



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN GEOGRAFÍA

PELIGRO SÍSMICO EN TIJUANA, BAJA CALIFORNIA: UNA EVALUACIÓN
GEODINÁMICA MEDIANTE TECNOLOGÍAS DE LA INFORMACIÓN
GEOGRÁFICA

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

JUAN CARLOS GARATACHIA RAMÍREZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. JOSÉ RAMÓN HERNÁNDEZ SANTANA
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

CO-DIRECTORA:

DRA. NORMA DÁVILA HERNÁNDEZ
FACULTAD DE GEOGRAFÍA, UAEMEX

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO, NOVIEMBRE, 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mi amada familia:

A ti Dzoara por ser mi compañera de vida, mi esposa y mi amiga. Eres parte fundamental de este logro, gracias por siempre estar a mi lado, escucharme y alentarme a seguir adelante, con tu amor, apoyo y cariño, energía vital para concluir este proyecto.

Te amo

A mi pequeña Julieta, gracias por llegar a mi vida y por ser mi motor para seguir día a día, tú eres la razón que me motiva a superarme y tratar de ser mejor persona. Gracias también por todos los momentos en los que me acompañaste mientras trabajaba, tú también eres parte de este logro. Te amo, nunca lo olvides.

A mi madre, Lupita, por darme la vida, por su amor, su cariño, sus consejos y por enseñarme a ser perseverante y confiar en mí. Te amo.

A mi padre, Juan Carlos, por su ejemplo de esfuerzo y disciplina, tu vida ha sido fuente de inspiración. Gracias por tu cariño, consejos y compartirme tu experiencia. Te amo.

A mis hermanos, Sergio y Abraham, por su amistad, su cariño y por todos los momentos que hemos vivido juntos. Saben que siempre estaré para ustedes. Los amo.

In Memoriam: Tío Miguel Garatachia Ramírez †

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios por darme la oportunidad de culminar esta etapa profesional y personal.

Agradezco especialmente a mi asesor, el Dr. José Ramón Hernández Santana, por aceptar dirigir este trabajo, por su disposición y paciencia. Gracias por compartir conmigo sus conocimientos y experiencias y acompañarme en este proceso de crecimiento.

Gracias a la Dra. Norma Dávila por colaborar de manera conjunta en la dirección de este trabajo, gracias por compartirme sus conocimientos y experiencias para alcanzar los objetivos planteados.

Agradezco a mis revisores, Dr. Carlos Huerta, Dr. Luis Miguel Espinosa y Dr. Stéphane Couturier, por el tiempo que dedicaron a la revisión de este documento y por sus valiosas aportaciones y sugerencias para la mejora del mismo.

Un agradecimiento especial al Dr. Carlos Huerta, por su apertura, disposición y compromiso en el desarrollo del trabajo; así mismo, gracias a Usted y su esposa Rocío por la amistad, el apoyo y hospitalidad que nos brindaron durante el trabajo de campo.

Doy gracias a mis amigos, compañeros y maestros que de una forma u otra son parte de este proyecto, por brindarme su amistad, apoyo, ayuda y motivación; al Dr. Emilio Baró, Mtro. Julio Carbajal, Dr. Alexis Ordaz, Ing. Gabriel del Campo, Jorge, Alejandra, Arturo, Itzel, Yordan, Diana.

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por darme la oportunidad de formar parte de su comunidad y a los maestros del Posgrado en Geografía por los conocimientos brindados.

Al CONACyT por el apoyo otorgado para la realización de mis estudios de maestría.

ÍNDICE

RESUMEN.....	17
Introducción.....	19
Antecedentes.....	20
Objetivo general.....	25
Objetivos particulares.....	25
Hipótesis de trabajo.....	26
Estructura de la tesis.....	26
Capítulo I. Marco geólogo-tectónico del Noroeste de Baja California.....	28
I.1 Principales etapas de evolución geotectónica.....	28
I.2 Características lito-estratigráficas de la región.....	30
1.2.1 Fisiografía.....	30
1.2.2 Características lito-estratigráficas de la Península de Baja California.....	30
1.2.2 Características lito-estratigráficas de Tijuana.....	32
I.3 Marco sismotectónico regional.....	37
1.3.1 Sistemas de fallas regionales.....	37
1.3.2 Sismicidad regional.....	42
1.3.2 Sismos mayores.....	47
I.4 Características de las principales fallas activas que pueden afectar a la ciudad de Tijuana.....	47
I.4.1 Sistema <i>Coronado Bank</i> -Agua Blanca.....	49
I.4.2 Sistema San Miguel-Calabazas-Vallecitos.....	49
I.4.3 Sistema <i>Rose Canyon</i>	51
I.4.4 Falla Silver Strand.....	51
1.4.5 Falla La Nación.....	51
1.4.6 Fallas ubicadas dentro de la zona urbana de Tijuana.....	52
Capítulo II. Marco teórico-conceptual y metodológico.....	53
II.1 El enfoque estructuro-geomorfológico en las investigaciones geográficas y de riesgos geólogo-geomorfológicos.....	53
II.1.2 El enfoque estructuro-geomorfológico.....	53
II.1.3 Los riesgos naturales.....	56
II.1.4 Los riesgos geólogo-geomorfológicos: peligro sísmico.....	58
II.2 Percepción Remota y fundamentos de imágenes de Radar.....	59

II.2.1	Percepción Remota.....	59
II.2.2	Sistema Radar.....	60
II.2.3	Geometría del sistema Radar	64
II.2.4	Radar de Apertura Sintética (SAR)	66
II.2.5	Geometría del sistema SAR.....	67
II.2.6	Modos de adquisición de imágenes en el sistema SAR	68
II.2.7	Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR).....	70
II.2.8	La técnica <i>Persistent Scatterer Interferometry</i> (PSI).....	76
II.3	Área de estudio, materiales y métodos	79
II.3.1	Características técnicas del sensor Sentinel – 1.....	79
II.3.2	Área de estudio	85
II.4	Descripción de la metodología empleada	86
II.4.1	Fase 1. Análisis morfométrico y morfotectónico del relieve.....	88
II.4.2	Fase 2. Aplicación de <i>Persistent Scatterers Interferometry</i> (PSI).	90
II.4.3	Fase 3. Trabajo de campo.....	94
II.4.4	Fase 4. Validación – Análisis de Correlación Espacial	94
Capítulo III.	Análisis morfoestructural	98
III.1	Análisis morfométrico del relieve.....	98
III.1.1	Hipsometría.....	98
III.2.2	Inclinación del terreno	107
III.2.3	Densidad de disección.....	110
III.2.4	Energía del relieve	114
III.2	Análisis morfotectónico del relieve	117
III.2.1	Principales fallas con expresión en el relieve	117
III.2.2	Unidades morfotectónicas del relieve.....	126
III.3.1	Principales tipos de morfoestructuras y su clasificación tipológica	136
IV.	Discusión de resultados: análisis correlativo morfoestructuro - geodinámico en la ciudad de Tijuana	140
IV.1	Resultados derivados de la Fase 2: Aplicación de la técnica <i>Persistent Scatterers</i>	140
IV.2	Resultados derivados de la Fase 3: Trabajo de campo para la validación de los resultados de PSI.....	152
IV.3	Validación: Análisis correlativo morfoestructuro – geodinámico	168
IV.3.1	Autocorrelación espacial entre los resultados de PSI y la variable <i>energía del relieve</i>	173

IV.3.3 Autocorrelación espacial entre los resultados de PSI y la variable <i>densidad de disección</i>	176
IV.3.3 Autocorrelación espacial entre los resultados de PSI y la variable <i>densidad de morfoalineamientos</i>	179
IV.3.4 Correlación entre los resultados PSI y la distancia a formas disyuntivas	185
IV.3.5 Tipos de correlaciones morfoestructuro – geodinámicas	188
IV.4 Zonificación de actividad geodinámica en la región de Tijuana	191
V. Conclusiones	197
Referencias bibliográficas	200

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO	NÚM. TABLA	TÍTULO DE TABLA	PÁG.
I	I.1	Características de las principales fallas de la región noroeste de Baja California	40
II	II.1	Tipología de los riesgos socio-naturales	57
	II.2	Bandas en la región de microondas	60
	II.3	Principales satélites radar y algunas de sus características técnicas	63
	II.4	Modos de adquisición para los principales sensores SAR comerciales	69
	II.5	Principales parámetros técnicos del instrumento Sentinel - 1 C-SAR.	81
	II.6	Principales características técnicas de Sentinel - 1 en diferentes modos de adquisición.	84
	II.7	Características de las imágenes complejas empleadas.	90
III	III.1	Valores de las principales características morfométricas de los bloques morfotectónicos	133
IV	IV.1	Velocidad de desplazamiento en puntos PS cercanos (500 m) a las principales fallas reconocidas en la ciudad de Tijuana	151
	IV.2	Variables empleadas en el análisis de Autocorrelación Espacial con I de Moran	168
	IV.3	Resultados del análisis de Correlación y Autocorrelación Espacial entre los valores de velocidad de desplazamiento del terreno y variables asociadas a actividad neotectónica	171
	IV.4	Resultados del análisis de Correlación y Autocorrelación Espacial entre los valores de desplazamiento total del terreno y variables asociadas a actividad neotectónica	172
	IV.5	Resultados de Análisis de Correlación entre PSI y la distancia a formas disyuntivas	186
	IV.6	Ponderación de variables para sumatoria lineal	191
	IV.7	Integración de datos sobre actividad geodinámica	192
	IV.8	Resultados de la sumatoria lineal ponderada	194

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO	NÚM. FIGURA	TÍTULO DE LA FIGURA	PÁG.
I	I.1	Mapa geológico de la región de Tijuana	33
	I.2	Sección geológica generalizada del área La Gloria-Presa Rodríguez, sur y suroeste de Tijuana, elaborada y modificada a partir de Flynn (1970).	34
	I.3	Columna estratigráfica de la Fm. Rosario Beach, elaborada y modificada a partir de Minch (1967).	36
	I.4	Fallas regionales del norte de Baja California y sur de California. Fuente: elaboración propia con base en Cruz (2002) y <i>U. S. Geological Survey</i> (2006).	38
	I.5	Sismicidad en la región del sur de California y norte de Baja California durante el período 1976-2016. Fuente: elaboración propia con datos del Catálogo de Sismos de Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM).	44
	I.6	Sismicidad en la región del sur de California y norte de Baja California durante el período 1932-2016. Fuente: elaboración propia con datos del catálogo de sismos del <i>Southern California Earthquake Data Center (SCEDC)</i> .	45
	I.7	Frecuencia de sismos en el período 1932-2016, agrupados por década. En la última década, se consideraron los eventos ocurridos hasta el 17/10/2016. Fuente: elaboración propia con datos del catálogo de sismos del <i>Southern California Earthquake Data Center (SCEDC)</i> .	46
	I.8	Principales fallas geológicas que pueden afectar a la ciudad de Tijuana, elaborado con base en los rasgos estructurales propuestos por Gastil <i>et al.</i> (1975) y datos de interpretación geomorfológica propia.	48
II	II.1	Principales métodos en el orden morfoestructural. Fuente: elaboración propia a partir de Hernández <i>et al.</i> (2012)	55
	II.2	Esquema de representación del funcionamiento de un sistema de Radar. Fuente: elaboración propia.	61
	II.3	Espectro electromagnético en donde se resalta la región del espectro visible y la región de las microondas. Fuente: elaboración propia.	62
	II.4	Geometría básica de un sistema Radar. Fuente: elaboración propia a partir de Lira (2010).	65
	II.5	Esquema de funcionamiento de un Radar de Apertura Sintética (SAR). Fuente: elaboración propia a partir de <i>ERDAS User's Guide</i> (2009).	66

CAPÍTULO	NÚM. FIGURA	TÍTULO DE LA FIGURA	PÁG.
II	II.6	Geometría de un sistema SAR. Fuente: tomado de García (2012).	67
	II.7	Modos de adquisición de imágenes en sistemas SAR. Fuente: tomado de Parker (2012).	69
	II.8	Cambio de fase asociado a un cambio en el relieve, detectado por un sensor SAR en dos momentos distintos, Fuente: tomado de <i>SAR-EDU Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. DLR</i> (2014).	71
	II.9	Metodología general para la aplicación de la técnica DInSAR. Fuente: elaboración propia	72
	II.10	Vista de la plataforma <i>Sentinel – 1</i> desplegada en el espacio. Fuente: tomado de <i>Earth Observation Portal – ESA</i> (2016).	80
	II.11	Modos de adquisición de <i>Sentinel – 1</i> : A la izquierda, se observa el modo TOPSAR. Fuente: elaborado a partir de <i>Sentinel Team</i> (2013) y De Zan y Monti (2006).	82
	II.12	Se muestra un ejemplo de un producto IW SLC, la imagen de la izquierda corresponde a una escena del sector norte de Baja California, las líneas blancas discontinuas señalan la división en tres sub-swaths (IW). La imagen de la derecha muestra un sub-swath dividido en una serie de seis burst. Fuente: elaboración propia.	83
	II.13	Mapa de ubicación de la zona de estudio, el rectángulo verde representa el área conformada por los dos burst seleccionados de la imagen completa	86
	II.14	Diagrama de flujo de las etapas metodológicas para la generación de una zonificación de la actividad geodinámica en la ciudad de Tijuana, B.C. Los rectángulos en color naranja representan fases del proceso metodológico; las elipses azules representan materiales o insumos de trabajo, mientras que las azules hacen alusión a productos o resultados de cada fase	87
	II.15	Flujo de trabajo de la técnica PSI en el ambiente del software SAR-SCAPE. Fuente: elaborado a partir de Kampes (2006) y Sarmap (2014).	91
III	III.1	Mapa hipsométrico de la zona de estudio	99
	III.2	Perfil topográfico en dirección NE-SW, donde se muestra la delimitación de las categorías del relieve: I. Llanuras; II. Lomeríos; III. Premontañas; IV. Montañas bajas y V. Montañas medias.	101

CAPÍTULO	NÚM. FIGURA	TÍTULO DE LA FIGURA	PÁG.
III	III.3	Fotografía con vista al sur de la llanura costera en la localidad de San Antonio del Mar, ubicada entre la ciudad de Rosarito y la Delegación Playas de Tijuana.	102
	III.4	Fotografía del margen izquierdo del arroyo Alamar; las líneas rojas muestran el límite aproximado de la planicie aluvial y entre estas se observa la canalización de concreto.	103
	III.5	Fotografía con vista al este de la canalización del arroyo alamar	104
	III.6	Fotografía con vista al este de lomeríos constituidos por areniscas del Eoceno-Plioceno en la porción suroeste de la zona de estudio.	105
	III.7	Fotografía del flanco este del Cerro Colorado	106
	III.8	Perfil topográfico en dirección N-S trazado sobre las cimas de las elevaciones mayores (Figura III.1: Perfil B-B').	107
	III.9	Mapa de pendientes	109
	III.10	Mapa de densidad de disección	112
	III.11	Mapa de Energía del Relieve	115
	III.12	Mapa de morfoalineamientos	118
	III.13	Rasgos morfoestructurales de un morfoalineamiento ubicado al oeste de la ciudad de Tijuana en la Delegación La Presa: a) Escarpe tectónico; a') Facetas trapezoidales en el escarpe; b) Lomeríos tectónico-erosivos; c) Llanuras erosivas.	119
	III.14	Morfoalineamiento en el Cañón de García, ubicado al sur de la Presa Abelardo L. Rodríguez	119
	III.15	Mapa de morfoalineamientos con expresión en el relieve y fallas geológicas delimitadas bajo criterios geológicos	121
	III.16	Rasgos morfológicos de la falla Agua Tibia; vista desde el sector noreste en la colonia Hacienda Remosa	122
	III.17	Vista oblicua desde el noroeste de la planicie del río Tijuana; nótese el escarpe en ambas márgenes, acentuado en el lado derecho de la imagen. Fuente: Tomada de <i>Google Earth Pro</i> (2016).	123
	III.18	Mapa de densidad de morfoalineamientos	125
	III.19	Mapa morfotectónico	127
	III.20	Perfil longitudinal C-C' correspondiente al sector norte de la zona de estudio; el trazado se realizó a lo largo de las superficies máximas de planación (cumbrales).	128

CAPÍTULO	NÚM. FIGURA	TÍTULO DE LA FIGURA	PÁG.
III	III.21	Perfil longitudinal D-D' correspondiente al sector este de la zona de estudio; el trazado se realizó a lo largo de las superficies máximas de planación (cumbrales).	128
	III.22	Perfil longitudinal E-E' correspondiente al sector sure de la zona de estudio; el trazado se realizó a lo largo de las superficies máximas de planación (cumbrales).	128
	III.23	Patrones de fracturamiento en las unidades morfotectónicas.	131
	III.24	Mapa morfoestructural de la región de Tijuana	139
IV	IV.1	Líneas de base de los pares de imágenes complejas	141
	IV.2	Dos interferogramas complejos de la zona de estudio. A: 29/10/2014-30/09/2015. B: 29/10/2014-21/02/2016	142
	IV.3	La coherencia se estima en un rango de 0 a 1; como se puede apreciar, los tonos más claros representan las áreas en las cuales se encontraron los valores más coherentes cercanos a 1, es decir, donde se conservó la información referente a la magnitud y fase a lo largo del período de tiempo.	143
	IV.4	Mapa de velocidad de desplazamiento (mm/año) generado a partir de la técnica <i>Persistent Scatterers</i>	145
	IV.5	Principales formas disyuntivas de la zona de estudio y velocidades de desplazamiento del terreno	147
	IV.6	Velocidad de desplazamiento del terreno y formas disyuntivas en un acercamiento a la ciudad de Tijuana	149
	IV.7	Sitios de verificación de desplazamiento del terreno en la ciudad de Tijuana	153
	IV.8	Rasgos superficiales de movimientos del terreno en el Boulevard de Las Américas	155
	IV.9	Rasgos superficiales de movimientos del terreno en el Boulevard de Las Américas, vía con dirección al sur	156
	IV.10	Evidencias de desplazamientos del terreno en el polígono de verificación "B".	157
	IV.11	Evidencias de desplazamientos del terreno en el polígono de verificación "C"	159
	IV.12	Sitio de verificación en la calle Prolongación de M.	160

CAPÍTULO	NÚM. FIGURA	TÍTULO DE LA FIGURA	PÁG.
IV	IV.13	Rasgos superficiales de movimiento del terreno en el polígono "D"	160
	IV.14	Evidencias de desplazamientos del terreno en diversos sitios de la UABC	161
	IV.15	Evidencias de procesos de hundimiento en la Facultad de Humanidades de la UABC. En ambas imágenes se observan afectaciones en la base de muros, columnas, así como en azulejos de un edificio escolar	162
	IV.16	Evidencias de procesos de hundimiento en áreas de uso común de la Facultad de Humanidades de la UABC. En la imagen (a) se observa el desnivel generado en el adoquinado colocado alrededor de una jardinera, el cual, en su punto máximo tiene una altura 9.0 cm (a'). En (b) y (b') se observa el mismo proceso en un corredor, con un desnivel de 7.0 cm.	163
	IV.17	Evidencias superficiales del desplazamiento del terreno frente a la Facultad de Contaduría y Administración de la UABC	164
	IV.18	Verificación de desplazamientos del terreno en el Cañón de García	165
	IV.19	Verificación de resultados en el cerro San Isidro y zonas de afloramiento de rocas graníticas al este de la ciudad de Tijuana	167
	IV.20	Sub zonas de trabajo delimitadas con base en la distribución espacial de los datos de PSI	169
	IV.21	Histogramas de valores de desplazamiento del terreno. Subzona 1: (a) Velocidad promedio y (b) Desplazamiento total; Subzona 2: (c) Velocidad promedio y (d) Desplazamiento total; Subzona 3: (e) Velocidad promedio y (f) Desplazamiento total.	170
	IV.22	Aleatorización de los valores de la autocorrelación espacial con la energía del relieve. En las figuras del lado izquierdo la variable dependiente es la velocidad de desplazamiento, mientras que en las del lado derecho es el desplazamiento total	173
	IV.23	Resultados del análisis de correlación espacial entre puntos PSI y la energía del relieve	175
	IV.24	Aleatorización de los valores de la auto-correlación espacial con la densidad de disección. En las figuras del lado izquierdo la variable dependiente es la velocidad de desplazamiento, mientras que en las del lado derecho es el desplazamiento total.	176

CAPÍTULO	NÚM. FIGURA	TÍTULO DE LA FIGURA	PÁG.
IV	IV.25	Resultados del análisis de correlación espacial entre puntos PSI y la densidad de disección	178
	IV.26	Aleatorización de los valores de la auto-correlación espacial con la densidad de morfoalineamientos. En las figuras del lado izquierdo la variable dependiente es la velocidad de desplazamiento, mientras que en las del lado derecho es el desplazamiento total	179
	IV.27	Correlación espacial entre puntos PSI y la densidad de morfoalineamientos	181
	IV.28	Aglomerados espaciales (velocidad de desplazamiento): (a) Alto-Alto, (b) Bajo-Bajo, (c) Alto-Bajo y (d) Bajo-Alto	183
	IV.29	Aglomerados espaciales (desplazamiento total): (a) Alto-Alto, (b) Bajo-Bajo, (c) Alto-Bajo y (d) Bajo-Alto	184
	IV.30	Resultados de la aplicación del algoritmo Densidad de Kernel y Eucidean Distance	186
	IV.31	Dispersogramas de correlación entre la distancia a formas disyuntivas y la densidad de puntos PSI	187
	IV.32	Tipos correlativos estructuro-geomorfológicos 1 (a) y 2 (b)	189
	IV.33	Tipos correlativos estructuro-geodinámicos 3 Clase 1 (a) y Clase 2 (b)	190
	IV.34	Zonificación de actividad geodinámica en la región de Tijuana, Baja California	196

RESUMEN

En la actualidad, los procesos de incremento demográfico y urbanización acelerada son dos factores subyacentes para la construcción de vulnerabilidad frente a amenazas de origen natural. Una de las más frecuentes y con mayor potencial dañino son los sismos, fenómenos que se caracterizan por su ocurrencia repentina, dejando poco margen de actuación en materia de protección. Predecir la ocurrencia de un temblor, implica tratar de hacer un pronóstico en tres dimensiones, es decir, cuándo tendrá lugar, dónde y con qué magnitud; dado que hoy en día no se cuenta con un método capaz de resolver dichas interrogantes, la clave radica en el estudio del peligro desde la perspectiva de los efectos que puede producir, en función de las características del espacio en el que se puede presentar. En este sentido, el conocimiento de los procesos geodinámicos y su manifestación en el territorio, se logra a través del análisis del relieve y es fundamental para la formulación de escenarios de riesgo.

La ciudad de Tijuana, Baja California, se ubica en un contexto geológico móvil, de actividad constante, donde la sismotectónica se proyecta a través de múltiples fallas y fracturas; si bien, no existen registros de sismos fuertes al interior de la zona urbana, en la periferia si los hay y la presencia de este tipo de estructuras representan una fuente potencial de peligro, que debe ser analizada y en la medida de lo posible cuantificada.

La aplicación de la Percepción Remota y, en especial, de la Interferometría Diferencial con imágenes de radar (técnicas DInSAR, por sus siglas en inglés) han demostrado ser una herramienta eficaz en el monitoreo de territorios sujetos a esfuerzos tectónicos. Para el presente trabajo, se utilizaron imágenes *Sentinel 1*, adquiridas entre los años 2014 y 2016, con las cuales se ejecutó la técnica *Persistent Scatterers Interferometry* (PSI), la cual permitió identificar y medir deformaciones en el terreno asociadas a diversas causas, entre ellas, la actividad tectónica.

Aunado a lo anterior, en el presente trabajo se analizó el relieve desde la óptica de la geomorfología estructural, a partir de la cual se calcularon variables morfométricas y morfoestructurales asociadas a la actividad neotectónica. En este sentido, se midió la asociación espacial entre los resultados de la técnica PSI y las variables de corte geomorfológico, encontrando en algunos casos altos niveles de correlación.

Como resultados principales, se generó una zonificación de actividad geodinámica para la región de Tijuana, reforzada con la identificación de diferentes tipos de correlaciones morfoestructuro-geodinámicas, que dan cuenta de la expresión de los procesos endógenos en el relieve y, por ende, son una manifestación potencial del fenómeno sísmico.

Además, el análisis llevado a cabo demostró la compatibilidad y complementariedad entre las técnicas clásicas usadas en geomorfología y las que se encuentran disponibles en la actualidad para el estudio del relieve desde una perspectiva geotecnológica.

Palabras clave: Peligro sísmico, interferometría diferencial, geomorfología estructural.

Introducción

La ciudad de Tijuana, Baja California, se ubica en un contexto geológico de significativa movilidad y actividad constante, donde la dinámica sismotectónica se manifiesta a través de las múltiples fallas y fracturas que, de manera parcial o completa, atraviesan su zona urbana, además de aquellas otras que se ubican en su periferia. Algunas investigaciones sobre la velocidad promedio de desplazamiento de las fallas y su potencial sísmico han sido realizadas, arrojando que las de mayor peligro son *Coronado Bank*, *Agua Blanca*, *Rose Canyon*, *Silver Strand*, San Miguel, Calabazas y Vallecitos (Lindvall *et al.*, 1989; Berger y Schug, 1991; Reichle, 1991; Raines *et al.*, 1991; Cruz, 2002; Ibarra *et al.*, 2009).

Por otra parte, de acuerdo con datos del último censo de población (INEGI, 2010), la ciudad es habitada por poco más de 1.5 millones de personas y con una tasa de crecimiento anual de 5.2 %; dicha situación, en consonancia con otros factores, como las condiciones socioeconómicas, contribuye a que algunos sectores de la población se encuentren en condiciones de exposición y de alta vulnerabilidad ante peligros sísmicos, así como en su repercusión en la activación de procesos de remoción en masa.

A partir de la perspectiva general de la zona de estudio y principalmente en términos de sus características físico-geográficas, es necesario contar con estudios que muestren el comportamiento espacial del proceso sísmico y sus repercusiones directas sobre el sistema social expuesto. En este sentido, resulta fundamental el conocimiento y la medición de los posibles desplazamientos, que existen en los morfoalineamientos estructurales y en el terreno en general, como fuente de peligro.

En el análisis de la peligrosidad sísmica, algunas técnicas de teledetección como la interferometría Radar han demostrado tener una gran utilidad. Existen estudios cuyo objetivo ha sido analizar y medir los movimientos y deformaciones estructurales, en especial, en el sur de California (Samsonov *et al.*, 2007; Manso *et al.*, 2011), incluso en algunos lugares de la Península de Baja California, como en Mexicali (Sarychikhina *et al.*, 2011). No obstante, no se han realizado investigaciones específicas para la ciudad de Tijuana desde esta perspectiva.

En los estudios mencionados anteriormente, se utilizaron los sensores ENVISAT ASAR (2006-2009) y ERS 1/2 (1992-2006). En el presente trabajo, se propone aprovechar los productos de la constelación reciente de satélites radar *Sentinel 1* de la Agencia Espacial Europea; lo anterior representa la primera aplicación de estos datos en México, mediante la identificación y medición de desplazamientos y deformaciones en las principales fallas geológicas, que afectan a la zona de estudio, así como la definición de una tasa o velocidad de desplazamiento en zonas que se encuentran afectadas por la presencia de formas disyuntivas, que muestren actividad durante el período 2014-2016.

Antecedentes

La medición y monitoreo de las deformaciones de la corteza terrestre, en especial en las zonas tectónicas activas, ha sido uno de los objetos de estudio de la Geología Estructural desde sus inicios; no obstante, con el desarrollo tecnológico actual el interés por dicha temática se ha extendido a otras áreas como la Geodesia y las Tecnologías de la Información Geográfica (TIG).

En el ámbito de las TIG destaca la aplicación de técnicas de Percepción Remota, como la Interferometría Diferencial con imágenes de Radar de Apertura Sintética (DInSAR, por sus siglas en inglés). En este sentido, en el contexto internacional el antecedente más antiguo corresponde al trabajo de Gabriel *et al.* (1989), quienes emplearon datos del sensor SEASAT SAR para cartografiar pequeños cambios de elevación, debido a procesos de expansión y contracción de arcillas en el Valle Imperial, en California.

De acuerdo con Crosseto *et al.* (2005), en los últimos quince años, las técnicas DInSAR han tenido mayor aplicación para la medición y monitoreo de deformaciones del terreno en el ámbito de la Sismología, Vulcanología, Glaciología, Procesos de Remoción en Masa y Subsistencia del Terreno, siendo la primera de éstas considerada como la que ha obtenido mayores logros científicos.

Con base en lo anterior, a nivel internacional destacan los trabajos realizados en los sistemas de fallas Ovacik y Anatolian, en Turquía, cuyo objetivo ha sido la medición de las deformaciones del terreno durante y después de eventos sísmicos. Para ello, se emplearon imágenes de Radar del sensor ERS-1, en combinación con mediciones GPS (Chorowicz *et*

al., 1995; Reilinger *et al.*, 2000; Wright *et al.*, 2001). Por su parte Pedersen *et al.* (2000) y Jónsson *et al.* (2003), mediante el uso de datos de los sensores ERS-1 y ERS-2, observaron desplazamientos co- y post-sísmicos superiores a 15 cm, derivados del terremoto de M= 6.6, ocurrido en *South Iceland*, Islandia en el año 2000.

Otros estudios han empleado datos provenientes del sensor ENVISAT ASAR, en combinación con mediciones de dispositivos GPS; sobresale el trabajo realizado en la Falla Xianshuine, situada en el margen este del Tíbet, para la cual se determinó una tasa de desplazamiento de 5 a 10 mm/año (Jiang *et al.*, 2010). Por su parte, en un análisis morfotectónico y geodésico de la Falla Tabriz, en Irán, se aplicó la técnica *Persistent Scatteres Interferometry* (PSI, por sus siglas en inglés), una variante de las técnicas DInSAR, para evidenciar una velocidad de desplazamiento que, en la parte central del alineamiento geológico, alcanza picos de 10 a 15 mm/año (Rizza *et al.*, 2013).

En años más recientes, la oferta de datos, así como la variedad de técnicas DInSAR, se ha incrementado. Esto se debe al creciente número de nuevos sensores, que han sido puestos en órbita por las distintas agencias espaciales en el mundo, así como al desarrollo de nuevos algoritmos por parte de la comunidad científica, mismos que paulatinamente han sido implementados en los *softwares* de procesamiento.

En la actualidad, uno de los sensores con mayor auge es *Sentinel-1*, puesto en órbita por la Agencia Espacial Europea (ESA, por sus siglas en inglés) en abril de 2014. Los datos provenientes de este satélite son de acceso abierto y de alta resolución temporal, por lo que ya se han generado algunos trabajos sobre deformación del terreno en el contexto de actividad sísmica, volcánica y subsidencia del terreno (ver Crosseto *et al.*, 2016; Devanthery *et al.*, 2016; Hickey *et al.*, 2016; Yague *et al.*, 2016).

En México, el uso de técnicas DInSAR se puede agrupar en dos principales campos de aplicación: 1) el estudio de la topografía y la medición de deformaciones superficiales en volcanes activos y 2) el análisis de subsidencia del terreno en zonas urbanas.

En el caso de ambientes volcánicos, los trabajos se han enfocado en volcanes como el Colima y el Popocatépetl, donde se han empleado imágenes de los sensores ENVISAT-ASAR, *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) y TerraSAR-X para la medición de cambios en

la topografía, así como el mapeo de procesos y peligros asociados a los distintos episodios de actividad volcánica (Huggel *et al.*, 2008; Dávila, 2011; Pinel *et al.*, 2011; Pérez, 2014; Garatachia, 2015).

En el estudio de subsidencia del terreno destacan los trabajos realizados en zonas como la ciudad de Celaya y Salamanca, así como los valles de México, Toluca y Mexicali, donde los hundimientos se asocian al abatimiento de los acuíferos, debido a su sobreexplotación. Para la medición de cambios, se emplearon datos provenientes de sensores como ALOS, ENVISAT-ASAR, ERS-1 y RADARSAT y se aplicaron técnicas DInSAR convencionales y, además, algunas variantes como *Dual Pair Interferometry* (DPI, por sus siglas en inglés), PSI y *Small Baseline Subset Technique* (SBAS, por sus siglas en inglés) (López *et al.*, 2009; Osmanoglu *et al.*, 2010; Calderhead *et al.*, 2010; Calderhead *et al.*, 2011; Sarychikhina *et al.*, 2011; Chaussard *et al.*, 2013; Dávila *et al.*, 2014; Hernández, 2014; López, 2015).

A nivel regional, se han realizado diversos estudios con el objetivo de mostrar las características geomorfológicas y sismotectónicas predominantes en el noroeste de México y lo correspondiente al Sur de California. Lo anterior ha sido propiciado por el atractivo científico que representa el Sistema de Fallas de San Andrés (SFSA), el cual se sitúa en el límite activo de las placas tectónicas Norteamericana y del Pacífico.

La actividad geodinámica que se produce en el marco del SFSA y de otros sistemas secundarios afecta a los principales asentamientos humanos de la región; destacan las ciudades de Ensenada, Mexicali, Tecate, Tijuana y Rosarito, en el estado de Baja California, México; además de varios condados del estado de California, en los Estados Unidos de América. Tal situación de movilidad de la corteza terrestre ha motivado la realización de investigaciones enfocadas al análisis del riesgo sísmico asociado a dicho contexto geotectónico.

Desde la perspectiva de las técnicas DInSAR, destacan estudios realizados en distintas etapas del ciclo sísmico. Massonet *et al.* (1993) utilizaron imágenes provistas por el satélite ERS-1, antes y después del sismo ocurrido en Landers, California, en 1992, y en conjunto con mediciones directas en campo, calcularon los movimientos en el terreno. Posterior a dicho evento, Massonet *et al.* (1996) aplicaron técnicas DInSAR para medir la deformación post-sísmica de los tres años siguientes al sismo, a partir de lo cual dedujeron que se presentan

deformaciones a profundidad sobre la zona de rompimiento y un acortamiento normal en la zona de falla. En otro evento, Peltzer y Rosen (1995) estudiaron los desplazamientos superficiales causados por el sismo de Eureka Valley, California, ocurrido en 1993, a partir de lo cual detectaron áreas de ruptura con una exactitud de ± 3 mm a partir de las observaciones del sensor SAR empleado.

Se han realizado algunos estudios en California central, destacan el de Rossen *et al.* (1998), quienes emplearon imágenes del sensor ERS-1 para monitorear las deformaciones ocurridas, en ausencia de actividad sísmica, sobre el segmento noroeste de la Falla de San Andrés. Ahí encontraron cambios en la fase interferométrica equivalentes a 2 cm, lo cual fue coincidente con el trazo de la falla y consistente con los valores estimados mediante otros métodos. Por otra parte, Wicks *et al.* (2001) emplearon datos del mismo sensor para realizar mediciones en la zona de *Coso Range* durante el período 1992-1997; a partir de esto evidenciaron velocidades de desplazamiento superiores a 35 mm/año, las cuales sugieren que se deben a procesos de subsidencia en el área del campo geotérmico el *Coso*. Otro trabajo a destacar es el de Bürgmann *et al.* (2006), quienes combinaron las mediciones de dispositivos GPS, con la técnica PSI, en la Bahía de San Francisco, donde predominan desplazamientos menores a 2 mm/año; lo anterior, se asoció a procesos neotectónicos como deslizamientos activos, subsidencia y rebote sobre los acuíferos, y asentamientos rápidos de los sedimentos no consolidados, a lo largo de los márgenes de la bahía.

En años más recientes destacan algunos trabajos realizados en el sur de California. Samsonov *et al.* (2007) emplearon imágenes de los sensores ERS1/2 para la aplicación de técnicas DInSAR, para la obtención de los valores de deformación; dichos resultados fueron contrastados y modificados en función de las velocidades de desplazamiento vertical, medidas con GPS, y la aplicación de técnicas de corrección estadística. Por su parte, Manzo *et al.* (2012) en un trabajo similar aplicaron la técnica SBAS, a partir de imágenes del mismo sensor y mediciones GPS, durante el periodo 1992-2006; con ello demostraron que los desplazamientos en la región fluctúan entre -1.5 a +1.5 mm/año y están controlados por la deformación intersísmica, debida al SFSA. En este contexto, también se incluye el ya citado estudio de Sarychikhina *et al.* (2011), enfocado al proceso de subsidencia, debido a la extracción de campos geotérmicos, que afecta el Valle de Mexicali; para dicha zona,

mediante técnicas DInSAR aplicadas en el período 2006-2007 y tasas de subsidencia obtenidas por nivelación durante 1994-1997, determinaron que la tasa de deformación fluctúa entre -18 a +18 cm; además se encontró relación de los valores más altos con el trazo de fallas geológicas.

Para el caso de la ciudad de Tijuana, no hay registro de algún estudio en particular, en el cual se hayan empleado imágenes de radar y técnicas de interferometría. Los enfoques que han marcado la pauta de los trabajos, cuyo objetivo está relacionado con el análisis de amenazas y riesgos, se pueden clasificar en tres grupos: 1) Análisis y modelación de escenarios de riesgo; 2) Peligros naturales, con énfasis en la sismicidad y sus efectos secundarios y 3) Dinámica socioeconómica y vulnerabilidad.

En primer término, se encuentra el Proyecto RADIUS, caso Tijuana, desarrollado entre 1998-1999 y cuyo objetivo fue evaluar y proponer un escenario de riesgo sísmico para la ciudad; para ello, se estimó la magnitud y la distribución de las intensidades de un sismo hipotético de $M=6.5$, generado a partir del rompimiento de la Falla La Nación. Con base en lo anterior, se determinaron los daños primarios, peligros secundarios y los efectos colaterales del terremoto, en términos de las afectaciones sobre la infraestructura y líneas vitales (Rosquillas y Mendoza, 2002). En este mismo contexto y de forma paralela, se desarrolló una propuesta de escenario sísmico en Tijuana, por parte del Colegio de la Frontera Norte, en el marco del desarrollo del Sistema de Información Geográfica y Estadística de la Frontera Norte (SIGEF) (Winckell *et al.*, 2000).

Otro de los aportes que se han realizado para el análisis del peligro sísmico en la ciudad, son las micro-zonaciones sísmicas, las cuales muestran las características del terreno en términos de su respuesta sísmica, a partir de parámetros como los períodos dominantes del movimiento del suelo, las velocidades de propagación de ondas de cortes y la aceleración pico horizontal, por citar algunos (Ibarra, 2004; Acosta *et al.*, 2009; Ibarra *et al.*, 2009).

Se han realizado diversos trabajos que se enfocan en el estudio de otros fenómenos, como las inundaciones y los procesos de remoción en masa (PRM); estos últimos ocurren con frecuencia en la ciudad de Tijuana y representan un peligro recurrente. Los PRM están condicionados por factores como las características litológicas y estructurales, desestabilización de las laderas por actividades antrópicas, precipitación pluvial

(principalmente durante el invierno) y, en ocasiones, son detonados por la ocurrencia de sismos en el contexto regional y micro-sismicidad local, según las inferencias e hipótesis plasmadas en los estudios de: Cruz y Delgado, (2000); Mendoza *et al.*, 2007; Delgado *et al.*, (2011) y Oliva *et al.*, (2014), sin llegar a ser concluyentes dichas inferencias. Los escurrimientos y fugas de agua de las tuberías parecen ser las evidencias más directas que han sido de manifiesto. Las inundaciones han estado presentes, de manera constante, en la historia de la ciudad, se presentan principalmente durante las lluvias invernales y se ha evidenciado que la falta de una red de drenaje eficiente y la urbanización de zonas no aptas, son algunas de las principales causas para que este tipo de procesos provoquen daños y afectaciones. Esta situación también en consonancia con el actual contexto del cambio climático, ha motivado la realización de estudios sobre la hidrología superficial, el cálculo de períodos de retorno y modelaciones de escenarios de riesgo hidrometeorológico (Bocco *et al.*, 1993; Wright *et al.*, 2000; Winckell y Le Page, 2003; Rodríguez, 2007).

En el contexto de la vulnerabilidad frente a peligros naturales, el trabajo de Romo (1996) presenta un análisis de la vulnerabilidad social frente a peligros naturales, mediante la correlación y sobreposición de variables como densidad poblacional, nivel de ingreso, resistencia de la vivienda y uso del suelo. Por su parte, Garatachia *et al.* (2016) realizaron una aproximación a la vulnerabilidad estructural antes sismos, la cual fue calculada a partir de la identificación de la región de respuesta máxima, misma que considera las frecuencias de vibración del terreno y de las edificaciones.

Objetivo general

Analizar las deformaciones del relieve en la ciudad de Tijuana, Baja California, como base para la evaluación de la peligrosidad sísmica desde una perspectiva geodinámica y mediante la aplicación de tecnologías de la información geográfica.

Objetivos particulares

- Aplicar técnicas de interferometría diferencial con imágenes de Radar para la identificación y medición de desplazamientos en el relieve, con énfasis en las principales fallas geológicas que afectan a la zona de estudio.

- Definir una tasa o velocidad de desplazamiento anual en zonas que se encuentran afectadas por formas disyuntivas como fallas, fracturas y morfoalineamientos estructurales y que muestren actividad durante el período seleccionado para la investigación.
- Correlacionar los valores de deformación resultantes con aspectos geomorfológicos, morfométricos y geofísicos como medio de validación.

Hipótesis de trabajo

El relieve de la ciudad de Tijuana está sometido a procesos de deformación, mismos que son resultado de la geodinámica de fallas y fracturas generadas a partir de la actividad sismotectónica de la región. La aplicación de técnicas de Interferometría Diferencial con imágenes de Radar de Apertura Sintética (DInSAR) permite estimar la velocidad de los desplazamientos y analizar sus patrones de distribución espacial; esto es de utilidad para comprender las características y la dinámica morfotectónica dominante en la zona, como base para una evaluación posterior del peligro sísmico.

Estructura de la tesis

El presente trabajo de investigación denominado “Peligro sísmico en Tijuana, Baja California: una evaluación geodinámica mediante Tecnologías de la Información Geográfica” está compuesto por tres capítulos, además de la introducción y una sección destinada a la discusión de los resultados.

En el primer capítulo, se aborda lo relacionado al marco geólogo-tectónico del Noroeste de Baja California; a partir de esto se describen las principales características estructurales y litológicas de la zona de estudio, así como el marco sismotectónico regional. También se realiza una caracterización de las principales fallas geológicas, que pueden afectar a la ciudad de Tijuana, en función de su tipología y las velocidades de desplazamiento calculadas en otros trabajos.

El capítulo dos comprende el marco teórico-conceptual y metodológico que sustenta la investigación. Inicia con la descripción del enfoque estructuro-geomorfológico en las

investigaciones geográficas y de riesgos geólogo-geomorfológicos, así como de los métodos para su realización. Posteriormente, se presentan los fundamentos de las imágenes de Radar y se describen las técnicas de interferometría diferencial DInSAR que se aplican en el presente trabajo. Con base en lo anterior, se describen los materiales y métodos empleados en el marco de la metodología aplicada, para dar cumplimiento a los objetivos establecidos y se realiza una delimitación del área de estudio.

El análisis morfoestructural se aborda en el capítulo tres, en el cual se concentran los principales resultados en términos de la morfometría y morfotectónica del relieve, se presentan los principales tipos de morfoestructuras y se realiza una clasificación tipológica. Posteriormente, se proponen las principales morfoestructuras con actividad geodinámica en el contexto de la ciudad de Tijuana.

De manera complementaria, se presenta una discusión de los resultados, en la cual se plantea la validación de los mismos, a partir de su correlación y sobreposición con datos referentes a sismicidad, características de la dinámica hidrogeológica y evidencias de trabajo de campo. Por último, se presentan algunas conclusiones y recomendaciones, así como las referencias bibliográficas.

Capítulo I. Marco geólogo-tectónico del Noroeste de Baja California

En el presente capítulo, se pone en perspectiva, desde el punto de vista geólogo-tectónico, las principales etapas de la evolución del Noroeste de Baja California. Así mismo, se presentan los principales aspectos del marco estructuro-tectónico a nivel regional y sus implicaciones en la actividad sismotectónica reciente. A su vez y a partir de lo anterior, se muestra una caracterización de las fallas activas que, por su geodinámica, pueden representar una amenaza para la ciudad de Tijuana.

I.1 Principales etapas de evolución geotectónica

La evolución geológica de la región noroeste de México ha estado determinada por los cambios y movimientos causados por el desplazamiento entre la placa tectónica Norteamericana y las placas oceánicas adyacentes (Michaud *et al.* 2005). Este proceso se ha desarrollado a lo largo de millones de años. En este apartado se presentan, a manera de resumen, las principales etapas de la evolución tectónica, que han dado lugar a las características actuales de la Península de Baja California, en México, y el sur de California, en Estados Unidos de América.

I.1.1 Dos eventos geológicos principales

Uno de los principales estudios que dan cuenta sobre las características geológicas y tectónicas de la región es el de Gastil *et al.* (1975), quienes parten del planteamiento de la ocurrencia de dos eventos principales. Al primero, lo denominaron *mid-Mesozoic event* cuya traducción al español alude a un evento desarrollado durante la mitad de la era Mesozoica, su duración fue desde el período Jurásico hasta la mitad del Cretácico; ha sido documentado por estratos volcánicos en arcos de islas, metamorfismo regional y el emplazamiento de penetrantes rocas graníticas. Así mismo, estuvo acompañado de una profunda deformación estructural, edificación y erosión que, probablemente provocaron importantes cambios en el paleorrelieve.

El segundo evento fue denominado *mid-Cenozoic event* (evento del Cenozoico medio) e involucró la acumulación de una amplia variedad de rocas volcánicas, disminución del metamorfismo, el emplazamiento de materiales graníticos, y la creación del Golfo de California, considerado como un cinturón tectónico móvil. Este evento inició durante el

Mioceno temprano y continúa en la actualidad. Dichos eventos dieron pauta para la formación de dos intervalos en la historia geológica de la península: “pre-batolítico” (antes del Cretácico medio) y “post-batolítico”, este último dividido en los eventos previos a la formación del Golfo de California y los que ocurrieron después de su apertura.

I.1.2 Principales etapas tectónicas

Durante el Cretácico, la tectónica del dominio Pacífico y de sus bordes occidental y oriental estuvo dominada por la interacción entre las placas Izanagi, Farallón y Phoenix, la placa Farallón ocupaba gran parte del dominio Pacífico (Atwater, 1989; Ramos, 2011). Por su parte, Aguayo y Trápaga (1996) señalan que, durante el tiempo comprendido entre el Jurásico superior y el Cretácico superior (140 a 70 Ma), la velocidad de incidencia entre las placas oceánicas y la continental, en el Pacífico, se incrementó de 6 a 7 cm/año. Posteriormente, del Cretácico superior al Paleoceno (70 a 58 Ma) en la zona que actualmente ocupan la Península de Baja California y las costas de Sonora y Sinaloa, se inició un período de quietud volcánica que perduró hasta el Eoceno superior.

Durante el Cretácico temprano hasta el Oligoceno, el eje del magmatismo migró de las sierras peninsulares del sur de Baja California hacia el este, dentro del centro de México. Posteriormente en el Mioceno, durante el evento magmático conocido como Orogenia del Terciario medio, el magmatismo retrocedió al oeste hacia el área que pronto sería el Golfo de California (Gastil, 1983; Aguayo y Trápaga, 1996).

En el Mioceno también se presentó la fragmentación de la placa Farallón en microplacas, misma que creó un punto triple entre las placas de Farallón, Pacífico y Norteamericana (Olguín, 2013). Durante el tiempo comprendido entre el Mioceno medio y el Plioceno temprano (13 a 4.5 Ma) la porción oeste y suroeste de la placa Norteamericana traslapó la porción este de la placa Pacífico, esto dio como resultado un complejo sistema estructural conformado por fallas transformantes (Aguayo y Trápaga, 1996). Así mismo, se considera que hace 5.5 m. a. comenzó la expansión del fondo de marino con la activación de la moderna falla de San Andrés (Lewis y Stock, 1998).

Por otra parte, de acuerdo con Calmus (2008), el inicio de la formación del Golfo de California se remonta a 12 millones de años, cuando el bloque correspondiente a la actual

península se desprendió con un movimiento relativo hacia el oeste. Por su parte, Helenes y Carreño (1999) señalan que, de acuerdo con alineaciones magnéticas, la parte más meridional del golfo se abrió aproximadamente hace 5 Ma, separando el bloque Los Cabos del continente. En lo que respecta a la Península de California, tal como se conoce hasta el día de hoy, durante el Plioceno (hace 4.5 Ma) continuó su desplazamiento hacia el oeste y continúa activo en la época actual.

I.2 Características lito-estratigráficas de la región

1.2.1 Fisiografía

La región está conformada por dos provincias fisiográficas: 1) Llanura Sonorense y 2) Península de Baja California; en esta última el eje geológico estructural que da la forma alargada y angosta es su Cordillera Peninsular de núcleo granítico masivo; tal eje tiene forma de un bloque de falla alargado y basculado hacia el suroeste (INEGI, 2001). A su vez, estas provincias se subdividen en seis subprovincias fisiográficas, de norte a sur son: a) Desierto de Altar, b) Sierras de Baja California Norte, c) Desierto de San Sebastián Vizcaíno, d) Sierra La Giganta, e) Llanos de La Magdalena y f) Provincia El Cabo.

I.2.2 Características lito-estratigráficas de la Península de Baja California

El contexto geológico del estado de Baja California presenta materiales litológicos, que varían en edad, desde el Paleozoico al Reciente (SGM, 2014) y de acuerdo a su posición relativa, las rocas han sido clasificadas en *pre-batolíticas*, *batolíticas* y *post-batolíticas* (INEGI, 1995). En este sentido, las características lito-estratigráficas de la península han sido descritas a detalle en diversos trabajos (Gastil *et al.*, 1975; Gastil, 1983; Helenes y Carreño, 1999; Sedlock, 2003). Para la descripción que se presenta en este apartado, se tomó como referencia principal el trabajo de Gastil *et al.* (1975).

Las rocas más antiguas de la península corresponden al *Terreno Pre-batolítico*, mismo que se subdividió en cuatro *cinturones*: 1) *Cinturón Franciscano*, ubicado en la porción más occidental de la península y constituido principalmente por areniscas, esquistos y serpentinitas; se considera que el metamorfismo ocurrió durante el Mesozoico tardío; 2) *Cinturón Volcánico-Volcano-clástico*, constituido por rocas del Mesozoico, que se distribuyen de norte a sur, a lo largo de la península; 3) *Cinturón Esquisto-Arenisca*, se ubica

al este del cinturón volcánico y se extiende a través de las sierras peninsulares, conformado por areniscas depositadas sobre camas de cuarzo metamorfizado, argilita y, en menor cantidad, rocas carbonatadas; y 4) *Cinturon Metasedimentario del Paleozoico*, se ubica al este de la península y se distribuye de manera discontinua de norte a sur; predomina la presencia de secuencias ricas en carbonato, probablemente del Carbonífero, y las distintas secciones están conformadas principalmente por esquistos, areniscas, conglomerados y calizas con efectos de metamorfismo.

