., Ortiz Pérez M.A. y Zamorano Orozco J.J. (1995). Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. *Investigaciones Geográficas*, 31, 45-67.
- Hubp J.L. (1990). El relieve de la República Mexicana. *Revista del Instituto de Geología*, 9(1), 82-111.
- Hubp J.L. y Ortiz M.A. (1980). Análisis geomorfológico-estructural del conjunto montañoso de la región de Cabo Corrientes, Jalisco. *Bol. Soc.Geol. Mexicana*, 48(1-2), 1-14.
- Hubp L.J., Ortiz P.M.A., Palacio P.J.L. y Bocco V.G. (1985). Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala). *Geofísica Internacional.*, 24(1), 83-96.

- Instituto Nacional de Estadísticas, Geografía e Informática. Provincias fisiográficas de México. Dirección General de Geografía, 2005.
- Instituto Nacional de Estadísticas, Geografía e Informática. Zonas sísmicas y principales volcánicas de México. Dirección General de Geografía, 2005A.
- Khutorskoy M.D., Delgado-Argote L.A., Fernández R., Kononov V.I. y Polyak B.G. (1994). Tectonics of the offshore Manzanillo and Tepcan basins, Mexican Pacific, from heat flow, bathymetric and seismic data. *Geofísica Internacional*, 33(1), 161-185.
- Kostoglodov V. y Bandy W. (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates. *J. Geophys. Res.*, 100, 17.977-17.989.
- Kostoglodov V. y Pacheco J.F. (1999). Cien años de Sismología en México. Póster del Instituto de Geofísica, UNAM.
- Lanza Espino G de la, Ortiz Pérez M.A. y Carbajal Pérez J.L. (2013). Diferenciación hidrogeomorfología de los ambientes costeros del Pacífico, del Golfo de México y del Mar Caribe. *Investigaciones Geográficas*, 81, 33-50.
- Llata Romera R. de la (2011). Síntesis de la geología de México. UNAM, 1-22 p.
- López Ramos E. Geología de México. CONACYT, 357 p., 1983.
- Manea M., Manea V.C., Kostoglodov V. y Guzmán Speziale M. (2005). Elastic thickness of the oceanic lithosphere beneath Tehuantepec ridge. *Geofísica Internacional*, 44(2), 157-168.
- Medina F. Sismicidad y volcanes en México. 106 pp., ISBN 9789681668761, 1997.
- Meschede M. y Barckhausen U. (2000). Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. En: Silver E.A., Kimura G., y Shipley T.H. (Eds.) *Proceedings ODP Sci. Results*, 170, 1-10. College Station, Tx. USA.
- Montero P.W., Penaldo H.G. y Rojas Q.W. Informe final del Proyecto de Amenaza Sísmica de América Central. Universidad de Costa Rica, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Centro Internacional de Investigaciones para el Desarrollo, y Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales de América Central. 43 p., 1997.

- Moore D.G. y Buffington E.C. (1968). Transform faulting and growth of the Gulf of California since late Pliocene. *Science*, 161, 1.238-1.241.
- Mooser F. (1972). The mexican volcanic belt: Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Morán D.Z. Geología de la República Mexicana. Instituto Nacional de Estadísticas, Geografía e Informática, 1984.
- Nava A. Terremotos. Fondo de Cultura Económica. La Ciencia desde México, 34, 157 pp., 1987.
- Nieto Samaniego A.F., Alainz Álvarez S.A. y Camprubi i Cano A. (2005). La Mesa Central de México: Estratigrafía, estructura y evolución tectónica. *Bol.Soc.Geol. Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Nieto Samaniego A.F., Alainz Álvarez S.A. y Ortega Gutiérrez F. (1995). Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad Cenozoica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), 1-8.
- Nishenko S.P. y Singh S.K. (1987). Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquake along the Mexican subduction zone. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 77(6), 2.095-2.114.
- Nixon G.T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 93, 514-523.
- Núñez Cornú. F.J. (2011). Peligro sísmico en el Bloque de Jalisco, México. *Revista Física de la Tierra*, 23, 199-229.
- Núñez Cornú. F. y Ponce L. (1989). Zonas sísmicas de Oaxaca, México: Sismos máximos y tiempos de ocurrencia para el periodo 1542-1988. *Geofísica Internacional*, 28, 587-641.
- Núñez Cornú F.J., Rutz M., Nava F.A., Reyes Dávila G. y Suárez Plascencia C. (2003). Characteristics of the seismicity in the coast and North of Bahía of Banderas, MEXICO. *Phys. Earth Planet.Int.*, 132, 141-155.
- Núñez Cornú F.J., Reyes Dávila G.A., Rutz M., Trejo Gómez E., Carmena García M.A. y Ramírez Vázquez C.A. (2004). The 2003 Armería, México earthquake (Mw 7.4): Mainland and early aftershocks. *Seism.Res.Lett.*, 75, 734-743.
- Núñez Cornú F.J., Córdoba Barba D., Dañobeitia Canales J.J. y TsuJal Team (2016). Geophysical studies across Rivera plate and Jalisco