Las rocas batolíticas tuvieron su origen en lo que se denominó *Evento Termal del Mesozoico*, mismo que propició metamorfismo regional y el emplazamiento de rocas de composición granítica, granodiorítica, tonalítica y diorítica, que datan de mediados del Cretácico. La expresión principal de dicho evento son las sierras batolíticas peninsulares y los cerca de 387 plutones, cuyo diámetro en promedio es mayor a 1 km; la edad de estas unidades geológicas es del orden de 102 a 119 Ma, de acuerdo con fechamientos isotópicos de Pb-U.

El intervalo post-batolítico comenzó hace aproximadamente 90 Ma en el Cretácico tardío y transcurrió durante el Paleoceno y el Eoceno. En ese tiempo, se presentó actividad post-orogénica típica y las sierras peninsulares estuvieron sometidas a levantamientos, enfriamiento y erosión. Este último proceso propició que una gran cantidad de materiales fueran transportados hacia el Océano Pacífico y depositados cerca de la actual línea de costa. Los depósitos del Cretácico superior derivaron fundamentalmente de las rocas graníticas y metavolcánicas de las partes centrales y occidentales de la península, determinando la formación de distintas rocas de tipo sedimentario. También se han identificado areniscas correspondientes al Terciario inferior y rocas volcánicas que datan de 59.0 ± 1.8 Ma.

El inicio de un nuevo régimen tectónico durante el comienzo del Mioceno, propició el rompimiento de bloques de granito, lo cual generó terrenos fracturados e inclinados sobre los cuales se generaron derrames de riolita, andesita, dacita y basaltos. Por su parte, el Pleistoceno y el Holoceno están caracterizados por la formación de terrazas, a partir de sedimentos en las costas del Océano Pacífico, así mismo, predomina el volcanismo máfico en la mayoría de la península, a excepción de las zonas cercanas al Golfo de California, donde aparecen rocas volcánicas de tipo dacita y riolita, relacionadas con la dinámica misma del sistema *rift*.

I.2.2 Características lito-estratigráficas de Tijuana

La ciudad de Tijuana se ubica en la subprovincia fisiográfica Sierras de Baja California Norte, la cual está constituida por rocas graníticas, metamórficas y sedimentarias. Para el caso de la zona urbana, ésta se encuentra emplazada principalmente sobre depósitos recientes poco consolidados, que datan de 3.0 a 1.5 M. a. (H. Ayuntamiento de Tijuana, 2014).

Los materiales litológicos se presentan de manera compleja, debido a los arreglos y asociaciones producto de las características de la topografía y las distintas etapas de evolución geotectónica a las que la península ha estado sometida, lo cual se puede constatar en el mapa geológico de la región de Tijuana, presentado en la Figura I.1. En este sentido, en los diversos estudios de corte geológico que se han realizado para la región, se han identificado al menos seis formaciones (Fm.), que se describen a continuación.

Fm. Redonda

Esta formación se ubica al sur y data del Cretácico, está constituida por una secuencia de conglomerados masivos con clastos sub-redondeados a bien redondeados y brechas volcánicas; así mismo se encuentran clastos dispersos de material granítico en una matriz de grano fino a medio, mal clasificada (figura I.2). La parte superficial de estas unidades forma una alta e irregular topografía, sobre la cual reposan areniscas y lutitas que datan del Cretácico superior, pertenecientes a la Fm. Rosario y del Eoceno, para el caso de las formaciones Delicias y Buenos Aires (Flynn, 1970).

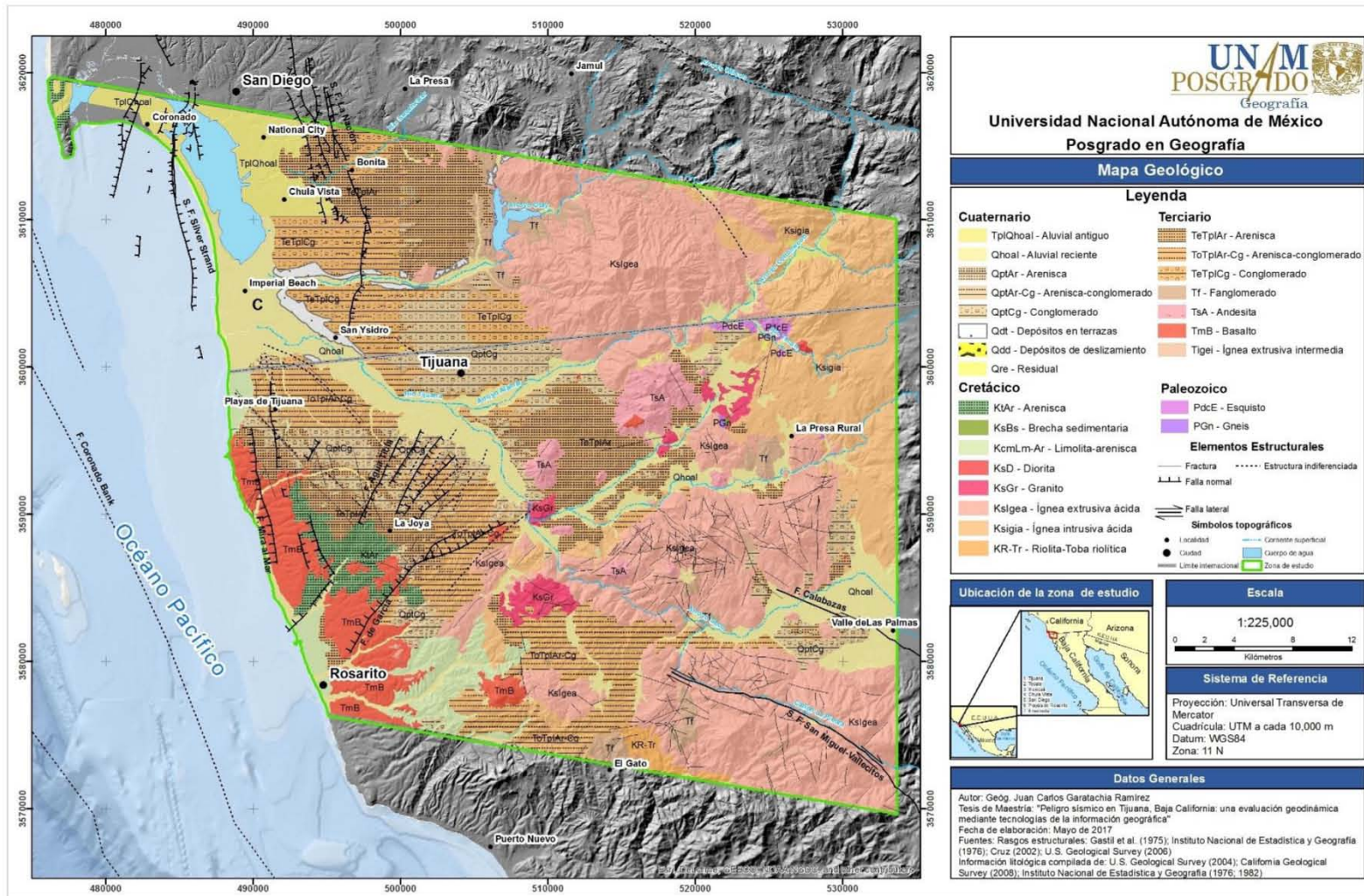


Figura I.1 Mapa geológico de la región de Tijuana, Baja California.

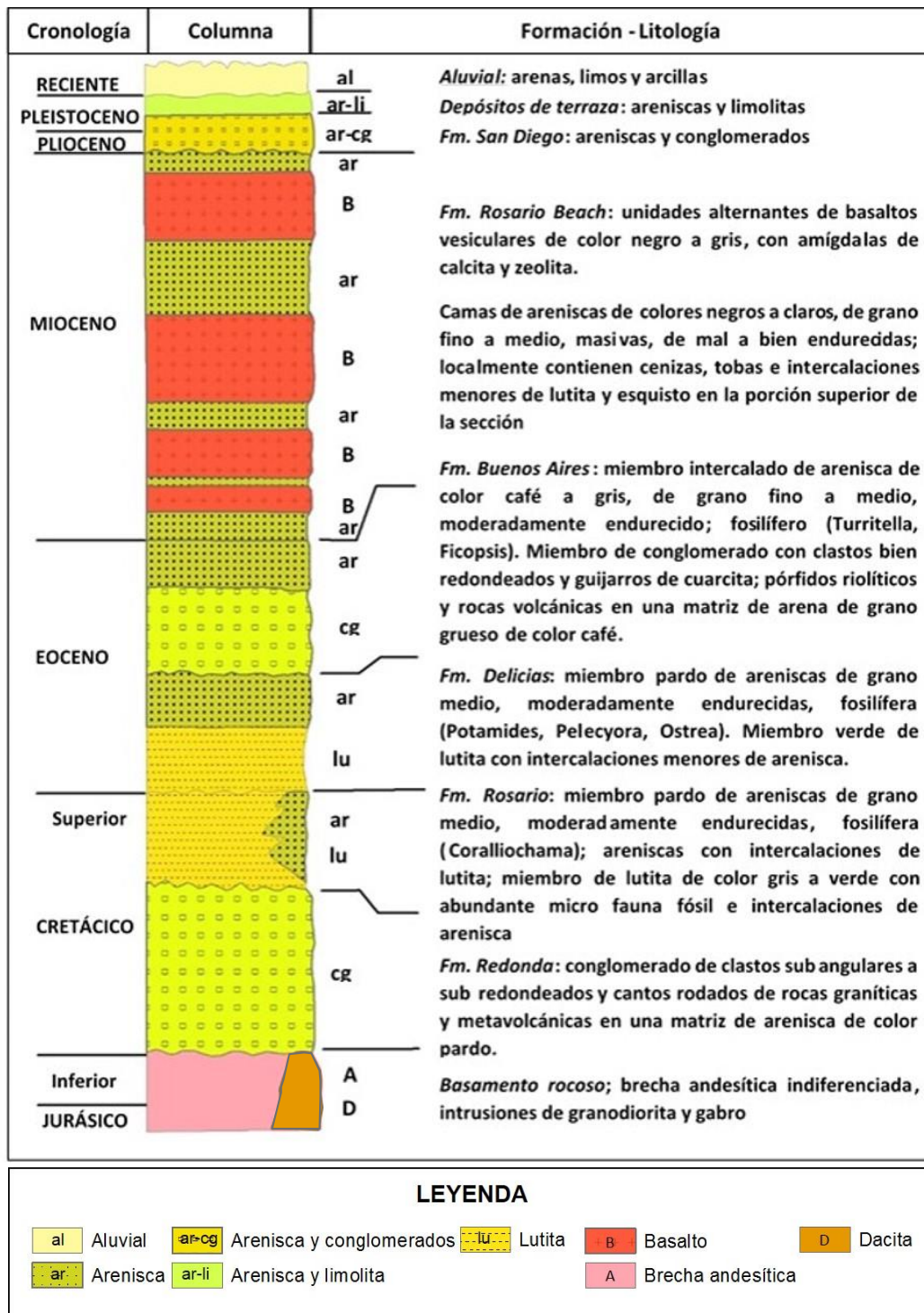


Figura I.2 Sección geológica generalizada del área La Gloria-Presa Rodríguez, sur y suroeste de Tijuana, elaborada y modificada a partir de Flynn (1970).

Fm. Rosario

Consiste de intercalaciones de limolita y arenisca con lentes de conglomerado, expuestas en la margen Pacífica, son rocas post-batolíticas que datan del Cretácico superior; se trata de rocas medianamente deformadas, que descansan con ángulo discordante sobre la Fm. Redonda (Flynn, 1970; SGM, 2003).

Fm. Delicias

De acuerdo con la Carta Geológica-Minera Tijuana (I11-11), esta formación pertenece al Eoceno y está conformada por areniscas y lutitas depositadas en ambiente de aguas someras y salobres; aflora en la porción sureste de Tijuana. Según Flynn (1970) dichos materiales descansan, de manera discordante, en la parte superior de las areniscas de la Fm. Rosario y con discordancia angular con rocas graníticas y metavolcánicas. Se correlaciona al oeste con la Fm. Buenos Aires.

Fm. Rosario Beach

Es la unidad dominante en el área de Tijuana, se ubica en la zona costera y abarca desde San Diego hasta Ensenada; los materiales que la constituyen datan del tiempo comprendido entre el Mioceno y el Plioceno, principalmente derrames basálticos con intercalaciones de arenisca, brecha arenosa, toba, sedimentos diatomáceos y conglomerados, así como andesita y basalto (figura I.3). Estas rocas están depositadas en un ambiente fluvio-lacustre y de plataforma marina somera. A través de esta formación se ubica una prominente zona de fallas con orientación norte-sur, que la separa en dos bloques estratigráficamente distintos (Minch, 1967; Flynn, 1970; SGM, 2003).

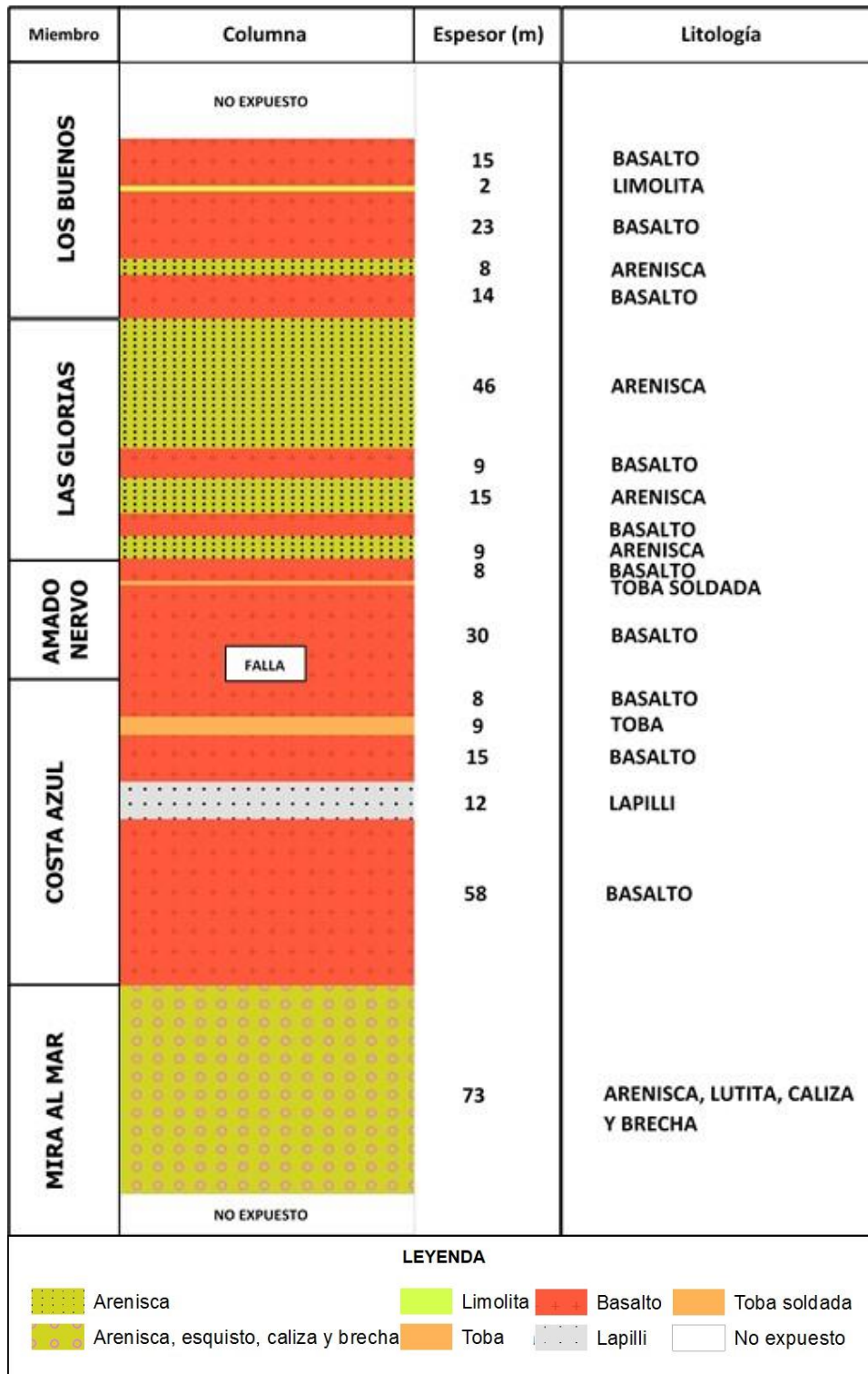


Figura I.3 Columna estratigráfica de la Fm. Rosario Beach, elaborada y modificada a partir de Minch (1967).

Fm. San Diego

Esta formación se depositó en los alrededores de Tijuana y de San Diego, cubre discordantemente a la Fm. Rosario Beach; los materiales consisten en una sucesión areniscas fosilíferas y conglomerados del Plioceno-Pleistoceno, depositadas en un ambiente marino somero con variaciones a continental (Minch, 1967; Flynn; 1970; Kennedy y Peterson 1975; SGM, 2003).

Fm. Linda Vista

Esta formación sobreyace discordantemente al Fm. San Diego, está conformada por areniscas y conglomerados que datan del Pleistoceno al Reciente, un alto porcentaje de los clastos son materiales metavolcánicos. Estas rocas reposan en la parte superior de los cerros y mesetas, que se encuentran al sur de Tijuana (Minch, 1967; Gastil *et al.*, 1975; Kennedy, 1975; H. Ayuntamiento de Tijuana, 2014).

I.3 Marco sismotectónico regional

En la escala regional, desde el punto de vista sísmico y tectónico, la geodinámica está controlada por la interacción que se presenta en el límite activo de las placas tectónicas Pacífico y Norteamericana. La principal expresión geólogo-geomorfológica de esta interacción es el Sistema de Fallas de San Andrés (SFSA), que se extiende aproximadamente 1,600 km al NW.

1.3.1 Sistemas de fallas regionales

La geodinámica propia del SFSA se ve reflejada en el relieve, a partir de la existencia de diversos sistemas secundarios de fallas (figura 1.4), mismos que en ocasiones convergen con la ubicación de los principales asentamientos humanos, correspondientes para el caso de México, a las ciudades de Ensenada, Mexicali, Tecate, Tijuana y Playas de Rosarito; en los Estados Unidos de América corresponde principalmente a ciudades del estado de California, entre las que sobresale San Diego.

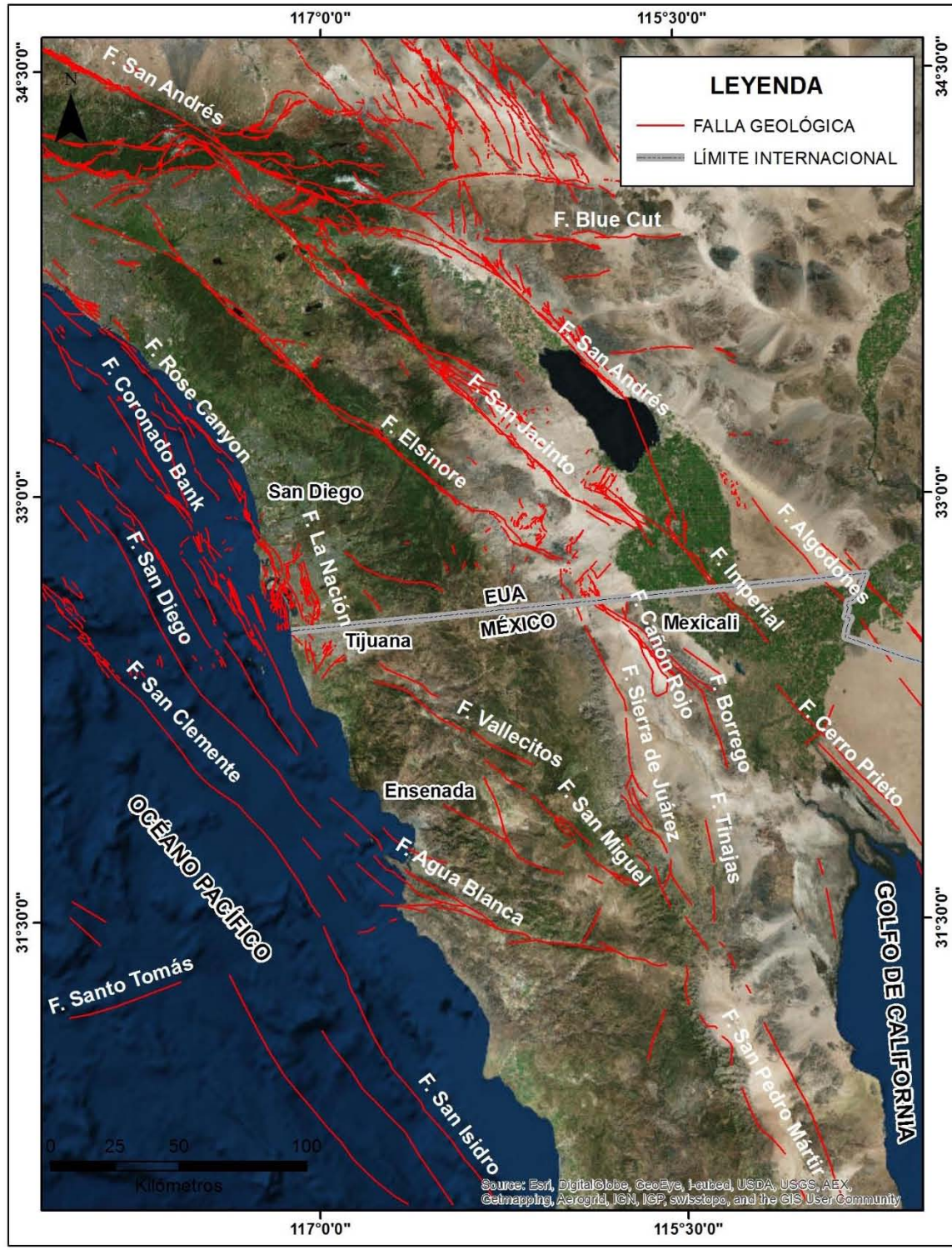


Figura I.4 Fallas regionales del norte de Baja California y sur de California, fuente: elaboración propia con base en Cruz (2002) y U. S. Geological Survey (2006).

El régimen de esfuerzo tectónico regional, característico del borde continental, es el resultado del desplazamiento de la placa Pacífico con respecto a la Norteamericana, mismo que se da en sentido NW, a una velocidad promedio de entre 50 y 60 mm/año. En la región la manifestación de dicho proceso es una zona de cizalla que se ha denominado Zona de Cizalla del Sur de California, la cual corresponde a una microplaca que rota en sentido opuesto a las manecillas del reloj. Como se puede observar en el mapa anterior, las expresiones en el relieve están determinadas por los sistemas de fallas con arreglo paralelo, predominantemente orientadas al NW y que, en su mayoría, son de tipo lateral derecho (dextrales) y normal, aunque en ocasiones presentan combinación de ambos movimientos (Angelier *et al.*, 1981; Legg *et al.*, 1991; Cruz, 2002; Michaud *et al.*, 2005; Grupo RESNOM, 2015).

Como ya se ha señalado, los morfoalineamientos mayores regidos por la tectónica regional, determinan otro tipo de estructuras, mismas que de acuerdo con Winckell *et al.* (2000) se pueden clasificar en tres grupos:

- Los de la llanura del Colorado, con la famosa falla de San Andrés y sus accidentes asociados (por ejemplo, las fallas Imperial y Cerro Prieto) sin grandes desniveles topográficos.
- Los accidentes limítrofes de la cordillera peninsular y generadores de su escarpe oriental, que asocian movimientos laterales y verticales, como las fallas de San Jacinto, Elsinore y Laguna Salada.
- Las fallas internas a la cordillera, del mismo tipo que las anteriores, que generan el relieve de *horst* y *graben*, algunos en “teclas de piano”, característico de la península, como los accidentes de Calabazas, Vallecitos o San Miguel, o los de Tres Hermanos o Agua Blanca, en la región de Ensenada.

La siguiente tabla muestra una recopilación de las características de los principales sistemas de fallas regionales, así como su potencial sísmico con base en eventos pasados y/o el cálculo de sismos probables. Cabe señalar, que en la tabla no se consideran las fallas cercanas a la ciudad de Tijuana, ya que de éstas se hace una descripción detallada en el apartado I.4.

Tabla I.1 Características de las principales fallas de la región noroeste de Baja California

Falla	Tipo	Longitud (km)	Asentamientos humanos cercanos	Último sismo mayor	Velocidad de desplazamiento (mm/año)	Intervalo entre sismos mayores (años)	Magnitudes probables
Blue Cut	Sinistral	30	Ninguno	Cuaternario	N/D	N/D	N/D
Cañón rojo	Normal	64	Mexicali	1892	< 1	N/D	N/D
Cerro Prieto	Dextral	115	Cerro Prieto, Delta, Sonora	1934	>50	N/D	M _w =6.5-7.5
Coronado Bank	Dextral y normal	90-180	San Diego	Holoceno	2.0	N/D	N/D
Elsinore	Dextral	180	Temecula, Lake Elsinore, Julian	15/05/1910 M=6	4.0	250 aprox.	M _w =6.5-7.5
Imperial	Dextral	69	Brawley, Imperial, El Centro, Calexico (CA), Mexicali (B.C.)	18/05/1940 M _w =6.9	15-20	700	M _L = 6.0-6.7
				15/10/1979 M _w =6.4		30-40	M _L = 6.5-7.0
Laguna Salada	Dextral	70	Plaster City (CA) y Progreso (B.C)	23/02/1892 M=7	1	N/D	M _w = 6.5-7.5
San Andrés	Dextral	1,200	Parkfield, Frazier Park, Palmdale, Wrightwood, San Bernardino	1934 M=6.5	50-60	140	Muy variable: 20-300
				09/01/1857 (Mojave)			
				18/04/1906 (norte)			

Continuación

San Clemente	Dextral	210	San Diego	Holoceno	1.5	N/D	N/D
San Diego	Dextral	150	San Diego (CA) y Tijuana (B.C.)	Holoceno	1.5	N/D	N/D
San Isidro	Dextral	210	San Quintín	1975 M=5	N/D	N/D	N/D
San Jacinto	Dextral	210	San Bernardino, Loma Linda, San Jacinto, Anza, Borrego Springs,	09/04/1968 M _w =6.5	7-17	100 - 300	M _w = 6.5-7.5
Sierra de Juárez	Normal	100	Ninguno	Cuaternario	N/D	N/D	N/D

Fuente: Recopilación basada en datos del *Southern California Earthquake Data Center* (2012) y complementada con base en Cruz (2002).

1.3.2 Sismicidad regional

De acuerdo con la regionalización propuesta por Zúñiga *et al.* (1997), que considera las características tectónicas comunes de la zona, así como los mecanismos focales y patrones de fallamiento, entre otros aspectos, el área en cuestión se ubica en el contexto de las siguientes regiones sismotectónicas:

- Región BC1

Esta zona comprende la actividad asociada a los elementos someros intraplaca, en el área de Baja California (profundidad < 20 km). Estos eventos muestran un modo de fallamiento variable. Los eventos más grandes no alcanzan magnitudes mayores a 6.0. Sin embargo, son susceptibles de causar daño a algunas poblaciones de la península.

- Región BC2

Esta región comprende la actividad relacionada principalmente con la interface entre las placas Pacífico y Norteamericana. Los eventos de esta zona muestran mecanismos de falla de rumbo y normal, dependiendo de su situación y proximidad, ya sea a centros de acreción o fallas transformadas. La parte norte de esta zona corresponde a un sistema de fallas, que se ramifica hacia el norte en dos secciones principales, uno de los cuales es el sistema de la Falla de San Andrés, en California.

Por otra parte, de acuerdo con la Regionalización Sísmica de la República Mexicana, publicada en el Manual de Diseño de Obras Civiles (Diseño por Sismo) de la Comisión Federal de Electricidad (1993), la región está comprendida entre las zonas siguientes:

- Zona C

Zona intermedia, donde se registran sismos no tan frecuentemente o son zonas afectadas por altas aceleraciones, pero que no sobrepasan el 70% de la aceleración de la gravedad.

- Zona D

Es una zona donde se han reportado grandes sismos históricos, donde la ocurrencia de sismos es muy frecuente y las aceleraciones del suelo pueden sobrepasar el 70% de la aceleración de la gravedad.

En lo que respecta a la frecuencia de ocurrencia de sismos y sus características, de acuerdo con los datos registrados por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), administrada por personal del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), durante el período 1976-2016, en la región se registraron alrededor 4,844 eventos de magnitud $M=3$ a $M=7.1$, a profundidades desde 0 hasta 60 km (figura I.5). Por otra parte, el *Southern California Earthquake Data Center* (SCEDC), perteneciente al *California Institute of Technology*, durante el período 1932-2016 ha registrado alrededor de 15,110 eventos, con magnitudes que van desde $M=3$ hasta $M=7.3$ y a profundidades de 2.5 a 31.8 km (figura 1.6).

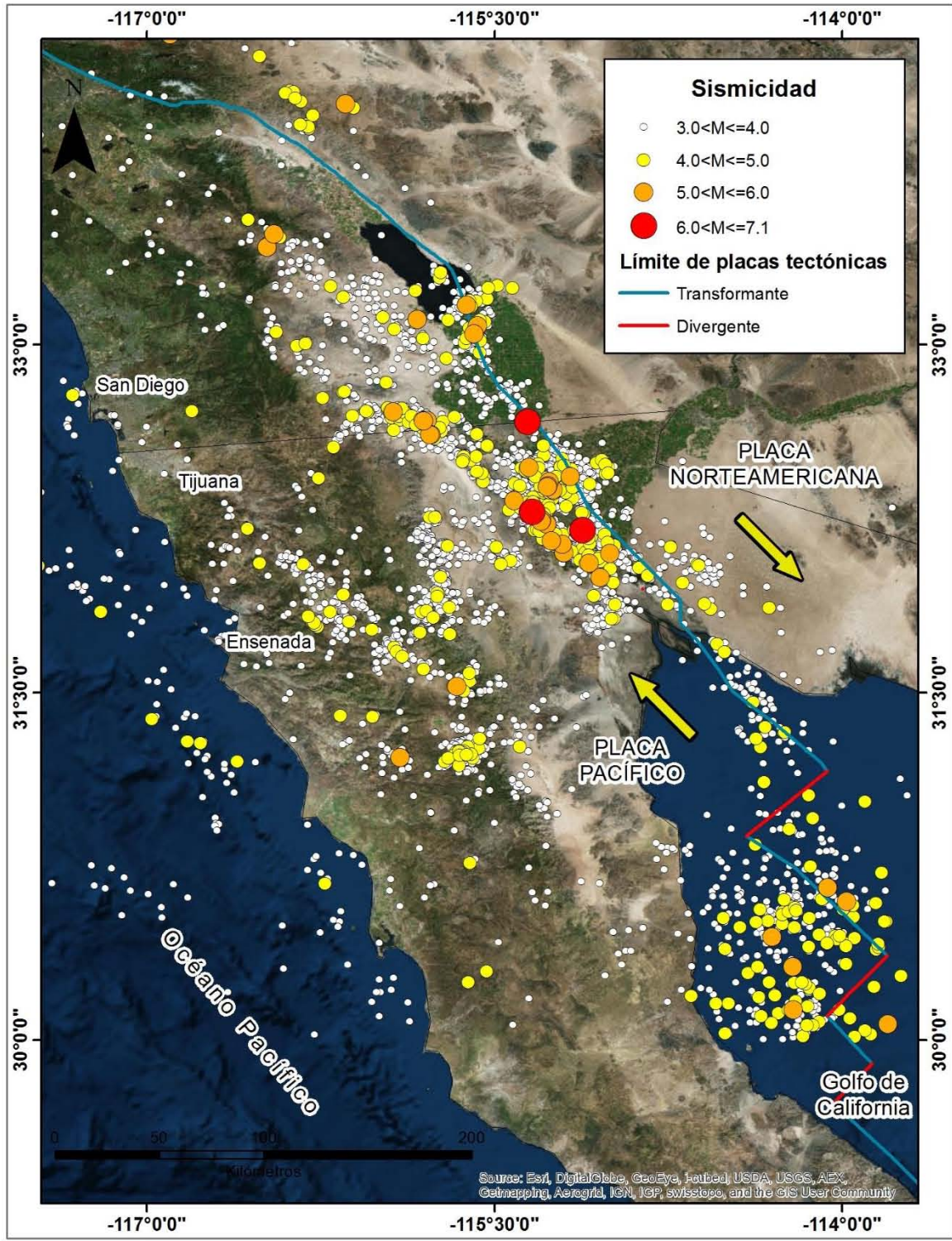


Figura I.5 Sismicidad en la región del sur de California y norte de Baja California durante el período 1976-2016. Fuente: elaboración propia con datos del Catálogo de Sismos de Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM).

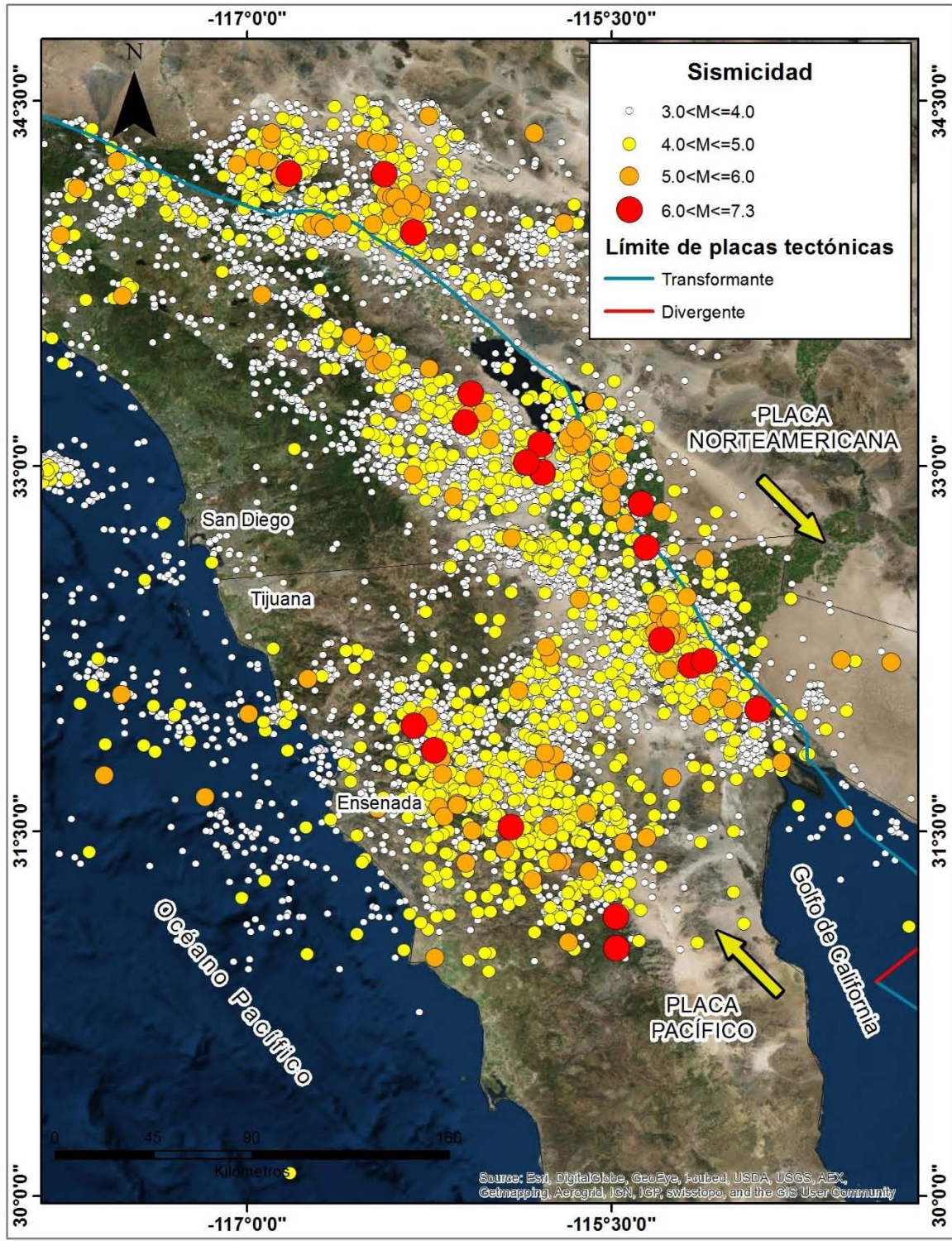


Figura I.6 Sismicidad en la región del sur de California y norte de Baja California durante el período 1932-2016. Fuente: elaboración propia con datos del catálogo de sismos del *Southern California Earthquake Data Center (SCEDC)*.

Como se puede observar en los mapas anteriores, los eventos de mayor magnitud ($M=5.0-7.3$) tienden a concentrarse en las zona proximales al contacto entre las placas tectónicas y su frecuencia de ocurrencia es menor en comparación con los eventos de magnitudes menores ($M=3.0-5.0$), mismos que se distribuyen en toda la región y se presentan de manera constante a través del tiempo (figura I.7). Así mismo, debido al patrón de distribución espacial de los epicentros, se puede observar que tienen relación con las principales estructuras geológicas, en términos de su ubicación, orientación (NW) y distribución; dicha situación permite inferir y la vez comprobar lo que ya se ha señalado en relación a la dinámica de los alineamientos geológicos y su potencial sísmico.

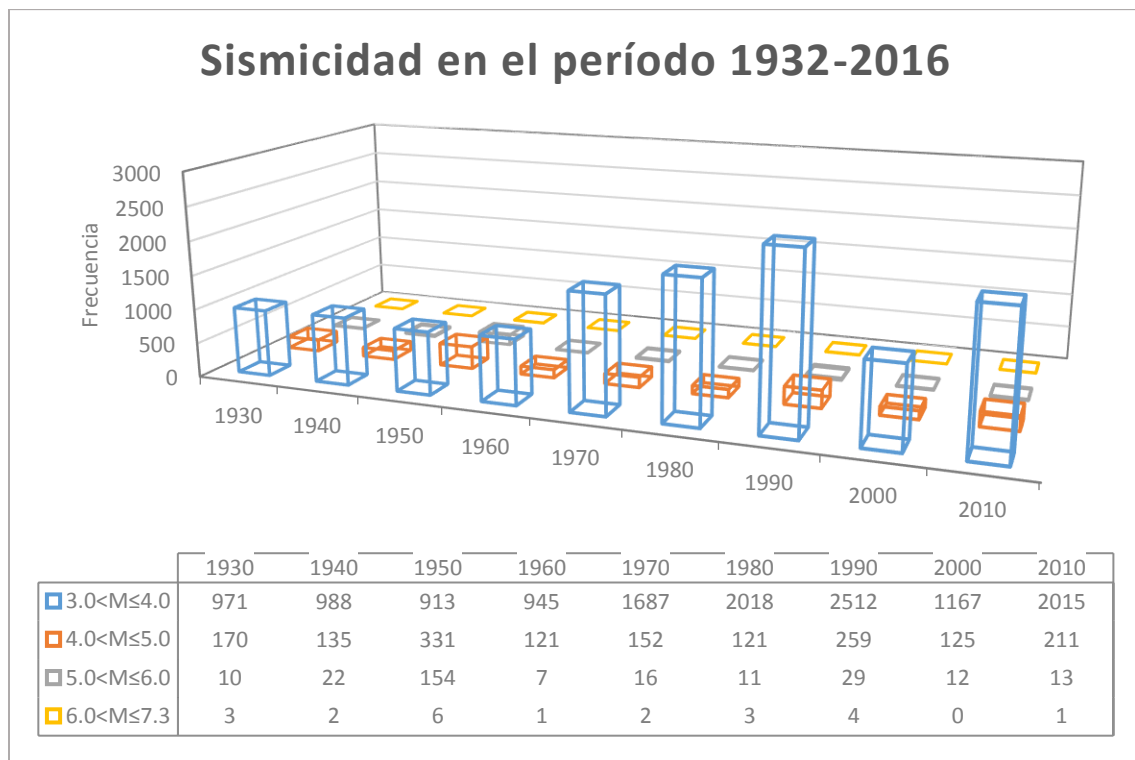


Figura I.7 Frecuencia de sismos en el período 1932-2016 agrupados por década. En la última década se consideraron los eventos ocurridos hasta el 17/10/2016. Fuente: elaboración propia con datos del catálogo de sismos del *Southern California Earthquake Data Center* (SCEDC).

1.3.2 Sismos mayores

Los registros históricos demuestran el potencial sísmico del SFSA y su área de influencia. Los eventos más antiguos con los que se cuenta registro datan de 1878, cuando en la localidad de Loreto se sintieron varios terremotos, que causaron la ruina de la población y obligaron a los habitantes a abandonar sus hogares. Por otra parte, en 1940, se registró un sismo de magnitud $M=7.1$ e intensidad X en la escala de Mercalli Modificada, su epicentro se localizó en el Valle Imperial y afectó a Mexicali y poblaciones de la frontera con Estados Unidos de América (Figuroa, 1962, 1972).

En tiempos más recientes sobresalen los sismos ocurridos en *Superstition Hills*, en 1987, de $M_s= 6.6$ y el de Loma Prieta, en 1989, de $M_s= 7.1$ (Hauksson, 1991); así mismo, el evento ocurrido al norte de Baja California en el año 2010, de $M_w= 7.2$, el cual fue denominado “El Mayor Cucapah” y está catalogado como el de mayor magnitud en la región desde el año 1892 (Meneses, 2010). Dicho sismo se manifestó con ruptura superficial del terreno y generó una zona de falla de alrededor de 120 km; los principales efectos están relacionados con daños y colapso de diversos tipos de infraestructura, así como licuefacción del terreno (EERI, 2010; Hauksson *et al.*, 2011; Oskin *et al.*, 2012).

Cabe señalar, que los escenarios de riesgo sísmico en la región se basan en la ocurrencia de un sismo de magnitud $M=6.5$, producto del rompimiento de una falla, principalmente de aquellas que se encuentran cerca de los asentamientos humanos con mayor número de habitantes.

I.4 Características de las principales fallas activas que pueden afectar a la ciudad de Tijuana

En este apartado se describen las principales fallas geológicas, en términos de las características que les confieren cierto potencial sísmico y, por ende, representan un peligro para la ciudad de Tijuana (figura I.8). Algunos de los alineamientos geológicos han sido agrupados en sistemas, debido a las conexiones e interacciones que existen entre ellos; se hace énfasis en los mecanismos y la velocidad de los desplazamientos, así como de la actividad sísmica asociada.

I.4.1 Sistema *Coronado Bank*-Agua Blanca

Este sistema se extiende cerca de 90 km, desde Punta Banda, en la ciudad de Ensenada, hasta la región noroeste de California (Legg, 1978; Jennings, 1994); en su extremo sur es denominada falla de Agua Blanca, mientras que, a su continuación en el mar, se le conoce como falla de *Coronado Bank* (Wong *et al.*, 1987). En términos de su ubicación respecto de la ciudad de Tijuana, el trazo de la falla se encuentra aproximadamente a 20 km al oeste.

La de Agua Blanca es considerada la falla activa más antigua de Baja California, ya que existe desde el Mesozoico tardío; sus desplazamiento son de tipo lateral derecho, aunque presenta también característica de falla normal, lo anterior, en conjunto con otros procesos geomórficos ha dado como resultado la formación de sierras, cortes y desplazamientos de abanicos aluviales, cañadas, valles en escalón y cuencas de forma triangular. Respecto de la velocidad de desplazamiento geológico, esta ha sido calculada en un rango de 2 a 7 mm/año, mientras que la velocidad geodésica es de 6.2 ± 1.0 mm/año (Wong, 1980; Jennings, 1994; Cruz, 2002; Dixon *et al.*, 2003; González *et al.*, 2012).

Este sistema presenta evidencias de actividad sísmica, Artim *et al.* (1989) asociaron a la falla *Coronado Bank* con una concentración de epicentros fuera de la costa, al sur y al oeste de San Diego, California, en el período comprendido entre enero de 1932 y 1983; los mismos autores plantean que han ocurrido numerosos eventos con magnitud mayor a $M=4$ y varios con magnitud mayor a $M=6$. Para el caso de la falla Agua Blanca, se estima que pueden ocurrir sismos de magnitud mayor a $M=6$, con un período de recurrencia de 175 a 200 años (Cruz, 2002). Lo anterior pone en evidencia el potencial sísmico de este sistema y, por ende, la conformación de una fuente generadora de peligro sísmico.

I.4.2 Sistema San Miguel-Calabazas-Vallecitos

Se ubica al sureste de la ciudad de Tijuana y la afecta de forma directa, según Wong *et al.* (1987), se ha considerado la posibilidad de que alguna sección de este sistema se extienda por debajo de dicho territorio y tenga conexión con el Sistema *Rose Canyon-Inglewood-Newport*, no obstante, las evidencias para dicha hipótesis no son concluyentes.

La falla San Miguel tiene una longitud aproximada de 100 km, se trata de una estructura de movimiento lateral derecho con expresión en el relieve en forma de pendientes bajas, con

modificación del drenaje y formación de abanicos aluviales. Es considerada como una de las más activas a nivel regional; no obstante, la tasa de desplazamiento no ha sido calculada de manera precisa y de acuerdo con datos geológicos se cree que puede ser baja. Algunos autores sugieren que es de 1 mm/año, mientras que otros proponen una velocidad que fluctúa entre los 0.1 a 3 mm/año, así mismo, se propone una tasa de desplazamiento geodésico de 1.2 ± 0.6 mm/año. Desde el punto de vista sísmico, no se ha propuesto una magnitud específica en caso de rompimiento, no obstante, se cuenta con los registros de dos eventos de magnitud $M=6$ y $M=6.3$, ocurridos en 1954, así como otros tres en 1956, con magnitud local $M_L=6.3-6.8$ (Lindvall *et al.*, 1989; Berger y Schug, 1991; Raines *et al.* 1991; Hirabayashi *et al.*, 1996; Cruz, 2002; Dixon *et al.*, 2003).

La falla Vallecitos tiene una extensión de aproximadamente 75 km, es considerada la continuación al norte de la falla San Miguel; se trata de una estructura de movimiento lateral derecho con expresiones en el relieve en forma de escarpes (Cruz, 2002). De acuerdo con Raines *et al.* (1991), en este alineamiento la velocidad de desplazamiento geológico es de 1 mm/año; por su parte Rebollar y Uribe (1987) realizaron un análisis de la micro-sismicidad en el período 1982-1986, mediante una red portátil de cinco estaciones, con lo cual calcularon una tasa de 0.030 mm/año o, aproximadamente un milímetro cada 30 años. No existe un consenso respecto del potencial sísmico de este alineamiento geológico, las mediciones geodésicas realizadas por Darvy *et al.* (1984), registradas durante el período 1974-1982, sugieren que no existe algún movimiento y que la energía elástica acumulada es liberada en una serie de sismos pequeños; no obstante, existe la posibilidad de que su trazo se extienda por debajo de la ciudad de Tijuana, por lo cual es importante su estudio como fuente de peligro potencial.

Existe poca información referente a la falla Calabazas, esto puede deberse a que se pierde su rastro al llegar al sur de la ciudad de Tijuana. Se trata de una estructura de tipo dextral, con algunas expresiones geomorfológicas como escarpes, escalones y crecimiento de depósitos aluviales. En lo que respecta a la velocidad de los desplazamientos, este alineamiento fue analizado en el contexto de la falla Vallecitos, donde se determinaron valores de 0.030 mm/año (Rebollar y Uribe, 1987, Cruz, 2002; Ibarra *et al.* 2009).

I.4.3 Sistema *Rose Canyon*

Este sistema ha sido estudiado con especial énfasis, debido al peligro sísmico que representa para la región de San Diego y la ciudad de Tijuana. En cuanto a sus características estructurales, este alineamiento tiene una extensión que ha sido calculada en 30 km, no obstante, se plantea que podría llegar hasta 80 km; al norte interactúa con el sistema *Newport-Inglewood* y, al sur, con el Sistema San Miguel-Calabazas-Vallecitos. Se trata de una estructura de tipo lateral derecho, aunque derivado de los esfuerzos de tensión y compresión ha dado pauta a la formación de una serie de fallas normales, con caída hacia el oeste; la velocidad de desplazamiento ha sido calculada en 1 mm/año, sin embargo, dicho valor podría ser mayor, en caso de que algunos segmentos paralelos que no han sido medidos presenten también una cantidad significativa de movimiento; otras estimaciones sugieren una tasa mayor a 5 mm/año. Desde el punto de vista del potencial sísmico, se ha calculado que este sistema podría dar lugar a un evento cuya magnitud puede oscilar entre $M=6.5-7.25$, a partir de una zona de ruptura de al menos 30 km, así mismo, el período de retorno se ha definido entre 1500-3000 años (Wong *et al.*, 1987; Hart *et al.*, 1989; Raines *et al.*, 1991; Berger y Schug, 1991; Jennings, 1994; Petersen y Wesnousky, 1994; Grant y Rockwell, 2002; Grant y Shearer, 2004; Rockwell, 2010).

I.4.4 Falla *Silver Strand*

Esta falla, aunque ha sido poco estudiada, es una de las fuentes potenciales de peligro para la ciudad de Tijuana, ya que se ubica a solo 3 km al oeste de la línea de costa en la zona denominada Playas de Tijuana y ha mostrado actividad en el Holoceno; es considerada como una extensión hacia el sur del Sistema *Rose Canyon*. Se trata de un alineamiento de movimiento lateral derecho, cuya velocidad de desplazamiento se ha calculado en el orden de 1.5 mm/año; desde la perspectiva del potencial sísmico se ha calculado que podría generar un evento de magnitud $M=6.5-6.9$ (Reichle, 1989; Acosta *et al.*, 2009; *United States Geological Survey*, 2012).

1.4.5 Falla *La Nación*

Se ubica aproximadamente a 5 km al norte de la ciudad de Tijuana y también representa una fuente potencial de peligro sísmico; se extiende 30 km y al igual que la falla *Silver Strand*, este alineamiento es considerado como parte del Sistema *Rose Canyon*, por lo cual comparten

características estructurales, aunque también muestra una tendencia en sus movimientos hacia una falla normal. La velocidad de desplazamiento propuesta es de 0.2 mm/año y respecto de su potencial sísmico, los escenarios sísmicos propuestos consideran un evento de magnitud $M=6.5$ (Artim *et al.*, 1973; Kuper, 1989; Marshall, 1989).

1.4.6 Fallas ubicadas dentro de la zona urbana de Tijuana

Dentro de la ciudad de Tijuana se encuentran diversas estructuras geológicas, destacan las fallas Agua Caliente, García, Los Buenos y Mira al Mar; dichos alineamientos se ubican en el sector oeste y suroeste; se cree que tuvieron actividad durante el Pleistoceno, por lo cual se consideran como potencialmente activas, sin embargo, no existen estudios específicos que profundicen sobre las características estructurales y dinámicas de las mismas. Agua Caliente y Los Buenos son fallas de tipo normal derecho, mientras que las fallas de García y Mira al Mar son de tipo normal izquierdo (Gastil *et al.* 1975; *International Boundary and Water Commission United States Section*, 2005; H. Ayuntamiento de Tijuana, 2014).

Capítulo II. Marco teórico-conceptual y metodológico

El presente capítulo aborda lo referente al enfoque estructuro-geomorfológico en el contexto de las investigaciones geográficas dirigidas al análisis de peligros de origen geólogo-geomorfológico, a partir de la definición de los conceptos más relevantes de la visión de la escuela geomorfológica rusa. Por otra parte, se muestra de manera detallada la metodología empleada en la investigación. En este sentido, también se exponen los fundamentos de las imágenes de Radar y la técnica de interferometría radar empleada.

II.1 El enfoque estructuro-geomorfológico en las investigaciones geográficas y de riesgos geólogo-geomorfológicos

En este apartado se presentan las generalidades del enfoque estructuro-geomorfológico, en términos del lugar que ocupa en el ámbito de la ciencia geográfica y sus principales postulados aplicables a la temática del presente trabajo. En adición a lo anterior, se presenta la definición de los principales conceptos, que constituyen el estudio geográfico de los riesgos.

II.1.2 El enfoque estructuro-geomorfológico

El relieve de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de fuerzas y procesos endógenos y exógenos, desde esta perspectiva, diversas ciencias han dirigido sus esfuerzos para el estudio y comprensión de dicha dinámica. Este aspecto se ha acentuado con mayor fuerza en el ámbito de las geociencias, donde la geología y la geografía física han realizado importantes aportaciones. Como muestra de lo anterior, la Geomorfología, considerada como una ciencia geólogo-geográfica (Sala, 1984; Lugo, 2015), se ha dado a la tarea de describir, analizar, comprender y estudiar las formas de la Tierra y los procesos que las originaron.

El término Geomorfología deriva de tres raíces griegas, *geo* (Tierra), *morphos* (forma) y *logos* (tratado), con base en lo anterior se define como el estudio de las formas del relieve terrestre (Derrau, 1966; Gutiérrez, 2008). No obstante, en la actualidad el objeto de estudio de esta ciencia va más allá de la simple descripción de las geoformas (morfología), al considerar también su origen (génesis), estructura, historia de desarrollo, dinámica actual, diagnóstico a futuro y su relación con la historia humana (Lugo, 2015). Para lograr su objetivo y como resultado del desarrollo que ha tenido, al interior de la Geomorfología han

surgido diversas subdivisiones en función del elemento o la característica específica del relieve que se pretende analizar; para efectos del interés temático de este trabajo, una de las subdivisiones es la Geomorfología Estructural, también denominada Geomorfología Tectónica o Morfotectónica.

Es precisamente esta subdivisión la que en últimos años ha constituido una de las directrices de la geomorfología moderna y de las geociencias contemporáneas, a través de los estudios estructuro-geomorfológicos y morfotectónicos, enfocados en comprender las condiciones de la corteza terrestre, en términos de sus estructura, diferenciaciones, deformaciones y tendencia de desarrollo, para establecer su papel e influencia en el desarrollo del relieve. Para esto, la geomorfología ha adecuado el conjunto de sus postulados teóricos y metodológicos en función del desarrollo tecnológico y de forma paralela a los avances en ciencias, como la geología y geofísica, lo que le ha valido un profundo y evolucionado conocimiento en la dimensión morfométrica, morfogenética, morfocronológica y morfodinámica del relieve (Hernández *et al.*, 1994; 1995a; 1995b; 2009; 2012; Hernández y Ortiz, 2005; Velázquez *et al.*, 2015; Espinosa *et al.*, 2016).

De acuerdo con Hernández *et al.* (2009) y Velázquez *et al.* (2015), los conceptos básicos de la teoría del análisis morfoestructural, mismos que a su vez potenciaron el surgimiento de la geomorfología estructural, fueron propuestos por Guerasimov (1959, 1986), Mecheriakov (1965), Gorielov (1984), Lilienberg *et al.* (1993) entre dichos principios destaca la triada geomorfológica geotextura-morfoestructura-morfoescultura.

El concepto de geotextura como la expresión geomorfológica, producto de las interacciones entre las grandes unidades litosféricas del planeta (placas litosféricas continentales, oceánicas y de transición marginal), la morfoestructura como la expresión de la estructura regional o local en el relieve y, finalmente, la morfoescultura como la expresión en el relieve, del modelado de los procesos geomórficos exógenos.

Aunque ya se ha señalado el objeto de estudio de la geomorfología estructural, a efectos de una definición formal, se tiene la propuesta por Lugo (2015), quien señala que esta rama de la geomorfología estudia los grandes elementos del relieve en relación con la estructura geológica y los movimientos tectónicos. Por otra parte, con el objetivo de tener mayor completitud, en la definición se establecen tres temas de estudio. El primero corresponde al

concepto tradicional que hace referencia a la expresión de la estructura geológica en el relieve: estratos, pliegues, fracturas, cuerpos intrusivos; un segundo tema está relacionado con la inferencia de este tipo de estructuras, a partir de determinados rasgos y procesos de la morfogénesis. En tercer lugar, resaltan las propiedades cualitativas y cuantitativas del relieve para la determinación de movimientos neotectónicos. El mismo autor, en su definición de geomorfología tectónica, resalta como objeto de estudio algunas formas específicas de carácter endógeno, como fallas y otras de dinámica exógena, como sistemas fluviales, líneas de costa y abanicos aluviales, por citar algunas. En este sentido, en el orden morfoestructural se aplican diversos métodos y actividades, los principales se muestran en la siguiente figura.

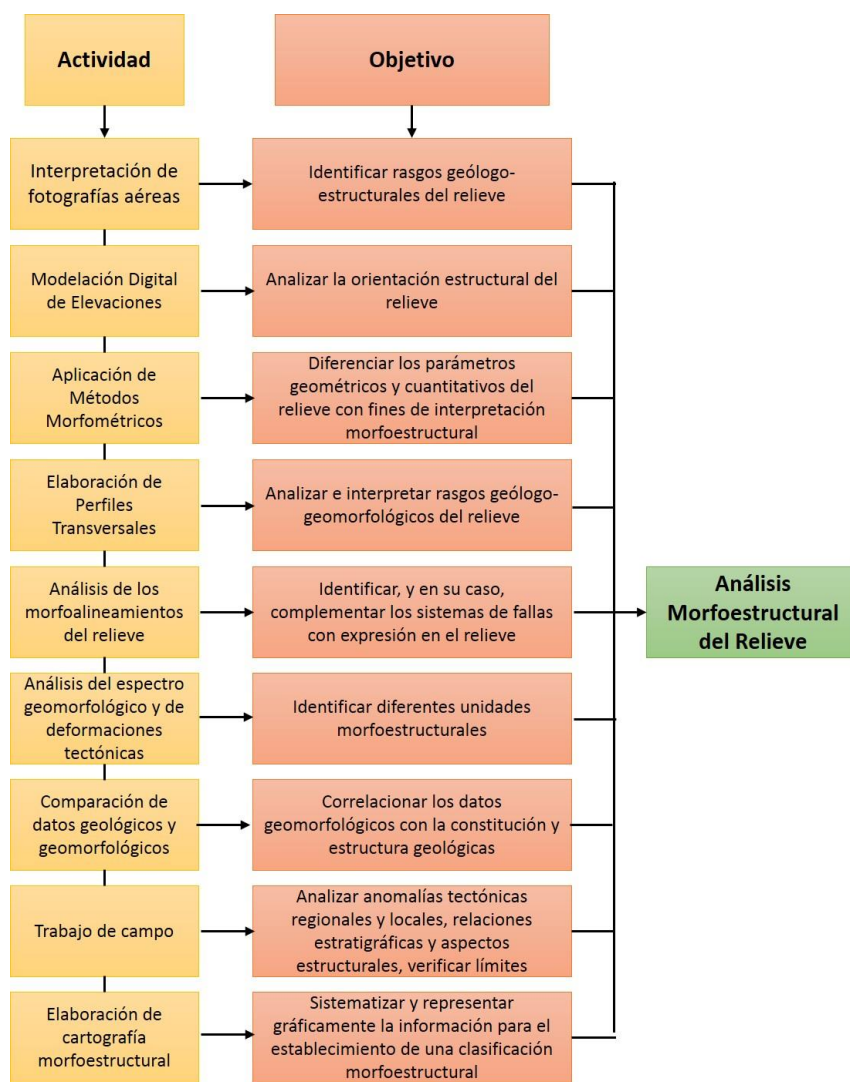


Figura II.1 Principales métodos en el orden morfoestructural Fuente: elaboración propia a partir de Hernández *et al.* (2012)

Como se puede apreciar en los párrafos anteriores, el objeto de estudio de la geomorfología estructural abarca procesos tanto endógenos como exógenos, que representan agentes formadores y modeladores del relieve, que como consecuencia, se puede inferir un vínculo de éstos con actividades de carácter antrópico que tienen lugar en un territorio. Por supuesto, el análisis principal descansa en la morfoestructura, la cual también se relaciona con los elementos de la modelación exógena - la morfoescultura.

Dicha relación permite que los procesos geodinámicos en cuestión, sean observados desde una óptica en la cual pueden representar un peligro o amenaza natural para la sociedad. Esto marca la pauta para la conexión al contexto de los riesgos naturales, de sumo y marcado interés para efectos de este trabajo.

II.1.3 Los riesgos naturales

Los estudios sobre riesgos naturales y sus factores detonantes, históricamente han sido de interés en el ámbito geográfico, tanto en su vertiente física como social. De acuerdo con Martínez (2009), los aportes de la ciencia geográfica en su dimensión física, a través de sus distintas ramas, radican en el trabajo científico basado en experiencias, análisis y explicaciones para llegar a la propuesta de procedimientos y teorías. Por otra parte, en la dimensión social, sobresalen los trabajos enfocados a comprender las condiciones sociales y culturales de las comunidades ante los peligros, así como la actuación ante los mismos. En adición anterior, en los últimos años el enfoque sistémico adoptado en los estudios geográficos, ha promovido la comprensión de los sistemas ambientales y humanos, y su interacción en la generación de escenarios de riesgo de desastre.

Como resultado de la diversidad de enfoques desde los cuales se ha abordado la temática de los riesgos, han surgido diversas definiciones en torno a este concepto y se han establecido tipologías. Así mismo, cabe señalar que el **riesgo** es multifactorial, en tanto que:

$$R = P * V * E$$

Donde **R** es el riesgo, **P** hace referencia al peligro o la amenaza, **V** es la vulnerabilidad, la cual puede ser de distintos tipos y **E** es la exposición. Como se puede observar en la ecuación anterior, el riesgo está determinado por la combinación de tres factores, por lo cual se puede considerar como una función de éstos. No obstante lo anterior, las primeras definiciones de

este concepto no consideraban dicho carácter multicausal, ejemplo de ello es la propuesta por Burton y Kates (1964), quienes lo consideran como aquellos elementos del medio físico y biológico nocivos para el hombre y causados por fuerzas ajenas a él.

Por otra parte, desde la perspectiva de Ayala y Olcina (2002) y Olcina (2006), el riesgo es la posibilidad de que un territorio y la sociedad que lo habita, pueda verse afectado por un fenómeno natural de rango extraordinario. Un concepto más actual, que busca denotar el ya señalado carácter multifactorial es el de **riesgo de desastre**, entendido como la probabilidad de que se presenten daños y pérdidas económicas y sociales en un sitio particular, en los que se exceden niveles aceptables, a tal punto que la sociedad o un componente de ella se encuentre severamente interrumpido en su funcionamiento rutinario (Mansilla, 2012).

En virtud de que los riesgos se pueden generar a partir de procesos naturales o humanos, estos han sido agrupados en diferentes tipos en función de su origen (tabla II.1).

Tabla II.1 Tipología de los riesgos socio-naturales

Geólogo - geomorfológicos	Hidrometeorológicos	Químicos y Sanitarios	Socio - Organizativos
Procesos de remoción en masa	Ciclones tropicales	Almacenamiento y transporte de sustancias peligrosas	Concentraciones masivas
Sismos	Heladas	Fugas y derrames	Accidentes aéreos, terrestres y marítimos
Tsunamis	Inundaciones	Incendios forestales	Amenaza de bomba y terrorismo
Volcanes	Sequías	Contaminación de agua, aire y suelo	Incendios y explosiones
Erosión	Tormentas severas	Sobreexplotación del suelo	Delincuencia
Hundimientos y subsidencias		Plagas y epidemias	

Fuente: elaboración propia

Como se puede observar en la Ecuación General del Riesgo presentada en párrafos anteriores, el primer factor del riesgo de desastre está representado por el **peligro o amenaza**, término que hace referencia al proceso natural o antrópico potencialmente dañino para la población, los bienes materiales y el ambiente; así mismo, está caracterizado por su intensidad y su probabilidad de ocurrencia (Wilches-Chaux, 1989; Ayala y Olcina, 2002; Keller, 2004; CENAPRED, 2006).

A su vez, el término **vulnerabilidad** hace referencia a las características intrínsecas de los sistemas expuestos, mismas que los hacen propensos a ser dañados por los efectos de un agente perturbador (peligro o amenaza); cabe señalar, que existen diversos tipos de vulnerabilidad, para el caso de los estudios sobre riesgo de desastre se distinguen al menos dos, la socioeconómica y la física o estructural (Maskrey, 1993; Ayala y Olcina, 2002; García *et al.*, 2006).

El factor denominado exposición puede definirse como el conjunto de personas, bienes, servicios y proceso expuestos a la acción de un peligro; por lo general, se le asignan unidades monetarias, puesto que es común que así se exprese el valor de los daños, aunque no siempre es traducible a dinero. En ocasiones, pueden emplearse valores como porcentajes de determinados tipos de construcción o inclusive el número de personas que son susceptibles a verse afectadas (Ayala y Olcina, 2002; Rojas y Martínez, 2011).

II.1.4 Los riesgos geólogo-geomorfológicos: peligro sísmico

Son denominados como riesgos geólogo-geomorfológicos aquellos fenómenos en los que intervienen la dinámica y los materiales del interior de la Tierra o de la superficie de ésta; son además el resultado de la interacción entre los procesos y materiales litosféricos y los sistemas antrópicos. Los procesos naturales que pueden generar riesgos geológicos son: erosión del suelo, procesos de remoción en masa, vulcanismo, sismos o terremotos, tsunamis, hundimientos y subsidencias (Ayala y Olcina, 2002; CENAPRED, 2012).

En lo que respecta al ámbito de los sismos, de acuerdo con Mena (2002), la peligrosidad sísmica es la probabilidad de que ocurra un fenómeno físico, como consecuencia de un terremoto, provocando efectos adversos a la actividad humana. Estos fenómenos, además del movimiento del terreno, pueden ser la falla del terreno, la deformación tectónica, la licuefacción, las inundaciones, los tsunamis, etc. Esto últimos, se deben considerar como efectos colaterales de un terremoto y el tamaño y localización de los mismos dependerá de factores como las características geológicas y geotécnicas del lugar, y también de las características del terremoto, como son el hipocentro, mecanismo, intensidad, magnitud, duración y el contenido frecuencial.

Por su parte Scawthorn (2002) define al peligro sísmico como una cuantificación de los diversos efectos en el suelo que puede producir un terremoto, así como también de la probabilidad de que estos efectos sobrepasen ciertos niveles; de una forma más típica, el mismo autor plantea que es una representación que muestra la fuerza con que la Tierra se sacudirá, así como la frecuencia con la cual lo hará. Además, también afirma que la peligrosidad sísmica es específica del sitio donde se presenta, dependiendo de la ubicación del sitio, así como de las propiedades del suelo bajo éste.

II.2 Percepción Remota y fundamentos de imágenes de Radar

Al considerar que el presente trabajo se apoya en la aplicación de Tecnologías de la Información Geográfica, como es el caso de la Percepción Remota, el presente apartado muestra los aspectos más relevantes de esta disciplina. Así mismo, se explican de forma detallada los fundamentos de las imágenes de radar y los principios de la interferometría radar.

II.2.1 Percepción Remota

En primer término, la Percepción Remota (P.R.) se define como la adquisición de información referente a un objeto sin estar en contacto físico con éste. Dicho proceso se propicia a partir de un sensor que detecta y registra la energía emitida y reflejada por el objeto y su posterior procesamiento y análisis (Elachi y Zyl, 2006; Bhatta, 2011).

Los inicios de esta técnica se remontan al año 1965, durante la misión *Gemini-Titán*, en la cual se llevaron a cabo los primeros experimentos formales de fotografía espacial para usos geológicos y meteorológicos. En esa misma década, se acuña el término Teledetección (Chuvieco, 1990), como una traducción del vocablo inglés *Remote Sensing*, el cual se designa para definir cualquier tipo de observación remota.

En el ámbito de la Percepción Remota (P. R.) existen fundamentalmente dos tipos de sistemas para la adquisición de datos, éstos se clasifican en función de la fuente de energía e iluminación empleada y, por ende, pueden ser activos o pasivos (Lira, 2003). Los primeros son aquellos que incorporan sensores, que registran la radiancia emitida o reflejada por la superficie terrestre y la principal fuente de iluminación es el Sol. Por otra parte, los sistemas activos generan su propia fuente de energía y la emiten de forma controlada, para después

registrarla. El sistema activo más común es el Radar, el cual fue introducido durante la Segunda Guerra Mundial.

II.2.2 Sistema Radar

El término Radar es un vocablo inglés que significa *RA*dio *DE*tectio*N* *AN*d *RAN*ging, se considera que sus bases se establecieron a partir de dos importantes descubrimientos, el primero, en 1873, por parte de Maxwell, quien desarrolló ecuaciones que explican el electromagnetismo; mientras el segundo apareció, en 1886, cuando Hertz detectó las primeras ondas de radio y descubrió que éstas podían ser reflejadas o dispersadas. No obstante, el desarrollo del sistema radar se presentó a partir de 1900, cuando se empleó para el seguimiento de buques (Hanssen, 2001) y su aplicación en el ámbito de la Percepción Remota. De acuerdo con Dávila (2011), surgió hasta 1967, con la generación de un mosaico de imágenes de la región de Darién, Panamá, en una superficie de 20,000 km².

Como ya se ha explicado, el resultado de un sistema de Radar no siempre es una imagen, lo cual no representa una limitación, por el contrario, ha motivado su aplicación en diversos ámbitos. Esto ha sido posible principalmente a la diversidad de porciones o franjas en la región radar, también conocidas como bandas (Tabla II.2).

Tabla II.2 Bandas en la región de microondas

Nomenclatura de la banda	Longitud de onda λ (cm)	Tipo de sensores que utiliza la banda
Ka	0.75 – 1.1	Radares vehiculares
K	1.1 – 1.67	De dominio militar
Ku	1.67 – 2.4	Satélites de telecomunicaciones
X	2.4 – 3.75	
C	3.75 – 7.5	
S	7.5 – 15	Sensores remotos con fines de observación
L	15 – 30	
P	30 – 100	

Fuente: modificado de Lillesand y Kiefer (2001).

El principio de funcionamiento de un sistema Radar, se basa en la emisión de un haz de radiación coherente, es decir, con ondas que tienen la misma longitud y fase, conformado por un tren de pulsos electromagnéticos de corta duración y con una alta frecuencia de repetición,

éstos a su vez son reflejados por los objetos situados en la superficie terrestre y captados nuevamente por la antena receptora del sensor (Figura II.2). Con base en lo anterior, la antena del sistema mide la diferencia de tiempo de la señal de retorno reflejada por objetos con características espaciales y texturales distintas, para determinar su distancia y, con ello, propiciar la formación de una imagen (Hanssen, 2002; Lira, 2002; Dávila, 2011; Garzón, 2012).

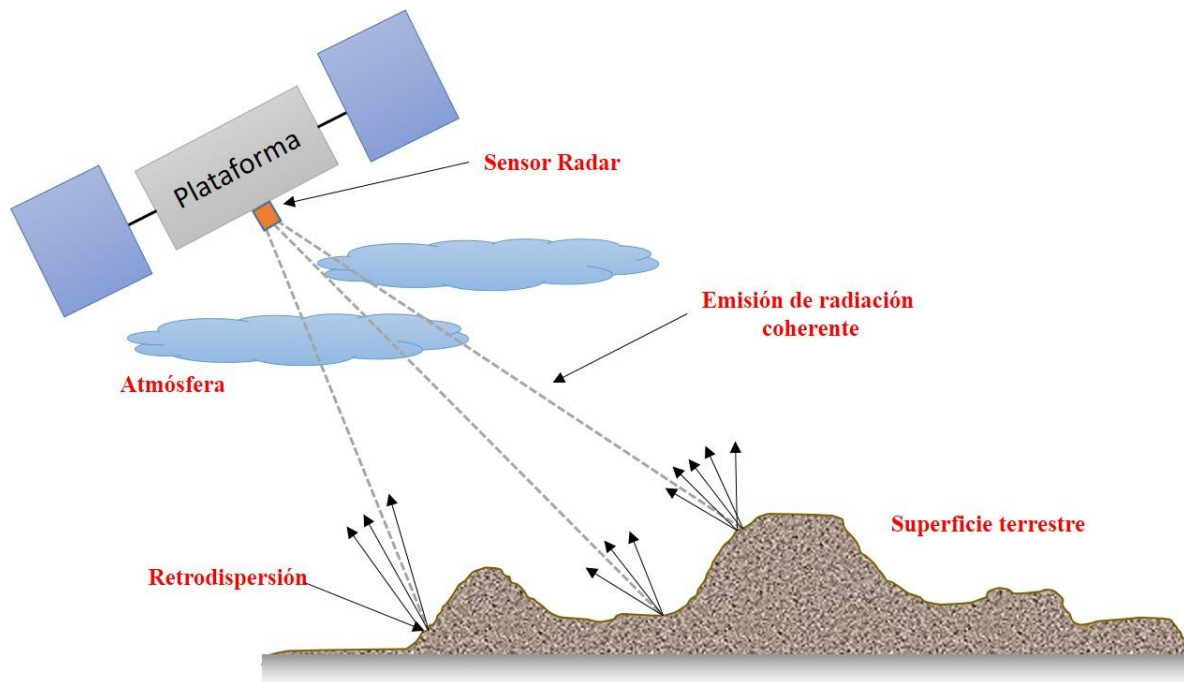


Figura II.2 Esquema de representación del funcionamiento de un sistema de Radar.
Fuente: elaboración propia.

Los pulsos electromagnéticos emitidos por un sistema Radar poseen una longitud de onda, que puede oscilar entre 1 mm a 1 m, la cual corresponde a la región de las microondas dentro del espectro electromagnético (Figura II.3). Esta característica espectral es la que permite a este tipo de sistemas tener la capacidad de penetrar a través de las nubes y por consecuencia obtener datos en cualquier condición atmosférica, además de generar imágenes tanto en la noche como en el día. Lo anterior le ha conferido al Radar una significativa ventaja en comparación con sensores multiespectrales u ópticos.

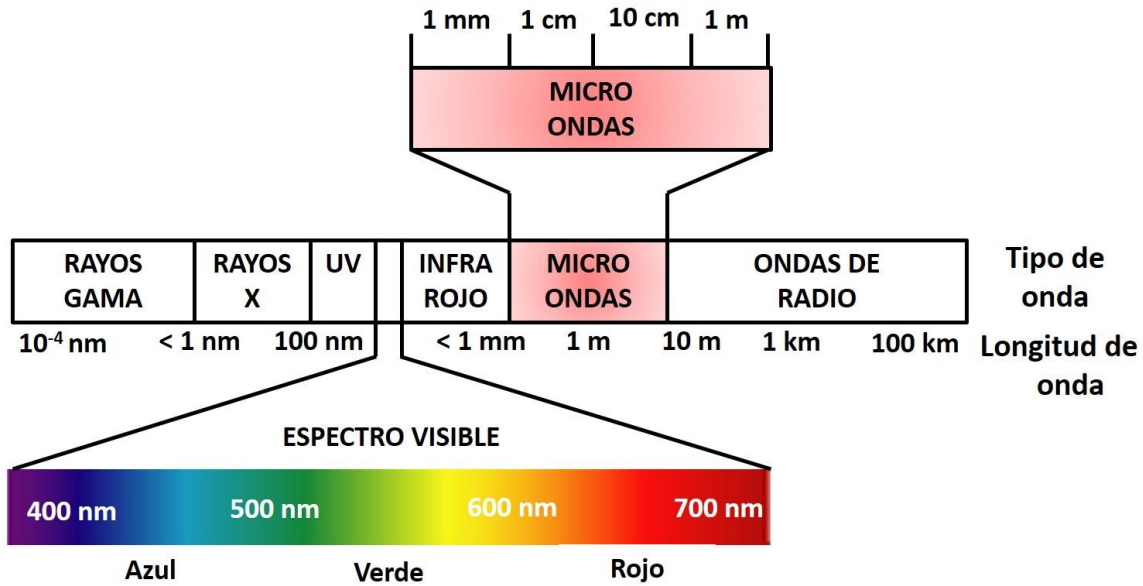


Figura II.3 Espectro electromagnético en donde se resalta la región del espectro visible y la región de las microondas. Fuente: elaboración propia.

Existen diversos sistemas Radar diseñados para la generación de imágenes, la mayoría de ellos son transportados en satélites; así mismo, han sido diversas las misiones cuyo objetivo ha sido poner en órbita sensores de este tipo, a través de su reciente historia destacan los satélites ERS-1/2 (*European Remote Sensing Satellites*), lanzados por la Agencia Espacial Europea, en 1991 y 1995 respectivamente. Más adelante, en el año 2002, la misma agencia puso en funcionamiento el sensor Envisat ASAR. Por otra parte, los sensores RADARSAT 1/2, fueron puestos en órbita, en 1995 y 2007 respectivamente, por la Agencia Espacial Canadiense. El sensor TerraSAR-X, comenzó a funcionar en 2007 y fue desarrollado por parte del Centro Aeroespacial de Alemania, en conjunto con la empresa EADS Astrium, así mismo, destaca el sensor Sentinel 1, desarrollado por la Agencia Espacial Europea (ESA, por sus siglas en inglés) y cuyos datos de acceso abierto son empleados en este trabajo. En la siguiente tabla (II.3), se muestra una descripción de los principales satélites de Radar desarrollados a través del tiempo.

Tabla II.3 Principales satélites radar y algunas de sus características técnicas

Misión/Satélite	Año/ Período	Altura del satélite (km)	Swath (km)	Longitud de onda (cm)	Banda	Agencia espacial
Seasat	1978	800	100	23.5	L	NASA
SIR-A	1981	235	50	23.5	L	NASA
SIR-B	1984	235	10-60	23.5	L	NASA
Cosmos 1870	1987-89	250	20-45			ROSCOSMOS
ALMAZ	1991-92	300	20-45	9.6	S	ROSCOSMOS
Magellan	1989-92	290	20			NASA
Lacrosse- 1,2,3	1988/91/97	275	Variable	1 cm-1 m		NRO
	1991-92	790	100			
	1992-93	790	100			
ERS-1	1993-94	790	100	5.6	C	ESA
	1994-95	790	100			
	1995-2000	790	100			
ERS-2	1995-2011	790	100	5.6	C	ESA
JERS-1	1992-98	568	85	23.5	L	JAXA
	Abr 1994	225	10-70	5.8, 23.5	C, L y	NASA/JPL,
SIR-C/X-SAR	Abr 1994	225	10-70	y 3.1	X	DARA/DLR y
	Abr 1994	225	15-45			ASI
	Oct 1994	225	21-42	23.5	C, L y	NASA/JPL,
SIR-C/X-SAR	Oct 1994	225	21-42	5.8, 23.5	X	DARA/DLR y
	Oct 1994	225	15-45	y 3.1		ASI
RADARSAT-1	1995-2013	792	10-500	5.6	C	CSA
RADARSAT-2	2003-	798	20-500	5.5	C	CSA y MDA
						NASA,
SRTM	2000	233	225	5.6 y 3.1	C y X	DoD/NGA, DLR y ASI
ENVISAT	2001-2012	800	100-500	5.6	C	ESA
ALOS-PALSAR	2002	700	40-350	23	L	JAXA
TerraSAR-X	2007-	514	10-100	3.1	X	BMBF y DLR
COSMO-Sky-Med	2007	620	10-200	3.1	X	ASI
UAVSAR	2007	13.8	16	23.7	L	NASA
Tec-SAR	2008	800		3.1	X	IAI/MBT
RISAT	2012	536	10-225	5.6	C	ISRO
Sentinel-1	2014	693	240	5.6	C	ESA
PAZ	2016	505	10-100	3.1	X	PNOTS

Fuente: Elaboración propia, a partir de Hanssen (2001) y *Earth Observation Portal* – ESA (2016).

Existen al menos dos formas de clasificar a los sistemas Radar, la primera está determinada por el número de antenas instaladas; de acuerdo con Lira (2010), se denomina monostático a un sensor que opera con una sola antena para emitir y recibir la señal, mientras que se denomina bistático, a aquel que emplea una antena para emitir y otra para recibir los pulsos retrodispersados. Por otra parte, con base en su operación (Dávila, 2011) y el tipo de datos que pueden generar (Gomarasca, 2004), se tienen aquellos con la capacidad de generar imágenes como el Radar de Apertura Real (RAR) y el Radar de Apertura Sintética (SAR, por sus siglas en inglés) y otros cuyo objetivo es solo la realización de mediciones, tales como el Altimetro Radar y el Radiómetro de Microondas, por citar algunos.

II.2.3 Geometría del sistema Radar

Como ya se ha señalado, la generación de una imagen de Radar se da a partir de la emisión de una serie de pulsos electromagnéticos, caracterizados por una alta frecuencia de repetición; es importante resaltar, que éstos son emitidos desde la antena del sistema, la cual en un primer momento actúa como emisora y después alterna como receptora con la misma frecuencia inicial; la diferencia entre las dos facetas de actuación de la antena es que en el segundo momento mide el tiempo de retrodispersión de los pulsos.

De acuerdo con Lira (2010), la geometría de un sistema Radar (figura II.4) está compuesta por varios elementos, el primero de ellos es un haz de radiación emitido por la antena en forma casi perpendicular a la trayectoria de desplazamiento de la plataforma que la transporta; el ángulo η formado entre estos dos se conoce como *ángulo de squint*. A partir de la antena se generan rayos en forma radial, por tanto, la longitud transversal, es decir, la zona iluminada del terreno R_y aumenta, a medida que la distancia a la antena también lo hace, a esto se le denomina *rango*; este elemento es considerado como un vector ya que puede variar en magnitud y dirección.

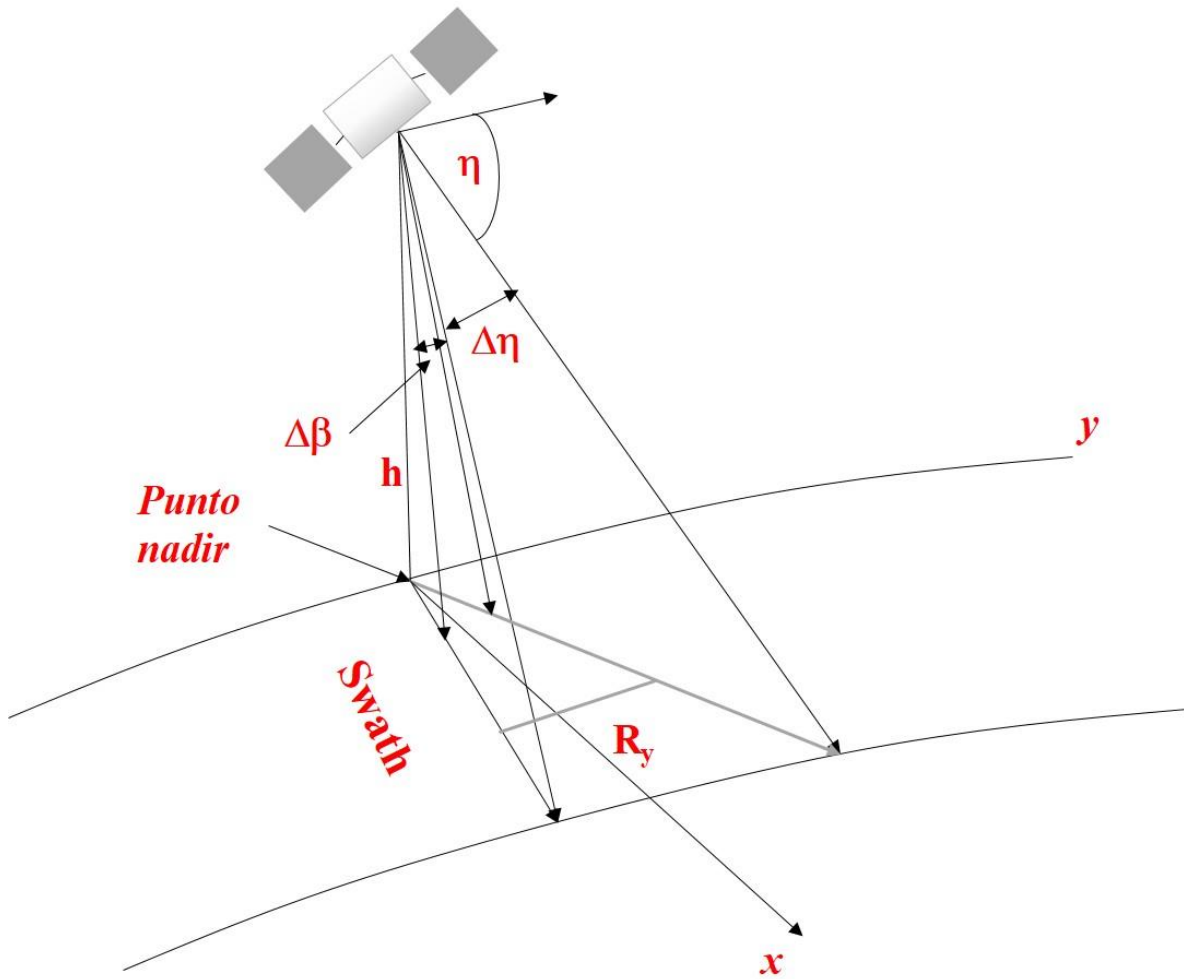


Figura II.4 Geometría básica de un sistema Radar. Fuente: elaboración propia a partir de Lira (2010).

Como se puede observar en la imagen anterior, la antena posee determinada dirección hacia la cual se desplaza, misma que es denominada *dirección en azimut*, mientras que la dirección perpendicular a ésta es la *dirección en rango*; la línea imaginaria formada entre la antena y el centro de la Tierra se denomina *nadir local*, el cual, cuando se intersecta con la línea de la escena, se conoce como *punto nadir*. La altura de la antena a partir de la escena es h y la inclinación del haz hacia el terreno es el *ángulo de depresión* β . Por otra parte, el sistema genera dos ángulos más, el primero por el ancho del haz de iluminación en dirección del azimut $\Delta\eta$ y el segundo por el ancho en dirección del rango $\Delta\beta$.

El Radar de Apertura Real (RAR) es uno de los sistemas que operan a partir de estas características geométricas y en él, la resolución de las imágenes dependerá de la altura de la plataforma y el tamaño de la antena del Radar.

II.2.4 Radar de Apertura Sintética (SAR)

El Radar de Apertura Sintética (SAR) es denominado así, debido a que el objeto en la superficie terrestre no es captado únicamente desde una posición de la antena, esto es posible ya que el sistema tiene la capacidad de generar una antena “virtual” y, por tanto, el objeto se mantiene en el haz de radiación por una cantidad significativa de tiempo; a medida que el sensor avanza sobre su trayectoria, el objeto es observado desde diversas posiciones, por lo anterior, la imagen resultante es una combinación de las señales de retorno de todas las posiciones. En la siguiente figura (II.5), se esquematiza el funcionamiento de un sistema SAR.

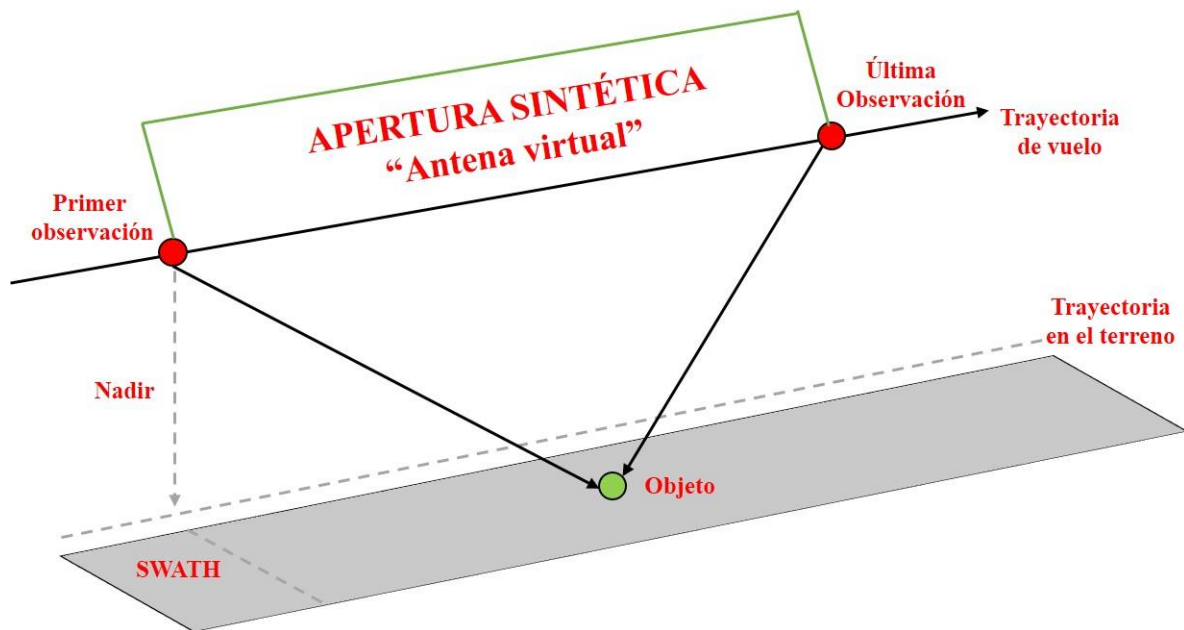


Figura II.5 Esquema de funcionamiento de un Radar de Apertura Sintética (SAR). Fuente: elaboración propia a partir de ERDAS *User's Guide* (2009).

El funcionamiento del sistema SAR permite, a partir de la emisión de radiación coherente, coleccionar información referente a resoluciones en rango, así como el historial de corrimientos *Doppler*. Dicho corrimiento o efecto es el resultado del cambio de frecuencia en la señal que es emitida al inicio y retrodispersada posteriormente, debido a que la fuente de radiación

electromagnética se encuentra en movimiento con respecto al detector. Bajo este principio, existen variaciones en la frecuencia y la fase en la que son emitidos y retrodispersados los pulsos electromagnéticos, desde y hacia a la antena receptora del sensor (Dávila, 2011; Ávalos, 2014; Hernández, 2014).

II.2.5 Geometría del sistema SAR

Los elementos generales que conforman la geometría de un sistema de Radar han sido explicados en apartados anteriores, no obstante, el sistema SAR se compone de una serie elementos específicos que son importantes conocer, dado que le confieren funcionalidad y determinan el modo en que se generan las imágenes (figura II.6).

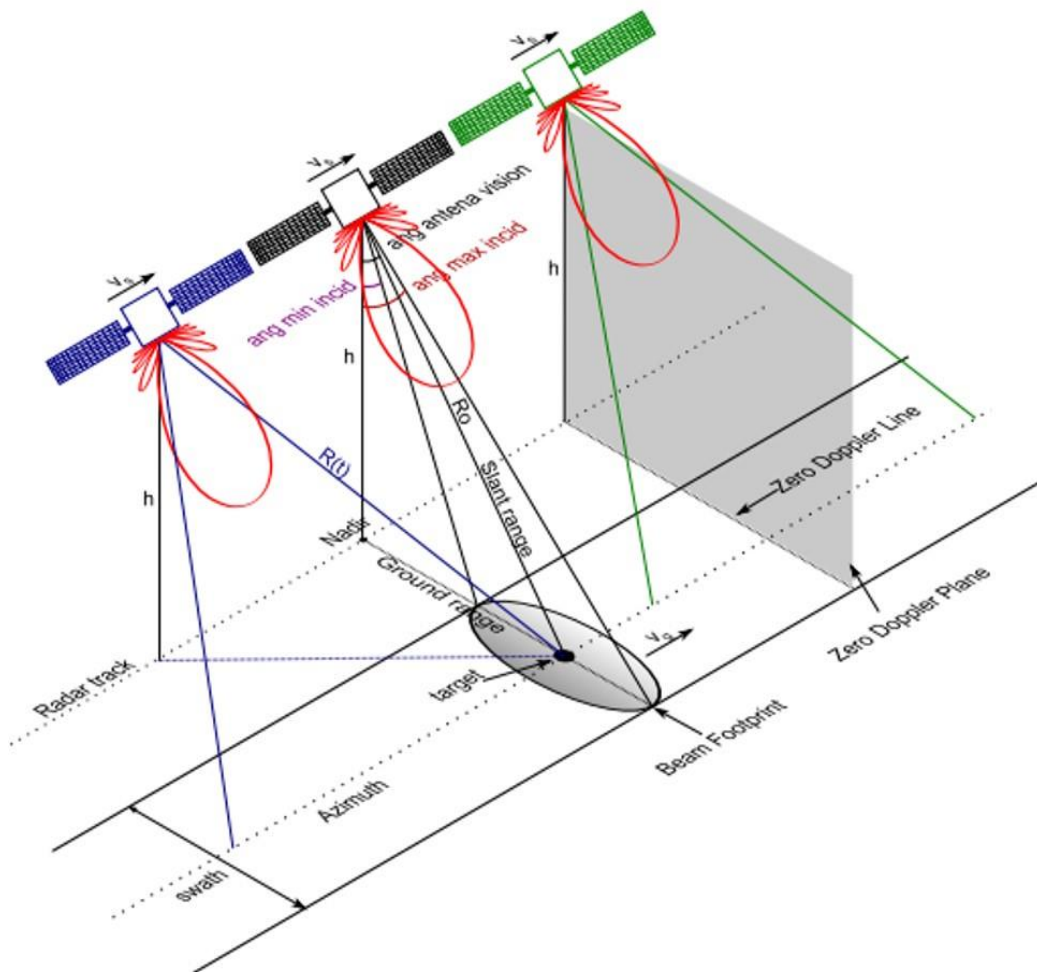


Figura II.6 Geometría de un sistema SAR. Fuente: tomado de García (2012).

García (2012) describe la imagen anterior, como la representación de un sistema SAR en vuelo, a una altura h y a una velocidad v_s . En este sentido, durante la transmisión de los pulsos electromagnéticos al terreno, se produce una proyección de la antena a la superficie terrestre, a lo que se le denomina **Beam Footprint**. Como ya se explicado en el apartado anterior, el **nadir** es el punto que intersecta el sistema con la escena, con base en esto, la trayectoria de dicho punto a partir del movimiento de la plataforma se denomina como **Radar track**. En la imagen se muestra un punto hacia el cual apunta el sensor denominado **target**, este se refiere a una posición hipotética, sobre la cual es sistema intenta generar la imagen.

Otros elementos que ya habían sido explicados, son el **azimut**, entendido como la dirección de desplazamiento de la plataforma, y el **rango** (range); en este último, para el caso del sistema SAR se consideran dos variantes, la primera denominada como **slant range**, que se define como la distancia entre el sensor y el **target** y su proyección en el terreno, denominado como **ground range**.

El **ángulo de vista** es aquel que se forma entre el haz de radiación y la vertical; por otra parte, el **Plano zero Doppler** hace referencia al plano que contiene el sensor y que es perpendicular al vector formado por la velocidad de la plataforma (v_s), mientras que, la línea que intersecta con el terreno es la **Línea zero Doppler**. Por último, el **Swath** se define como el ancho de barrido y se conforma a partir de la amplitud de la imagen en relación con el **azimut** y el **rango**.

II.2.6 Modos de adquisición de imágenes en el sistema SAR

El modo de adquisición está directamente relacionado con la resolución de la imagen resultante y la cobertura de la escena, así mismo, de acuerdo con Dávila (2011), este aspecto depende de las características operativas del sistema y de la existencia de diversos modos de adquisición, teniendo por objetivo cubrir la mayor área posible al momento de generar la imagen.

En la actualidad, los sistemas SAR pueden generar imágenes a partir de tres modos de adquisición distintos (figura II.7); el primero es denominado **SpotLight Mode**; en éste, el haz del Radar ilumina continuamente una sección del terreno, mientras la plataforma se mueve a través de su trayectoria de vuelo. Este esquema es capaz de generar las imágenes de mayor

resolución, aunque tiene limitaciones en el tamaño de la escena. Por otra parte, el modo *StripMap* es el más común, su funcionamiento se basa en la iluminación de todo el Swath, mediante la emisión constante de pulsos, mientras que la antena se fija a un ángulo específico en elevación y azimut. Los productos resultantes de este modo tienen una buena relación entre el tamaño de la escena y la resolución. El tercer modo es denominado *ScanSAR*, el cual funciona a partir del direccionamiento y cambios en elevación de la antena electrónica con el objetivo de cubrir áreas adyacentes con determinado solapamiento y diferente ángulo de incidencia, para ser procesadas en una sola escena. Por lo general, los productos resultantes son de un tamaño reducido en términos de cobertura y de resolución (Parker, 2012).

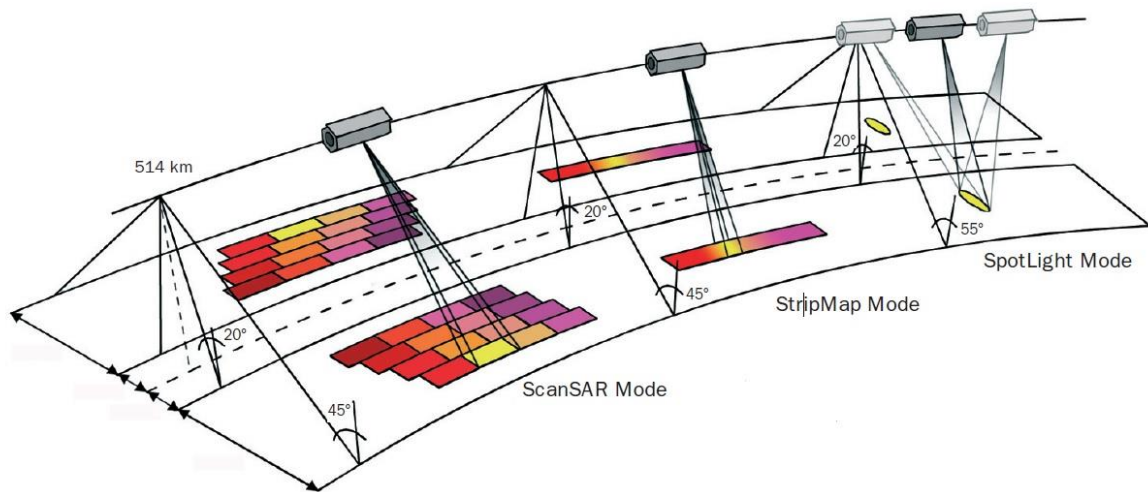


Figura II.7 Modos de adquisición de imágenes en sistemas SAR. Fuente: tomado de Parker (2012).

En la siguiente tabla (II.4), se muestran las características operativas de los modos de adquisición explicados en párrafos anteriores.

Tabla II.4 Modos de adquisición para los principales sensores SAR comerciales.

Característica	SpotLight	StripMap	ScanSAR
Resolución espacial	1 - 1.6 m	3 - 15 m	18 – 100 m
Tamaño de la escena*	50 km x 50 km	90 km x 50 km	500 km x 500 km
Escala	1 : 100	1 : 100 000	1 : 1 000 000
Sensores que emplean el modo de adquisición	TerraSAR-X Radarsat-2 ENVISAT	TerraSAR-X COSMO-SkyMed Radarsat-2 ENVISAT	TerraSAR-X RadarSAT-1 ENVISAT COSMO-SkyMed

*Tamaño máximo, puede variar de acuerdo al sensor.

Fuente: Elaboración propia con base en Dávila (2011) y Parker (2012).

II.2.7 Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR, por sus siglas en inglés)

En el ámbito de la Percepción Remota, la interferometría es una técnica que permite extraer información a partir de imágenes de Radar; cuando éstas provienen de un Radar de Apertura Sintética es denominada **InSAR**. De acuerdo con Rosen *et al.* (2000), esta técnica se puede definir como un principio que se deriva de una serie de técnicas de procesamiento de imágenes para medir la topografía de una superficie, así como, cambios al paso del tiempo.

Para ejecutar la técnica InSAR, se deben combinar dos imágenes de Radar adquiridas casi con el mismo ángulo de incidencia (par interferométrico), a las cuales se les denomina complejas (SLC, *Single Look Complex*), debido a que contiene valores de Magnitud (M) y fase (ϕ); la primera imagen, que es la de referencia por ser la más antigua, se denomina “maestra” (*master*), mientras que la otra es la “esclava” (*slave*). Lo anterior conlleva a la generación de un interferograma, el cual se define como una imagen en interferencia, como resultado del cambio de fase entre ambas imágenes; dichos cambios se observan como cambios en el patrón de franjas del interferograma y pueden estar asociados a deformaciones del relieve, causados por diversos fenómenos (Okeke, 2006; Dávila, 2011; López, 2015). Para obtener los cambios de fase se emplea la siguiente ecuación:

$$\Delta\phi_{InSAR} = \frac{4\pi R_1 R_2}{\lambda}$$

Donde $\Delta\phi$ es la diferencia de fase total estimada, λ es la longitud de onda, **R1** es la imagen compleja de la misma zona con las mismas características que **R2**.

Con base en el principio de InSAR, se pueden detectar y medir los cambios o deformaciones presentes en la superficie terrestre, a partir de un par interferométrico. De este modo, se da paso a la técnica de Interferometría Diferencial con Radar de Apertura Sintética, denominada

DInSAR por sus siglas en inglés (Hernández, 2014), cuya base matemática se expresa de la forma siguiente:

$$\Delta\phi = \frac{4\pi\Delta R}{\lambda}$$

Donde $\Delta\phi$ es la fase interferométrica, ΔR es el cambio de rango ocasionado por un desplazamiento entre las dos observaciones del sensor y λ es la longitud de onda. De esta manera, se muestra la estimación de cambio de fase, derivado del historial de rangos y corrimientos *Doppler* (Figura II.8).