- block, Mexico: TSUJAL Project. *Seismological Research Letters*, 87(1), 59-72.
- Ortega Gutiérrez F., Mitre Salazar L.M., Roldán Quintana J., Aranda Gómez J.L., Morán Zenteno D., Alainz Álvarez S.S. y Nieto Samaniego A.F. (1992). Texto explicativo de la 5ª edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2.000.000. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México y el Consejo de Recursos Minerales, de la Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal.
- Ortiz Pérez M.A. y Boceo G. (1989). Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. *Geofísica Internacional*, 28(3), 507-530.
- Ortiz M.A., Zamorano J.J. y Bonifaz R. (1993). Reconocimiento morfotectónico de una falla transcurrente en Colima. *Geofísica Internacional*, 32(4), 569-574.
- Ortiz M., Singh, S.K., Pacheco J. y Kostoglodov, V. (1998). Rupture length of the October 9, 1995 Colima-Jalisco earthquake (Mw 8) estimated from tsunami data. *Geophys.Res.Lett.*, 25, 2.857-2.860.
- Ortlieb L. (1978). Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California. *Revista del Instituto de Geología de la UNAM*, 2(2), 200-211.
- Pacheco J.F. y Singh S.K. (2010). Seismicity and state of stress in Guerrero segment of the Mexican subduction zone. *J.Geophys.Res.*, 115, *J.Geophys.Res.*, B01303, 1-14.
- Pardo M. y Suárez G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J.Geophys.Res.*, 100, 12.357-12.373.
- Pardo M. y Suárez G. (1993). Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico. *Geophys.Res. Lett.*, 20(21), 2.391-2.394.
- Pérez Campos X., Kim Y., Husker A., Davis P.M., Clayton R.W., Iglesias A., Pacheco J.F., Singh S.K., Manea V.C. y Gurnis M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath Central Mexico. *Geophys.Res.Lett.*, 35, pL18303.
- Plattner C., Malsewiso R. y Govers R. (2009). On the plate boundary forces that drive and resist Baja California motion. *Geology*, 37, 359-362.

- Ponce L., Gaulon R., Suárez G. y Lomas L. (1992). Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophys.Res.Lett.*, 19, 773-776.
- Priego Santander A., Isunza E., Luna G.N. y Pérez J.L. Cuencas hidrográficas escala 1:250.000 (metadato). Dirección del Manejo Inst. de Cuencas Hidrográficas. Dirección General de Investigaciones en Ordenamiento Ecológico y Conservación de Ecosistemas – Instituto Nacional de Ecología, 2003.
- Pushcharovsky Yu.V. (2006). Tectonic types of the Pacific abyssal basins. *Geotectonics*, 5, 25-38.
- Raiby E. Landforms of Mexico. Cambridge, Mass, 2nd Edition, 1964.
- Ramírez Herrera M^a T. (2011). Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del Pacífico de México: Terremotos y tsunamis. *Revista de Geografía Norte Grande*, 49, 99-124.
- Ramírez Herrera M^a T. y Urrutia Fucugauchi J. (1999). Morphotectonic zones along the coast of the Pacific continental margin, southern Mexico. *Geomorphology*, 28, 237-250.
- Rantsman E.Ya. Lugares de terremotos y morfoestructuras de países montañosos. Editorial Nauka, Moscú, 1979, 171 p.
- Reyes Bache G. (2004). Estudio morfotectónico del sur de México. *GEOS*, 24(2), 194 p.
- Reyes A., Brune J.N. y Lomnitz C. (1979). Source mechanism and after-shock study of the Colima, Mexico, earthquake of January 10, 1973. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 69, 1.819-1.840.
- Rutz López M. y Núñez Cornú F.J. (2004). Sismotectónica del norte y oeste del bloque de Jalisco usando datos sísmicos regionales. *GEOS*, 2(1), 2-13.
- Rutz López M., Núñez Cornú F.J. y Suárez Plascencia C. (2013). Study of seismic clusters at Bahía de Banderas region, Mexico. *Geofísica Internacional*, 52-1, 59-72.
- Sandoval, O.J.H. (1985). The Tecpan regional fault: Evidence for major NE lineaments. *Geofísica Internacional*, 24, 193-205.
- Schenckova Z., Schenck V., Pospissil C. y Kottnauer P. (1995). Seismo-geological pattern of transition area between the eastern Alps and the western Carpathians. *Tectonophysics*, 248, 235-245.