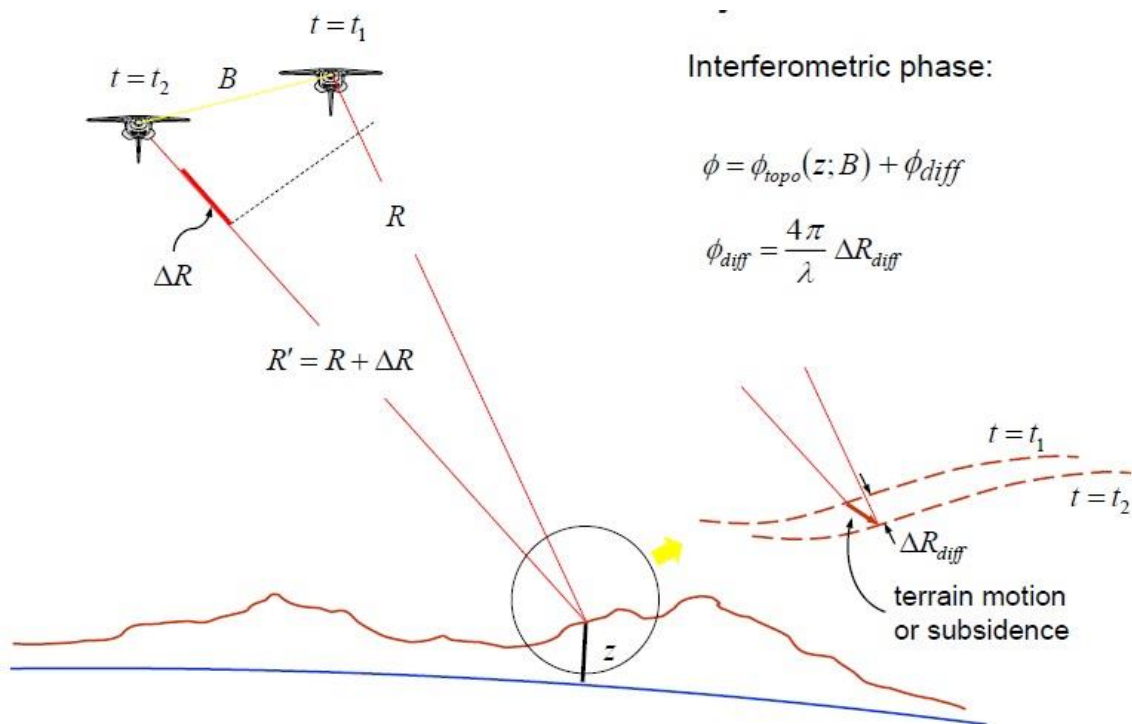


Figura II.8 Cambio de fase asociado a un cambio en el relieve, detectado por un sensor SAR en dos momentos distintos, Fuente: tomado de SAR-EDU *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. DLR* (2014).

Cabe señalar, que los movimientos o deformaciones observados, se obtienen directamente del interferograma, únicamente cuando se logra aislar la fase asociada a éstos. Así mismo, para calcular la magnitud del movimiento, se requiere estimar el cambio de fase, para lo cual es necesario eliminar del interferograma todos los elementos asociados a lo topografía original del terreno, así como el ruido inherente y atmosférico (Crosetto *et al.*, 2005).

Según Sowter (2008), la técnica DInSAR ha sido aplicada ampliamente para la valoración y análisis de eventos sísmicos, lo cual se ha reflejado en algunos estudios (Massonne *et al.*, 1993; Zebker *et al.*, 1994), que han producido excelentes imágenes sobre los efectos de los sismos. En el apartado de antecedentes, se ha referencia a otros trabajos que han abordado esta temática.

El siguiente diagrama (figura II.9) muestra el proceso general de aplicación de la técnica DInSAR convencional para la detección y medición de cambios en el relieve. Cabe señalar, que existen diversas técnicas, que emplean en principio de interferometría radar, las cuales comparten las mismas bases metodológicas y se complementan con algoritmos particulares; en un apartado posterior se presentará una reseña de éstas.

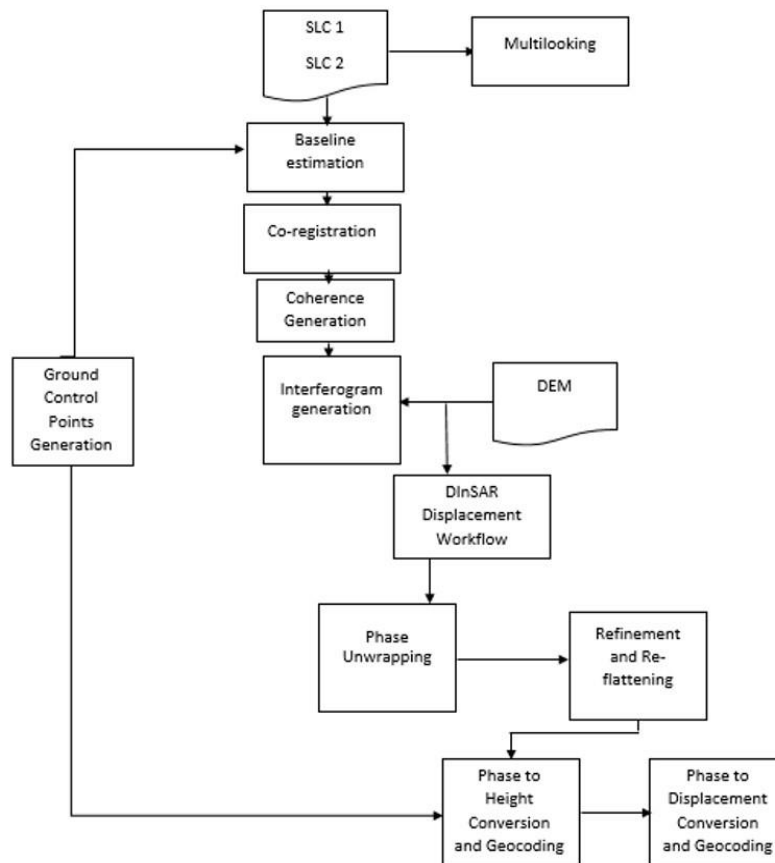


Figura II.9 Metodología general para la aplicación de la técnica DInSAR. Fuente: elaboración propia.

Como se pueden observar en el diagrama de flujo, el proceso metodológico de DInSAR comienza con la entrada de imágenes complejas SLC, mismas que pueden provenir de

diversos sensores SAR; dichos datos deben cumplir con ciertas características iniciales, entre ellas haber sido registradas con la misma órbita, ya sea ascendente o descendente. Por otra parte, un segundo criterio se deriva de la siguiente etapa, que corresponde al cálculo de **línea de base**; dicho procedimiento consiste en calcular la trayectoria de desplazamiento de las antenas entre una adquisición y otra, para ello se considera a la imagen más antigua como *master* y a la más reciente como *esclava*.

Cabe señalar, que la estimación de línea de base es imprescindible para conocer si el par complejo de radar guarda las características geométricas ideales para llevar a cabo un proceso InSAR; debido a esto, las líneas de base calculadas, cuyos resultados son mayores o cercanos a 1000 m son descartadas para realizar dicho proceso. A partir de ello y con base en las características de las imágenes, en términos de los tipos de órbitas y polarización, es posible obtener diversas combinaciones, que dan lugar a la generación de pares de imágenes.

Como parte del pre-procesamiento de las imágenes, la aplicación de **Multilooking** es un procedimiento que permite modelar el ruido asociado a la adquisición de las imágenes, el cual es denominado *speckle*; dicha modelación se basa en el principio de promediar un conjunto de píxeles de cada imagen, previo establecimiento del valor en azimut y rango. Esto tiene como finalidad obtener un píxel cuadrado, sin embargo, en la mayoría de los procesos interferométricos el algoritmo de *multilooking* se estima posterior a la generación del interferograma. El principio matemático es el siguiente:

$$SLC = SLC_a SLC_r$$

Donde

SLC = Número de *looks* (Imagen resultante)

SLC_a = Píxel en dirección del acimut

SLC_r = Píxel en dirección del rango

El siguiente paso, se basa en la aplicación de un algoritmo denominado **Co-Registración**, el cual consiste en la relación uno a uno de los píxeles, que poseen un mayor grado de retrodispersión, para estimar su correlación y, con ello, determinar si la coherencia se conserva entre ambas imágenes. Este proceso deriva en el siguiente procedimiento, señalado

en el diagrama como *Coherence Generation*; el resultado de lo anterior da la posibilidad de estimar la coherencia interferométrica, misma que en términos reales se traduce en la identificación y selección de los píxeles que conservaron información asociada a la magnitud y fase a lo largo del tiempo.

Como ya se ha señalado en párrafos anteriores, uno de los aspectos más importantes dentro de las técnicas DInSAR es la generación del *interferograma*, ya que este producto muestra los cambios de fase asociados al desplazamiento en el terreno, al ser el resultado de la asociación del complejo conjugado de la primera adquisición por la segunda (Hanssen, 2001). Desde el punto de vista matemático, un par interferométrico se expresa de la forma matemática siguiente:

$$W_1 = M_1 e^{(j\varphi^1)}$$

$$W_2 = M_2 e^{(j\varphi^2)}$$

Donde

M = Magnitud (parte real) para cada píxel que conforma la escena

φ = Fase (parte imaginaria)

W_{1,2} = Imagen compleja 1 y 2

Con base en lo anterior, de acuerdo con Dávila (2011), la generación del interferograma se resuelve mediante la multiplicación compleja de la imagen *master* por el complejo conjugado de la imagen esclavo, de modo que, la expresión matemática del interferograma para cada píxel es la siguiente:

$$W_1 W_2 = M_1 M_2 * e^{j(\varphi^1 - \varphi^2)} = A e^{j \Delta\varphi}$$

En adición a lo anterior, la composición del interferograma está dada por la contribución de distintos elementos, lo cual se expresa de la siguiente manera:

$$\Delta\phi_{int} = \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{diff} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{noise}$$

Donde

Δφ_{int} = Interferograma.

$\Delta\phi_{topo}$ = Componente de la topografía irregular.

$\Delta\phi_{diff}$ = Componente diferencial, debido a la deformación.

$\Delta\phi_{atm}$ = Contribución de la atmósfera, debida a los cambios en la troposfera y la ionosfera.

$\Delta\phi_{noise}$ = Ruido, debido a perturbaciones en la señal.

Una vez que se ha obtenido el interferograma, se genera la **coherencia interferométrica** (γ) con la cual se establece una medición de la calidad de la fase del interferograma; el resultado se puede presentar en un intervalo entre 0 y 1.0, donde el valor más bajo indica falta de coherencia y el más alto es la máxima coherencia. La importancia de esta medición radica en que solo en las zonas donde se mantiene un alto nivel de coherencia, se podrán estimar los cambios o deformaciones, por ende, este parámetro también ofrece la pauta para la selección de pares interferométricos. Su expresión matemática es la siguiente:

$$\gamma = \frac{|\sum W1 * W2|}{\sqrt{\sum |W1|^2 * \sum |W2|^2}}$$

Por otra parte, la etapa **Phase Unwrapping** es un proceso posterior a la generación del interferograma y del interferograma diferencial (DInSAR) ya filtrado o posterior a un proceso de *Multilooking*. En términos prácticos, se define como el “desarrollo de la fase”, lo que implica una conversión de la información compleja del interferograma diferencial a una función simple, para evidenciar las diferencias de altura en el terreno. La siguiente etapa corresponde a la conversión de los valores de la fase a valores de altura (**Phase to height conversion**) en este procedimiento. Los resultados de *phase unwrapping* son convertidos a valores asociados a deformaciones superficiales dentro de sistema de proyección geográfica. No obstante, es importante aclarar, que los píxeles resultantes conservan los valores de rango y azimut referidos al sistema de coordenadas del radar. Para solventar dicho aspectos, este procedimiento es seguido de otro denominado **Geocoding**, en el cual se realiza la transformación del sistema de coordenadas del radar, el cual está dado en rango-azimut y altura, a coordenadas de un sistema de referencia geodésico compatible y convencional.

Para el desarrollo de **geocoding** es necesario la generación de puntos de control (**Ground Control Points**), los cuales se establecen con base en una imagen a la que previamente se le

aplicó un algoritmo de corrección de Corrimiento Doppler (*Range-Doppler Terrain Correction*) y un **Modelo Digital de Elevación (DEM)**; lo anterior tiene como objetivo asociar los resultados a un sistema de referencia coordinado y aminorar el error cuadrático medio asociado.

Una vez obtenidos los distintos procedimientos explicados en los párrafos anteriores, la última etapa corresponde a la estandarización de la información resultante, en términos de formato de salida y proyección para su posterior edición y representación cartográfica.

II.2.8 La técnica Persistent Scatterer Interferometry (PSI)

Persistent Scatterer Interferometry (PSI) es considerada como la técnica más avanzada en el contexto de la interferometría diferencial con Radar de Apertura Sintética (DInSAR); ésta fue desarrollada por Ferretti *et al.* (2000), quienes inicialmente propusieron el principio denominado *Permanent Scatterers*, cuya traducción al idioma español está relacionada con los objetos presentes en una escena, que funcionan como “reflectores permanentes” de los pulsos electromagnéticos emitidos por el sensor SAR, a lo largo de un determinado período. A partir de la propuesta de Ferretti *et al.* (2000), se han publicado diversos trabajos en los que se plantean otras técnicas de interferometría diferencial, mismas que se basan en el principio de *Permanent Scatterers* patentando como PSInSARTM (Ferretti *et al.*, 2001; Berardino *et al.*, 2002; Colesanti *et al.*, 2003; Mora *et al.*, 2003; Lanari *et al.*, 2004; Hooper *et al.*, 2004; Crosetto *et al.*, 2005; Pepe *et al.*, 2005; Crosetto *et al.*, 2008). Debido a esto, en la actualidad todas las técnicas que funcionan bajo dicho principio se agrupan en lo que se ha denominado *PSI techniques* (Crosetto *et al.*, 2016).

PSI es una técnica DInSAR para la medición y monitoreo de la deformación de la superficie terrestre, con la capacidad de detectar y medir en escala de milímetros; para esto, el algoritmo emplea múltiples imágenes adquiridas sobre la misma área, de las cuales selecciona puntos reflectores, también denominados *persistent scatterers* (reflectores permanentes), mismos que sirven como “píxeles de coherencia”, debido a que la magnitud de la señal del radar en esos puntos podría permanecer constante en una serie de tiempo. La selección de reflectores estables, por lo regular, corresponde a zonas urbanas, donde las estructuras construidas por el hombre no son afectadas por la decorrelación temporal o el ruido residual de la señal (Peltier *et al.*, 2010; Dávila *et al.*, 2014).

A diferencia de la técnica convencional DInSAR, con el uso de PSI es posible reducir la contribución a la fase de los efectos atmosféricos, así mismo, existen dos diferencias principales entre ambas técnicas. La primera radica en el número de imágenes procesadas, mientras que en DInSAR solo se emplea un par de imágenes. En PSI es posibles procesar series más grandes, por lo regular de más de 20. Por otra parte, la implementación de procesos de modelación y análisis de los datos permite obtener productos clave como 1) series de tiempo de la deformación; 2) las tasas de deformación promedio observadas en todo el período de estudio; 3) el componente de la fase atmosférica de cada imagen SAR; 4) el denominado “error topográfico residual”, que resulta de la diferencia entre la altura real de la fase reflejada y la altura obtenida mediante un Modelo Digital de Elevación. Con base en esto, los principales productos de un análisis con PSI son el mapa de las tasas de deformación promedio y las series de tiempo de la deformación (Dávila *et al.*, 2014; Crosetto *et al.*, 2016).

De acuerdo con Crosseto *et al.* (2011; 2016) existe una serie de aspectos técnicos y características relevantes para la aplicación de PSI: i) Disponibilidad de datos SAR; ii) Viabilidad para hacer PSI; iii) Reflectores de esquina artificiales (*Artificial corner reflectors*); iv) Tasas de deformación máxima y modelo de deformación lineal; v) Series de tiempo de deformación.

En el primer caso, la capacidad de medir la deformación a través del tiempo depende de la disponibilidad de datos, lo cual a su vez, dependen de la disponibilidad de sensores en operación, la resolución temporal y las características orbitales. Además, es importante recordar que está técnica requiere de una serie de imágenes con un rango mínimo de 15 a 20. Por otra parte, la viabilidad para aplicar PSI depende de la disponibilidad de *persistent scatterers* (PSs), se debe considerar que la densidad de éstos es baja en áreas vegetadas, forestales y de baja reflectividad; en contraste PSs son abundantes en edificios, monumentos, antenas, rocas expuestas y deslizamientos, entre otros; para el caso de zonas urbanas se pueden lograr densidades mayores a 1000 PSs/km² con el uso de sensores como ENVISAT y ERS. En lo que respecta a lo que se ha denominado *Artificial corner reflectors* (CRs), esto hace referencia al despliegue *in situ* de reflectores artificiales con una alta respuesta al sistema SAR, lo cual propicia la obtención de buenas fases interferométricas que derivan en la estimación de deformaciones. Otro aspecto importante es el relativo a las tasas de

deformación máxima que es capaz de medir PSI, lo cual depende entre otras cosas, del nivel de ruido de los datos y de la técnica empleada para el “desenrollamiento” de la fase; en adición a lo anterior, si se considera la longitud de onda y el tiempo de revisita del sensor, algunos valores teóricos de tasas máximas de deformación son de 14.7, 25.7, 42.6 y 46.8 cm/año para los sensores ENVISAT, TerraSAR-X, Sentinel-1 y ALOS, respectivamente, mismos que pueden ser superados a partir de algunas técnicas específicas complementarias. Por último, las series de tiempo representan el producto más avanzado de PSI, ya que proveen la historia de la deformación a lo largo del período en estudio, lo cual es fundamental para diversas aplicaciones y correlación con otros factores; no obstante, para su correcto uso e interpretación se debe considerar que contienen la estimación de deformación por cada adquisición SAR, es decir, por cada observación.

Como ya se ha explicado, la detección de PSs es uno de los aspectos más relevantes en la ejecución de PSI, para ello actualmente existen tres métodos básicos (Jia y Liu, 2016). El primero es denominado “método basado en amplitud de dispersión”, el cual es usado para detectar PSs con base en el análisis de las amplitudes de los píxeles en la serie de tiempo, la amplitud de dispersión D_A puede expresarse de la siguiente manera (Ferreti *et al.*, 2001):

$$D_A = \frac{\sigma_A}{m_A}$$

Donde σ_A y m_A son la desviación estándar y la media de la intensidad de la retrodispersión respectivamente. En general, un píxel con dispersión de baja amplitud tiene una fase estable y se selecciona como un punto objetivo candidato (Dávila *et al.*, 2014).

El siguiente método es denominado “método basado en la estabilidad de la fase”, en éste la estabilidad de la fase es considerada como un criterio para seleccionar PSs; esta puede ser evaluada de acuerdo a una razón que hace una relación de “señal-a-desorden” (SRC por sus siglas en inglés). Si el promedio de SRC de un píxel es mayor a un umbral determinado, el píxel puede ser considerado como un punto PSs. La forma de SCR se expresa de la siguiente forma (Jia y Liu, 2016):

$$r_{sc} = \frac{s^2}{c^2}$$

Donde s es la amplitud y c representa en el desorden. Por último, el “método basado en correlación” establece que a partir de N imágenes de una región se pueden formar $N-1$ pares interferométricos, conformados por una imagen master y una esclavo; así mismo, si la dispersión de un PSs es más consistente en imágenes colectadas en dos momentos distintos, los PSs con más alta correlación se podrían conservar en pares interferométricos. De este modo, si la correlación de un píxel es más alta que cierto límite o umbral, este será considerado como punto candidato. El coeficiente de correlación γ es calculado para un píxel y los píxeles circundantes en una ventana de un tamaño determinado.

La técnica PSI se ha aplicado ampliamente para la medición de deformaciones, al tiempo que se han obtenido altos valores de precisión; así mismo, muchos de los investigadores se han centrado en esta técnica, por lo que se han logrado mejoras a la misma. De acuerdo con Jia y Liu (2016), algunas misiones SAR activas, así como planes futuros de distintas agencias espaciales se han enfocado en el mejoramiento de la exactitud y fiabilidad de PSI.

II.3 Área de estudio, materiales y métodos

En este apartado, se presenta la delimitación del área de estudio, así como una descripción de las características técnicas del sensor Sentinel – 1 y de las imágenes de radar empleadas; por otra parte, se explica de manera detallada la metodología empleada, en términos de los materiales y métodos empleados.

II.3.1 Características técnicas del sensor Sentinel – 1

La misión *Sentinel – 1* representa el Observatorio Europeo de Radar en el marco de la iniciativa **Copernicus**, antes denominada **GMES** (*Global Monitoring for Environment and Security*), la cual es auspiciada en conjunto por la Comisión Europea (EC, por sus siglas en inglés) y la Agencia Espacial Europea (ESA, por sus siglas en inglés); el objetivo de dicha iniciativa es la implementación de servicios de información relacionados con el medio ambiente y seguridad con base en datos recibidos por los satélites de observación del terreno (*Sentinel – 1 Team*, 2013).

Las misiones de la iniciativa Copernicus están constituidas por los satélites *Sentinel – 1*, - 2 y - 3; en el caso *Sentinel – 1*, se trata de una misión que se compone de una constelación de dos satélites (*Sentinel – 1A* y *Sentinel – 1B*), los cuales comparten el mismo plano orbital,

con una diferencia de 180° en la fase orbital. Los sensores operan en la banda C durante el día y la noche para la generación de imágenes de Radar de Apertura Sintética, lo que les permite realizar adquisiciones en cualquier condición climática (*Sentinel – 1 Team*, 2013; *Earth Observation Portal – ESA*, 2016).

El satélite *Sentinel – 1A* (figura II.10) fue lanzado el 3 de abril de 2014, en un vehículo tipo Soyuz-STB Fregat, en Kourou, Guyana Francesa; la esperanza de vida proyectada es de 7 años, aunque cuenta con consumibles para 12. Respecto a la órbita, ésta es sincrónica al sol, se encuentra a una altitud de 693 km y tiene un ciclo de repetición de 12 días. Las dimensiones físicas de dicha plataforma son: 3.9 x 2.6 x 2.5 m y con un peso, al momento del lanzamiento, de 2,300 kg.



Figura II.10 Vista de la plataforma Sentinel – 1 desplegada en el espacio. Fuente: tomado de *Earth Observation Portal – ESA* (2016).

El satélite está complementado por un sensor denominado **C-SAR**, el cual es de tipo activo, y opera en la banda C para funcionar como Radar de Apertura Sintética. Este instrumento posee una antena activa, que proporciona un escaneo rápido en elevación, con el objetivo de cumplir cubrir el amplio rango de ángulo de incidencia y soportar la operación ScanSAR. Además, hace lo mismo en azimut, con la finalidad de utilizar la técnica TOPS con el

rendimiento de imagen requerido. En la siguiente tabla, se muestran las principales características técnicas de este sensor.

Tabla II.5 Principales parámetros técnicos del instrumento *Sentinel - 1* C-SAR.

Parámetro	Valor
Frecuencia	5.405 GHz
Longitud de onda	5.5465763 cm
Ancho de banda	0 – 100 MHz (programable)
Polarización	HH + HV, VV + VH, VV, HH
Ángulo de incidencia	20° - 46°
Dirección de vista	Derecha
Tipo de antena	Radiadores de guía de onda ranurados
Tamaño de la antena	12.3 m x 0.821 m
Masa de la antena	880 kg (representa el 40% del total de la masa de la plataforma)
Ancho del haz en azimut	0.23°
Ancho del haz en dirección del rango	-0.9° a +0.9°
Anchura del haz en elevación	3.43°
Ancho del pulso	5 – 100 μs (programable)
Ciclo de transmisión	Max. 12%, SM 8.5%, IW 9%, EW 5%, WV 0.8%
PRF Frecuencia de Repetición del Pulso	1,000 – 3,000 Hz (programable)
Cuantificación de datos	10 bit
Masa total del instrumento (incluyendo la antena)	945 kg

Fuente: elaborado a partir de *Sentinel Online* (2017).

El sensor de *Sentinel – 1* puede operar en cuatro modos de adquisición distintos (figura II.11). El primero de ellos, *Strip Map* ya ha sido explicado en párrafos anteriores; el segundo es denominado *Interferometric Wide Swath (IW)*, es el de principal uso y satisface la mayoría de los requerimientos de servicios. El modo IW captura la imagen en **tres sub-swaths**, empleando la técnica **TOPSAR (Terrain Observation with Progressive Scans SAR)**, la cual permite controlar electrónicamente el haz de atrás hacia adelante en dirección del azimut. Cabe señalar, que en la actualidad esta técnica intenta reemplazar al modo de adquisición convencional **ScanSAR**, logrando la misma cobertura y resolución.

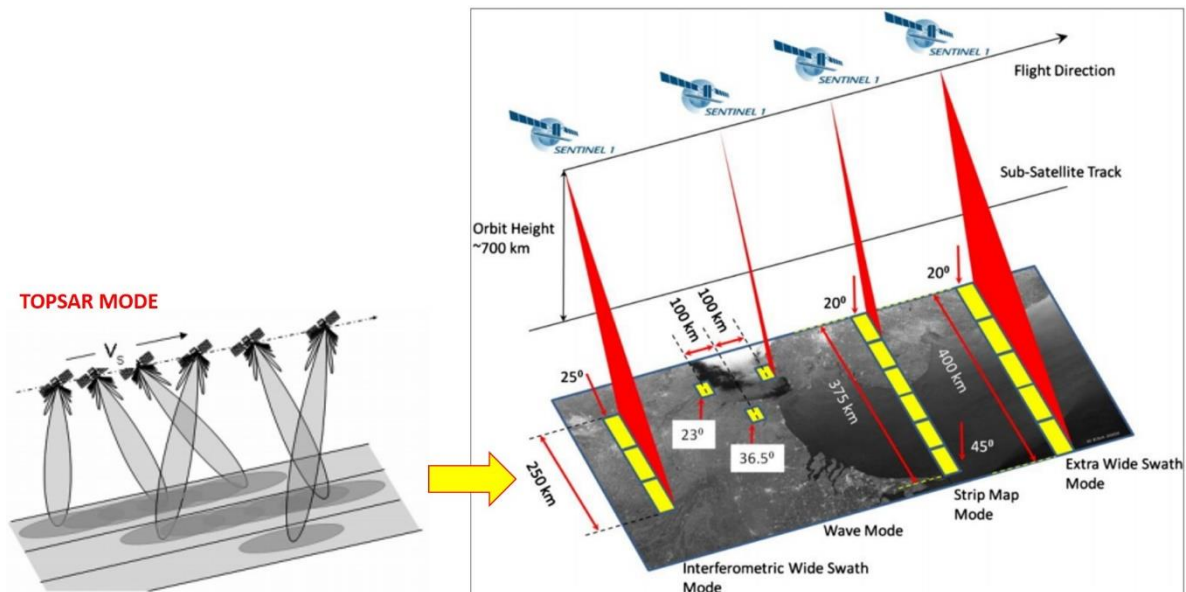


Figura II.11 Modos de adquisición de *Sentinel – 1*: A la izquierda, se observa el modo TOPSAR. Fuente: elaborado a partir de Sentinel Team (2013) y De Zan y Monti (2006).

El resultado de las adquisiciones a través de la técnica TOPSAR son productos denominados **IW SLC** (*Interferometric Wide Swath Single Look Complex*), que contienen una imagen compleja (SLC) por cada *Sub-swath* (figura II.12) y una por cada canal de polarización, para un total de tres imágenes, en polarización simple, o seis en polarización dual, para un producto IW. Así mismo, cada *Sub-swath* se divide en una serie de *burst*, mismos que han sido procesados como una imagen SLC de manera independiente y se incluyen en el orden del azimut a través del tiempo.

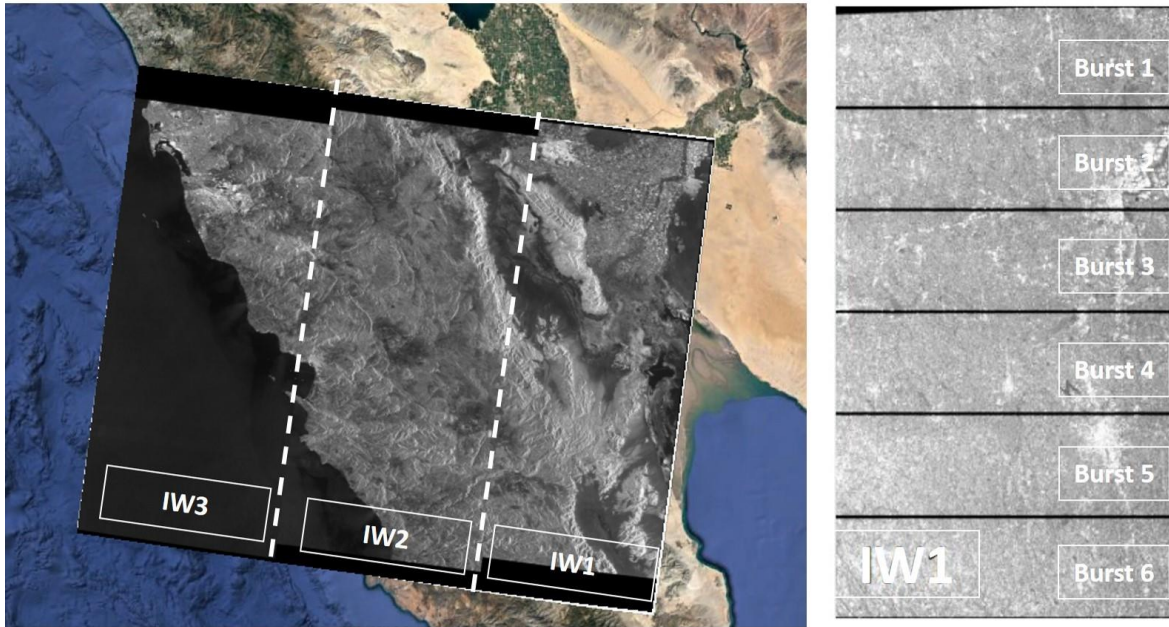


Figura II.12 Se muestra un ejemplo de un producto IW SLC, la imagen de la izquierda corresponde a una escena del sector norte de Baja California, las líneas blancas discontinuas señalan la división en tres sub-swaths (IW). La imagen de la derecha muestra un sub-swath dividido en una serie de seis *burst*. Fuente: elaboración propia.

El tercer modo es denominado **Extra Wide Swath (EW)** y es similar al anterior, ya que también emplea la técnica TOPSAR, sin embargo, la diferencia fundamental radica en que el resultado son cinco sub-swaths. El área que cubre cada uno de éstos es más del doble, que en el caso de los resultantes en IW; el empleo de este modo de adquisición es común en grandes zonas como el océano, áreas cubiertas de hielo, derrames de petróleo, etc. Por otra parte, el modo **Wave (WV)** consiste en la generación de una serie de *viñetas* con la característica de tener una polarización exclusiva; cada viñeta es procesada como una imagen independiente.

Cada uno de los modos de adquisición provee imágenes con características diferentes, en especial, en términos de la cobertura y la resolución espacial, por tal razón, es importante tener en cuenta este aspecto en función de los objetivos de la investigación. La siguiente tabla muestra los principales parámetros técnicos para cada uno de los modos descritos arriba.

Tabla II.6 Principales características técnicas de *Sentinel - 1* en diferentes modos de adquisición.

Parámetro	<i>Strip Map (SM)</i>	<i>Interferometric Wide Swath (IW)</i>	<i>Extra Wide Swath (EW)</i>	<i>Wave (W)</i>
Polarización	Dual (HH+HV, VV+HV)	Dual (HH+HV, VV+HV)	Dual (HH+HV, VV+HV)	Single (HH, VV)
Ángulo de incidencia	20°- 47°	31°- 46°	20°- 47°	23°- 37°
Resolución en azimut	5 m	20 m	40 m	5 m
Resolución en rango	5 m	5 m	20 m	5 m
Swath	80 km	250 km	410 km	20 km
Ruido máximo Sigma Cero (NEZS)	-22 dB	-22 dB	-22 dB	-22 dB
Estabilidad radiométrica	0.5 dB (3 σ)	0.5 dB (3 σ)	0.5 dB (3 σ)	0.5 dB (3 σ)
Exactitud radiométrica	1 dB (3 σ)	1 dB (3 σ)	1 dB (3 σ)	1 dB (3 σ)
Error de fase	5°	5°	5°	5°

Fuente: elaborado a partir de *European Space Agency* (2012).

Sin importar el modo de adquisición seleccionado, los datos pueden ser distribuidos en tres niveles de procesamiento. En el **Nivel 0**, se encuentran datos tipo *raw* comprimidos y no focalizados, mismos que representan la base para cualquier nivel mayor, incluyen ruido, calibración interna, así como, los paquetes originales de los registros de los ecos e información orbital. Al **Nivel 1** corresponden los datos que han pasado por un pre y post procesamiento, mediante la aplicación de algoritmos y calibraciones; el resultado son imágenes en formato **SLC** (*Single Look Complex*) y **GRD** (*Ground Range Detected*); las primeras son georreferenciadas en el sistema de coordenadas del satélite y que conservan la fase, mientras que a las segundas se les ha aplicado un proceso de *multilooking*, están georreferenciadas a un sistema de coordenadas terrestres y pierden los valores de la fase. Por último, en el **Nivel 2** se distribuyen productos geofísicos y georreferenciados, que se derivan del Nivel 1; en éste se encuentra el **Nivel 2 Océano (OCN)**, que puede incluir datos referentes al campo de viento del océano (**OWI Ocean Wind field**), espectros de oleaje oceánico (**OSW**

Ocean Swell spectra) y la velocidad radial superficial (**RVL Surface Radial Velocity**). Cabe señalar que además de los modos de adquisición, los niveles de procesamiento también influyen de manera directa en la resolución espacial de las imágenes.

II.3.2 Área de estudio

La ciudad de Tijuana se localiza en las coordenadas 32°24'14.76" N y 116°49'12" W, en el noroeste del estado de Baja California, y se ubica en la región noroeste de la República Mexicana. La ciudad pertenece al municipio homónimo y tiene una superficie aproximada de 239 km². Colinda al norte, con el condado de San Diego, en los Estados Unidos de América; al este, con el municipio de Tecate; al sur, con el municipio de Ensenada; y al oeste, con el municipio de Playas de Rosarito y el Océano Pacífico. Desde el punto de vista fisiográfico, se ubica en la Provincia de la Península de Baja California y en la Subprovincia Sierras de Baja California Norte.

Cabe señalar, que el análisis de las deformaciones del relieve se enfoca en el sector noroeste del municipio de Tijuana, el cual corresponde a la ubicación de la zona urbana, no obstante, debido a las características de las imágenes obtenidas del sensor Sentinel – 1, explicadas en el párrafo anterior, principalmente en términos de su cobertura espacial, el área de estudio se delimitó a partir de un rectángulo conformado a partir de dos *burst*, que enmarcan la ciudad. Las coordenadas extremas de dicho polígono están comprendidas entre los 32°18'51.52936" N a 32°40'12.63031" N y 116°32'36.15389" W a 117°22'46.12719" W, y se extiende en el orden de 14 km en dirección norte-sur, y 25 km en dirección este-oeste de la ciudad (figura II.13).

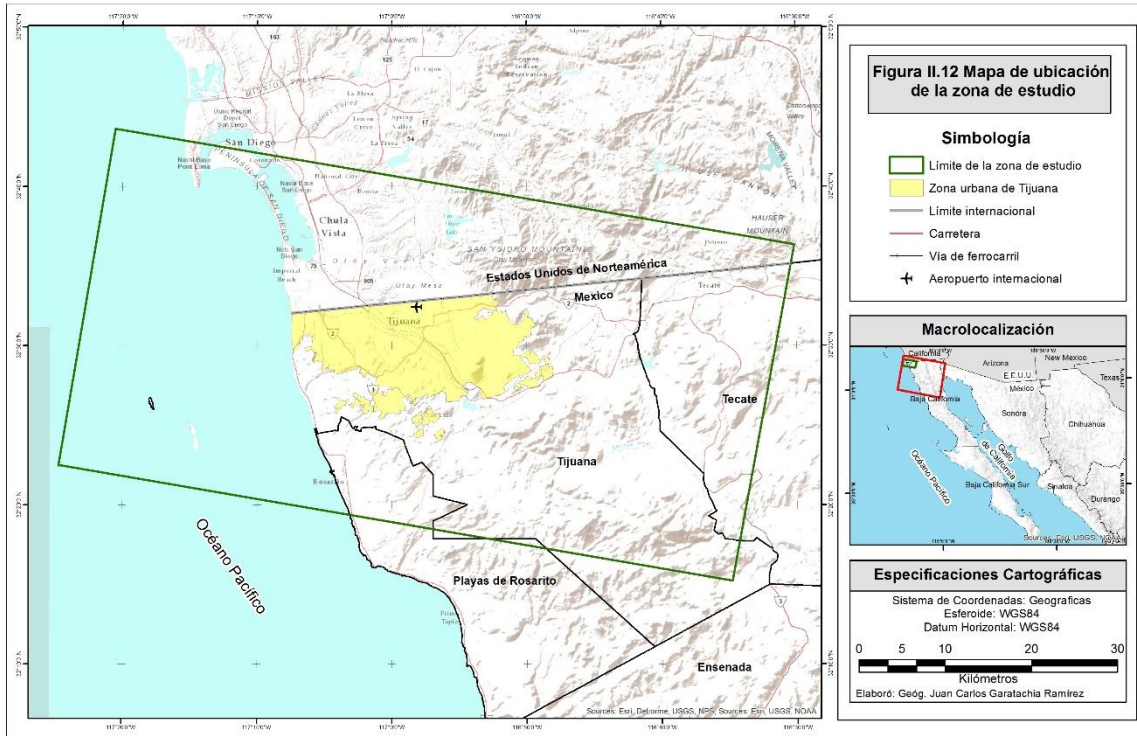


Figura II.13 Mapa de ubicación de la zona de estudio, el rectángulo verde representa el área conformada por los dos *burst* seleccionados de la imagen completa

II.4 Descripción de la metodología empleada

Para alcanzar los objetivos planteados se desarrolló el Modelo Metodológico para la Generación de una Zonificación Geodinámica de Tijuana, B.C. (Figura II.14), el cual se divide en dos ejes temáticos; el primero está enfocado en el desarrollo de la **Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética (DInSAR)**, mientras que el segundo está dirigido hacia la realización del **Análisis estructuro-geomorfológico**. Así mismo, el modelo está subdividido en cuatro fases de trabajo: a) **Fase 1. Análisis morfométrico y morfotectónico**; b) **Fase 2. Aplicación de técnica *Persistent Scatterers***; c) **Fase 3. Trabajo de campo** y d) **Fase 4. Validación – Análisis de correlación espacial**.

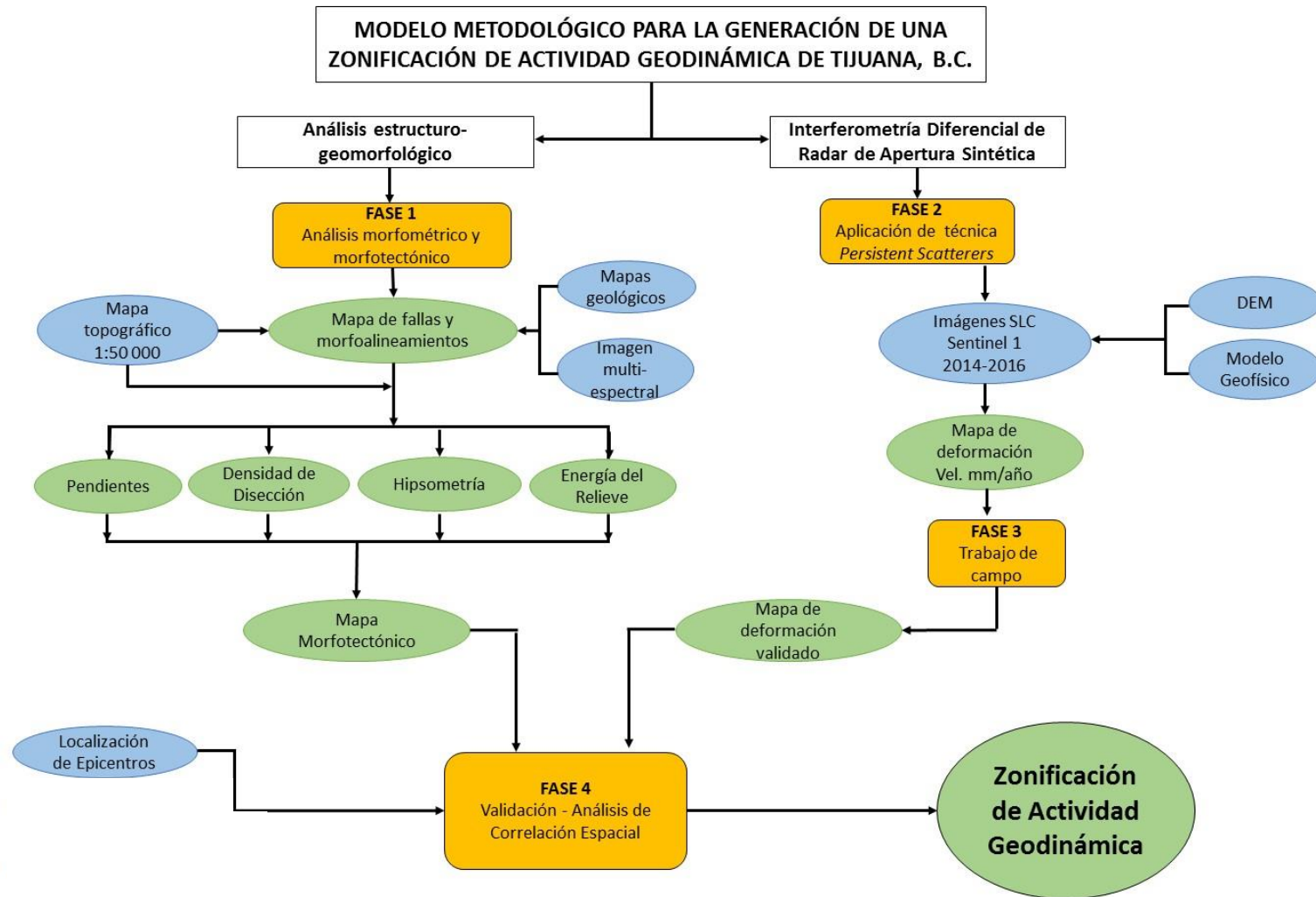


Figura II.14 Diagrama de flujo de las etapas metodológicas para la generación de una zonificación de la actividad geodinámica en la ciudad de Tijuana, B.C. Los rectángulos en color naranja representan fases del proceso metodológico; las elipses azules representan materiales o insumos de trabajo, mientras que las azules hacen alusión a productos o resultados de cada fase. Fuente: elaboración propia.

II.4.1 Fase 1. Análisis morfométrico y morfotectónico del relieve

La primera fase del proceso metodológico se basa en el análisis morfométrico y morfotectónico del relieve, lo cual en conjunto, constituye la aplicación de algunos de los principales métodos en el orden morfoestructural. Durante esta etapa se generaron diversos productos cartográficos, cuyo proceso general se explica en los siguientes párrafos.

La generación del *Mapa de fallas y morfoalineamientos* se realizó a partir de dos actividades principales: la primera de ellas consistió en la georreferenciación y digitalización de mapas geológicos de la región, con lo cual se seleccionaron las fallas delimitadas bajo criterio geológico. La segunda actividad tuvo como objetivo delimitar los morfoalineamientos a partir de su expresión en el relieve mediante el método de Orlova (1975) el cual, para definir el control estructural, se basa en el análisis de los patrones del drenaje a partir de las siguientes premisas (García-Palomo, *et al.* 2008):

- a) Los ríos definen sus valles de acuerdo con la estructura geológica y a lo largo de fallas y fracturas
- b) Los ríos generalmente fluyen paralelos a la pendiente regional máxima (gradiente topográfico regional)
- c) Las deflexiones en los ríos son consideradas anomalías y están relacionadas con discontinuidades litológicas o fallas y fracturas

Con base en dichas premisas se trabajó sobre cartas topográficas escala 1:50,000 con equidistancia de 20 m entre curvas de nivel y con el apoyo de imágenes de satélite de alta resolución espacial del servicio *Google Earth*; el flujo de trabajo consistió en las siguientes tareas: 1) Inferencia y delimitación de la red de drenaje o hidrográfica; 2) Jerarquización de la red mediante la asignación de órdenes según Strahler (1954); 3) Análisis de la red y aplicación de los criterios de Orlova (1975) para la delimitación de fallas y morfoalineamientos con expresión en el relieve y 4) Georreferenciación y digitalización del mapa en ambiente de Sistemas de Información Geográfica (SIG) para su procesamiento y edición.

Por otra parte, la morfometría del relieve se analizó mediante un Modelo Digital de Elevación (DEM, por sus siglas en inglés) del Sensor ALOS-PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) el cual posee una resolución espacial de 12.5 m. Con este insumo

en ambiente de SIG se generó el *Mapa de Pendientes* y el *Mapa Hipsométrico* mediante la aplicación de un clasificador automático previamente definido el número de clases deseado.

Así mismo, a partir del DEM se generaron curvas de nivel equidistantes a cada 20 m, con las cuales se realizaron operaciones de análisis espacial para la obtención semi-automatizada del *Mapa de Densidad de Disección*, el *Mapa de Energía del Relieve* y el *Mapa de Densidad de Morfoalineamientos*; para los tres casos el área de estudio se subdividió en zonas de 1 km² de superficie, en el primero se calculó el cociente resultante de dividir la longitud de las corrientes entre la superficie que las contiene, esta operación se realizó para cada zona definida y se le asignó el valor resultante. En el segundo caso, para cada zona se calculó y asignó la diferencia altitudinal, es decir, la cota máxima de altura menos la cota mínima con base en los valores de las curvas de nivel. En el tercer caso se calculó el cociente resultante de dividir la longitud de las formas disyuntivas (fallas, fracturas y morfoalineamientos) entre la superficie que las contiene.

En relación al **mapa morfotectónico**, cabe señalar que el mapa de fallas y morfoalineamientos representó la base para delimitación de los bloques o unidades morfotectónicas, lo cual se llevó a cabo con base en las siguientes etapas de trabajo:

1. Análisis y jerarquización de la red de drenaje para la delimitación de formas disyuntivas como fallas, fracturas y morfoalineamientos en general.
2. Identificación de las superficies máximas de planación (cumbrales).
3. Análisis de los valores altitudinales alrededor de cada superficie de cumbral con la finalidad de identificar las variaciones y establecer niveles altitudinales de los bloques.
4. Análisis de las características litológicas de la zona de estudio
5. Delimitación de los bloques tectónicos mediante la vinculación de las características estructurales, altitudinales y litológicas analizadas en las etapas anteriores.
6. Procesamiento y edición cartográfica en ambiente de Sistemas de Información Geográfica

II.4.2 Fase 2. Aplicación de *Persistent Scatterers Interferometry* (PSI).

Con base en el modelo metodológico presentado, la segunda fase consiste en la aplicación de la técnica PSI, para ello, se emplearon 21 imágenes complejas *Single Look Complex* (SLC) del sensor Sentinel 1, correspondientes al período 2014-2016, todas en pase Descendente y con Esquema de Polarización VV; otras características técnicas de interés se muestran en la Tabla II.7. Las imágenes fueron obtenidas de forma libre a través del Centro de Datos Científicos de Sentinel (*Sentinels Cientific Data Hub*), administrado por la ESA en el marco del proyecto Copernicus.

Tabla II.7 Características de las imágenes complejas empleadas.

Fecha de adquisición	Swath (IW)	Burst	Número de Ciclo	Número de Órbita	Órbita Relativa
29-10-2014	3	3	31	3045	173
10-11-2014	3	4	32	3220	173
04-12-2014	3	4	34	3570	173
16-12-2014	3	3	35	3745	173
28-12-2014	3	4	36	3920	173
09-01-2015	3	3	37	4095	173
10-03-2015	3	4	42	4970	173
15-04-2015	3	3	45	5495	173
21-05-2015	3	4	48	6020	173
02-06-2015	3	3	49	6195	173
08-07-2015	3	4	52	6720	173
30-09-2015	3	3	59	7945	173
12-10-2015	3	4	60	8120	173
17-11-2015	3	5	63	8645	173
29-11-2015	3	6	64	8820	173
09-02-2016	3	6	70	9870	173
21-02-2016	3	5	71	10045	173
04-03-2016	3	6	72	10220	173
28-03-2016	3	6	74	10570	173
09-04-2016	3	5	75	10745	173
21-04-2016	3	6	76	10920	173
03-05-2016	3	5	77	11095	173

En lo que respecta a las etapas metodológicas de la técnica PSI, algunas de éstas son repeticiones de la técnica convencional DInSAR, misma que ya ha sido explicada en apartados anteriores. En este sentido, un flujo general de trabajo en PSI está dado por cinco pasos principales (figura II.15).

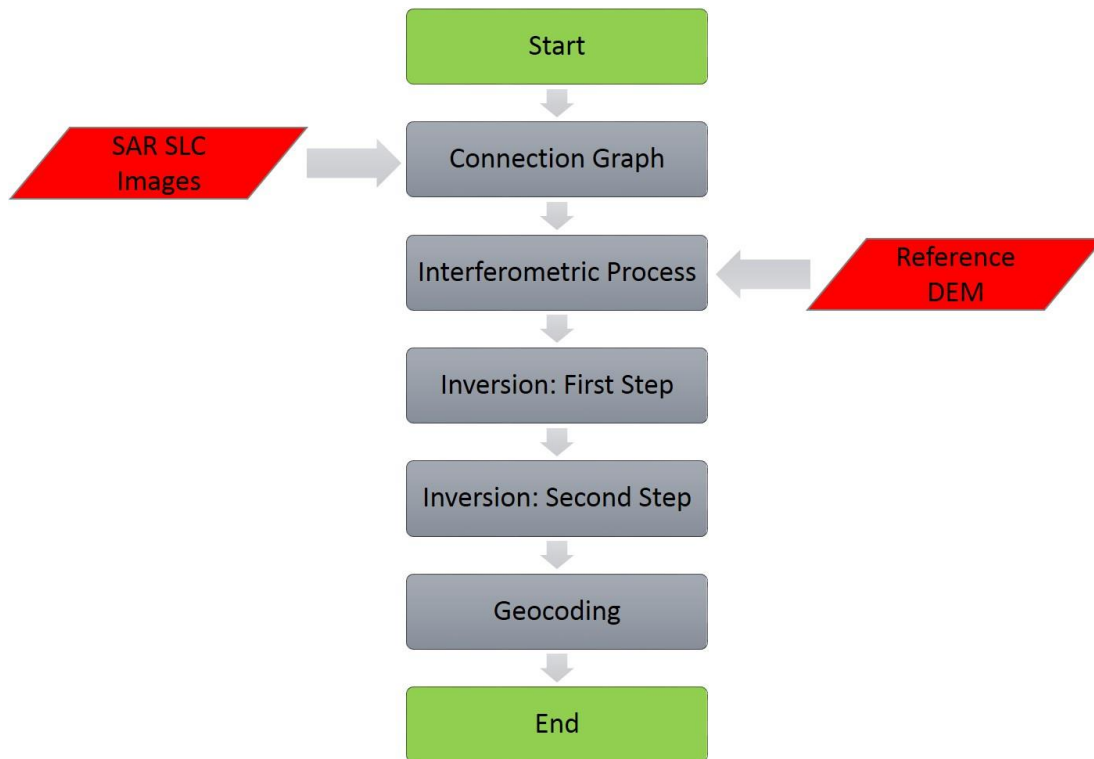


Figura II.15 Flujo de trabajo de la técnica PSI en el ambiente del software SAR-SCAPE.
Fuente: elaborado a partir de Kampes (2006) y Sarmap (2014).

Como se puede observar en el diagrama anterior, el primero paso es denominado *Connection Graph*, en el cual se introducen las imágenes complejas empleadas, con la finalidad de hacer la definición de la imagen de referencia, es decir, la más antigua, también denominada **master** y al resto de éstas como **esclavas**. Cabe señalar que estas combinaciones representan la base para la formación de los múltiples interferogramas diferenciales en pasos posteriores. Con base en lo anterior, se realiza el cálculo de **líneas de base**, de las cuales se sugiere que no deben ser mayores a **1,000 m**, sin embargo, con el objetivo de tener mayor precisión, en este trabajo solo se consideraron valores menores a **200 m**.

El siguiente paso es denominado *Interferometric Process* y su principal finalidad es la generación de los **interferogramas complejos**. Para esto consta de una secuencia de procesos: *Co-registración*, *Generación de Interferogramas*, *Aplanamiento (Flattening)* y el cálculo *del Índice de Dispersión de Amplitud*. Con base en lo anterior y como ya se ha explicado en apartados anteriores, el proceso de **Co-registración** consiste en la correlación, uno a uno, de todos los píxeles de entre la imagen master y el resto de las imágenes esclavas. Por su parte, para cada imagen esclava se genera un interferograma complejo, teniendo como referencia siempre a la imagen master.

El proceso de aplanamiento tiene como finalidad la eliminación de la topografía en el interferograma, para lo cual se emplea un Modelo Digital de Elevación (DEM); cabe señalar que en la medida que el modelo posea mayor resolución, el resultado será mejor en términos de la eliminación de la topografía. Por otra parte, en apartados anteriores se realizó una descripción de distintos métodos para la determinación de puntos candidatos, en este caso, el algoritmo emplea el Índice de Dispersión de Amplitud (***D***) para la identificación de puntos potencialmente coherentes para la medición de los cambios. La expresión matemática de dicho índice es la siguiente:

$$D = \frac{\mu}{\sigma}$$

Donde σ es la desviación estándar temporal de la amplitud y μ es el promedio temporal de la amplitud de un píxel en específico; por tanto, se espera que un píxel que tenga una amplitud similar y relativamente grande durante todas las adquisiciones, tenga una dispersión de fase pequeña. Así mismo, valores bajos de ***D*** representan valores altos de desviación estándar en la fase, ejemplo de esto ocurre en las zonas rurales o con vegetación. Por otra parte, aquellos puntos con altos valores del índice de dispersión tendrán valores bajos en la desviación estándar de la fase, esto ocurren en las zonas urbanas.

El siguiente paso corresponde a la **Primera Inversión (Inversion: First step)**, en la cual se estima la inversión de un primer modelo para derivar la altura residual y la velocidad de desplazamiento. Así mismo, el valor de la fase es removido de los interferogramas y, con base en el índice de dispersión calculado previamente, son seleccionados cierto número de reflectores coherentes (*Persistent Scatterers PSs*). En esta etapa, el proceso se enfoca en el

historial de la fase para cada píxel y se procura de que cumplan con la condición de ser estables y estén orientados de modo tal, que puedan ser detectados por el sensor SAR. Cabe señalar, que el modelo resultante de la derivación de la altura residual y la velocidad de desplazamiento es un modelo lineal, el cual se puede expresar de la siguiente forma:

$$Disp = V * (t - t_0)$$

Donde *Disp* es el desplazamiento en el tiempo *t* y *V* es la velocidad de desplazamiento. El rango de los valores de desplazamiento es definido en función de las tasas o velocidades de desplazamiento conocidos en los rasgos estructurales; en el caso del presente trabajo, estos parámetros se establecieron a partir de un proceso de documentación que permitió realizar la caracterización de las principales fallas geológicas que pueden afectar a la ciudad de Tijuana, la cual se presenta en el Capítulo I.

La **Segunda Inversión** (*Inversion: Second Step*) emplea el modelo lineal obtenido en el paso anterior para estimar los componentes de la fase atmosférica. Dicho modelo es restado de todos los interferogramas diferenciales, con la finalidad de refinar los valores de altura residual y desplazamiento; posteriormente, el algoritmo se enfoca en remover la mayor parte de la fluctuación del retardo de propagación de la señal, el cual se debe principalmente a las variaciones en la troposfera. Durante este proceso se emplean dos filtros que explican las variaciones atmosféricas, uno en términos de su distribución espacial y otro en la distribución temporal; como principal resultado de la segunda inversión, se obtiene un modelo que muestra los desplazamiento fecha-por-fecha.

El último paso de la técnica PSI corresponde a la **georreferenciación** (*Geocoding*) del modelo de desplazamiento y de los productos asociados a éste; para esto se emplean Puntos de Control del Terreno, los cuales deben estar dados en un sistema de coordenadas terrestres. Así mismo, mediante el establecimiento de un umbral en el valor de coherencia, es posible redefinir los puntos que se deben considerar como *Persistent Scatterers*.

II.4.3 Fase 3. Trabajo de campo

Durante el mes de noviembre de 2016, se realizaron visitas a puntos de verificación en la ciudad de Tijuana, esto con la finalidad de validar los resultados de la aplicación de la técnica PS y recabar información de interés. Dichos puntos fueron seleccionados y localizados previamente en zonas con las siguientes características:

1. Presencia de altos valores de desplazamiento
2. Cercanía a fallas y morfoalineamientos
3. Asentamientos urbano consolidados

Con base en lo anterior, las actividades de campo se enfocaron en la búsqueda, georreferenciación y medición de rasgos superficiales que se pueden asociar a desplazamientos del terreno; por otra parte, se realizó la observación y documentación de rasgos del relieve y micro-relieve que pueden representar una manifestación de la actividad geodinámica, así como otros procesos geomórficos detectados mediante PSI.

Durante la estancia en la ciudad de Tijuana también se realizó la visita a instituciones académicas, así como instancias privadas con la finalidad de acceder a datos especializados en materia de epicentros de sismos, niveles piezométricos del acuífero y registros de la velocidad de deformación del terreno mediante GPS de alta precisión. Dichos datos representan algunos de los materiales e insumos necesarios para el desarrollo de la Fase 4 del modelo metodológico propuesto.

II.4.4 Fase 4. Validación – Análisis de Correlación Espacial

Con la finalidad de conocer la asociación espacial de los resultados derivados de la aplicación de la técnica PSI con la actividad tectónica de la región, se consideraron variables geomorfológicas relacionadas con la actividad neotectónica de un territorio, tales como la Densidad de Disección, la Densidad de Morfoalineamientos, la Energía del Relieve, así como la proximidad y distribución espacial en relación a formas disyuntivas. En dicho análisis también consideraron variables de corte geofísico como el registro de sismos.

Para llevar a cabo el análisis de Autocorrelación Espacial de los datos se empleó el Análisis Exploratorio de Datos Espaciales (*Exploratory Spatial Data Analysis, ESDA*), el cual se define como un conjunto de técnicas que, entre otras cosas, describen y visualizan el

comportamiento estadístico y la distribución de los datos, e identifican patrones de asociación espacial (Anselin, 1999). En este sentido, para efectuar el diagnóstico de autocorrelación entre las variables seleccionadas se calculó el Índice de Moran Local (I. de Moran).

El I. de Moran es una medida bivariada que permite estimar la asociación espacial de un objeto y sus vecinos (Dávila *et al.*, 2014b), de acuerdo con Goodchild (2008, en Celemín, 2009) este índice es “esencialmente el Coeficiente de Correlación de Pearson con una matriz de pesos definida por el usuario” en este sentido, su resultado varía entre -1 y 1, donde los valores negativos indican un conglomerado espacial con valores de análisis distintos, mientras que, los valores positivos indican un conglomerado espacial de unidades territoriales con valores de análisis similares, ya sean altos o bajos (CEPAL, 2014).

Para la ejecución del I. de Moran se empleó *software* GEODA, el cual es un programa especializado en Análisis Exploratorio de Datos Espaciales; los resultados del índice derivan en tres productos principales: 1) Diagrama de dispersión y valor de la Autocorrelación Espacial; 2) Mapa de conglomerados espaciales y 3) Mapa de la significancia estadística de los agrupamientos territoriales al 0.1%, 1% y 5%.

Para obtener el valor de la Autocorrelación Espacial (1) es necesario definir una matriz de pesos, la cual determina cuáles son las entidades que deben ser consideradas como vecinas de una unidad de análisis. Una vez realizado esto, es necesario saber si el resultado de la autocorrelación es significativo desde el punto de vista estadístico, para lo cual se emplea un test de hipótesis nula; esto permitirá saber si la configuración espacial de la variable se produce de forma aleatoria al ubicar el coeficiente de Moran dentro de una curva normal de probabilidades (Iris, 2015). De acuerdo con la misma autora, para ello se emplea un procedimiento de “aleatorización” (*randomization*) donde los datos de la unidades espaciales se intercambian (*permutation*) al azar y se obtienen distintos valores de autocorrelación que son comparados con el producido en la distribución real. El juego de hipótesis versa de la siguiente forma:

- H_0 : La configuración espacial de los valores se produce de forma aleatoria
- H_1 : La configuración espacial de los valores no se produce de forma aleatoria

El resultado del test de hipótesis es el denominado **p-valor** (*p-value*) el cual debe ser comparado con el nivel de significancia empleado y declarado al inicio del proceso; en este sentido, **si el nivel de significancia es superior al p-valor se rechaza la hipótesis nula (H_0) y se acepta la alternativa.**

Con base en lo anterior, los aglomerados de datos (2) estadísticamente significativos se clasifican en los siguientes tipos (CEPAL, 2014):

- **Alto-Alto (*High-High*):** Representa una unidad territorial con un valor de análisis por encima del promedio, rodeada significativamente por áreas vecinas que también se encuentran por sobre la media con respecto a la variable de interés. Dichas unidades corresponden a los denominados Enclaves Calientes (*Hot Spots*)
- **Bajo-Bajo (*Low-Low*):** una unidad territorial con un valor de análisis inferior al promedio, rodeada por áreas vecinas que también se encuentran bajo la media en relación con la variable de interés. Corresponden a los denominados Enclaves Fríos (*Cold Spots*).
- **Bajo-Alto (*Low-High*):** presencia de una unidad territorial con un valor de análisis bajo, rodeada significativamente por áreas vecinas con valores que se encuentran por sobre la media de la variable de interés.
- **Alto-Bajo (*High-Low*):** presencia de una unidad territorial con un valor de análisis alto, rodeada significativamente por áreas vecinas con valores que se encuentran bajo la media de la variable de interés
- **Relación no significativa (*Not Significant*):** presencia de unidades territoriales donde el valor de análisis de la variable de interés no se relaciona significativamente con los valores que presentan sus vecinos.

El tercer resultado es el mapa de nivel de significancia, y en él se muestran las unidades territoriales relevantes con base en su valor de asociación espacial una vez que ha sido efectuado el proceso de aleatorización (Iris, 2015).

La aplicación del I. de Moran permitió discriminar del conjunto de puntos derivados de PSI aquellos que resultaron con una alta Autocorrelación Espacial con las variables propuestas, lo cual en principio representan un acercamiento a la identificación de regiones con mayor o menor actividad neotectónica en el marco de la zona de estudio.

Así mismo, una vez que se contó con los puntos discriminados, estos fueron analizados en conjunto con los datos del mapa morfotectónico con la finalidad de llegar a un mayor nivel de detalle mediante la determinación de **“Tipos correlativos morfoestructuro-geodinámicos”**. En este sentido, se definieron tres tipos:

1. Correlación morfoestructuro-geodinámica en bloques morfotectónicos
2. Correlación morfoestructuro-geodinámica en nudos morfoestructurales
3. Correlación morfoestructuro-geodinámica a lo largo de formas disyuntivas (Clase 1 y Clase 2)

Para la identificación de los tipos correlativos los datos fueron manipulados en ambiente de SIG, donde se aplicaron operaciones de Análisis Espacial bajo las siguientes premisas:

- a) Tipo correlativo 1: Corresponde a los puntos PSI localizados y distribuidos sobre los límites de bloques morfotectónicos o a una distancia de 500 m.
- b) Tipo correlativo 2: Corresponde a los puntos PSI localizados y distribuidos en un radio de 1,000 m a partir de un nudo morfoestructural, es decir, la intersección de dos o más formas disyuntivas (fallas, fracturas y morfoalineamientos).
- c) Tipo correlativo 2: Corresponde a los puntos PSI localizados y distribuidos a una distancia de 1,000 m (Clase 1) y 2,000 m (Clase 2) medida a partir de una forma disyuntiva.

Capítulo III. Análisis morfoestructural

III.1 Análisis morfométrico del relieve

La morfometría es la parte de la geomorfología que se encarga del estudio de las características cuantitativas de los rasgos del relieve, tales como altura absoluta y relativa, densidad, longitud, superficie y volumen por citar algunos. Para ello emplea diversos índices numéricos (Lugo, 1988; 2015), cuya finalidad es brindar elementos para la determinación de una tipología y dimensiones de las formas del terreno, así como el cuerpo matemático para su catalogación; también permite establecer correspondencias o relaciones entre la morfología del terreno y los procesos morfogenéticos (De Pedraza, 1996).

Con la finalidad de contar con más elementos para el análisis morfoestructural del relieve, en el presente trabajo se desarrollaron los siguientes mapas morfométricos: Hipsométrico, Inclinación del Terreno, Energía del Relieve y Densidad de Disección; se considera que dichos productos brindan información fundamental para comprender la relación entre las geoformas y las características litológicas que constituyen la zona de estudio con los procesos, principalmente endógenos, que actúan sobre las mismas.

III.1.1 Hipsometría

El mapa hipsométrico, o también llamado altimétrico, representa el inicio del análisis morfométrico. El objetivo de dicho mapa es expresar de forma clara los diferentes niveles o pisos altitudinales del relieve, mediante la agrupación de los valores de altitud en intervalos. Esto permite identificar unidades mayores y posteriormente definir categorías y sub categorías del relieve, mientras que, en el plano morfotectónico facilita la delimitación de morfoestructuras regionales y ejes estructurales.

El mapa se desarrolló con un Modelo Digital de Elevación del sensor ALOS-PALSAR con resolución espacial de 12.5 m. A partir del método de clasificación *cortes naturales* se realizaron cuatro pruebas de clasificación de los valores de altitud, es decir, 5, 7, 10, 12 y 14 rangos; con base en esto y bajo un criterio geomorfológico se seleccionó la agrupación en 12 clases ya que proporciona mayor nivel de detalle y diferenciación de los rasgos topográficos, en especial en zonas de planicie, donde las diferencias de altitud son sutiles. Como resultado se obtuvo el Mapa Hipsométrico de la zona de estudio (Figura III.1).

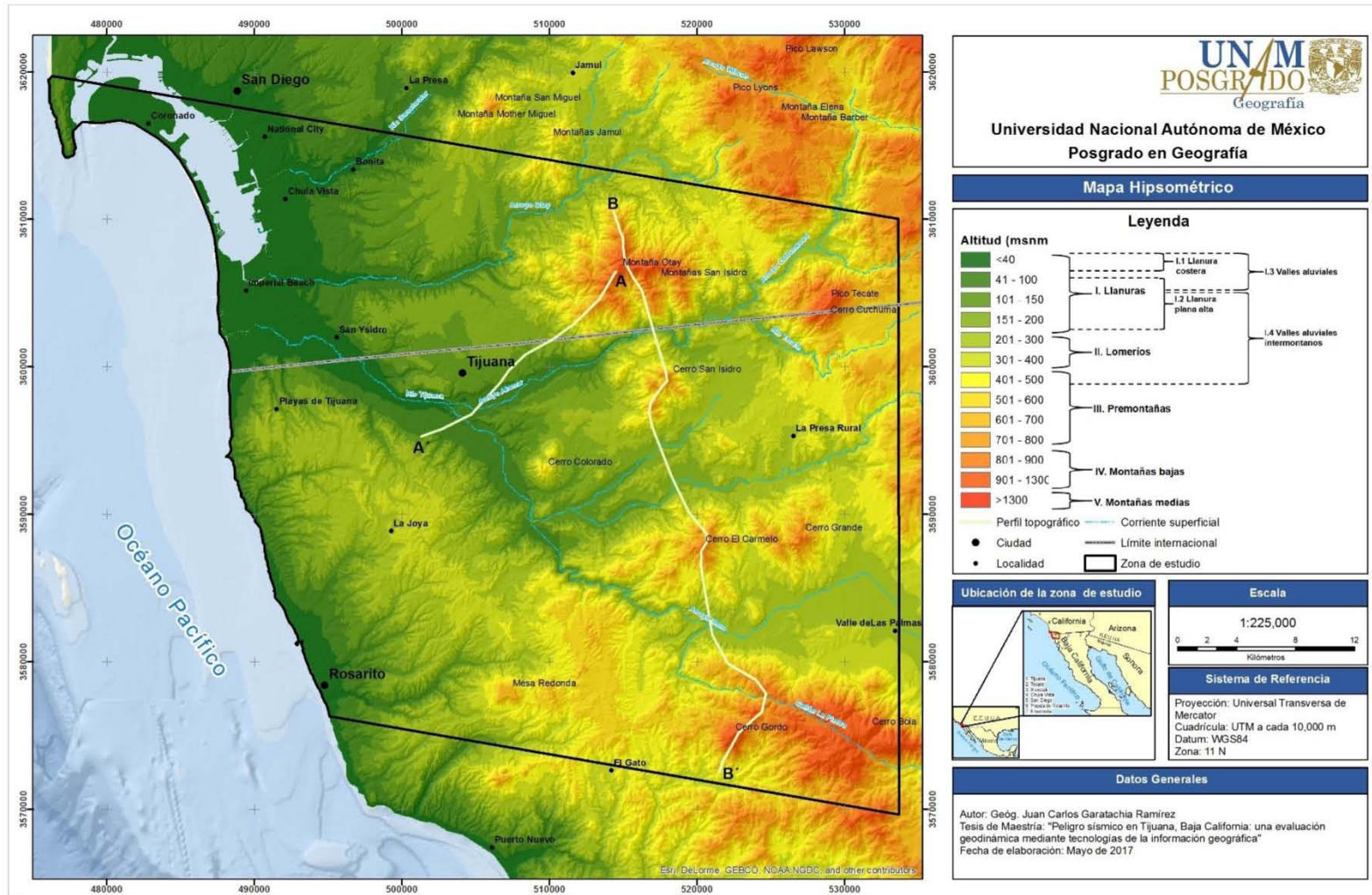


Figura III.1 Mapa hipsométrico de la zona de estudio

El mapa anterior permite apreciar el arreglo espacial de las principales morfoestructuras, las cuales tienen una marcada tendencia lineal con orientación preferencial NW-SE; por otra parte, aunque el comportamiento de los valores hipsométricos es similar, las morfoestructuras se encuentran delimitadas y diferenciadas por la disección generada por las principales corrientes fluviales que corren en sentido NE-SW, al norte y centro de la zona de estudio, y SE-NW, en la porción sur.

Por otra parte, una vez obtenido el mapa hipsométrico, este fue manipulado en ambiente de SIG con la finalidad de sobreponerlo a un modelo sombreado del terreno, con el objetivo de llevar a cabo el análisis visual de los valores altitudinales y su relación con la morfología de la zona; con esta acción se identificaron y delimitaron las principales categorías del relieve, mismas que se agruparon en los escalones hipsométricos siguientes: V. Montañas medias (> 1300 m), IV. Montañas bajas (800 a < 1300 m), III. Premontañas (400 a < 800 m), II. Lomeríos (200 a < 400 m) y I. Llanuras (< 200 m); esta última se subdividió en I.1 Llanura costera (< 40 m), I.2 Terrazas aluviales (40 a < 200 m) y I.3 Valles aluviales (0 a < 100 m), así mismo, se derivó la sub categoría I.4 Valles aluviales intermontanos (100 a < 500 m), la cual tiene la particularidad de ubicarse en otro nivel hipsométrico, aunque desde el punto de vista morfológico pertenece a la categoría de llanuras.

El siguiente perfil topográfico (figura III.2) permite observar la distribución espacial de las categorías del relieve a lo largo de una sección dispuesta en sentido NE-SW, así como las diferencias morfológicas que caracterizan a cada una de estas; en este sentido, se puede observar que dichas características están relacionadas directamente con el nivel altitudinal y así mismo se puede inferir que, las rupturas de pendiente que marcan el límite entre categorías podrían estar asociadas a la presencia de estructuras como fallas y cambios en las características litológicas, lo cual se analizará más adelante.

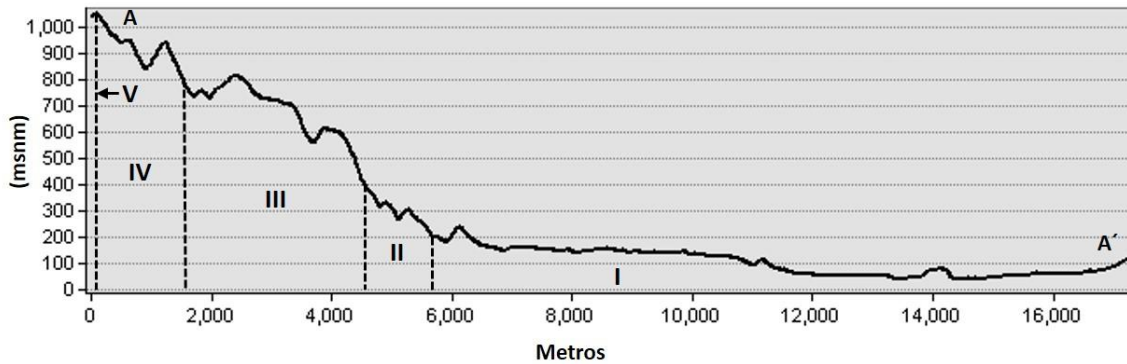


Figura III.2 Perfil topográfico en dirección NE-SW donde se muestra la delimitación de las categorías del relieve: I. Llanuras; II. Lomeríos; III. Premontañas; IV. Montañas bajas y V. Montañas medias.

I. Llanuras

Esta categoría del relieve comprende el territorio que se ubica en el nivel hipsométrico que va de 0 a 200 msnm; las variaciones litológicas y morfoestructurales de la zona de estudio determinan la disposición y el arreglo espacial de las planicies, así como la conformación de otras sub categorías.

I.1 Llanura costera

Esta categoría se sitúa en el nivel hipsométrico más bajo, el cual va de 0 a 40 msnm, está dispuesta en sentido N-S al oeste de la zona de estudio. En la porción sur, su morfología es de una franja angosta paralela a la línea de costa, sobre la cual se ubica la ciudad de Rosarito y las localidades de Puerto Nuevo y Playas de Tijuana. Desde el punto de vista litológico, se desarrolla sobre asociaciones de limolita-arenisca que datan del Cretácico superior, así como sobre depósitos aluviales recientes del Holoceno provenientes de corrientes fluviales transversales a la costa.

En la porción norte, la llanura costera se extiende tierra adentro aproximadamente siete kilómetros debido a la influencia de la Bahía de San Diego, la cual representa una zona de transición entre el continente y el océano. Dicho contexto está constituido por depósitos aluviales antiguos del Plioceno al Holoceno, sobre los cuales se asientan las localidades de USA: Chula Vista, *National City* y Coronado, mientras que *Imperial Beach* y *San Ysidro* están emplazadas en depósitos aluviales recientes del Holoceno.



Figura III.3 Fotografía con vista al sur de la llanura costera en la localidad de San Antonio del Mar, ubicada entre la ciudad de Rosarito y la Delegación Playas de Tijuana.

I.2 Llanura plana alta

Las zonas de llanura plana alta se ubican en el sector noroeste de la zona de estudio y pertenecen al rango altitudinal de 50 a 200 msnm; se trata de llanuras de carácter denudatorio estructural poco disecadas. En el contexto del ya citado sector, se pueden diferenciar al menos dos de éstas, la primera en la porción sur, a la que sobreyace la Delegación Mesa de Otay de la ciudad de Tijuana, quedando delimitada por el arroyo Alamar y el río Tijuana, así como el arroyo Otay en territorio estadounidense; está constituida por conglomerados cuyas edades datan del Eoceno al Plioceno, asociaciones de arenisca-conglomerado del Oligoceno al Plioceno, así como conglomerados del Pleistoceno.

La segunda llanura de este tipo se encuentra a la margen derecha del arroyo Otay y queda delimitada al norte por el río *Sweetwater*; respecto de las características litológicas, predominan las areniscas del Eoceno al Plioceno, seguidas de conglomerados, asociaciones de arenisca-conglomerado y en menor medida fanconglomerados del Terciario; el principal asentamiento humano sobre dicho territorio es la localidad Bonita del estado de California.

I.3 Valles aluviales

Los valles aluviales pertenecen al nivel hipsométrico de 0 a 100 msnm, morfológicamente se trata de superficies amplias de inclinación débil dispuestas en sentido NE-SW en las partes bajas del arroyo Alamar y el río Tijuana (Figura III.4) para el caso de México y el arroyo Otay y río *Sweetwater* en los Estados Unidos de América. Dicho relieve de carácter acumulativo está constituido por depósitos aluviales recientes del Holoceno, los cuales son el resultado de la disección fluvial de las ya citadas corrientes aguas arriba.



Figura III.4 Fotografía del margen izquierdo del arroyo Alamar; las líneas rojas muestran el límite aproximado de la planicie aluvial y entre éstas se observa la canalización de concreto.

Cabe señalar que, en la actualidad, el curso principal de las corrientes mencionadas arriba cuenta con una canalización de concreto, al menos en su parte baja y hasta su desembocadura en el Océano Pacífico.



Figura III.5 Fotografía con vista al este de la canalización del arroyo Alamar.

I. 4 Valles aluviales intermontanos

La ubicación de los valles intermontanos está controlada por zonas de debilidad relacionadas con contactos litológicos, así como líneas de fallas y fracturas, esto en el nivel altitudinal de 100 a 500 msnm. Corresponden a la continuación aguas arriba (región de lomeríos y premontaña) del arroyo Otay y río *Sweetwater*; así como el arroyo *Cottonwood* y el río Tecate, afluentes principales del arroyo Alamar. Por otra parte, el arroyo Seco, ubicado al sureste de la zona de estudio es el principal afluente del río Tijuana, está dispuesto en sentido NW-SE y en la zona proximal a la localidad de Valle de las Palmas forma una amplia planicie acumulativa paralela al Cañón La Piedra, el cual se corresponde con el trazo del Sistema de Fallas San Miguel-Vallecitos. Los valles aluviales intermontanos están constituidos por material aluvial reciente del Holoceno, resultado del constante proceso de disección vertical en las zonas de premontaña y montaña.

II. Lomeríos

El relieve que constituye a esta categoría corresponde a las elevaciones de entre 150 y 400 msnm con evidente disección fluvial. Para el sector oriental de la zona de estudio, los lomeríos se ubican en las márgenes de los sistemas de montañas mayores; las rocas que los conforman en la base son de tipo sedimentarias, como areniscas del Eoceno al Plioceno, areniscas-conglomerados del Oligoceno al Plioceno, conglomerados del Pleistoceno y

fanglomerados del Terciario; en la medida que aumenta la altitud la litología cambia a rocas de origen ígneo del Terciario y Cretácico Superior.

Por su parte, en los lomeríos del sector suroeste es evidente la intensa disección fluvial; dichas elevaciones están conformados principalmente por asociaciones de areniscas-conglomerados del Oligoceno al Plioceno, seguidas de areniscas del Eoceno al Plioceno y del Cretácico Superior, así como conglomerados del Pleistoceno (figura III.6). En la zona proximal a la costa el gradiente altitudinal desciende hasta alcanzar el límite inferior del nivel hipsométrico, así mismo se observa un marcado cambio litológico debido al afloramiento de rocas de origen ígneo como basaltos del Mioceno que subyacen a los sustratos de rocas sedimentarias de alturas mayores.



Figura III.6 Fotografía con vista al este de lomeríos constituidos por areniscas del Eoceno-Plioceno en la porción suroeste de la zona de estudio.

III. Premontañas

El espectro altitudinal de esta categoría del relieve es del orden 400 a 800 msnm; en la zona de estudio las premontañas se distribuyen en las márgenes de las montañas bajas y están conformadas por rocas de origen ígneo. Las elevaciones más representativas dentro de esta categoría son el Cerro Colorado (Figura III.7) y la Mesa Redonda; el primero se ubica en la margen derecha del río Tijuana y está conformado por lavas andesíticas del Terciario

superior, con una altitud máxima de 550 msnm; el segundo se ubica al suroeste y está conformado por lavas basálticas del Mioceno, alcanza una altitud de 700 msnm.



Figura III.7 Fotografía del flanco este del Cerro Colorado.

IV. Montañas bajas

Esta categoría del relieve hace referencia a las elevaciones clasificadas en el nivel hipsométrico de 800 a 1,300 msnm y representan las estructuras de mayor altitud de la zona de estudio. En este sentido, su ubicación y distribución espacial coincide con el arreglo de las morfoestructuras regionales, es decir NW-SE.

De norte a sur, las montañas bajas más representativas de la región son: Montaña Otay y Montañas San Isidro, con una altitud máxima de 1087 y 1079 msnm respectivamente y constituidas por rocas ígneas extrusivas de composición ácida del Cretácico superior; por su parte, el Cerro San Isidro alcanza los 840 msnm y es de composición andesítica del Terciario superior. Los cerros El Carmelo y Cerro Grande se ubican en la parte centro-oeste, mientras que al sureste se encuentra el Cerro Gordo y el Cerro Bola: estas cuatro elevaciones están

conformadas por rocas ígneas extrusivas ácidas del Cretácico superior y la máxima altitud que alcanzan es 860, 908, 1140 y 1259 msnm respectivamente.

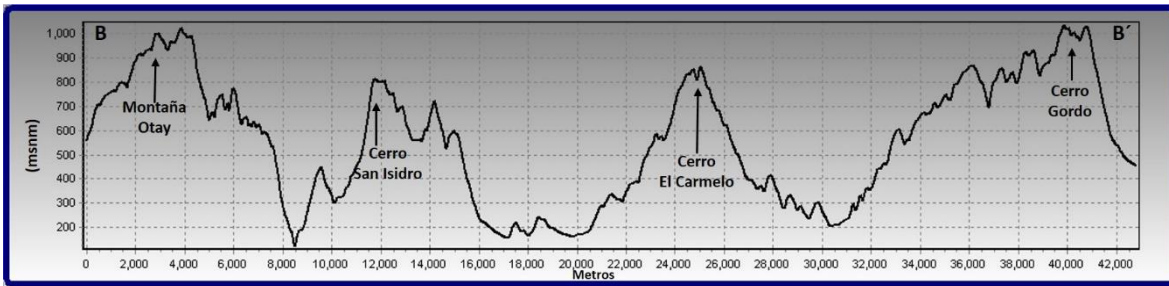


Figura III.8 Perfil topográfico en dirección N-S trazado sobre las cimas de las elevaciones mayores (Figura III.1: Perfil B-B').

V. Montañas medias

Esta categoría del relieve no pertenece a la zona de estudio, sin embargo por cuestiones de representación cartográfica aparece en el mapa hipsométrico, se ubica en el extremo noreste donde se alcanza una altitud máxima de 1,466 msnm.

III.2.2 Inclinación del terreno

La pendiente es una variable que determina la inclinación de una superficie, en este caso del terreno. Con ello es posible identificar y analizar los procesos modeladores del relieve, las morfologías resultantes y su relación con la geología, en términos de las características litológicas y estructurales.

Desde un punto de vista analógico, el cálculo de esta variable consiste en transformar las distancias entre curvas de nivel en valores de pendiente; lo anterior resulta de dividir la diferencia altitudinal de dos puntos entre la distancia horizontal, obteniendo como resultado la tangente del ángulo, misma que se puede transformar a grados al calcular su inversa o a porcentaje al multiplicarla por cien (Lugo, 2015). La expresión matemática del cálculo de la pendiente es la siguiente:

$$\tan \alpha = \frac{dy}{dx}$$

Donde:

$\tan \alpha$ = inclinación del terreno

dy = Diferencia en la vertical

dx = Distancia horizontal

En el presente trabajo dicho cálculo se realizó en ambiente de SIG mediante la manipulación de un Modelo Digital de Elevación de alta resolución, al cual se le aplicó el algoritmo denominado *Slope*, cuyo funcionamiento es el siguiente: para cada celda de procesamiento, la herramienta calcula el máximo cambio en elevación sobre la distancia entre esta y sus ocho vecinas, con ello identifica el descenso cuesta abajo más inclinado desde la celda central (ESRI, 2016).

Al considerar que la zona de estudio se caracteriza por un relieve complejo, es decir, se alternan superficies niveladas y elevaciones montañosas (Lugo, 1988), se realizaron diversas pruebas de clasificación de los valores de pendiente con la finalidad de diferenciar la morfología del terreno de la forma más detallada posible, en especial en las zonas de llanura. Los intervalos seleccionados fueron 0°-4°, 4.1°-6°, 6.1°-8°, 8.1°-10°, 10.1°-14°, 14.1°-20°, 20.1°-25°, 25.1°-35° y mayor de 35° (Figura III.9).

Pendientes débiles

Este rango agrupa las pendientes con inclinación menor a 4°, de 4.1°-6° y 6.1°-8°; morfológicamente el primer intervalo se caracteriza por terrenos bajos sub horizontales poco inclinados y con pendiente constante que corresponden a las llanuras costeras donde se asientan Puerto Nuevo, Rosarito, Playas de Tijuana, *Imperial Beach* y Coronado; valles aluviales del arroyo Alamar y el río Tijuana, así como terrenos altos con las mismas características como la llanura plana alta de la zona de Otay y los valles intermontanos correspondientes a la sección de mayor altitud de las principales corrientes fluviales; en estos últimos destaca el asentamiento de la localidad Valle de Las Palmas ubicada al sureste de la zona de estudio.

El segundo y tercer intervalo se presenta en las cimas alargadas de los lomeríos de origen sedimentario que se ubican al centro y oeste de la zona de estudio, así como en aquellos que se circundan las bases de las premontañas de origen ígneo del sector este.

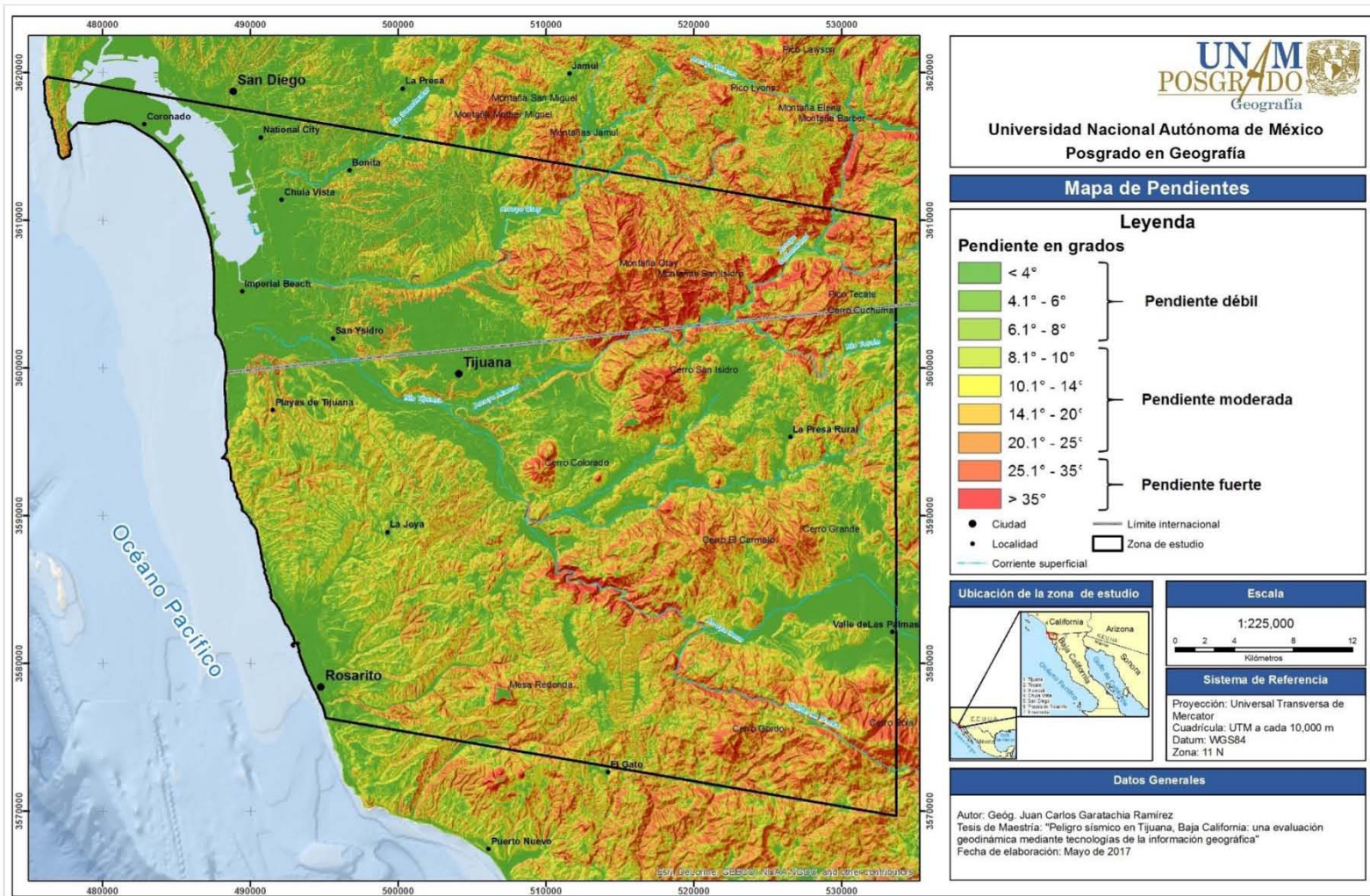


Figura III.9 Mapa de pendientes.

Pendientes moderadas

Las pendientes con inclinación de 8.1°-25° conforman este grupo; su distribución y arreglo espacial corresponde a la trayectoria de corrientes fluviales de primero, segundo y tercer orden que diseccionan a los substratos de areniscas y conglomerados que conforman a los lomeríos que se ubican al centro y oeste de la zona de estudio, así como a los substratos de origen ígneo del sector oeste.

En este grupo destacan también los cañones con inclinación de 10.1°-25° dispuestos de forma transversal al borde de la llanura plana alta, mismos que su vez marcan el límite de la llanura aluvial del arroyo Alamar y el río Tijuana en México, así como el arroyo Otay y el río *Sweetwater* en territorio estadounidense.

Pendientes fuertes

Las mayores pendientes (mayor a 35°) en inclinación se presentan en los interfluvios de los valles intermontanos diseccionados por el Arroyo Seco y Cañón la Piedra al sureste y por el Arroyo *Cottonwood* al noreste de la zona de estudio; también se presentan en las montañas bajas de origen ígneo, de manera particular en los flancos S y SW de la Montaña Otay y de las Montañas San Isidro, N y NE del Cerro San Isidro, NW del Cerro El Carmelo, SE del Cerro Gordo y N y S del Cerro Bola. Las laderas de las premontañas Cerro Colorado y Mesa Redonda también alcanzan estas inclinaciones sobre substratos andesíticos y basálticos respectivamente.

Por su parte, las pendientes con valores entre 25.1°-35° se disponen sobre las laderas de las montañas bajas y premontañas mencionadas en el párrafo anterior.

III.2.3 Densidad de disección

La disección causada por agentes exógenos forma parte de los denominados procesos morfogenéticos del relieve (Lugo et al. 1981) por lo cual, en términos de su tipo y magnitud refleja la evolución del mismo; se trata de un proceso que depende de factores como la estructura geológica, relieve, clima, cubierta de suelo y vegetación, entre otros (Lugo, 2015); desde el enfoque estructuro-geomorfológico, el análisis de la densidad de disección y las características geológicas del territorio es fundamental, ya que esto permite identificar las

relaciones existentes entre la resistencia de los materiales, la presencia de estructuras de debilidad y la distribución espacial y frecuencia de las corrientes fluviales.

Desde el punto de vista metodológico, un mapa de densidad de disección del relieve se obtiene mediante la medición de la longitud total de todos los *talwegs* (km) dividida entre la superficie analizada (km²) (Lugo, 1988). Para efectos del presente trabajo, la zona de estudio se subdividió en dos mapas topográficos escala 1: 60,000 con equidistancia entre curvas de nivel de 20 m; sobre dicha base se infirieron y trazaron las corrientes fluviales, las cuales además fueron jerarquizadas mediante el método de *Strahler*. Una vez hecho lo anterior se procedió a digitalizar las cartas y se manipularon en ambiente de SIG donde fueron georreferidas y vectorizadas para obtener la longitud de cada cause; cada uno de dichos valores fueron vinculados a celdas de 1 km² de las cuales posteriormente se obtuvo el centroide geométrico para su interpolación mediante el método IDW (*Inverse Distance Weighting*) con ello se obtuvieron isoclasas y para efectos de una representación continua de la densidad de disección se aplicó el método de remuestreo *Bilinear Interpolation*. Como resultado de lo anterior se obtuvo un mapa que agrupa los valores de densidad de disección en las siguientes clases (km/km²): < 1, 1.1-2, 2.1-3, 3.1-4, 4.1-6 y 6.1-8.0.

Para la interpretación del mapa (figura III.10) los valores de densidad de disección se agruparon de la siguiente forma: valores altos (4.1-8.0 km/km²), valores medios (2.1-4.0 km/km²) y valores bajos (<1-2.0km/km²).

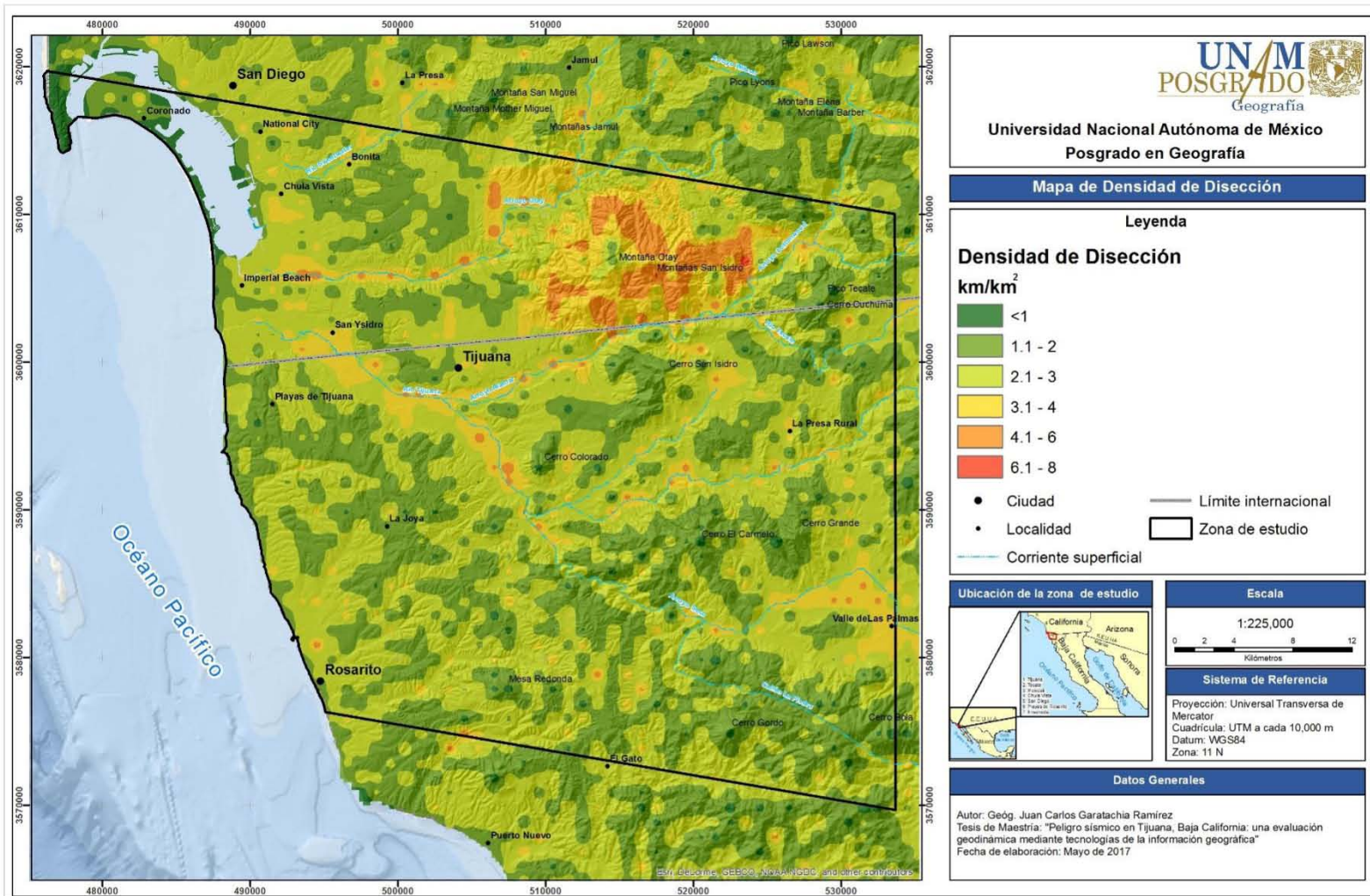


Figura III.10 Mapa de densidad de disección.

Los valores altos ($4.1-8.0 \text{ km/km}^2$) se concentran hacia las elevaciones del noreste, en lo que corresponde a la región de montañas bajas de las cuales sobresalen la de Otay y la de San Isidro; en dicha zona, el substrato está conformado por rocas ígneas extrusivas de composición ácida, las cuales debido a su dureza no constituyen propiamente un material susceptible de ser diseccionado, sin embargo, la concentración de estructuras disyuntivas como fallas y fracturas contribuye a densificar la red de drenaje.

Los valores medios ($2.1-4.0 \text{ km/km}^2$) se encuentran enmarcados en un franja que, en términos de altitud, corresponden a las regiones de llanura plana alta, lomeríos y premontañas; se presentan en localidades como Bonita, Chula Vista y San Ysidro para el caso de Estados Unidos, así como El Gato, La Presa Rural y Valle de Las Palmas en México. En dichos emplazamientos predominan los substratos de areniscas, conglomerados, asociaciones de ambas, así como de limolitas y areniscas, materiales que favorecen la ramificación de las corrientes fluviales; lo anterior se ve reforzado por la presencia de estructuras de debilidad como fallas y fracturas, además de las zonas de contacto litológico, mismas que en conjunto controlan la configuración espacial de la red de drenaje. Así mismo, estos valores se presentan en algunas planicies bajas como los valles aluviales de los ríos Tijuana, Alamar y Otay, donde se trata de un relieve conformado por substratos terrígenos, principalmente depósitos aluviales recientes.

Los valores de densidad de disección bajos ($< 2 \text{ km/km}^2$) predominan en las regiones de planicies bajas, como las llanuras costeras, así mismo, se encuentran dispersos en el resto de la zona de estudio, principalmente en las cimas de elevaciones como lomeríos, y montañas bajas y medias.

III.2.4 Energía del relieve

En términos generales es un parámetro que da muestra de la diferencia máxima de altura en un determinado espacio, algunos conceptos equivalentes son los de disección vertical o profundidad de disección (Hernández *et al.*, 2017). En sentido formal hace referencia a la amplitud de las variaciones altimétricas en metros por unidad de área, entre las cimas y el fondo diseccionado (Spiridonov, 1974, 1982, en Hernández *et al.*, 2017).

De acuerdo con Lugo (1988) la energía del relieve expresa la intensidad relativa de la actividad endógena en relación con la exógena, en este sentido, los valores altos de este parámetro se pueden interpretar como mayor actividad tectónica y viceversa. Con base en lo anterior, en la actualidad el uso de los métodos morfométricos se ha extendido a diversas aplicaciones entre las que destacan, el estudio de deformaciones tectónicas y la búsqueda de desplazamientos activos en estructuras como fallas (Hernández *et al.*, 2017).

Desde el punto de vista metodológico, el método tradicional para la elaboración de un mapa de energía del relieve consiste en la división de la zona de estudio en figuras geométricas del mismo tamaño, en cada una de ellas se resta la altura mínima de la máxima para obtener la diferencia en metros y dicho valor es asignado a la figura, el cual posteriormente es interpolado. Bajo este principio, se generó una matriz de celdas de 1 km² y en cada una de estas se calculó la diferencia altimétrica mediante curvas de nivel con equidistancia de 20 m. El valor resultante fue asignado a la celda correspondiente, de la cual se obtuvo el centro de gravedad con el fin de realizar operaciones de interpolación; después de probar distintos algoritmos de predicción de valores (*Krigging*, *Nearest Neighbour* e *IDW*) se optó por el método *Inverse Distance Weighting* (IDW) y los datos resultantes se agruparon en siete intervalos (: 0-20 m, 20.1-60 m, 60.1-100 m, 200.1-300 m, 300.1-400 m, 400.1-500 m y 500.1-600 m), ya que de esta forma se reflejan con mayor detalle las diferencias altitudinales presentes en el área de interés (Figura III.11).