- Sedlock, R.L., Ortega Gutiérrez F., Speed C., Talavera Mendoza D., Ruiz J., Gehrels G., Valencia V. y Centeno Gracia (1993). Tectonstratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. GSSA, Special Paper, 278, 153 p.
- Serrano Díaz, G.S., Bandy W.L. y Mortera Guitérrez C.A. (2004). Active rifting and crustal thinning along the Rivera-Cocos plate boundary as inferred from Mantle Bouguer gravity anomalies. *Geofísica Internacional*, 43(3), 361-381.
- Simonov, Y.G. Interpretación morfotectónica del relieve. Universidad Estatal Lomonosov, Moscú, Rusia, 1999, 262 p.
- Singh, S.K. y Mortera F. (1991). Source time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone, age of the plate, and their tectonic implications. *J.Geophys.Res.*, 96, 21.487-21.502.
- Singh S.K., Ponce L. y Nishenko S.P. (1985). The great Jalisco, Mexico, earthquakes of 1932: subduction of the Rivera plate. *Bull.Seism.Soc. Am.*, 75, 1.301-1.313.
- Singh S.K., Rodríguez M. y Espíndola J.M. (1984). A catalogue of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 74, 267-279.
- Singh, S.K., Suárez G. y Domínguez T. (1985A). The Oaxaca, México earthquake of 1931: Lithospheric normal faulting in the subducted Cocos plate. *Nature*, 317, 56-58.
- Singh, S.K., Iglesias A., Ordaz M., Pérez Campos X. y Quintana L. (2011). Estimation of ground motion in Mexico City from a repeat of M ~7.0 Acambay earthquake of 1912. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 101(5), 2.015-2.028.
- Singh, S.K., Ordaz M., Pacheco J.F., Alcántara L., Iglesias A., Alcocer S., García D., Pérez Campos X., Vladés C. y Almora D. (2007). A report on the Atayac, Mexico, earthquake of 13 April 2007 (M 5,9). *Seismological Research Letters*, 78, 635-645.
- Stein, S. (2007). Approaches to continental intraplate earthquakes issues. Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard and Policy Issues. GSSA, Special Paper, 425, 1-16.
- Stock, J.M. (1993). Tectónica de placas y evolución del bloque Jalisco, México. *GEOS*, 13(3), 3-9.

- Suarez, G. y Albin, P. (2009). Evidence for great tsunamigenic earthquake (M 8.6) along the Mexican subduction zone. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 90, 892-896.
- Suarez, G., Escobedo, D., Bandy W. y Pacheco J.F. (1999). The 11 December, 1995 earthquake (Mw 6.4): Implications for the present-day relative motion on the Rivera - Cocos plate boundary. *Geophys.Res. Lett.*, 26, 1.957-1.960.
- Suarez, G., Monfret, T., Wittlinger, G. y David, C. (1990). Geometry of subduction and depth of the seismic zone in Guerrero gap, Mexico. *Nature*, 345, 336-338.
- Suter, M. (1987). Orientational data on the state of stress in Northeastern Mexico as inferred from stress-induced borehole elongations. *J.Geophys.Res.*, 92, 2.617-2.626.
- Suter, M., López Martínez, M. y Quintero Legorreta, O. (2001). Quaternary intra-arc extension in the Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 113, 693-703.
- Suter, M., Quintero, O. y Hohnson, C.A. (1992). Active fault and stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt Mexico (1). The Venta-Bravo fault. *J.Geophys.Res.*, 97, 11.983-11.993.
- Tolson, G. (2005). La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Bol.Soc.Geol. Mexicana*, 57(1), 111-123.
- Trejo Gómez, E., Ortiz, M. y Núñez Cornú, F.J. (2015). Source model of the October 9, 1995 Jalisco-Colima tsunami as constrained by field survey reports, and on the numerical simulation of the tsunami. *Geofísica Internacional*, 54(2), 153-162.
- Udías, A. (1998). Introducción: Sismicidad y sismotectónica de América Central y del Sur. *Revista Física de la Tierra*, 10, 11-17.
- UNAM Seismological Group (2010). Intraslab Mexican earthquake of 27 April 2009 (Mw 5,8) and 29 May 2009 (Mw 5,6): A source and group motion study. *Geofísica Internacional*, 49, 153-163.
- Verma, S.P. (1985). Mexican Volcanic Belt. *Boletín Geofísico Internacional*, 24(1), 83-96.
- Woods, J.A. (1980). Geomorphology, deformation and chronology of marine terraces along the Pacific coast of central Baja California. *Quaternary Research*, 13, 346-364.

Mario Octavio Cotilla-Rodríguez, Diego Córdoba-Barba, Francisco Javier Núñez-Cornú,
Adán Gómez-Hernández, Juan Ignacio Pinzón-López, Leonardo Daniel Rivera-Rodríguez.
Morphotectonics of Jalisco and Oaxaca (1), Mexico

Yamamoto, J., Jiménez, Z. y Mota, R. (1984). El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca México del 24 de noviembre de 1980. *Geofísica Internacional*, 23(1), 83-110.

Zúñiga, F.R., Suárez, G., Ordaz, M. y García Acosta, V. (1997). Proyecto Peligro Sísmico en Norteamérica y el Caribe. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Proyecto 89-0190.