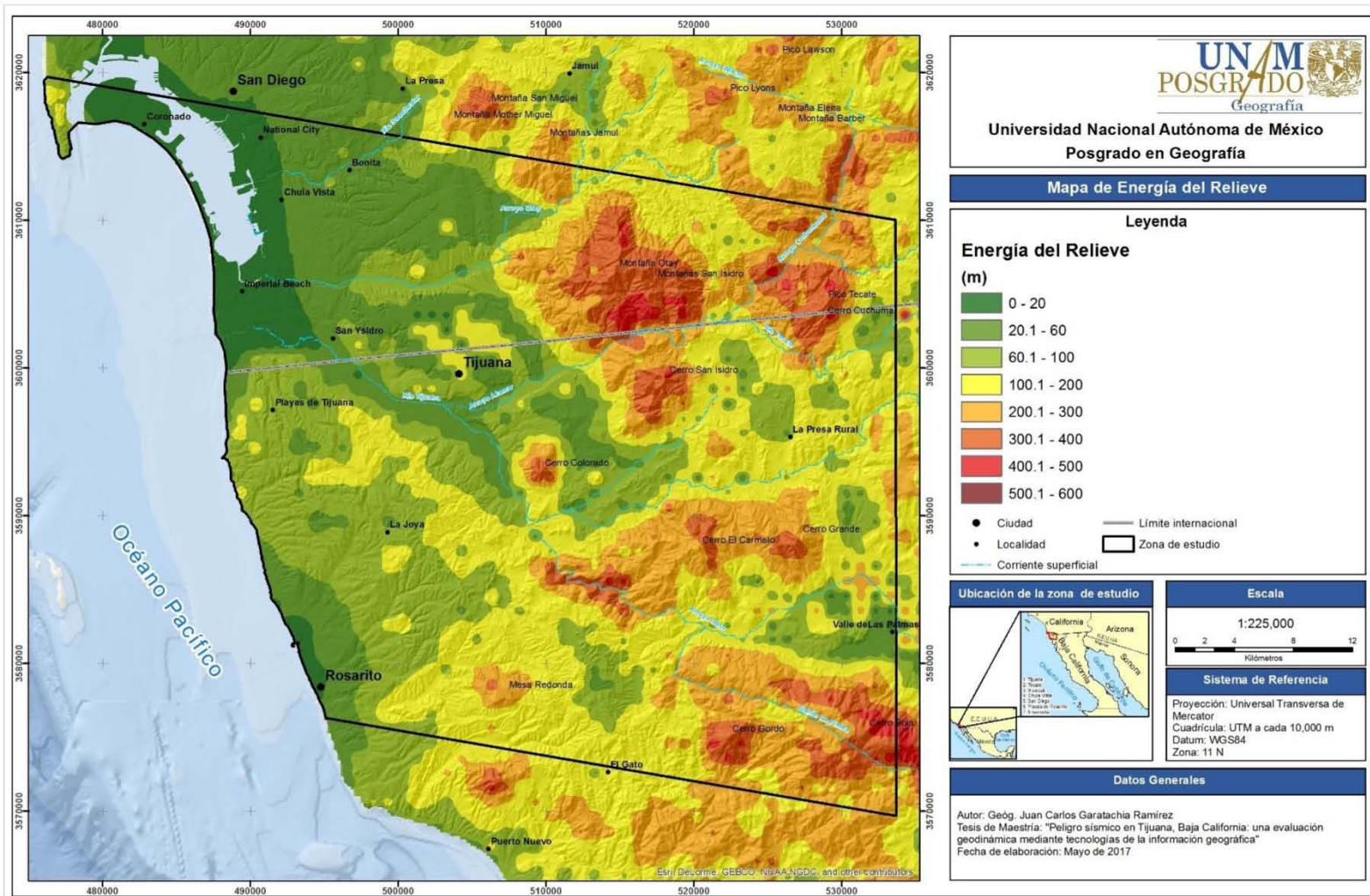


Figura III.11 Mapa de Energía del Relieve.

Los valores máximos de disección vertical del relieve, con valores entre 300 y 500 m se presentan en las zonas montañosas del norte, donde se encuentran las montañas de Otay y San Isidro, así como los cerros Pico Tecate, Cuchuma y San Isidro; en la porción central, donde destacan los cerros Colorado, El Carmelo y Grande, y en la porción sur, donde la mayores profundidades por energía del relieve se presentan en los cerros Mesa Redonda, Gordo y en el sector oriental del Cerro La Bola, donde incluso se alcanzan valores de 500 a 600 m.

Con valores entre 200 y 300 m de disección vertical, se encuentran las zonas de pre montaña de todo el sector oriental del área de estudio, mientras que los valores entre 100 y 200 m predominan en la extensión del escalón hipsométrico correspondiente a los lomeríos del este, conformados por rocas de origen ígneo, así como algunos de origen sedimentario ubicados en el sector central; a lo anterior se adicionan porciones de la llanura plana alta ubicada entre el arroyo Otay y el río Tijuana. Por su parte, la profundidad por encajamiento erosivo del relieve en la mayor parte de los lomeríos sedimentarios del sector centro-oeste es del orden de 60 a 100 m

En las planicies bajas como los valles aluviales, los valores oscilan entre 20 y 60 m de disección vertical, mientras que en la llanura costera se presentan los valores más bajos en el orden de 0 a 20 m. Otras zonas planas de mayor altitud como el valle intermontano, donde se sitúa la localidad Valle de Las Palmas presentan valores de energía del relieve que de manera general oscilan entre 0 a 60 m, así mismo, aunque se encuentran en otro nivel hipsométrico, algunos lomeríos bajos también presentan valores en este rango, como el caso de aquellos ubicados entre los cerros Colorado y San Isidro, así como al norte de la localidad Pres Rural y sureste del Cerro Cuchuma.

III.2 Análisis morfotectónico del relieve

III.2.1 Principales fallas con expresión en el relieve

De acuerdo con Lugo (1988), las rupturas de las rocas tienen diversas expresiones en el relieve, entre las más importantes destacan las siguientes: 1) fracturas o grietas retomadas por corrientes fluviales; 2) escarpes, siendo esta geoforma la que mejor pone en evidencia las disyunciones de origen tectónico y 3) Combinaciones de formas plegadas-disyuntivas. Así mismo, una característica importante de dichas expresiones es la formación de rasgos del relieve dominantes en una dirección, a los cuales se les denomina morfoalineamientos; ejemplo de esto y de particular interés para el presente trabajo, es la manifestación en el relieve de fallas y fracturas a través de la red fluvial, de escarpes, líneas costeras rectilíneas y alineación de las bases de las montañas.

Identificación y delimitación de morfoalineamientos

Con base en lo anterior y mediante la aplicación de las premisas del método de Orlova (1975), el cual ya ha sido explicado en el capítulo anterior, se analizaron los patrones de drenaje, lo cual permitió evidenciar el fuerte control estructural ejercido principalmente en las corrientes fluviales, para lo cual se tomaron en cuenta indicadores como longitud, rectitud y angulosidad (García-Palomo *et al.*, 2008). Muestra de ello es la jerarquización de las corrientes, la cual determinó la existencia de ríos de hasta séptimo orden. Respecto de la tipología del sistema de drenaje se identificaron al menos tres patrones distintos: 1) dendrítico, 2) paralelo y 3) enrejado. Las corrientes alcanzan hasta un orden séptimo, situación que evidencia un fuerte control estructural.

Como resultado del ya citado análisis, se obtuvo un mapa que muestra las estructuras disyuntivas que cuentan con expresión en el relieve (Figura III.12), las cuales, debido a esta característica y a su ubicación en un contexto sismotectónico regional activo, podrían estar asociadas a estructuras geológicas como fallas activas de génesis reciente.

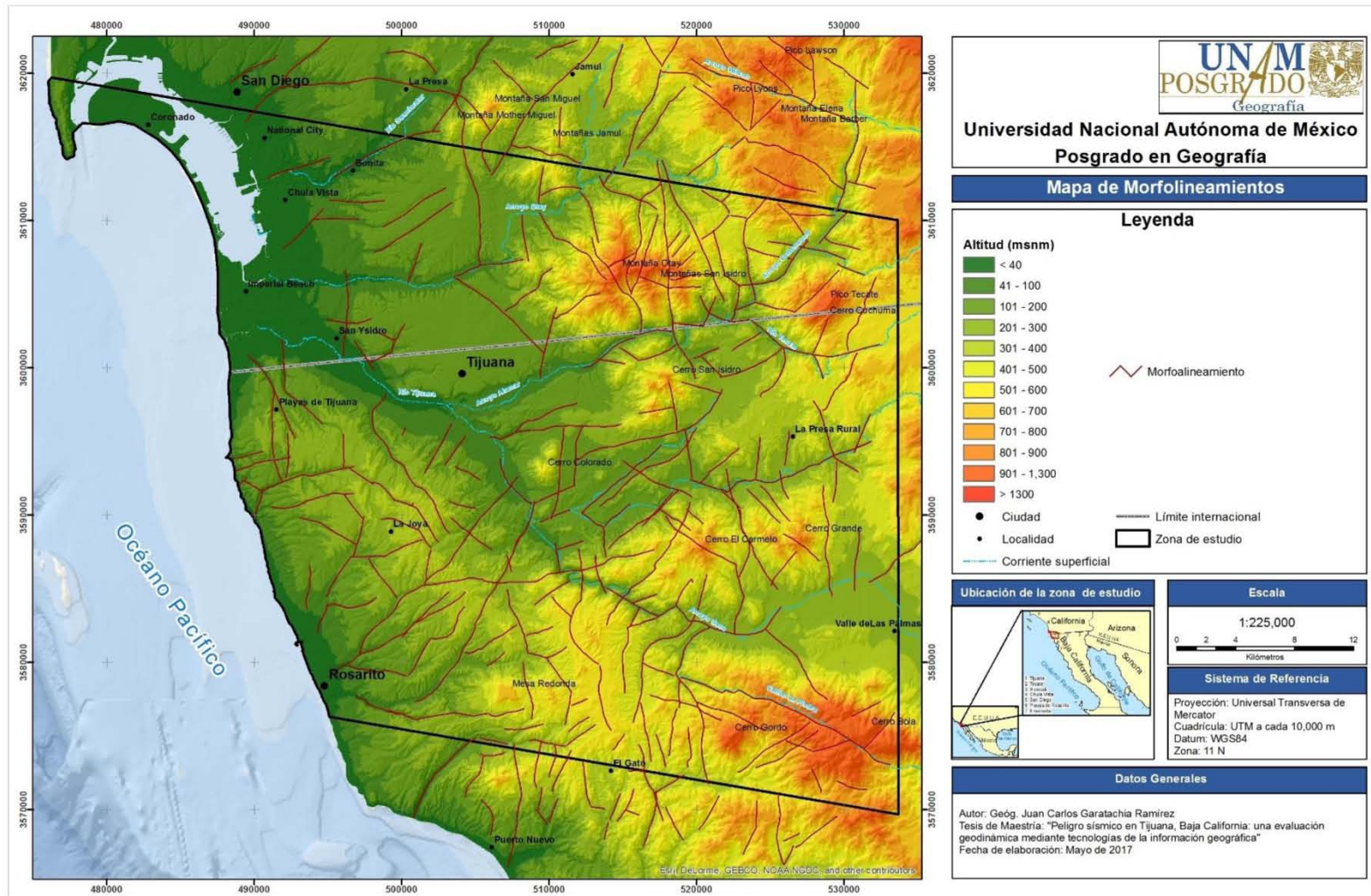


Figura III.12 Mapa de morfoalineamientos

Durante el trabajo de campo realizado en noviembre de 2016, se pudo verificar y documentar la existencia de algunos de los morfoalineamientos mostrados en el mapa anterior (figura III.13 y III.14).

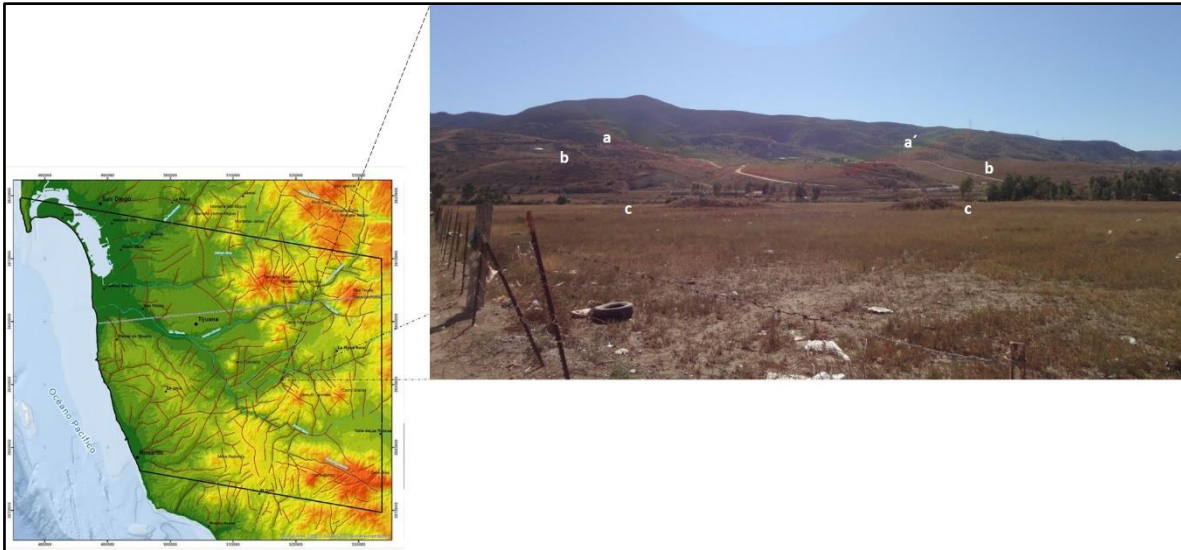


Figura III.13 Rasgos morfoestructurales de un morfoalineamiento ubicado al oeste de la ciudad de Tijuana en la Delegación La Presa: a) Escarpe tectónico; a´) Facetas trapezoidales en el escarpe; b) Lomeríos tectónico-erosivos; c) Llanuras erosivas.

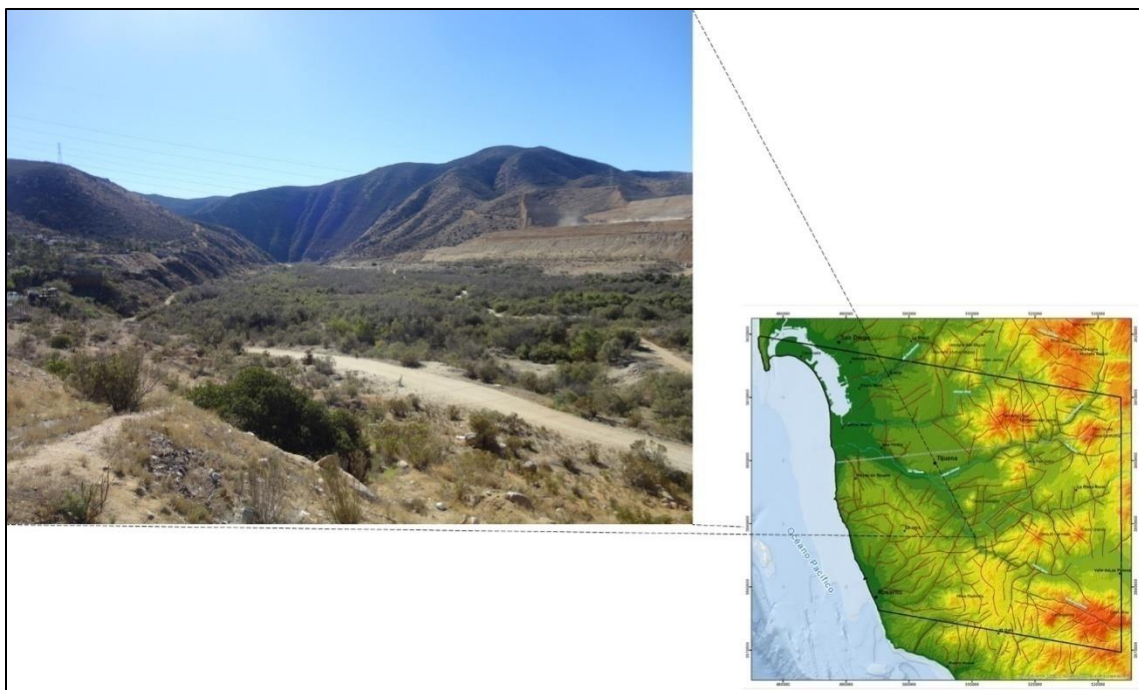


Figura III.14 Morfoalineamiento en el Cañón de García, ubicado al sur de la Presa Abelardo L. Rodríguez

Morfoalineamientos y fallas geológicas

Con base en la delimitación de morfoalineamientos y con la información geológica recabada en etapas anteriores, se desarrolló un mapa que muestra la ubicación de las principales fallas, identificadas mediante métodos geológicos y geofísicos (Figura III.15). A partir de dicha integración, se reconocen tres patrones de distribución y orientación de las fallas: N-S, NE-SW y NW-SE.

El patrón N-S está conformado al noroeste por el sistema de fallas *Silver Strand* y el de La Nación, ambos son considerados como la continuación al sur del sistema *Newport-Inglewood-Rose Canyon*; en general, el sentido del movimiento de este conjunto de estructuras es de tipo lateral derecho, sin embargo, en la sección de interés tienen una fuerte componente vertical. Ambos han mostrado actividad en el Holoceno y se ha calculado que podrían generar sismos de magnitud $M=6.5-6.9$ (Reichle, 1989; Acosta *et al.*, 2009; *United States Geological Survey*, 2012). Por otra parte, las fallas Los Buenos y Mira al Mar, ubicadas al oeste de la ciudad de Tijuana, también se orientan en sentido N-S, son de tipo normal derecho e izquierdo, respectivamente y se consideran potencialmente activas.

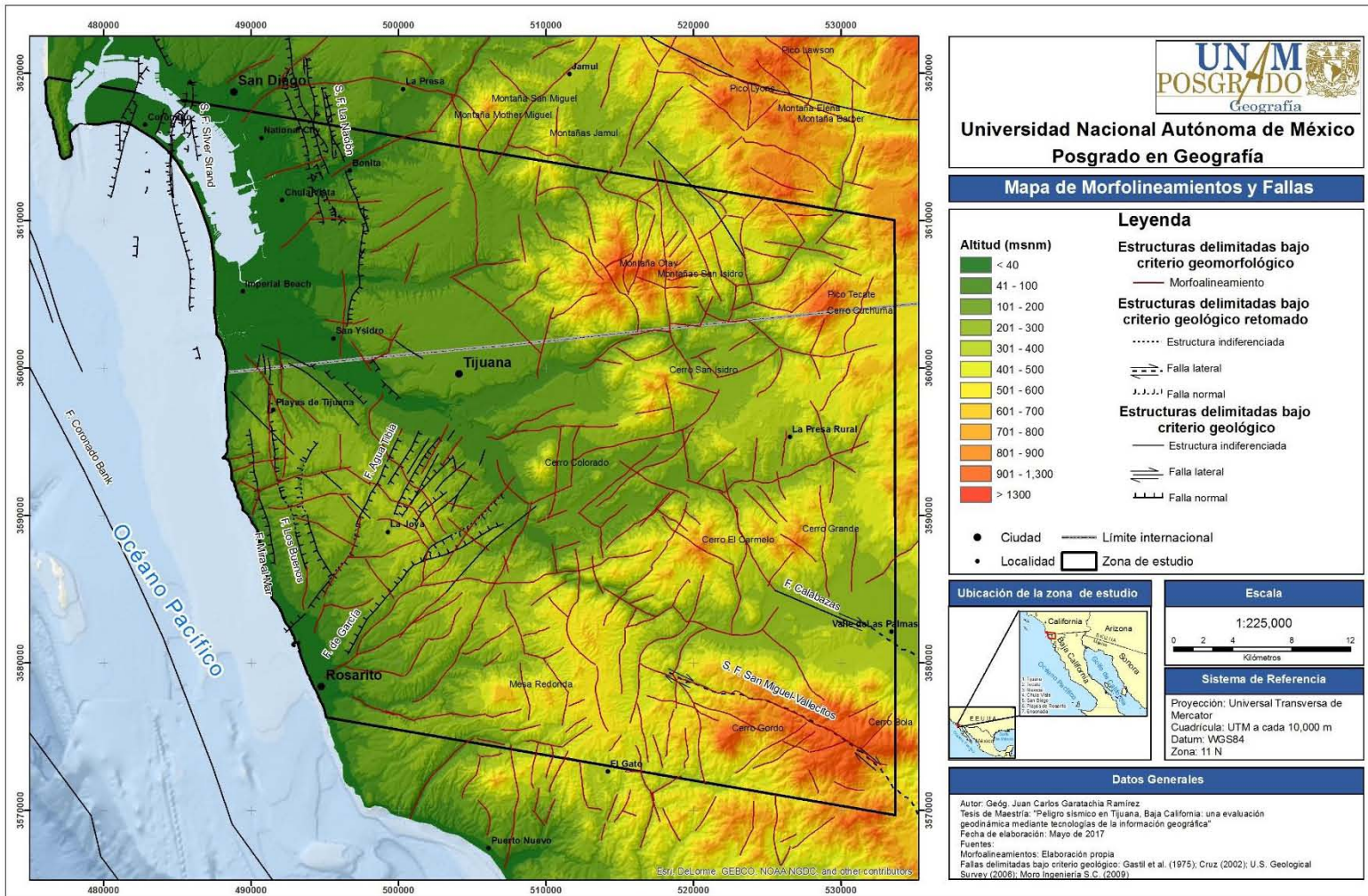


Figura III.15 Mapa de morfoalineamientos con expresión en el relieve y fallas geológicas delimitadas bajo criterios geológicos.

El patrón NE-SW está conformado por un conjunto de estructuras distribuidas en la porción centro-oeste de la zona de estudio, entre las que destacan la falla de García y la de Agua Tibia, ambas son de tipo normal izquierdo y derecho respectivamente; sobre éstas no existen datos estructurales específicos, sin embargo, se consideran potencialmente activas.



Figura III.16 Rasgos morfológicos de la falla Agua Tibia; vista desde el sector noreste, en la colonia Hacienda Remosa, Delegación Centro.

Por otra parte, el patrón NW-SE predomina en la porción centro y sureste; entre las más importantes se encuentran el sistema San Miguel Vallecitos, las cuales son de tipo lateral derecho y cuyo trazo coincide con la trayectoria de uno de los morfoalineamientos delimitados bajo criterios geomorfológicos. Se ha considerado la posibilidad de que alguna sección de este sistema se extienda por debajo de dicho territorio y tenga conexión con el Sistema *Rose Canyon-Inglewood-Newport* (Cruz, 2002); desde el punto de vista de vista sísmico, a la falla San Miguel se le atribuyen diversos eventos de magnitud mayor a $M=6.0$ y es considerada como una de las más activas en el contexto regional. Así mismo, la falla Calabazas también pertenece a este patrón, se sabe que es de tipo dextral y se desconoce su potencial sísmico.

Aunado a lo explicado en el párrafo anterior, cabe resaltar que, en la porción centro-oeste de la zona de estudio se identificó un conjunto de fallas de tipo normal (Moro Ingeniería S.C., 2009), que delimitan la planicie aluvial del río Tijuana; dichas estructuras se sitúan tanto su flanco occidental como oriental y sus bloques descienden hacia la parte central (izquierda y derecha respectivamente), con lo cual dan pauta a la formación de una estructura tipo *graben*, sobre la cual se consolidó el centro urbano de la ciudad, conocido localmente como la Zona Río Tijuana.



Figura III.17 Vista oblicua desde el noroeste de la planicie del río Tijuana; nótese el escarpe en ambas márgenes, acentuado en el lado derecho de la imagen. Fuente: Tomada de *Google Earth Pro* (2016).

Densidad de morfoalineamientos

En total se delimitaron 297 morfoalineamientos, a los cuales se sumaron 684 fallas y fracturas delimitadas bajo criterios geológicos para obtener un total de 981 estructuras disyuntivas dentro de la zona de estudio; lo anterior sirvió como base para generar el “mapa de densidad de morfoalineamientos” (Figura III.18), el cual muestra la longitud de éstos por unidad de área (1 km^2). Una vez obtenidos los valores se definieron siete rangos de densidad en razón de km/km^2 : 0-0.5; 0.6-1.0; 1.1-1.5; 1.6-2.0; 2.1-2.5; 2.6-3.0; 3.1-7.5.

En la figura III.18, se muestra que la mayor densidad de morfoalineamientos corresponde a las porciones sureste y suroeste de la zona de estudio, donde se alcanzan valores que oscilan entre los 3 y $7 \text{ km}/\text{km}^2$; por su parte, en la porción norte predominan zonas con valores medios que van de 1 a $3 \text{ km}/\text{km}^2$. En la porción central se concentran los valores menores a o iguales a $1 \text{ km}/\text{km}^2$.

El análisis del mapa permite inferir la relación entre las zonas de debilidad y las características litológicas presentes; en este sentido, los valores altos de densidad que se presentan en la porción sureste ($3-7 \text{ km}/\text{km}^2$) corresponden con la ubicación de sistemas montañosos constituidos por rocas ígneas extrusivas de composición ácida del Cretácico altamente fracturadas. Aunado a lo anterior, en dichas zonas la distribución espacial de los morfoalineamientos evidencia, en algunos casos, la conjunción y convergencia de formas disyuntivas, dando paso a la formación de nudos morfoestructurales; en principio, esta situación sugiere que dicha porción es afectada por los esfuerzos neotectónicos mayores. Este contexto se manifiesta también en la porción noreste, las características en términos litológicos y de fracturamiento son las mismas, aunque en dicha zona la densidad de morfoalineamientos es menor ($1-3 \text{ km}/\text{km}^2$).

El patrón espacial y la densidad en la porción suroeste, sugieren que también es afectada por los mayores movimientos neotectónicos, además, coincide con la ubicación de las principales fallas de tipo normal delimitadas por criterios geológicos; no obstante, a diferencia del contexto explicado en el párrafo anterior las estructuras disyuntivas afectan sustratos en los que predominan rocas de origen sedimentario como areniscas y conglomerados del Terciario y Cuaternario, seguidas de basaltos del Terciario.

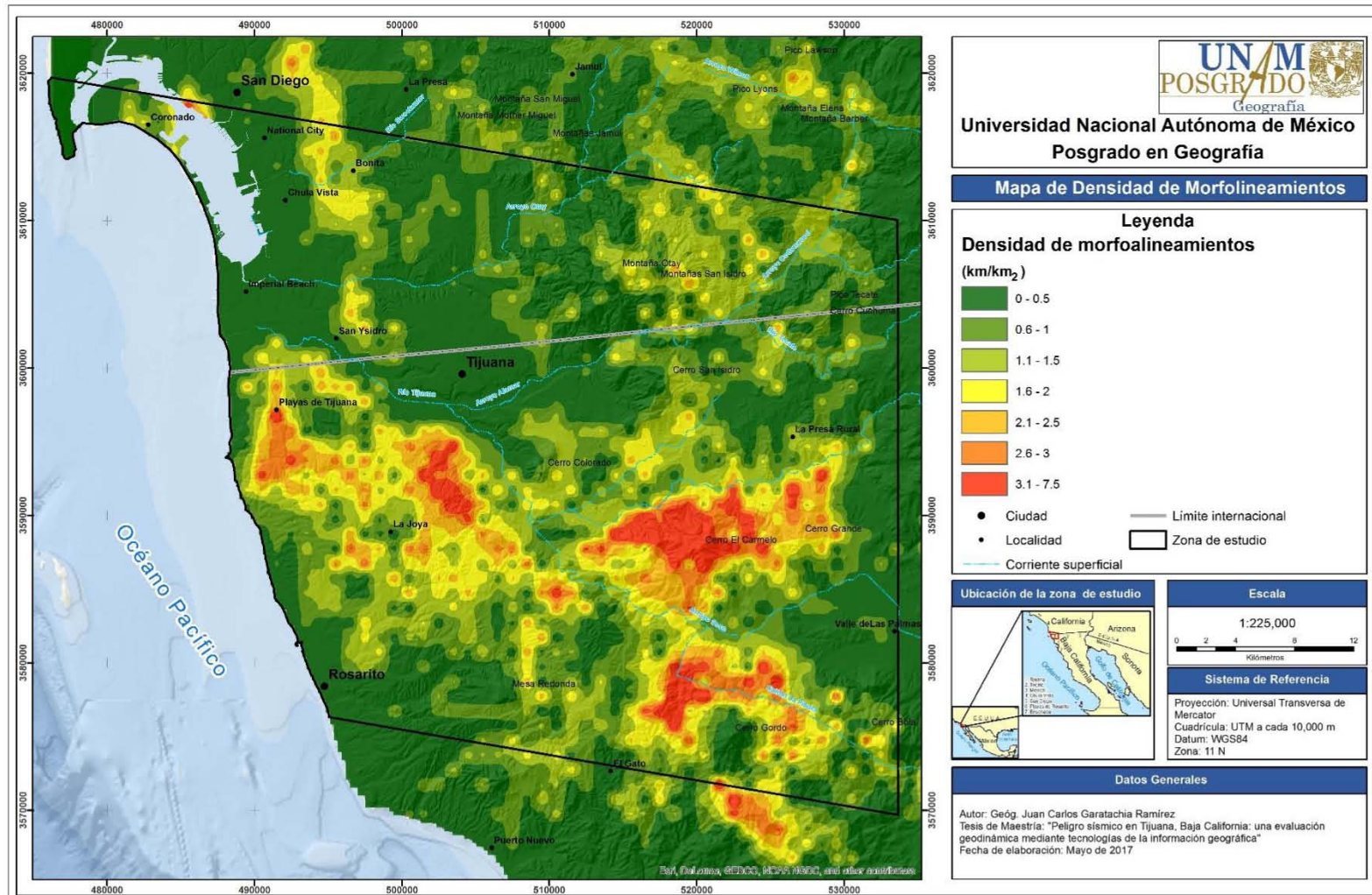


Figura III.18 Mapa de densidad de morfoalineamientos.

Por su parte, en la parte central los valores de densidad de disección menores o iguales a 1 km/km² coinciden con los emplazamientos de depósitos aluviales del Cuaternario, en tanto que, la presencia de elevaciones como lomeríos de origen ígneo y sedimentario determinan el incremento del parámetro en cuestión.

III.2.2 Unidades morfotectónicas del relieve

El mapa de bloques morfotectónicos es una variedad de análisis morfoestructural y se basa en el principio que sostiene que la corteza terrestre está dividida en bloques de diversos tamaños (Lugo, 1988). La delimitación de unidades morfotectónicas como parte del presente análisis geomorfológico-estructural, se llevó a cabo con base en el flujo de trabajo propuesto en Lugo y Ortíz (1980):

1. Sobre la base topográfica se marcaron todas las corrientes superficiales y se jerarquizaron de acuerdo con el método de *Strahler*.
2. De acuerdo con las premisas del método de Orlova (1975), se infirieron y marcaron todas las formas disyuntivas y se vació el resultado en la base topográfica, con lo que se obtuvo un mapa de morfoalineamientos, el cual se complementó con la delimitación de las fallas y fracturas reconocidas, mediante métodos geológicos y geofísicos recopilados de la literatura consultada.
3. Sobre la base topográfica, se delimitaron los bloques morfotectónicos a partir de tres principios: el primero es relativo a la identificación y selección de las formas disyuntivas de mayor extensión; el segundo aborda la identificación de las superficies máximas de planación (cumbrales) y análisis del comportamiento espacial de los valores de altitud circundantes; por último, la clasificación de los bloques se realizó con base en intervalos de 100 metros en altitud
4. En cada bloque morfotectónico, se midieron las orientaciones de las formas disyuntivas para representarlas mediante rosas de fracturas.

Derivado de lo anterior, se delimitaron 45 unidades morfotectónicas cuyas altitudes varían de 50 a 1,220 msnm, las cuales fueron representadas en un mapa en conjunto con las formas disyuntivas y datos sobre la sismicidad regional (Figura III.19).

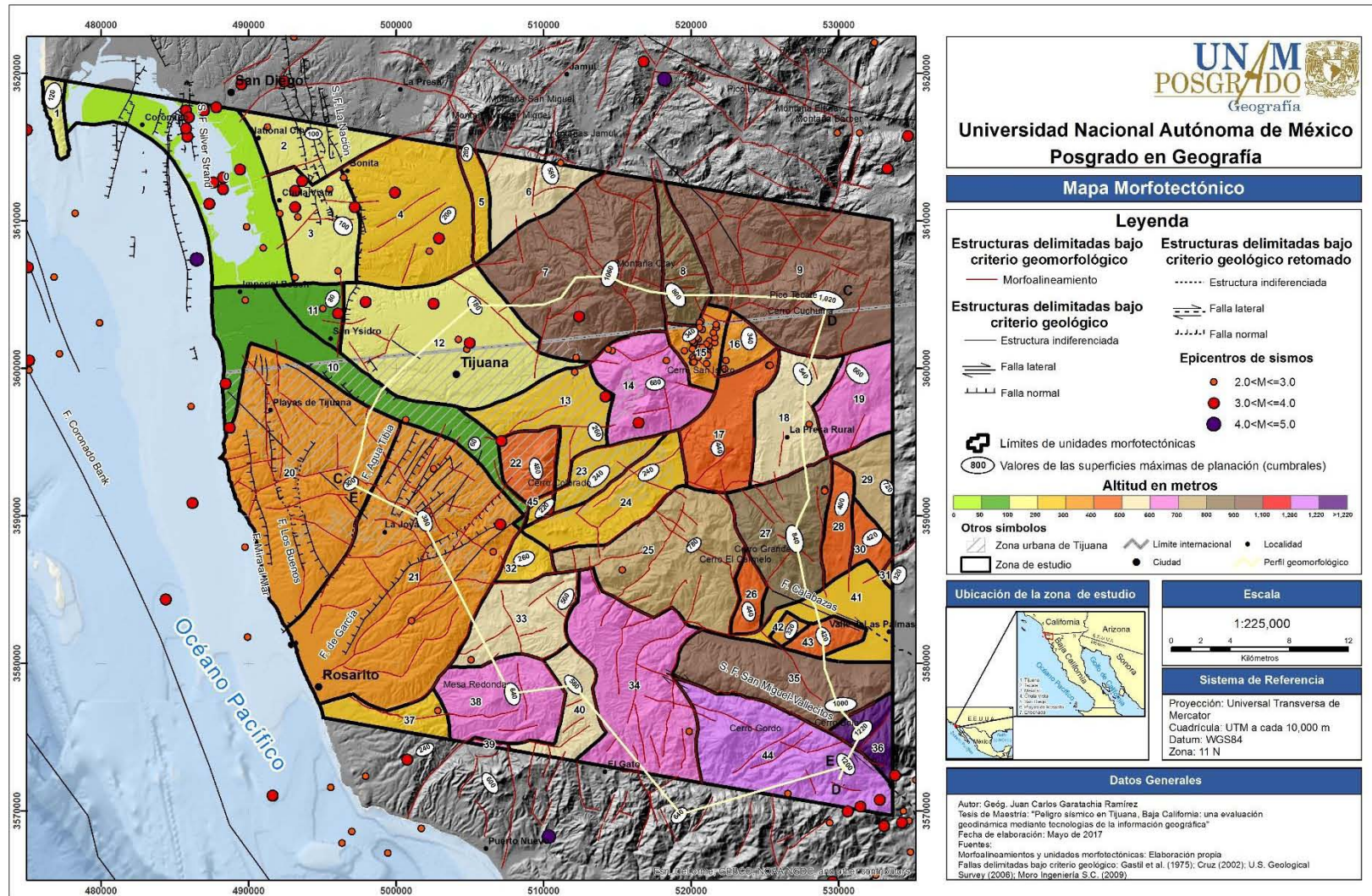


Figura III.19 Mapa morfotectónico

El trazado de perfiles longitudinales en el sector norte, este y sur, son representativos de la zona de estudio y permiten observar los contrastes altitudinales y morfológicos, que caracterizan a las unidades morfotectónicas que conforman el relieve de la región.

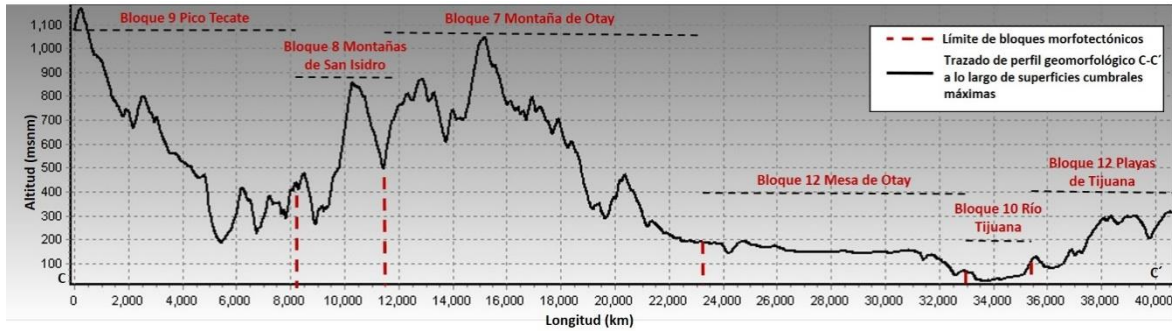


Figura III.20 Perfil longitudinal C-C' correspondiente al sector norte de la zona de estudio; el trazado se realizó a lo largo de las superficies máximas de planación (cumbrales).

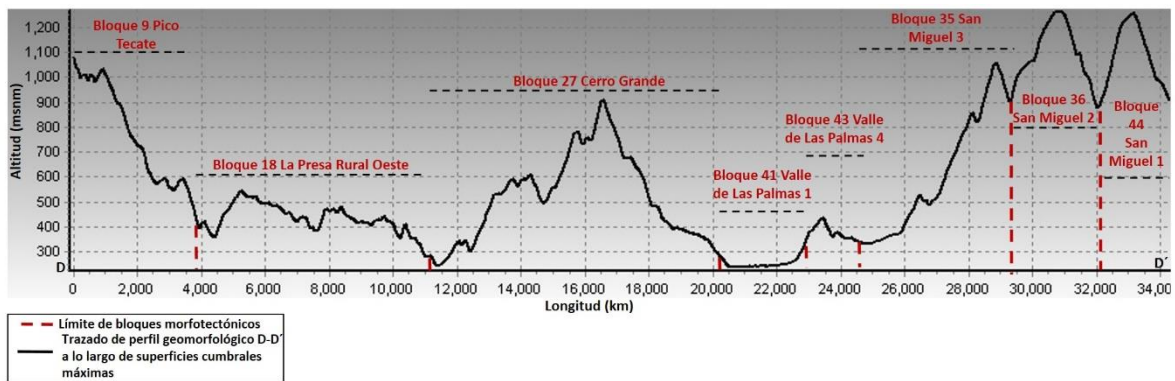


Figura III.21 Perfil longitudinal D-D' correspondiente al sector este de la zona de estudio; el trazado se realizó a lo largo de las superficies máximas de planación (cumbrales).

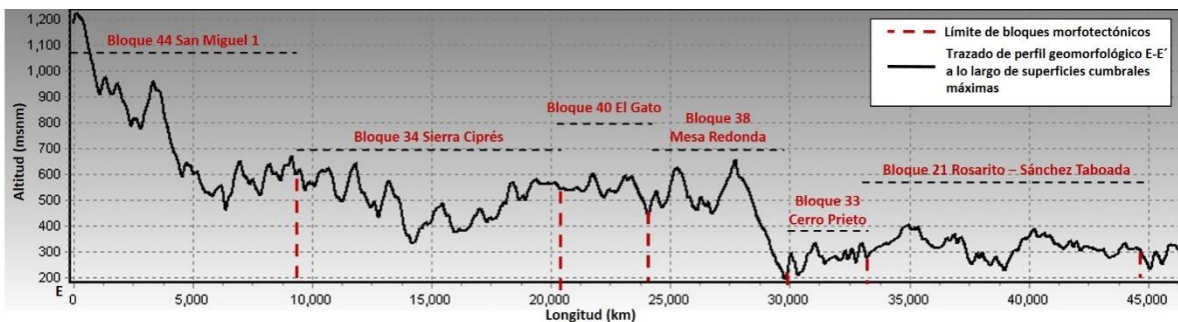


Figura III.22 Perfil longitudinal E-E' correspondiente al sector sur de la zona de estudio; el trazado se realizó a lo largo de las superficies máximas de planación (cumbrales).

Sismicidad en las unidades morfotectónicas

Con respecto a la sismicidad, esta varía en un espectro de magnitudes que van desde $M=2.0$ hasta eventos con magnitud $M=5.0$. Debido a que los sismos con magnitudes menores a $M=3.0$ son los más frecuentes y se encuentran distribuidos de forma dispersa en toda la zona de estudio, para efectos de análisis y representación cartográfica, el catálogo de epicentros se clasificó en tres intervalos: $2.0 < M \leq 3.0$; $3.0 < M \leq 4.0$ y $4.0 < M \leq 5.0$.

Como se puede observar en el mapa morfotectónico (Figura III.19) los epicentros de menor magnitud, es decir $2.0 < M \leq 3.0$ se distribuyen de forma dispersa, y se ubican principalmente en la periferia de la zona de estudio; hasta el año 2016, se cuenta con un registro de 78 eventos pertenecientes a este intervalo de magnitudes. Cabe resaltar que, la única concentración de estos sismos se presenta en el sector noroeste en el marco del Bloque Cerro El Pilón (No. 15) donde se tiene registrados 37 eventos con una magnitud mínima de $M=2.0$, máxima de $M=2.5$ y promedio de $M=2.1$.

Los sismos en el intervalo de magnitud $3.0 < M \leq 4.0$ suman un total de 32 y son una muestra clara de la actividad reciente de los sistemas de fallas, sin poderse precisar la correspondencia entre dichos epicentros y la estructura específica. Lo anterior, al ubicarse en la zona proximal a éstas e incluso, en algunos casos, sobre el alineamiento geológico. Ejemplo de esto, se pueden observar en el Bloque Chula Vista Oeste (No. 3), el cual alberga la porción sur del sistema de fallas La Nación, donde se registraron cuatro sismos con una magnitud promedio de $M=3.7$, ocurridos entre los años de 1954 y 1973. Otro caso similar, se presenta en el sistema *Silver Strand*, donde la magnitud promedio ha sido de $M=3.6$ en siete eventos ocurridos entre los años 1964 a 2007. En el caso específico de la ciudad de Tijuana, se cuenta con 12 registros en los bloques Cerro San Isidro (No. 14), La Presa Norte (No. 13), Cerro Colorado (No. 22), Cerro Las Abejas (No. 45), Río Tijuana (No. 10), Montaña Otay (No. 7), Mesa de Otay (No. 12), Imperial Beach (No. 11) y Rosarito-Sánchez Taboada; en este último, con ubicación epicentral sobre la falla de García; dichos sismos han tenido una magnitud promedio de $M=3.5$ en el período de 1988 a 2005. Así mismo, en el sector sureste es posible observar epicentros pertenecientes a este intervalo en la zona proximal al sistema San Miguel-Vallecitos.

En el caso de los sismos con magnitud $4.0 < M \leq 5.0$, éstos son menos frecuentes y hasta el año 2016 no se cuenta con registros que se localicen estrictamente dentro de la zona de análisis, sin embargo, en la periferia se observan al menos tres eventos con magnitud promedio de $M=4.2$, ocurridos entre 1978 y 2005. El más significativo de éstos podría ser el que tuvo epicentro en el área proximal al sistema *Silver Strand*, por ser considerado como una zona sismogeneradora y, por ende, una fuente de peligro sísmico para la ciudad de Tijuana.

Patrones de fracturamiento en las unidades morfotectónicas

Por otra parte, una vez delimitadas las unidades morfotectónicas, se procedió a elaborar para cada una de ellas, una rosa de fracturas, esto con la finalidad de identificar las direcciones preferenciales de las fallas, fracturas y morfoalineamientos (Figura III. 23). Lo anterior se realizó de forma semi-automatizada, mediante el uso del software *Arc Map*, en el cual se determinó la dirección de los alineamientos mediante el cálculo del azimut, así como su longitud; posteriormente dicha información fue procesada en el programa *RockWorks* para la generación de los gráficos, a partir de la frecuencia de fracturas por rango de dirección, establecido a cada 15° .

Con base en los resultados de las mediciones arriba descritas, de manera general, se puede decir, que se reconocen tres patrones de fracturamiento, los cuales son N-S, NE-SW y NW-SE.

El patrón de fracturamiento N-S predomina en los bloques del sector oeste y noroeste de la zona de estudio, a excepción de los bloques Río Tijuana (No. 10) y Rosarito (No. 21), donde predominan las direcciones NW-SE y NE-SW, respectivamente. Dicho patrón refleja la dirección de los principales sistemas de fallas que afectan al territorio, como La Nación y *Silver Strand* en California, así como las fallas Los Buenos y Mira al Mar, para el caso de Tijuana. Cabe señalar, que la orientación N-S es una de las más frecuentes en la región norte de Baja California.

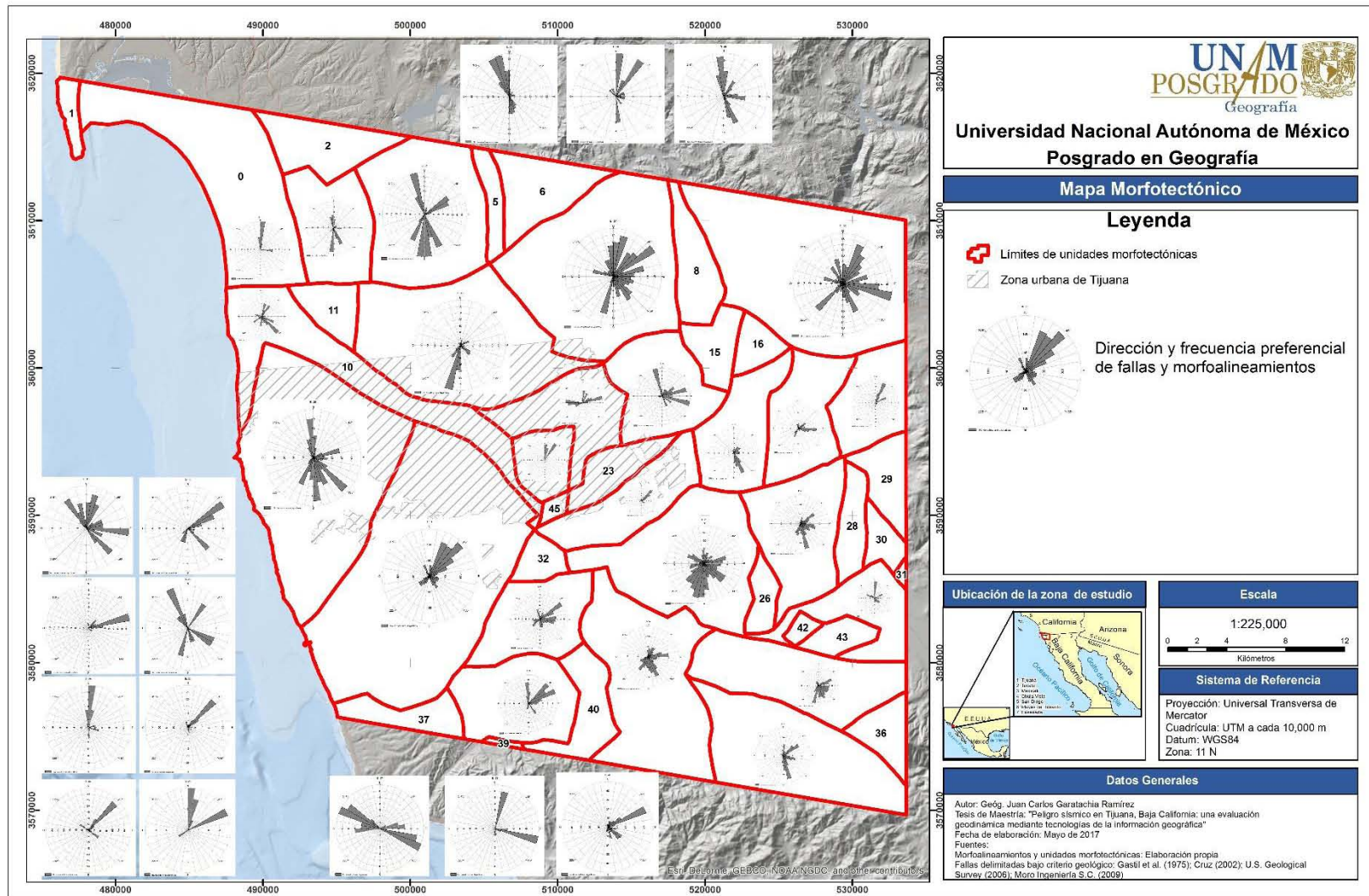


Figura III.23 Patrones de fracturamiento en las unidades morfotectónicas.

Por su parte, el patrón NE-SW se distribuye en los bloques centrales, así como en los del suroeste; ejemplo de esto es el bloque Rosarito (No. 21), en el cual sobresalen las fallas de Agua Tibia y la de García, cuya dirección es predominante y se ve reflejada en la rosa de fracturas correspondiente. Se puede decir, que este patrón de fracturamiento difiere de las direcciones preferenciales que se observan en el contexto regional (NW y NS), lo cual sugiere que las formas disyuntivas con orientación NE-SW podrían conformar sistemas secundarios, como expresión local de los esfuerzos y movimientos en alineamientos de carácter planetario.

Las fallas, fracturas y otros morfoalineamientos del sector este, se caracterizan por orientaciones múltiples y, por tanto, no se puede definir con claridad un patrón único, aunque se puede decir que predomina la dirección NW-SE; uno de los casos representativos de lo anterior se observa en las rosas de los bloques San Miguel 3 (No. 35) y San Miguel 1 (No. 44), donde las direcciones preferenciales concuerdan con el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos, el cual es considerado como uno de los más activos y en el que además, su orientación guarda correspondencia con la de los principales sistemas situados en la parte proximal al Golfo de California y al Sistema de Fallas de San Andrés en el límite de placas tectónicas.

La siguiente tabla muestra, a modo de resumen, las principales características morfométricas y las direcciones preferenciales de las formas disyuntivas en cada bloque morfotectónico. El análisis de los datos demuestra que el patrón de fracturamiento más frecuente es NE-SW, al estar presente en 18 unidades morfotectónicas, lo cual representa el 40% del total; por su parte, el patrón NW-SE está presente en 16 bloques, correspondiente al 36%. El fracturamiento en dirección N-S se presenta solo en 4 unidades, para una representación del 9%, mientras que en el 15% restante no se detectaron fracturas a partir del método empleado.

Tabla III.1 Valores de las principales características morfométricas de los bloques morfotectónicos

No	Nombre del bloque	Hp			Pe			D.D.			E.R.			D.M.			D.P.
		Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me	
0	<i>San Diego Bay</i>	0	33	4	0	32	0.9	0	4	1.2	0	89	5	0	4	0.3	S/D
1	<i>Point Loma</i>	0	131	70	0	64	13	0	2	0.4	69	120	94	0	0	0	NW-SE
2	<i>National City</i>	0	138	46	0	42	5	0.5	4	2	13	79	34	0	3	1	NW-SE
3	<i>Chula Vista Oeste</i>	0	124	48	0	44	4	0.7	5	2	16	79	33	0	2	0.6	NW-SE
4	<i>Chula Vista Este</i>	19	300	133	0	51	7	0.7	5	2	20	166	54	0	2	0.4	NW-SE
5	<i>Montaña Mother Miguel</i>	72	294	175	0	33	8	1	6	3	20	113	52	0	1	0.6	S/D
6	<i>Montañas Jamul</i>	143	595	247	0	51	13	0.3	8	3	21	312	146	0	2	0.4	NE-SW
7	<i>Montaña Otay</i>	71	1087	448	0	61	21	0.4	4	2	57	479	262	0	2	0.5	NE-SW
8	<i>Montañas San Isidro</i>	155	969	494	0	53	18	0.6	3	2	86	459	280	0	3	1	NW-SE
9	<i>Pico Tecate</i>	173	1184	516	0	68	18	0.3	5	2	29	490	232	0	3	0.7	NE-SW
10	<i>Río Tijuana</i>	0	169	28	0	45	2	0.3	5	3	0	146	30	0	2	0.4	NW-SE
11	<i>Imperial Beach</i>	4	93	42	0	39	4	1	5	3	12	96	35	0	2	0.3	N-S
12	<i>Mesa de Otay</i>	15	217	128	0	40	5	0.4	5	2	0	175	68	0	2	0.2	NE-SW
13	<i>La Presa Norte</i>	42	286	157	0	38	6	0.5	4	2	21	214	70	0	2	0.4	NE-SW
14	<i>Cerro San Isidro</i>	78	839	356	0	53	18	0.4	4	2	54	447	249	0	2	0.7	NW-SE
15	<i>Cerro El Pilón</i>	137	472	228	0	50	12	0.5	5	3	48	293	162	0	2	0.7	NW-SE
16	<i>El Remolino</i>	173	387	255	0	43	9	0.5	3	2	48	234	119	0	2	0.7	NE-SW
17	<i>Cerro El Macho</i>	169	559	284	0	40	9	0.9	4	2	21	258	136	0	3	0.8	NW-SE
18	<i>La Presa Rural Oeste</i>	205	640	371	0	44	11	0.3	4	2	42	348	128	0	2	0.6	NE-SW
19	<i>La Presa Rural Este</i>	268	743	500	0	37	12	0.7	4	2	47	259	142	0	2	0.3	NE-SW
20	<i>Playas de Tijuana</i>	0	356	160	0	55	9	0.2	4	2	0.4	196	79	0	4	1	N-S
21	<i>Rosarito-Sánchez Taboada</i>	0	413	199	0	44	10	0.1	4	2	0.2	178	84	0	5	1	NE-SW
22	<i>Cerro Colorado</i>	55	551	190	0	46	12	0.6	5	2	30	392	173	0	2	0.8	N-S
23	<i>Cerro Las Abejas 1</i>	105	343	174	0	40	6	0.4	4	2	22	196	74	0	2	1	NE-SW
24	<i>La Presa Sur</i>	93	289	169	0	43	8	0.3	4	3	40	259	98	0	6	1	NE-SW
25	<i>Cerro El Carmelo</i>	98	886	413	0	57	18	0.2	5	2	81	429	233	0	7	2	NE-SW
26	<i>Valle de Las Palmas 2</i>	217	473	313	0	35	10	0.9	4	2	48	222	143	0	3	0.8	NW-SE
27	<i>Cerro Grande</i>	196	908	436	0	40	15	0.2	4	2	62	354	206	0	5	2	NW-SE

Continuación

28	Loma El Pilón	248	458	346	0	33	7	1	4	2	40	175	102	0	3	0.7	N-S
29	Cerro El Dieciséis	267	761	473	0	38	11	0.8	4	2	48	255	165	0	2	0.1	S/D
30	<i>Wilberth</i>	257	483	354	0	31	7	0.7	4	2	45	218	112	0	1	0.3	S/D
31	Ramos	277	384	302	0	28	7	1	3	2	53	136	94	0	0.2	0.1	S/D
32	Cerro Redondo	99	496	222	0	49	13	1	3	2	68	378	178	0	3	1	NE-SW
33	Cerro Prieto	98	589	354	0	65	13	0.2	4	2	61	370	140	0	4	1	NE-SW
34	Sierra Ciprés	132	692	457	0	51	15	0.4	4	2	32	378	154	0	6	1	NE-SW
35	San Miguel 3	205	1132	552	0	43	17	0.5	5	2	76	431	237	0	4	1	NW-SE
36	San Miguel 2	372	1263	900	0	42	23	0.5	3	2	191	500	351	0	3	1	NE-SW
37	Bahía El Descanso	0	328	157	0	40	11	0.3	3	3	35	156	92	0	1	0.2	NW-SE
38	Mesa Redonda	102	697	366	0	45	16	0.3	5	2	89	376	175	0	2	0.6	NE-SW
39	Cerro El Coronel	111	294	173	0	45	12	2	3	3	126	181	164	0	1	0.9	NW-SE
40	El Gato	189	662	483	0	41	13	0.4	5	2	22	203	122	0	2	1	NE-SW
41	Valle de Las Palmas 1	217	347	266	0	27	2	2	5	3	0.3	270	97	0	1	0.3	NW-SE
42	Valle de Las Palmas 3	233	353	278	0	36	7	0.8	3	2	42	107	76	0	1	0.2	S/D
43	Valle de Las Palmas 4	258	440	333	0	30	9	1	4	2	41	156	84	0	1	0.1	S/D
44	San Miguel 1	303	1283	740	0	47	19	0.3	4	2	108	469	261	0	5	1	NW-SE
45	Cerro Las Abejas 2	86	274	162	0	46	13	1	3	2	103	177	132	1	2	1	S/D

Fuente: Elaboración propia

Hp: Hipsometría (msnm); **Pe:** Pendiente (Grados); **D.D.:** Densidad de Disección (km/km²); **E.R.:** Energía del Relieve (m); **D.M.:** Densidad de Morfoalineamientos (km/km²); **D.P.:** Dirección Preferencial de las Formas Disyuntivas; **Min:** Valor Mínimo; **Max:** Valor Máximo; **Med:** Valor de la Media; N-S: Dirección Norte-Sur; NW-SE: Dirección Noroeste-Sureste; NE-SW: Dirección Noreste-Suroeste; S/D: Sin datos de formas disyuntivas.

Con respecto a las variables morfométricas, el análisis de la tabla anterior demuestra que, para el caso de la hipsometría, el valor máximo se presenta en el Bloque San Miguel 1, donde se alcanza una altitud de 1,283 msnm, mientras que la media más alta se presenta en el Bloque San Miguel 2, con 900 msnm. Por su parte, el valor máximo de pendiente se encuentra en el Bloque Pico Tecate, donde el terreno alcanza inclinaciones de hasta 69°, mientras que el valor promedio más alto corresponde al Bloque San Miguel 2 con 23°.

La densidad de disección más alta, se presenta en el Bloque Montañas *Jamul*, donde se alcanzan valores de 8 km/km², mientras que el valor promedio más alto es de 3 km/km² y se encuentra en diversos bloques (No. 5, 6, 10, 11, 15, 24, 37, 39 y 41). La energía del relieve alcanza un valor máximo de 500 m en el Bloque San Miguel 2, el cual también presenta la media más alta con 351 m. En lo que respecta a la densidad de morfoalineamientos, el valor máximo está en el Bloque Cerro El Carmelo con 7 km/km², así como también la media de mayor valor, que es de 2 km/km², al igual que en el Bloque Cerro Grande.

El análisis de la tabla demuestra, que los valores máximos de las variables morfométricas, en especial aquellas que están más relacionadas con actividad neotectónica, como la densidad de disección, energía del relieve y densidad de morfoalineamientos, se presentan en bloques morfotectónicos, donde las direcciones preferenciales de las formas disyuntivas tienen un patrón NE-SW. Considerando que esto difiere del patrón de fracturamiento dominante en la región norte de Baja California, el cual es NW-SE, dicha situación sugiere que el relieve y sus características morfotectónicas en la zona de estudio son controladas por los sistemas de fallas locales o secundarios, que a su vez son la expresión de los esfuerzos regionales motivados por el movimiento de los grandes bloques de carácter planetario.

III.3.1 Principales tipos de morfoestructuras y su clasificación tipológica

MAPA MORFOESTRUCTURAL DE LA REGIÓN DE TIJUANA

Nivel I. Tipo de Geotextura

Geotextura de transición marginal interplacas oceánica-continental (Pacífica-Norteamericana), en zonas de transformación regional sismoactivas.

Nivel II. Basamentos geológicos

- A. Complejo metamórfico del Paleozoico (esquisto y gneis; en zonas aisladas).
- B. Complejo sedimentario del Cretácico (arenisca, brecha sedimentaria, limolita);
- C. Complejo intrusivo del Cretácico (granito y diorita);
- D. Complejo volcánico del Cretácico (riolita y toba riolítica);
- E. Complejo sedimentario del Terciario (arenisca, conglomerado, fanglomerado);
- F. Complejo volcánico del Terciario (andesita y basalto);
- G. Complejo sedimentario del Cuaternario (arenisca, conglomerado, aluvial antiguo y reciente).

Nivel III. Carácter litomorfoestructural (Grado de modelación morfoescultural)

a. Relieve estructuro-denudativo, formado sobre el complejo sedimentario, con expresión de “blindaje litológico”; **b. Relieve erosivo-tectónico**, formado sobre los complejos metamórfico, sedimentario, volcánico e intrusivo); **c. Relieve denudativo-erosivo**, formado sobre el complejo volcánico.

A			B			C			D			E			F			G		
a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c

Nivel IV. Categorías del Relieve H (altitud, en m)

1. Montañas medias ($1\ 200 < H \leq 1\ 220$ m);
2. Montañas bajas ($800 < H \leq 1\ 200$ m);
3. Premontañas ($400 < H \leq 800$ m);
4. Lomeríos ($200 < h \leq 400$ m);
5. Llanuras ($H \leq 200$ m)

IV. 1. Montañas medias ($1\ 200 < H \leq 1\ 220$ m)

D		
a	b	c

1. Masivas, de bloque, en sistemas monolíticos, deformadas por fallas normales y de desplazamiento horizontal derecho.

IV.2. Montañas bajas ($800 < H \leq 1\ 200\text{ m}$)

D-A		
a	b	c

2. Masivas, de bloque, en sistemas escalonados, deformadas por fallas normales y de desplazamiento horizontal derecho.

F		
a	b	c

3. Masivas, deformadas por fallas normales y de desplazamiento horizontal derecho.

IV.4. Premontañas ($400 < H \leq 800\text{ m}$)

C - E		
a	b	c

4. Masivas y plegadas, en sistema alterno de bloques, deformadas por sistemas ortogonales de fallas.

C		
a	b	c

5. De bloque, en estructura masiva, sobre intrusiones, deformadas por fallas normales.

E		
a	b	c

6. De sistema de bloques escalonados, en plegamientos y monoclinales, deformados por sistemas de fallas y fracturas paralelas.

C-E-F		
a	b	c

7. De sistema escalonado de bloques irregulares, masivos y plegados, controlados por diseño ortogonal de fallamiento.

E		
a	b	c

8. De sistema irregular de bloques, plegados y en monoclinales, limitando estructuras de graben.

F-E		
a	b	c

9. De sistema irregular de bloques, masivos y aisladamente plegados.

F-E		
a	b	c

10. De horst, masivas, en zonas de nudos morfoestructurales, controlados por deformaciones de desplazamiento lateral derecho.

V. Lomeríos ($200 < H \leq 400\text{ m}$)

F-E		
a	b	c

11. De horst, masivos, aisladamente plegados, en ocasiones controlados por deformaciones de desplazamiento lateral derecho, grandes.

C-B-E		
a	b	c

12. De sistema de bloques asimétricos, masivos y plegados, deformados por sistema paralelo de fallas, grandes y medianos.

E		
a	b	c

13. De bloques escalonados, plegados y en monoclinales, deformados por sistema de fallas normales paralelas, medianos.

E-G		
a	b	c

14. De bloques irregulares, paralelos, mesiformes, deformados por fallas normales, pequeños.

IV.6. Planicies ($H \leq 200$ m)

G		
a	b	c

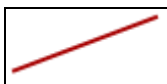
15. De graben, en sediplanos jóvenes, medianas a bajas, planas.

G		
a	b	c

16. De graben, en sediplanos jóvenes, bajas a muy bajas, planas, en zonas de articulación entre bloques y en zonas transgresivas litorales.

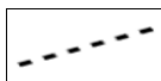
COMPLEJO DE FORMAS ESTRUCTURO-GEOMORFOLÓGICAS

Estructuras delimitadas bajo criterio geomorfológico



Morfoalineamiento

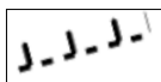
Estructuras delimitadas bajo criterio geológico retomado



Estructura indiferenciada

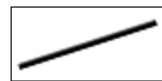


Falla lateral

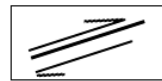


Falla normal

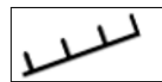
Estructuras delimitadas bajo criterio geológico



Estructura indiferenciada



Falla lateral



Falla normal

IV. Discusión de resultados: análisis correlativo morfoestructuro - geodinámico en la ciudad de Tijuana

IV.1 Resultados derivados de la Fase 2: Aplicación de la técnica *Persistent Scatterers*

Como ya se ha explicado en el Capítulo II, la técnica *Persistent Scatterers*, desarrollada por Ferreti *et al.* (2010), es una variante de las técnicas DInSAR para la medición y monitoreo de la deformación de la superficie terrestre, con la capacidad de detectar y medir en escala de milímetros; para ello el algoritmo requiere datos de fechas distintas a lo largo de un período determinado. En este sentido, en el presente trabajo se adquirieron 33 imágenes complejas *Single Look Complex* (SLC) del sensor Sentinel 1, correspondientes al período 2014-2016.

Con base en el flujo de trabajo de la técnica PSI (ver figura II.4 en Capítulo II), en lo sucesivo se explican los principales resultados derivados del procesamiento de las imágenes.

Conection Graph: Cálculo de Líneas de Base (Baseline)

El cálculo de las líneas de base representa el primero paso del proceso PSI, su función consiste en discriminar, en primera instancia, imágenes con capacidad interferométrica, es decir, aquellas con una distancia horizontal de hasta 1,000 m; en este sentido y con la finalidad de procurar obtener datos de alta calidad, se estableció un límite de 250 m, con lo que se seleccionaron 21 imágenes complejas.

En el siguiente gráfico, se muestran el valor de la línea de base de las imágenes que cumplieron con el criterio establecido, los puntos amarillos muestran la posición de la imagen master (29/10/2014) y los puntos verdes de las imágenes esclavas. En el eje X, se muestra la fecha de adquisición de los datos y el eje Y muestra la distancia horizontal de las imágenes esclavas desde la imagen master.

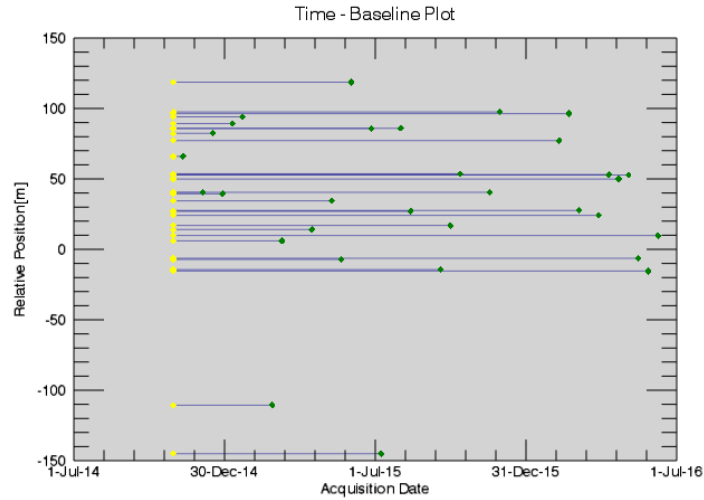


Figura IV.1 Líneas de base de los pares de imágenes complejas.

Interferometric Process: Generación de Interferogramas Complejos

Dentro de este paso destaca la generación de un interferograma complejo para cada imagen esclava teniendo en todos los casos como referencia la imagen master. En este sentido, el interferograma muestra los cambios de fase de una adquisición a otra, los cuales se pueden asociar a procesos como la deformación del terreno; dicha razón de cambio es expresada en valores complejos y donde desde el punto de vista gráfico, cada franja de color de azul a rosa representa un ciclo de color con valor de 2π radianes.

Para el caso de las imágenes empleadas en este trabajo, la longitud de onda es de $\lambda=5.54$ cm, considerando que solo el frente de la onda, es decir su radio, interactúa con la superficie terrestre, se puede asumir que cada ciclo 2π representa un desplazamiento del orden de 2.75 cm en la vertical; dicho parámetro se denominado LOS – *Line of Sight*.

En las siguientes figuras (Figs. IV2a y IV2b) se presentan dos interferogramas complejos que muestran el comportamiento espacial de la deformación del terreno en la zona de estudio. Esto representa una primera visión del comportamiento del fenómeno, antes de pasar a una fase diferencial en la que los valores son expresados a nivel milimétrico, en la cual no siempre se cuenta con resultados en la totalidad de la imagen.

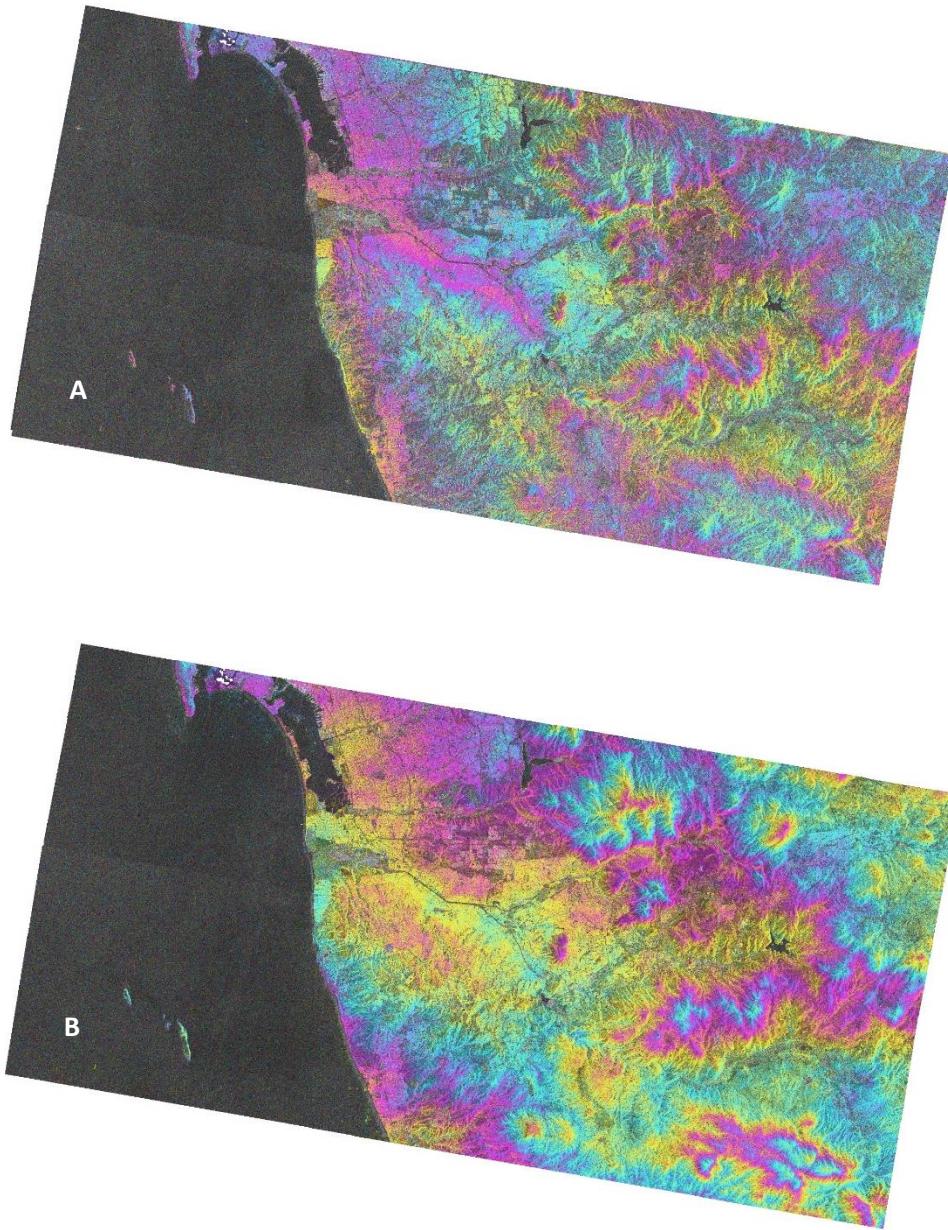


Figura IV.2 Dos interferogramas complejos de la zona de estudio. A: 29/10/2014-30/09/2015. B: 29/10/2014-21/02/2016.

Dentro del proceso interferométrico también destaca el cálculo de la **coherencia** (ver Figura IV.3), el cual es un parámetro que da cuenta de los lugares, donde se conservó la información de magnitud y fase de la señal a través del tiempo. Es un proceso previo a la generación de los interferogramas, ya que éstos solo pueden ser estimados donde la corrección píxel a píxel, así como la coherencia fueron resueltos, sin embargo, para el caso de la técnica PSI es retomado posteriormente, ya que representa la base sobre la que se seleccionan los píxeles

candidatos, es decir, aquellos que pudieron ser medidos a lo largo de todo de todo el período y su vez, superaron el umbral establecido durante el procesamiento, mismo que para este caso fue establecido en 0.6.

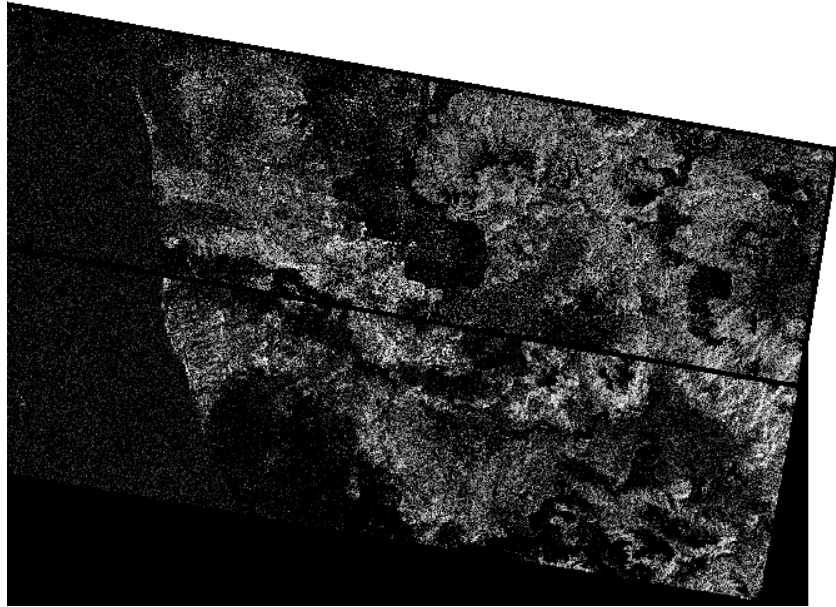


Figura IV. 3 La coherencia se estima en un rango de 0 a 1; como se puede apreciar, los tonos más claros representan las áreas en las cuales se encontraron los valores más coherentes cercanos a 1, es decir, donde se conservó la información referente a la magnitud y fase a lo largo del período de tiempo.

Lo anterior permitió la discriminación y selección de los píxeles que conservaron información de la fase asociada a cambios en el terreno durante el período de estudio, y con ello fue posible dar continuidad al flujo de trabajo de la técnica PSI.

Inversion: First and Second Step

Representan las etapas subsecuentes al procesamiento interferométrico, en el primero paso (***First Step***) se estimó un primer modelo para derivar la altura residual y la velocidad de desplazamiento; así mismo, de acuerdo con el historial de la fase y el índice de dispersión calculado en etapas anteriores, se realizó una nueva selección de píxeles estables. Además, cabe señalar, que el rango de los valores obtenido es definido en función de las velocidades conocidas en el contexto de la zona de trabajo.

Por su parte, en el segundo paso (***Second Step***), se empleó el modelo lineal obtenido en el paso anterior para estimar la fase atmosférica, en este sentido, su finalidad fue refinar los

valores de altura residual y desplazamientos mediante la aplicación de dos filtros que explican las variaciones atmosféricas, uno en términos de su distribución espacial y otro en la distribución temporal. Como resultado, se obtuvo un modelo que muestra los desplazamientos fecha por fecha (de acuerdo con las fechas de adquisición de las imágenes).

Geocoding: Georeferenciación

Mediante los Puntos de Control del Terreno (GCP, por sus siglas en inglés) generados en la etapa inicial del proceso, tanto el modelo final de desplazamiento, así como todos los productos asociados a este, fueron georreferidos al sistema de referencia WGS84 en coordenadas UTM para la zona 11 norte; esto permitió su manipulación y procesamiento en ambiente de Sistemas de Información Geográfica.

Mapa de desplazamientos del terreno

Entre los resultados derivados del proceso explicado en párrafos anteriores, destacan el modelo de desplazamiento del terreno, tanto en términos de su velocidad, expresada en milímetros por año (mm/año) así como del desplazamiento total medido en milímetros. En este sentido, el mapa de velocidad de desplazamiento (Figura IV.4) muestra los valores de diferencia de fase para cada uno de los píxeles seleccionados como *persistent scatterer* asociados a cambios con respecto a la superficie, es decir, cambios topográficos.

Cabe señalar, que el resultado que muestra dicho producto hace referencia a un promedio lineal del movimiento detectado por el sensor entre el tiempo correspondiente al período analizado (2014-2016) y que los valores obtenidos están restringidos al intervalo numérico establecido durante la etapa de procesamiento de los datos.

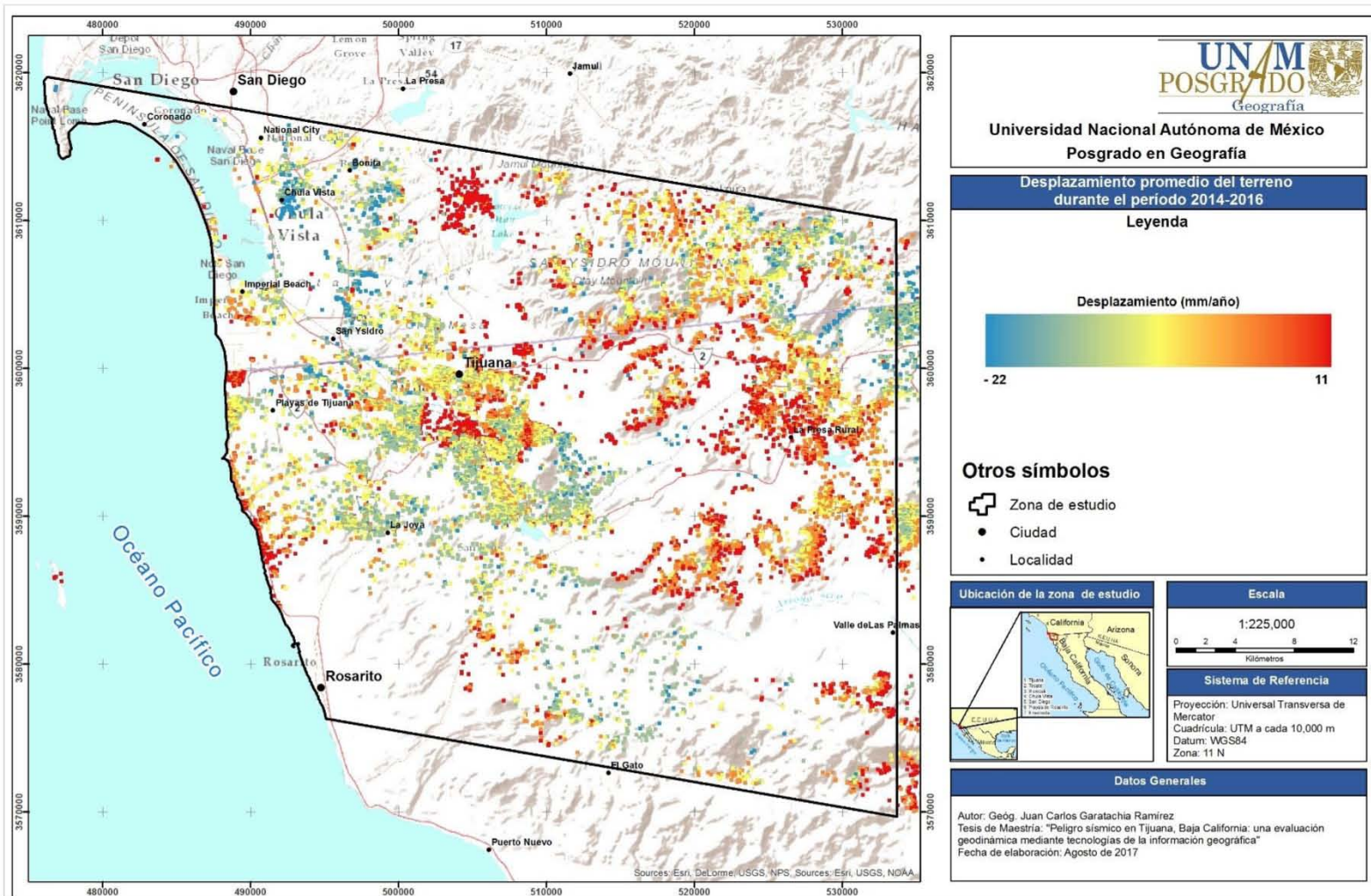


Figura IV.4 Mapa de velocidad de desplazamiento (mm/año) generado a partir de la técnica *Persistent Scatterers*

En el mapa anterior, se muestra la velocidad de desplazamiento puntual en un intervalo de valores que fluctúa entre -22.0 a +11.0 mm/año. En este sentido, los puntos de color azul representan las velocidades de mayor valor negativo, es decir, zonas en las que hubo un alejamiento de la superficie con respecto al sensor; dichos puntos fluctúan entre -22.0 a -9.0 mm/año, predominan y se distribuyen de forma preferencial en los sectores centro, centro-sur, oeste y noroeste, así como en una porción al noreste de la zona de estudio. Como se puede apreciar en el mapa, este tipo de valores tienen una tendencia de distribución de NW-SE. En el caso de los puntos de color verde claro, el intervalo es de -8.9 a -4.1 mm/año, mientras que los amarillos varían de -4.0 a -0.1 mm/año y, en ambos casos, su distribución espacial es equiparable a la de los puntos de mayor valor, explicada líneas arriba.

Por otra parte, los puntos de color rojo representan altos valores de desplazamiento en sentido positivo, es decir zonas en las que hubo un acercamiento de la superficie con respecto al sensor. Este tipo de valores fluctúan entre +5.5 a +11.0 mm/año; predominan en los sectores noreste, centro-este, sureste y en una franja con orientación N-S en la zona proximal a la costa; de igual manera se distribuyen los puntos en color naranja, los cuales pertenecen a un intervalo de +0.3 a +5.4 mm/año. Cabe destacar que, la dirección preferencial de los desplazamientos positivos también tiende a ser NW-SE, al igual que en los puntos de desplazamiento negativo.

Como se ha señalado en los párrafos anteriores, la distribución espacial de los puntos de desplazamiento tiene una tendencia hacia una patrón NW-SE, lo cual guarda relación con las direcciones preferenciales de fracturamiento a nivel regional; para el caso de la zona de estudio, se determinó que el patrón predominante en las fallas, fracturas y morfoalineamientos es NE-SW, seguido de NW-SE y aunque esto en principio representa una diferencia, desde el punto de vista del comportamiento espacial de la variables, en el siguiente mapa (Figura IV.5), se puede constatar que existe correspondencia entre éstas.

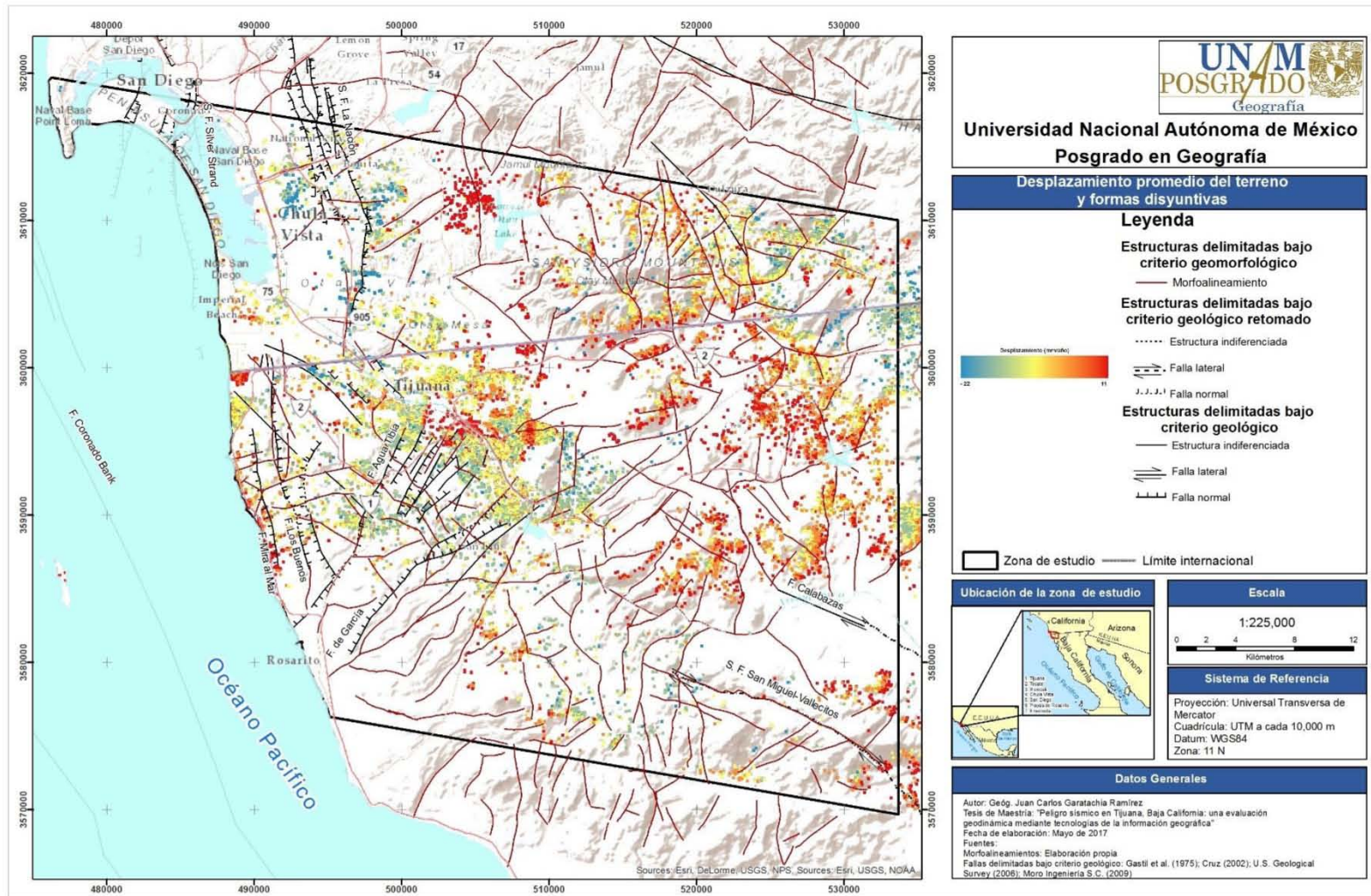


Figura IV.5 Principales formas disyuntivas de la zona de estudio y velocidades de desplazamiento del terreno.

Desplazamientos del terreno en la ciudad de Tijuana

En el contexto específico de la ciudad de Tijuana, los resultados de la técnica interferométrica derivaron en 8,929 puntos considerados como *persistent scatterers*, de los cuales el 72% son de signo negativo y tienen un valor promedio de -5.0 mm/año; este conjunto de valores se encuentra distribuidos en la mayor parte de la ciudad, sin embargo, se distinguen al menos seis clústeres espaciales de puntos con un patrón de localización particular.

El primer grupo se ubica en la Delegación Centro, la configuración espacial de los puntos obedece a un patrón NW-SE que se distribuye de forma paralela a la Zona Río Tijuana en su sector occidental; en dicha zona se registran velocidades de desplazamiento que fluctúan entre -0.1 a -22.0 mm/año y un valor promedio de -5.6 mm/año. El segundo clúster se ubica en la zona proximal al Aeropuerto Internacional Abelardo L. Rodríguez, en especial en el perímetro sur y sureste, donde la velocidad de desplazamiento promedio es de -3.3 mm/año.

En la Delegación Cerro Colorado, se encuentra el cerro con el mismo nombre en cuyos flancos noroeste, oeste y suroeste, se conforma un tercer clúster de puntos con una velocidad de desplazamiento promedio de -4.3 mm/año. Por su parte, el cuarto clúster se ubica en la llanura aluvial emplazada entre el Cerro Colorado y el Cerro de las Abejas, zona que desde el punto de vista administrativo corresponde a la porción sur de la Delegación La Presa y norte de la Delegación Presa Este; ahí, la velocidad promedio es de -6.1 mm/año.

El cuarto clúster se ubica al suroeste de la ciudad, en la porción sur de las delegaciones San Antonio de Los Buenos y Sánchez Taboada; para dicha zona la velocidad promedio de desplazamiento es de -5.1 mm/año. Por su parte, en la Delegación Playas de Tijuana se encuentra el sexto grupo de puntos, a su vez el de menor extensión y con una velocidad de desplazamiento promedio de -5.9 mm/año.

En el siguiente mapa (Figura IV.6), se ha realizado un acercamiento a la ciudad de Tijuana, con lo cual es posible observar la ubicación y distribución de los puntos que representan los desplazamientos del terreno en un contexto más detallado de la zona urbana. Así mismo, se han incluido las principales formas disyuntivas reconocidas, de las cuales se analiza más adelante.

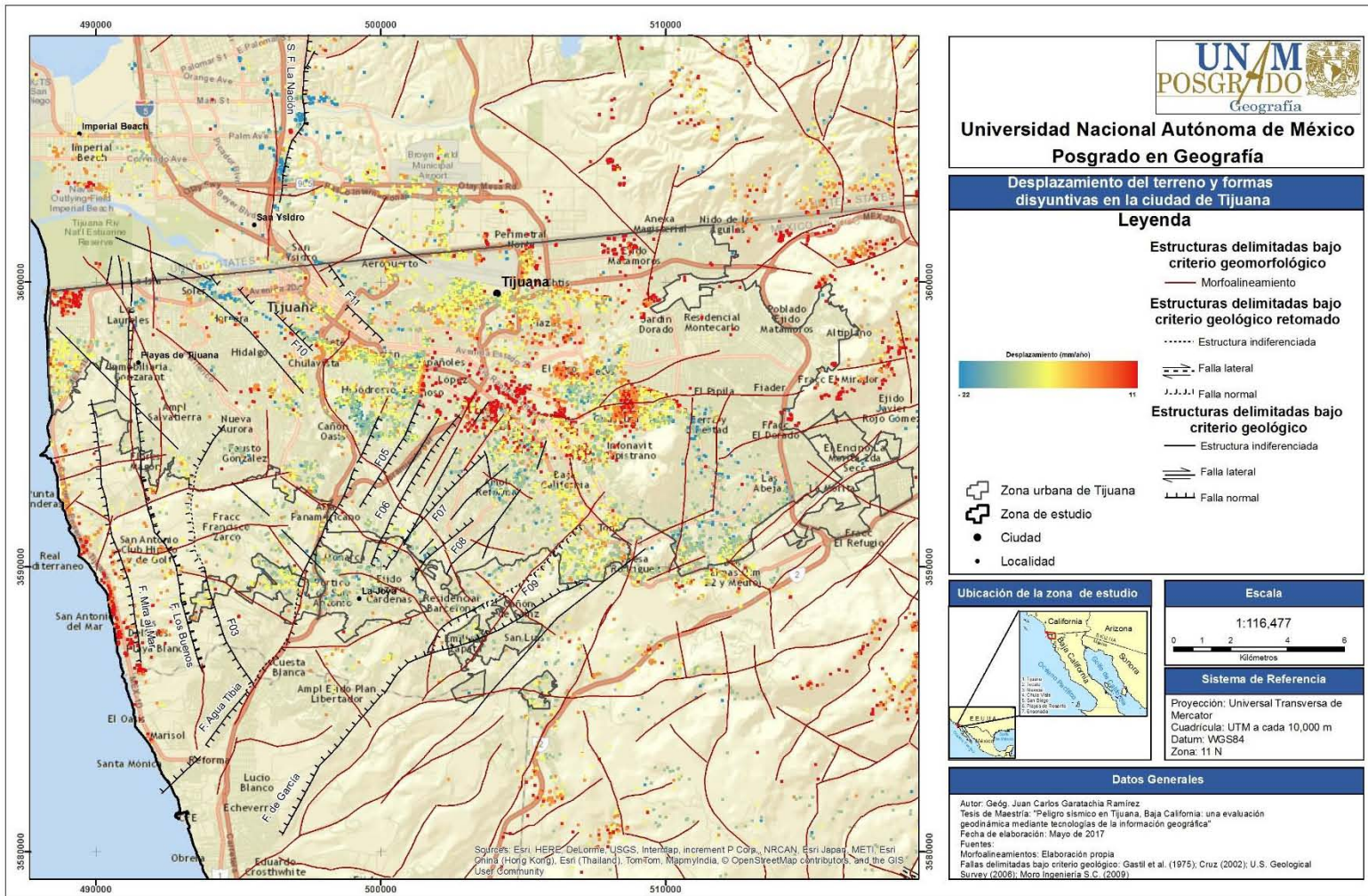


Figura IV.6 Velocidad de desplazamiento del terreno y formas disyuntivas en un acercamiento a la ciudad de Tijuana.

Los *persistent scatterers* de signo positivo o de ascenso representan el 28.3% del total registrado y su valor promedio es de +4.8 mm/año; en comparación con los valores de descenso; su ubicación y distribución espacial es restringida a algunas zonas particulares; en este sentido y como se puede observar en el mapa anterior, un primer grupo de puntos se encuentra al suroeste de la canalización del río Tijuana en la Delegación La Mesa, con una media en desplazamiento de +7.3 mm/año. Un segundo clúster espacial se localiza al norte del Cerro Colorado, tiene la peculiaridad de ubicarse entre dos grupos con valores negativos, su velocidad promedio es de +4.4 mm/año.

Como se puede observar en el mapa anterior, la Delegación Playas de Tijuana alberga dos clúster de puntos; el primero se encuentra al sur de ésta y se distribuye en una franja de norte a sur sobre la llanura costera, donde la velocidad media es de +5.0 mm/año; por su parte, el último clúster se localiza al noroeste en la zona de playas, justo en la frontera con los Estados Unidos de Norteamérica, ahí la velocidad promedio es de +6.8 mm/año.

En otro orden de ideas, como se puede observar en la figura IV.6, también se incluyó la representación cartográfica de las principales formas disyuntivas que afectan a la ciudad de Tijuana, tales como fallas, fracturas y morfoalineamientos, en general. Lo anterior con la finalidad de tener una perspectiva de la distribución espacial de los *persistent scatterers* en relación con dichos elementos estructurales; para ello, se generó un *buffer* de 500 m a partir de cada trazo, con el objetivo de discriminar los puntos de desplazamiento más próximos.

Con base en lo anterior, se determinó que 4,715 de los 8,929 puntos de desplazamiento, que se registraron en la ciudad de Tijuana, se ubican dentro de un rango de 500 metros a partir del trazo lineal de alguna falla, fractura o morfoalineamiento. En este sentido y con la finalidad de refinar el análisis, se elaboró la tabla IV.1, misma que muestra una selección de las formas disyuntivas declaradas y caracterizadas en la literatura como fallas de tipo normal, ya que es importante recordar que cualquier técnica interferométrica solo puede detectar y medir cambios en sentido vertical. Por su parte, las estructuras delimitadas bajo criterio geomorfológico no fueron consideradas en este análisis ya que, si bien representan zonas de debilidad, hasta este punto de la investigación no han sido caracterizadas en términos de sus posibles movimientos o desplazamientos, no obstante fueron retomadas y analizadas en su totalidad en la etapa del análisis correlativo.

Tabla IV.1 Velocidad de desplazamiento en puntos PS cercanos (500 m) a las principales fallas reconocidas en la ciudad de Tijuana.

Nombre	Tipo de movimiento	No. de puntos detectados	Intervalo del desplazamiento (mm/año)	Porcentaje de puntos negativos	Porcentaje de puntos positivos	Bloque en el que se detectó mayor cantidad de puntos
Mira al Mar	Normal Izquierdo	118	-8.3 – 9.4	18.6 %	81.3 %	Bloque caído
Los Buenos	Normal Derecho	109	-14.6 – 8.22	65.1 %	34.8 %	Bloque levantado
F03	Normal Izquierdo	55	-8.6 – 5.6	89 %	11 %	Bloque caído
Agua Tibia	Normal Derecho	246	-22.2 – 7.2	93.4 %	6.6 %	Bloque levantado
F05	Normal Derecho	175	-22.0 – 11.0	76 %	24 %	Bloque levantado
F06	Normal Derecho	91	-9.2 – 11.0	61.5 %	38.5 %	Bloque caído
F07	Normal Izquierdo	93	-9.3 – 3.2	94.6 %	5.4%	Bloque caído
F08	Normal Izquierdo	31	-9.3 – -1.0	100 %	0 %	Bloque caído
F09	Normal Derecho	117	-9.1 – 5.3	84.6 %	15.4 %	Bloque levantado
De García	Normal Izquierdo	71	-9.2 – 2.9	97.1 %	2.9 %	Bloque caído
F10	Normal Derecho	222	-21.6 – 11.0	83.7 %	16.3 %	Bloque caído
F11	Normal Izquierdo	37	-21.4 – 3.0	83.7 %	16.3 %	Bloque levantado

Fuente: elaboración propia

Como se puede observar en la tabla anterior, existe una marcada tendencia a presentarse valores de desplazamiento negativos en las zonas cercanas a las principales fallas que afectan a la ciudad de Tijuana; así mismo, en siete de los once casos analizados, dichos puntos se concentraron en el bloque caído de la falla.

IV.2 Resultados derivados de la Fase 3: Trabajo de campo para la validación de los resultados de PSI

Con la finalidad de validar los resultados obtenidos mediante la técnica PSI e identificar rasgos superficiales asociados a movimientos diferenciales del terreno, se seleccionaron puntos de inspección que cumplieran con los siguientes criterios:

1. Presencia de puntos con alto valor de desplazamiento
2. Cercanía a fallas y morfoalineamientos
3. Asentamientos urbanos consolidados

Con base en lo anterior, se visitaron 40 puntos de inspección, sin embargo, en algunos de ellos, debido a sus características físicas no fue posible tener un acceso seguro o en su defecto distinguir rasgos superficiales; en este sentido y para efectos de la presentación de los resultados, se delimitaron seis polígonos de verificación (A, B, C, D, E y F), en los cuales se realizaron actividades enfocadas en la búsqueda, georreferenciación y medición de rasgos superficiales que pudieran estar asociados a movimientos en el terreno, así como rasgos del relieve y microrrelieve asociados a procesos geomórficos de dinámica endógena y exógena.

En la figura IV.7, se muestran los puntos visitados en la ciudad de Tijuana, así como los polígonos de verificación.

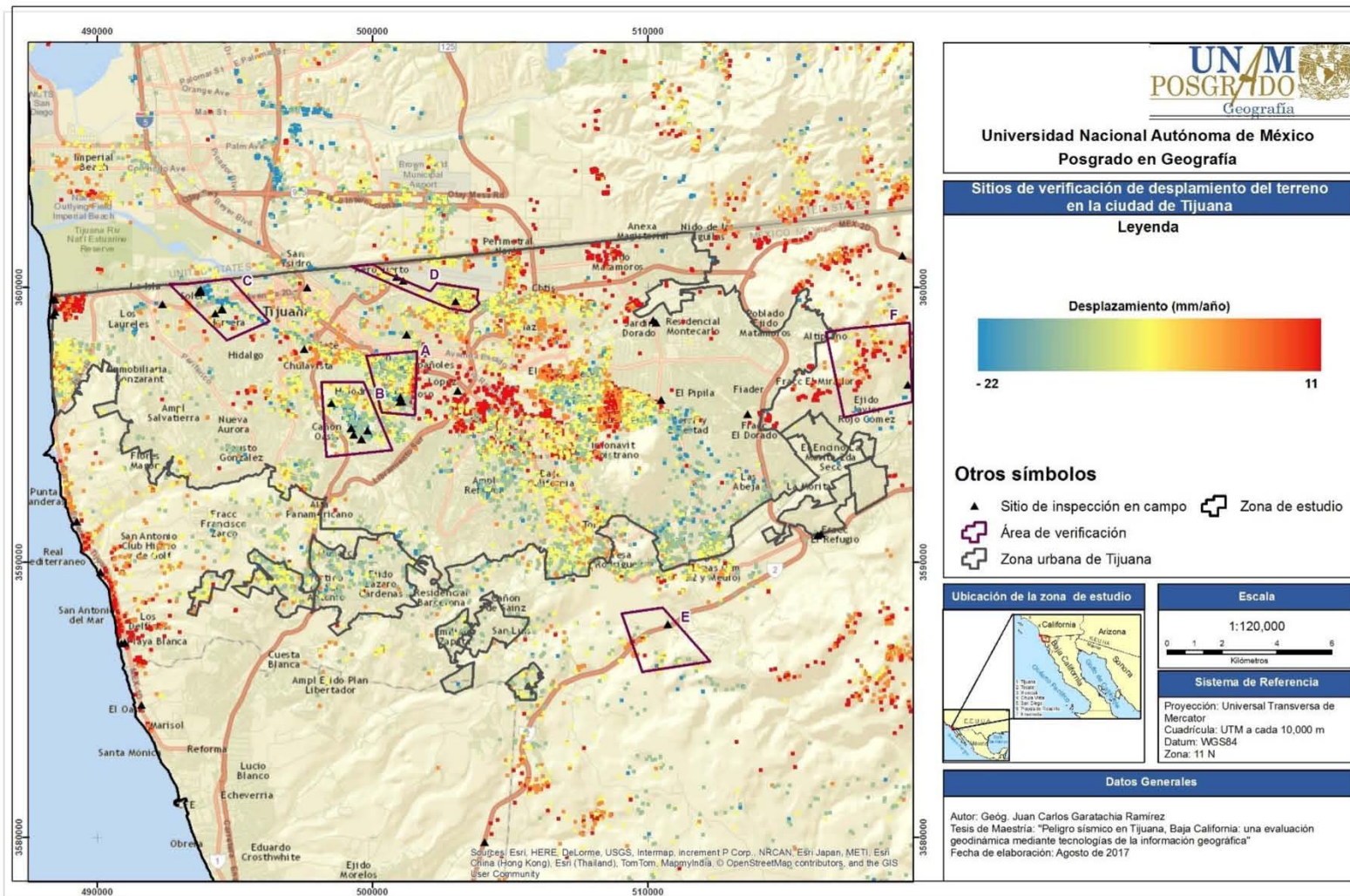


Figura IV.7 Sitios de verificación de desplazamiento del terreno en la ciudad de Tijuana.

El polígono “A” se localiza en la porción centro-oeste de la ciudad de Tijuana, en la zona limítrofe de las delegaciones Centro y La Mesa, y en él convergen las colonias Lomas de Agua Caliente, El Paraíso y Las Palmas. Desde el punto de vista estructuro-geomorfológico, se encuentra en la zona proximal de las fallas Agua Tibia y F05, en su segmento norte; en dicha área de análisis predominan los valores de desplazamiento negativos en un intervalo de -0.13 a -21.3 mm/año; durante el recorrido en campo se encontraron evidencias de movimientos en el terreno, esto a partir de la observación de rasgos superficiales como fracturamientos y desniveles en calles, aceras y muros.

En la figura IV.8, se muestran fotografías tomadas en la vía con dirección al sur del Boulevard de Las Américas; en (a) se observan dos fracturas sobre un muro perimetral de un conjunto habitacional, las cuales presentan evidencias de reparaciones; la fractura 1 es vertical y tiene una longitud de 2.10 m, mientras que la fractura 2 se encuentra en forma diagonal con una longitud de 1.20 m. En (b) se observa un desnivel de la acera en relación a la base del muro y el comienzo del arroyo vehicular, las flechas en color rojo muestran la dirección de la pendiente, mientras que en (c) la imagen muestra un acercamiento a la sección final de la acera, en donde se observan movimientos diferenciales entre las planchas de concreto que la cubren, cuya longitud es de 3.8 cm (1.5 pulgadas, de acuerdo con el flexómetro empleado).

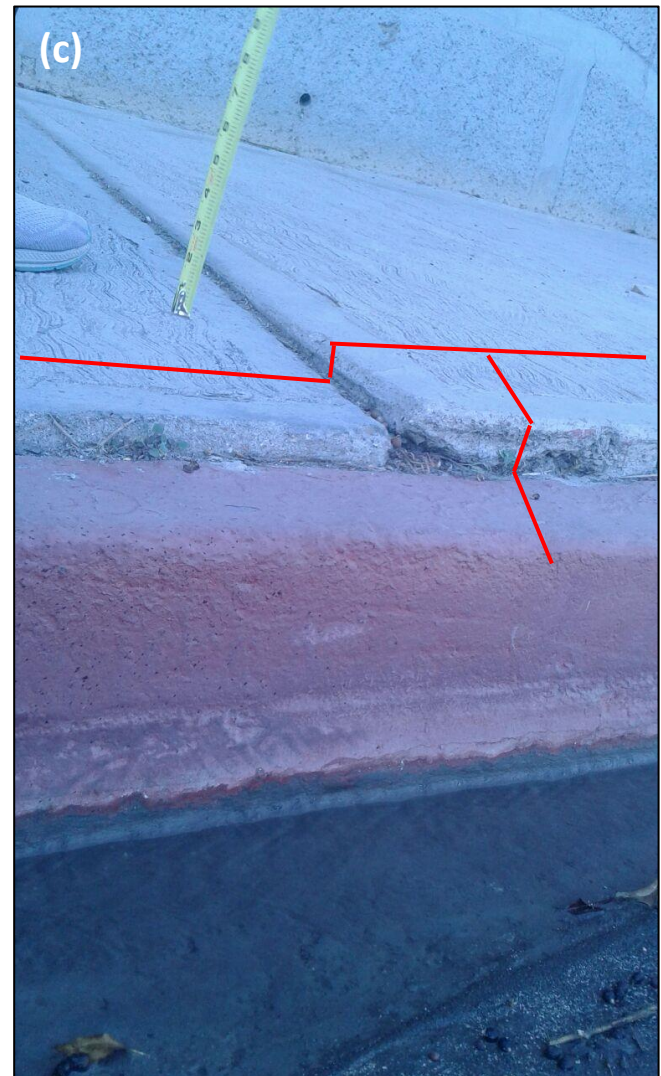
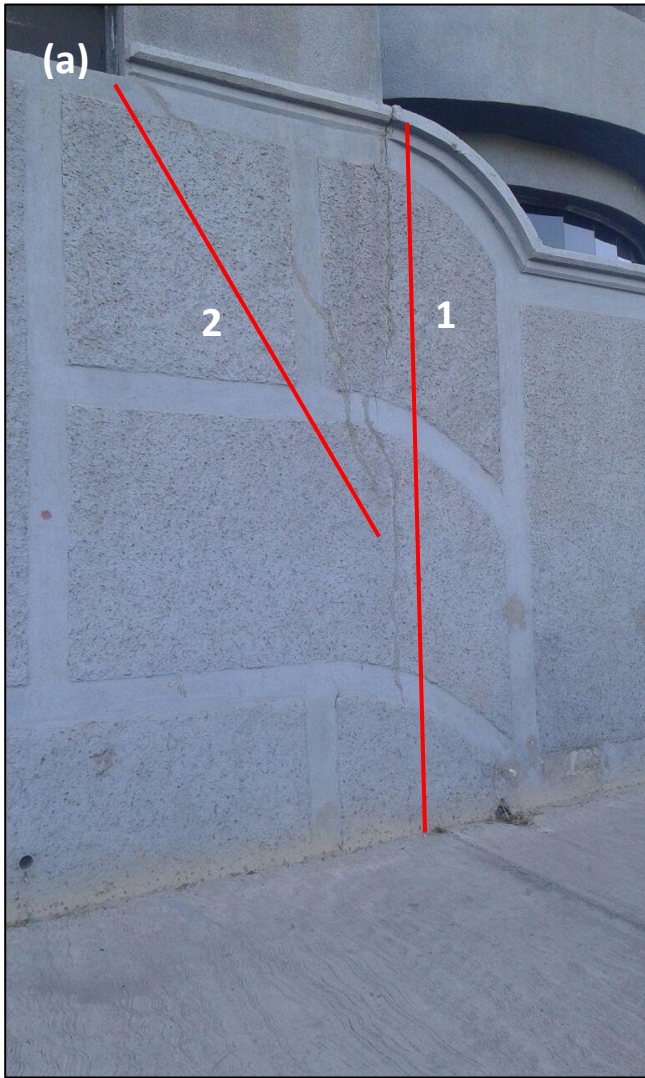


Figura IV.8 Rasgos superficiales de movimientos del terreno en el Boulevard de Las Américas.

En la figura IV.9, se muestran fotografías tomadas en la vía con dirección al norte del Boulevard Las Américas, donde se identificaron rasgos superficiales como fracturas en aceras (a), que se proyectan hacia el arroyo vehicular (b), así como ligeros desniveles de 2.5 cm en la plancha de concreto que recubre las aceras (c). Cabe señalar, que para dicho punto de verificación la velocidad de desplazamiento del terreno es de -7.2 mm/año

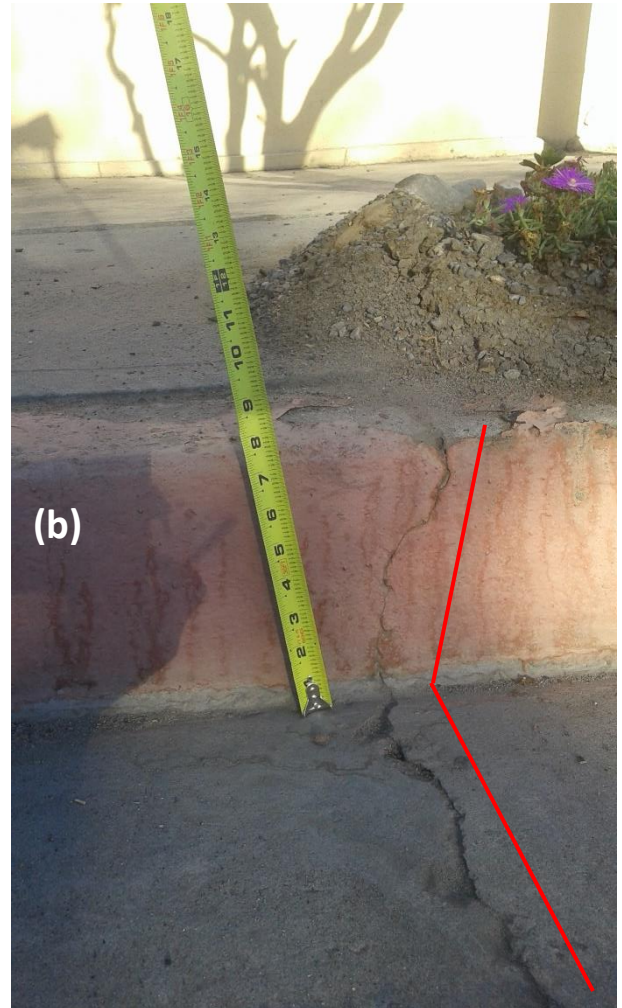


Figura IV. 9 Rasgos superficiales de movimientos del terreno en el Boulevard de Las Américas, vía con dirección al sur.

El polígono de verificación “B”, se localiza en el sector centro-suroeste de la ciudad y en este se visitaron las colonias, Hacienda Agua Caliente, La Remosa y Lomas de Agua Caliente 6^a Sección; donde se reportan velocidades de desplazamiento de hasta -22.0 mm/año. Esta zona es afectada de manera directa por las fallas Agua Tibia y F05, en su segmento norte.



Figura IV. 10 Evidencias de desplazamientos del terreno en el polígono de verificación “B”.

Como se puede observar en la figura IV.10 (a), desde uno de los puntos de verificación es posible interpretar en relieve la existencia de dos bloques (B1 y B2) con distintos niveles altitudinales, cuya configuración en la imagen se ilustra con la línea discontinua en color rojo; así mismo, entre dichos bloques es posible observar la carretera Rosarito – Tijuana, cuyo segmento capturado en la fotografía

coincide con el trazo cartográfico de la falla Agua Tibia, representada en la imagen con las línea discontinua en color blanco.

En uno de los puntos de verificación del polígono “B”, localizado en la calle 24 de abril de la colonia La Remosa, se identificaron evidencias del desplazamiento del terreno; en este sentido, en la imagen (b) de la figura anterior, se puede observar un notorio desnivel en la calle en dirección este-oeste, así mismo, del lado derecho se observa un patrón de fracturamiento paralelo a la calle. En la imagen (c), se muestra un ejemplo de las afectaciones de hundimiento del terreno en elementos superficiales, como el arroyo vehicular y aceras, mientras que en la imagen (d) se observa con claridad un desplazamiento de 5 cm (2 pulgadas) entre dos porciones de calle afectadas por fracturamiento.

Por otra parte, el polígono de verificación C, se localiza al noroeste de la ciudad y abarca las colonias Alemán, Altamira, Castillo y Lindavista, donde se registraron velocidades de desplazamiento de hasta - 16.0 mm/año. En este sentido, las evidencias encontradas sobre procesos de hundimiento del terreno se encontraron principalmente en la calles Mar Mara y Mar Blanco, al exterior de la Escuela Secundaria General No. 61; ahí se detectaron evidencias en muros perimetrales, aceras y calles. Además, cabe resaltar que, desde el punto de vista estructuro-geomorfológico, el área se encuentra entre dos formas disyuntivas, el segmento norte de la falla F10, al este, y una estructura indiferenciada, al oeste.

En la figura IV.11, se muestran algunos rasgos asociados a procesos de hundimiento del terreno; las tres imágenes fueron tomadas sobre la calle Mar Blanco, en (a) se muestra el sector norte de uno de los edificios que conforman el centro educativo, el cual se encuentra ligeramente inclinado hacia el lado derecho (flecha en color rojo), situación que difiere de la dirección de la pendiente general de la calle (flecha en color amarillo). En la imagen (b), se muestra una toma de este a oeste, donde se puede observar que en segundo plano elementos como los muros perimetrales y aceras sufren deformaciones, debido al hundimiento del terreno, mientras que en la imagen (c) es una toma contraria. Por su parte, en (d), se muestra un perfil topográfico generado de SW a NW, en el cual se procuró registrar el trazo cartográfico de las formas disyuntivas que afectan a la zona, así como la ubicación de los puntos de verificación y la escuela; con base en esto, a 250 m del origen se encuentra una forma disyuntiva no diferenciada, representada mediante una línea en color rojo, a partir de la cual el relieve presenta una marcada tendencia de descenso en la altitud, mientras que a los 400 m se ubica el centro educativo, representado mediante un triángulo de color rojo. A partir del comportamiento de los valores de desplazamiento y la morfología representada en el perfil, así como de la presencia de fallas en el contexto cercano, se puede inferir que el polígono de verificación C, se ubica en una zona de fallamiento normal.

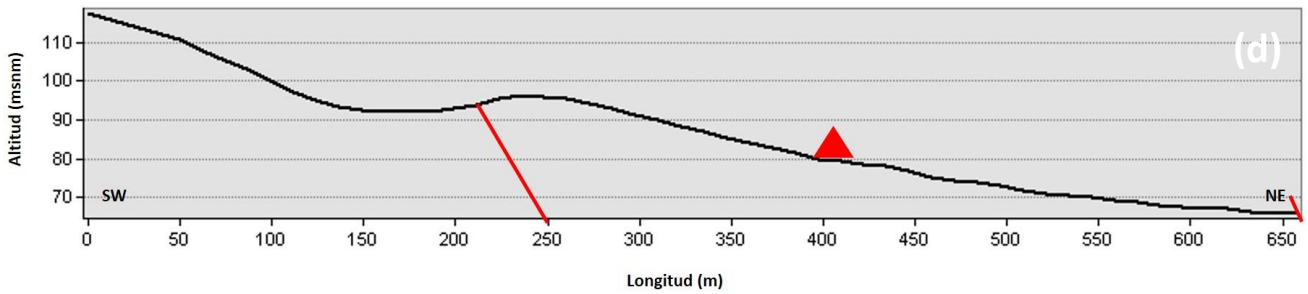


Figura IV.11 Evidencias de desplazamientos del terreno en el polígono de verificación “C”.

Otro de los puntos verificados en el marco del polígono “C”, se localiza en la colonia Linda Vista, al sur del Panteón Jardín, una zona que también coincide con el trazo de la forma disyuntiva señalada en los párrafos anteriores; en la figura IV.12, se muestra una fotografía tomada en la calle Prolongación M, donde se registraron desplazamientos de -4.3 a -6.7 mm/año.



Figura IV.12 Sitio de verificación en la calle Prolongación de M.

El polígono de verificación “E”, se localiza al sur y al oeste del Aeropuerto Internacional de Tijuana “General Abelardo L. Rodríguez”, donde la velocidad de desplazamiento alcanza valores de hasta -6.1 mm/año. En dicha zona, la mayor parte de los puntos PSI se encuentran en áreas de acceso restringido, por lo que se visitó el Parque Público Fuerza Área, donde se encontraron rasgos superficiales, tales como el caso de fracturas que evidencian movimientos en el terreno (Figura IV.13).



Figura IV.13 Rasgos superficiales de movimiento del terreno en el polígono “D”.

Así mismo, se inspeccionaron algunos sitios cercanos a la Facultad de Idiomas, el Centro de Cómputo y la Biblioteca Central de la Universidad Autónoma de Baja California, donde se encontraron evidencias de procesos de hundimiento en el terreno, tales como fracturas, desniveles y cuarteaduras en muros (Figuras IV.14, IV.15, IV.16 y IV.17).

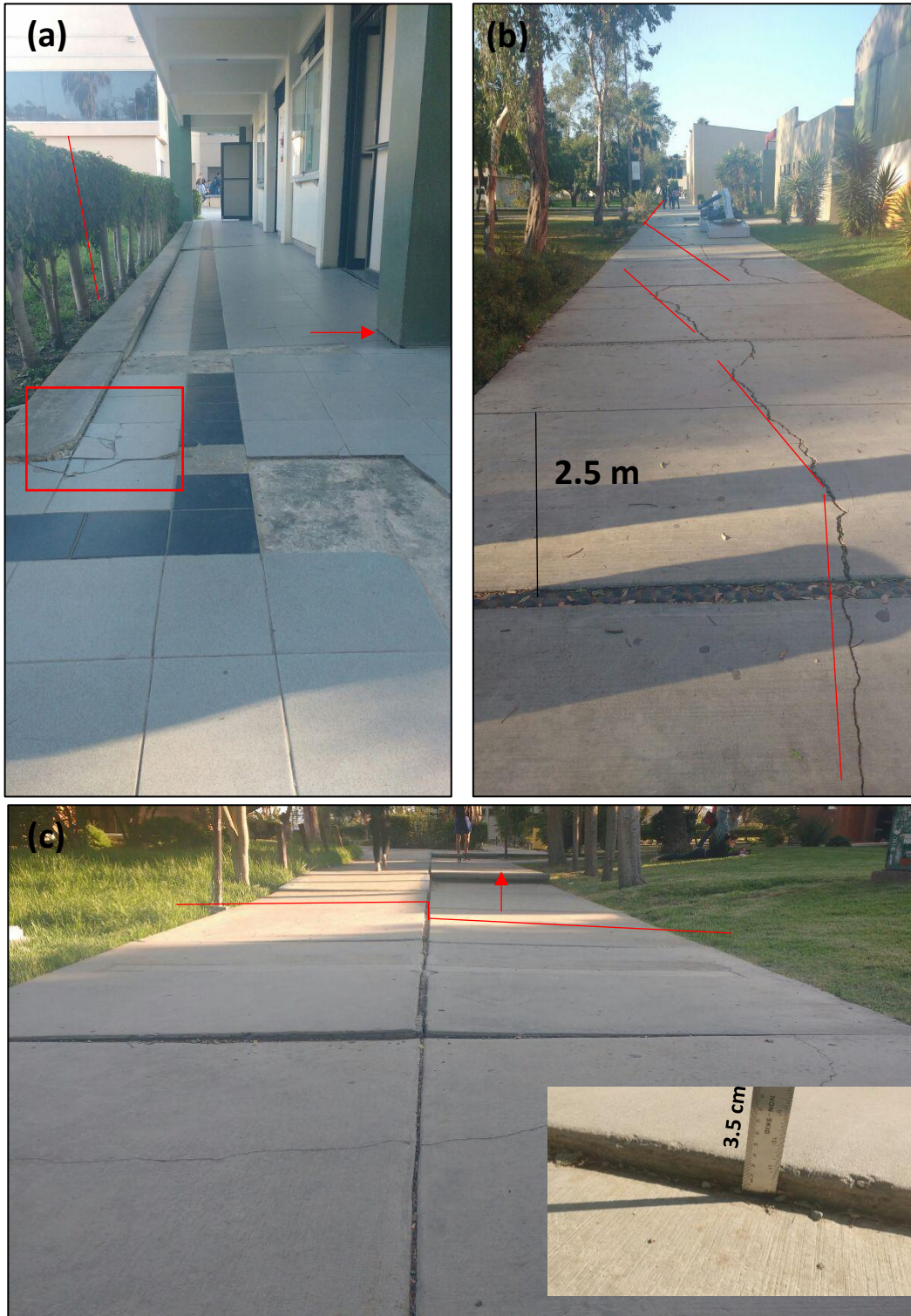


Figura IV.14 Evidencias de desplazamientos del terreno en diversos sitios de la UABC.

En la anterior Figura IV.14, se muestran algunas fotografías que ilustran los desplazamientos del terreno dentro del campus de la UABC; la imagen (a) corresponde a un pasillo de la Facultad de Humanidades, donde se presentan fracturas en los azulejos, así como algunos sitios donde ya han sido retirados, debido a su deterioro; en segundo plano, la flecha de color rojo indica la separación que se ha generado entre el piso y la columna de carga de color verde, la ausencia de azulejos del lado izquierdo, así como la inclinación del piso indican la zona donde acentúa el proceso de hundimiento. Por su parte, la imagen (b) muestra una grieta que se extiende por lo menos 200 m, en dirección norte a sur sobre un corredor entre los edificios de Difusión Cultural y la Vicerrectoría en su sector oeste (vecindad donde está instalada una estación acelerométrica de la red de movimientos fuertes de Tijuana); la imagen (c) muestra un marcado hundimiento acentuado del lado derecho de un corredor, ubicado en las inmediaciones del Centro de Cómputo; la flecha roja indica que, en uno de los escalones del corredor, se ha generado una separación adicional, debido al hundimiento del sector derecho.



Figura IV. 15 Evidencias de procesos de hundimiento en la Facultad de Humanidades de la UABC. En ambas imágenes, se observan afectaciones en la base de muros, columnas, así como en azulejos de un edificio escolar.

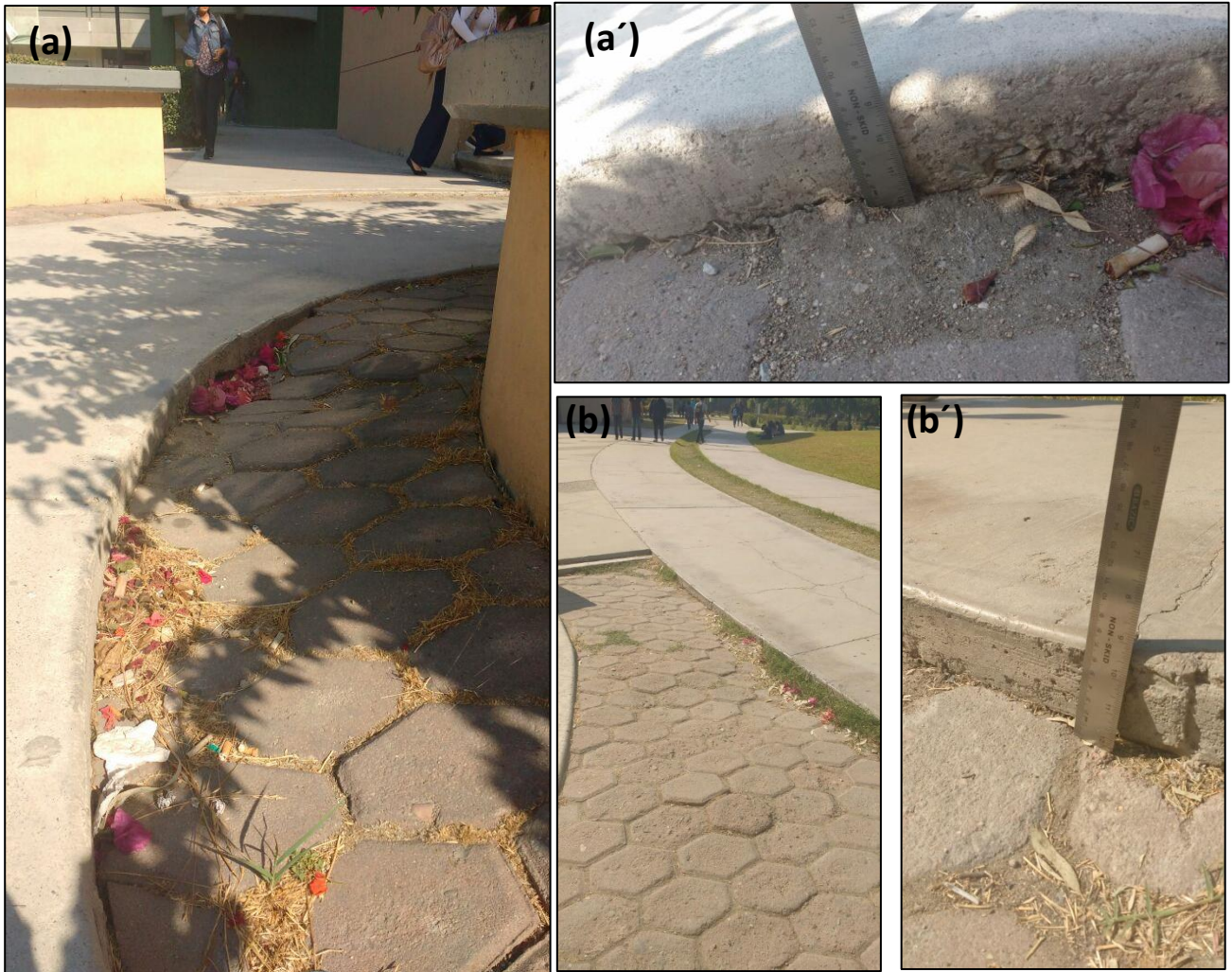


Figura IV.16. Evidencias de procesos de hundimiento en áreas de uso común de la Facultad de Humanidades de la UABC. En la imagen (a) se observa el desnivel generado en el adoquinado colocado alrededor de una jardinera, el cual, en su punto máximo tiene una altura 9.0 cm (a´). En (b) y (b´) se observa el mismo proceso en un corredor, con un desnivel de 7.0 cm.

Por su parte, la Figura IV.17 muestra evidencias de desplazamiento del terreno en un sector comprendido entre la Biblioteca Central y la Facultad de Contaduría y Administración. En la imagen (a) se puede observar una “acanaladura” del terreno con dirección norte-sur, la cual, en su intersección con el corredor, provoca un fracturamiento en sentido perpendicular (línea amarillas); así mismo, en (b) se muestra un patrón de fracturamiento similar al de la imagen anterior. En la imagen (c), se observa nuevamente la “acanaladura” del terreno, generando afectaciones en un corredor adoquinado (desnivel de 5.0 cm).

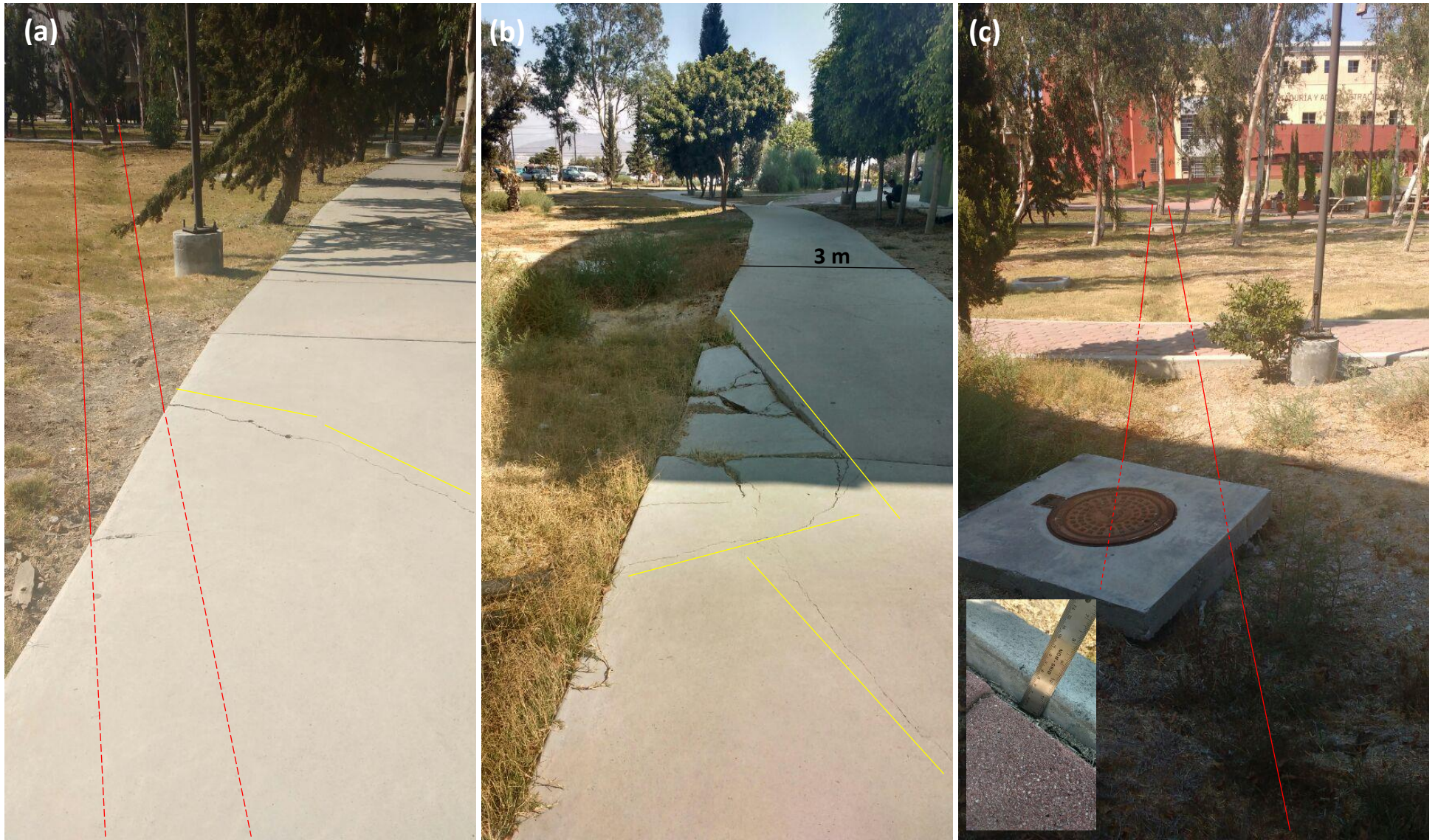


Figura IV.17 Evidencias superficiales del desplazamiento del terreno frente a la Facultad de Contaduría y Administración de la UABC.

En otro contexto, el polígono “D” se delimitó al sur de la ciudad de Tijuana, en la Delegación Presa Este, se trata de una zona donde se presenta la intersección de dos morfoalineamientos, uno de ellos correspondiente al valle del arroyo denominado Cañón de García; la velocidad de desplazamiento alcanza valores de hasta -9.0 mm/año. Se pudo constatar, que se trata de un territorio con alta actividad geomórfica, generada principalmente por procesos de carácter exógeno; así mismo se observó la presencia de actividades antrópicas que llevan a cabo la reconfiguración del terreno en vastas extensiones con fines constructivos.

Con base en lo anterior y de acuerdo a los rasgos geométricos de las geoformas, caracterizadas por pendientes $> 35^\circ$ se determinó que los registros generados por la técnica PSI para dicha área podrían responder a procesos geomórficos exógenos, como erosión y movimientos gravitacionales, así como a la extracción de materiales para reconfigurar el terreno.

En la figura IV.18 se ilustra dicha situación, en la imagen (a) se muestra una vista panorámica del sector norte del Cañón de García, del lado derecho se observa la reconfiguración del relieve para construcción; en la imagen (b) los polígonos de color rojo delimitan “cicatrices” de procesos de remoción en masa, mientras que en la imagen (c) muestran zonas afectadas por procesos de erosión laminar y en canales.

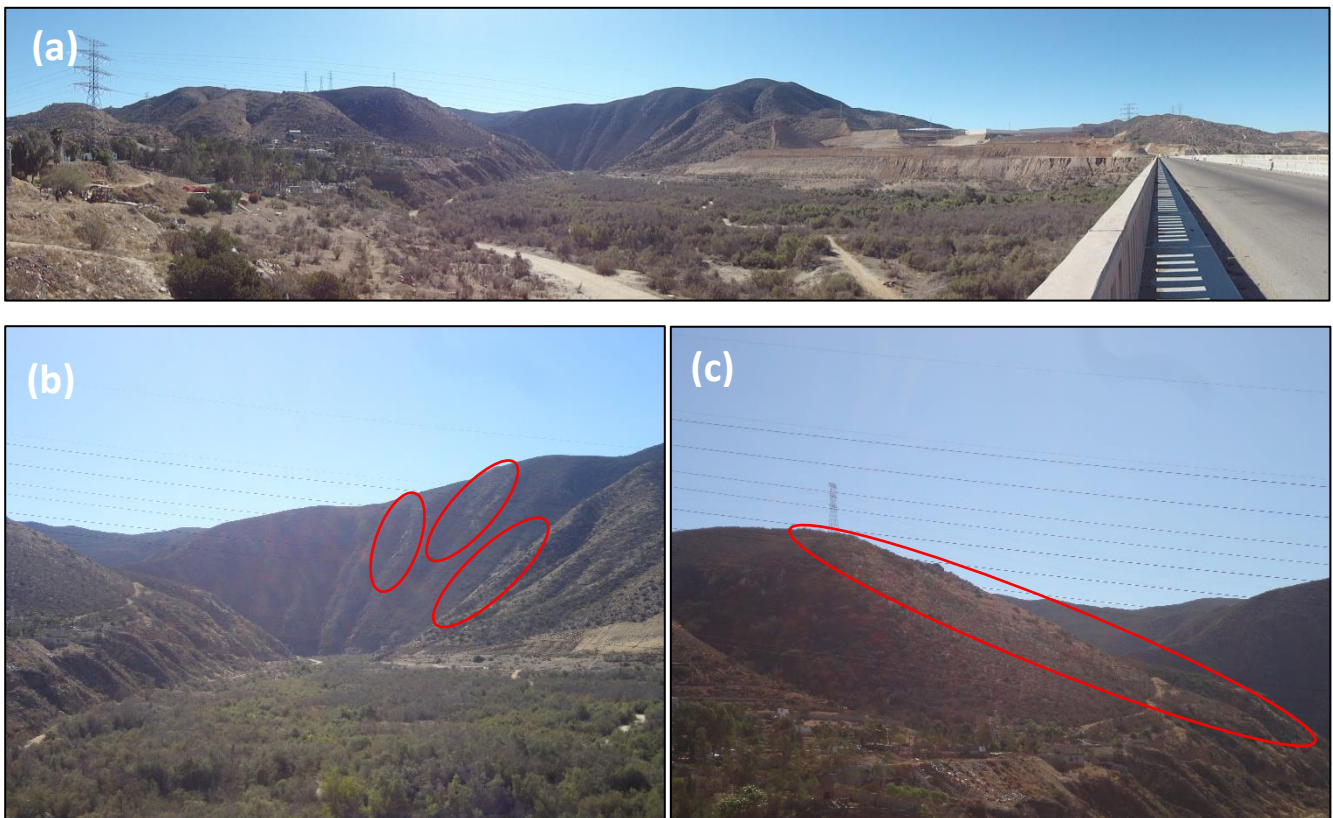


Figura IV. 18 Verificación de desplazamientos del terreno en el Cañón de García.

La última zona visitada corresponde al polígono de verificación “E”, el cual se localiza en el sector noreste de la Delegación Presa Este; ahí la velocidad de desplazamiento en el terreno oscilan entre -4.1 a +11.0 mm/año y se presenta una marcada predominancia de valores positivos. En este sentido, se observó que los valores negativos están asociados a zonas activas por procesos, principalmente exógenos, como procesos de remoción en masa y erosión, aunque cercanos a morfoalineamientos.

Como se ilustra en la Figura IV.19 (a), donde se muestra una fotografía del cerro San Isidro, cuyo flanco este presenta en primer plano, diversos escarpes de cabecera, mientras que en segundo plano, se observa otro escarpe caracterizado por un patrón de estrías verticales; este caso tiene una morfología distintas a la de otros eventos, como se puede observar en la imagen (b), donde se muestra una serie de deslizamientos en el sector izquierdo del morfoalineamiento, representado por la línea de color rojo.

Por su parte, los valores positivos se registraron con mayor frecuencia en áreas donde se presentan afloramientos de rocas graníticas con alto grado de intemperismo y expuestos por acción de la erosión diferencial, tal como se muestra en las imágenes (c) y (d), sin que se pudiera determinar en campo una razón específica para dicha situación.

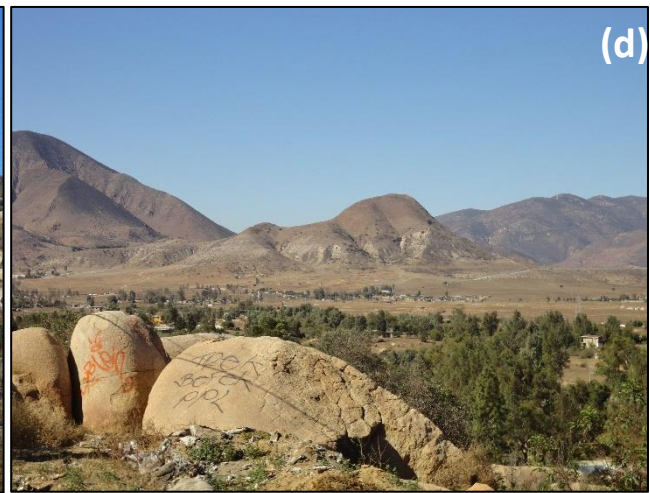
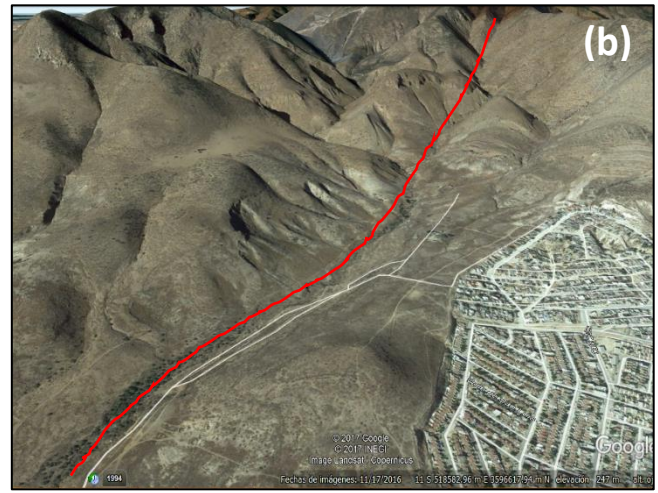


Figura IV.19 Verificación de resultados en el cerro San Isidro y zonas de afloramiento de rocas graníticas al este de la ciudad de Tijuana.

IV.3 Validación: Análisis correlativo morfoestructuro – geodinámico

La validación de los datos derivados de la técnica PSI, se orientó desde dos perspectivas, la primera de ellas, se desarrolló durante la etapa de trabajo de campo, mientras que la segunda, se basó en un análisis de Autocorrelación Espacial (AE) entre los resultados relativos al desplazamiento del terreno y variables geomorfológicas asociadas a actividad neotectónica. En este sentido, se empleó el Índice de Asociación Espacial Local (LISA, por sus siglas en inglés) I. de Moran, para lo cual, la definición de variables quedó como se expresa en la siguiente tabla IV.2.

Tabla IV.2 Variables empleadas en el análisis de Autocorrelación Espacial con I de Moran

Variables dependientes	Variables Independientes
	Densidad de Disección (km/km ²)
Velocidad de desplazamiento promedio del terreno (mm/año) durante el período 2014-2016	Densidad de Morfoalineamientos (km/km ²)
	Energía del Relieve (m)
Desplazamiento total del terreno (mm) en el período 2014-2016	Magnitud Media de Sismos (M _w)
	Distancia a Formas Disyuntivas (m)

Fuente: elaboración propia

Una vez definido lo anterior, debido a la heterogeneidad en los valores de las variables, en especial las relacionadas con los desplazamientos en el terreno, se procedió a analizar la distribución espacial de los mismos con la finalidad de identificar patrones de agrupación (clústeres) y en conjunto con los límites de las unidades morfotectónicas, se delimitaron subzonas para el análisis correlativo.

Como se puede observar en la Figura IV.20, se delimitaron tres subzonas de análisis: la Subzona 1 abarca los sectores centro, oeste y noroeste de la zona de estudio, quedando dentro de ella la ciudad de Tijuana; la Subzona 2 abarca las porciones este y noreste, mientras que la Subzona 3 ubica a sur y sureste.

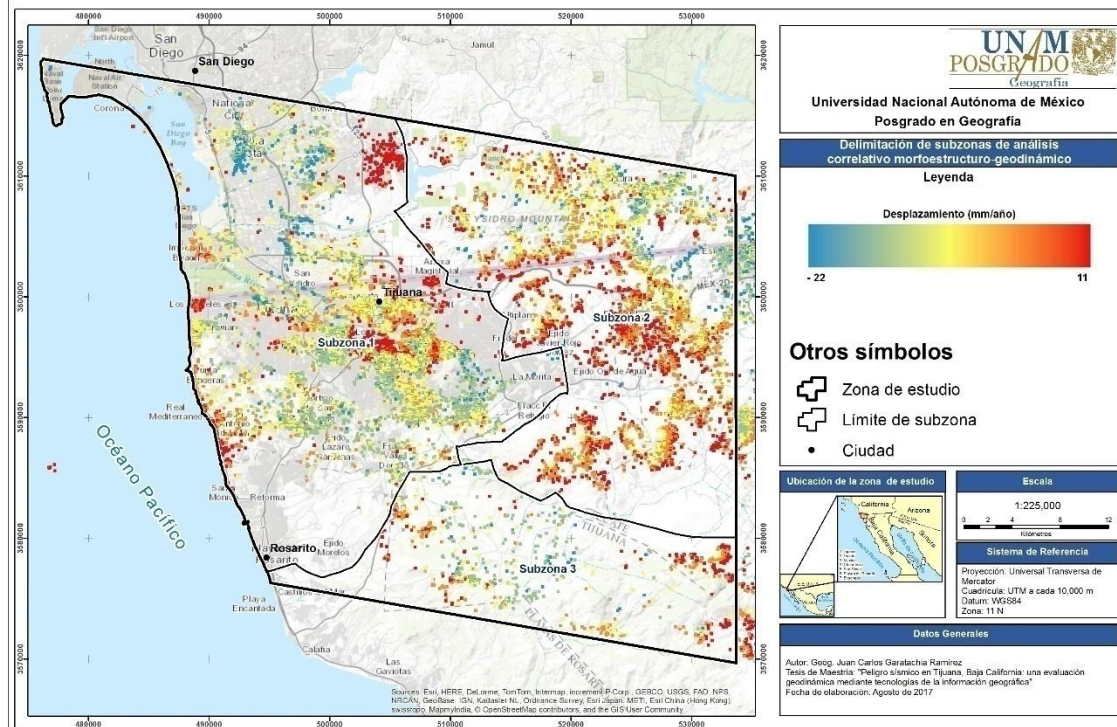


Figura IV.20 Sub zonas de trabajo delimitadas con base en la distribución espacial de los datos de PSI.

A su vez, en cada subzona se analizó la distribución estadística de los datos, tanto en desplazamiento total, como en velocidad (mm/año), esto con la finalidad de definir clases de valores y con ello segmentar los conjuntos de puntos PSI para su posterior análisis de forma independiente. Lo anterior se desarrolló a partir del análisis del histograma, el cual es una representación gráfica, donde las barras muestran la frecuencia de los valores representados, lo que permite definir de forma precisa los límites inferiores y superiores que se deben considerar para el establecimiento de los intervalos de valores correspondientes a cada clase (Figura IV.21).

Como resultado del análisis de los histogramas, los valores de la variable “velocidad de desplazamiento” fueron segmentados y agrupados en cinco clases, mientras que los valores de la variable “desplazamiento total” derivaron en seis clases; dicho procedimiento se replicó con los puntos PSI de cada subzona de trabajo.

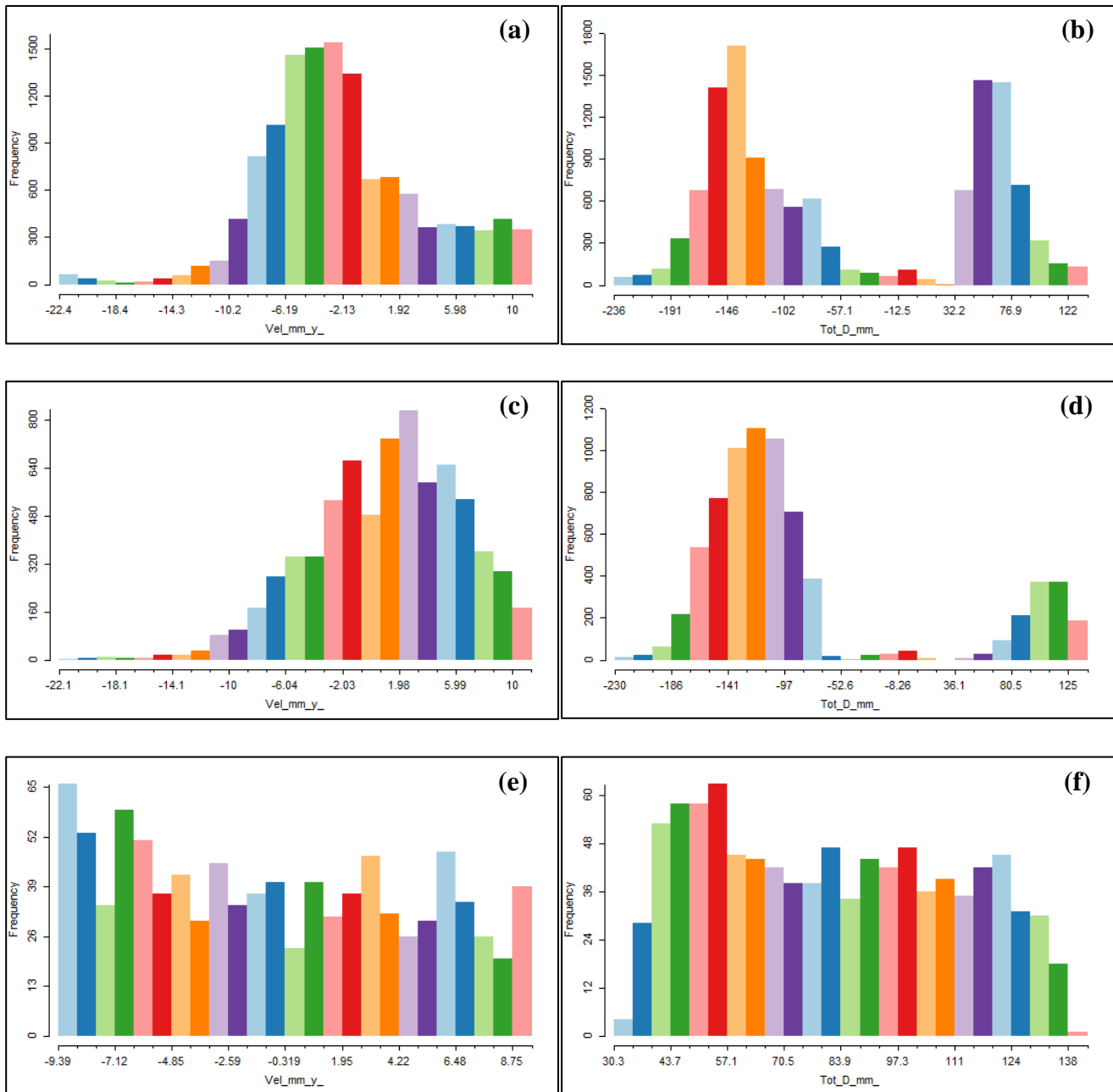


Figura IV.21 Histogramas de valores de desplazamiento del terreno. Subzona 1: (a) Velocidad promedio y (b) Desplazamiento total; Subzona 2:(c) Velocidad promedio y (d) Desplazamiento total; Subzona 3: (e) Velocidad promedio y (f) Desplazamiento total.

Una vez definidas las clases, se procedió a efectuar el análisis de Autocorrelación Espacial mediante el cálculo del I. de Moran; de forma paralela, se desarrolló otro análisis de regresión simple, sin considerar la componente espacial. Los resultados de este proceso, se muestran en las tablas IV.3 y IV.4.

Tabla IV.3 Resultados del análisis de Correlación y Autocorrelación Espacial entre los valores de velocidad de desplazamiento del terreno y variables asociadas a actividad neotectónica.

Zona	No. de clase	Intervalo de valores de velocidad de desplazamiento (mm/año)	Energía del Relieve			Densidad de Disección			Densidad de Morfoalineamientos			Magnitud Media de Sismos			Distancia a Formas Disyuntivas		
			I de Moran	R ²	R	I de Moran	R ²	R	I Moran	R ²	R	I Moran	R ²	R	I Moran	R ²	R
1	1	0.10 – 4.74	-0.0245174	0.000	0.006	-0.0574033	0.006	0.075	-0.0376684	0.002	0.039	0.0149624	0.000	0.018	0.0249283	0.000	0.011
	2	4.74 – 11.39	0.0219869	0.000	0.014	0.1166298	0.016	0.126	-0.0438206	0.003	0.054	-0.0547929	0.007	0.086	-0.0977383	0.008	0.092
	3	-0.10 - -4.86	-0.0289285	0.001	0.037	0.0127327	0.000	0.014	-0.0834064	0.007	0.086	-0.0194791	0.000	0.019	0.0593174	0.003	0.058
	4	-4.86 - -11.65	0.0110723	0.000	0.017	0.00243814	0.000	0.006	-0.0390517	0.002	0.044	-0.0130104	0.000	0.006	0.0670243	0.005	0.069
	5	-11.65 - -22.42	-0.531857	.312	.559	0.211592	0.041	0.203	-0.413987	0.186	0.431	0.118508	0.017	0.131	0.0968607	0.007	0.085
2	1	0.10 - 3.27	-0.0446685	0.002	0.050	-0.0548254	0.003	0.059	0.0162526	0.001	0.026	0.00012848	0.000	0.014	0.0334958	0.001	0.033
	2	3.27 - 6.12	-0.0446685	0.002	0.050	-0.0548254	0.003	0.059	0.0162526	0.001	0.026	0.00128488	0.000	0.014	0.0334858	0.001	0.033
	3	6.12 - 11.33	-0.040249	0.003	0.054	0.133886	0.014	0.118	-0.180411	0.031	0.177	0.0772234	0.006	0.077	0.0601379	0.003	0.054
	4	-0.10 - -10.36	-0.0500096	0.002	0.045	-0.0474806	0.001	0.036	0.150654	0.023	0.153	0.0401721	0.001	0.038	-0.152227	0.027	0.163
	5	-10.36 - -22.07	-0.0642451	0.001	0.034	-0.0768766	0.001	0.036	-0.101073	0.019	0.137	0.000	0.000	0.000	0.130666	0.018	0.132
3	1	0.12 - 5.55	0.090994	0.008	0.089	-0.0244293	0.001	0.037	-0.0852198	0.021	0.145	0.000	0.000	0.000	0.151577	0.034	0.184
	2	5.55 - 9.50	-0.0792894	0.004	0.063	0.0109463	0.000	0.004	-0.0467112	0.001	0.027	0.000	0.000	0.000	0.023299	0.001	0.038
	3	-0.10 - -2.91	0.0477475	0.013	0.113	-0.0170458	0.000	0.001	0.0415349	0.001	0.028	0.000	0.000	0.000	0.0152739	0.000	0.006
	4	-2.91 - -6.37	-0.0493507	0.000	0.012	-0.0493507	0.001	0.012	-0.0787323	0.027	0.165	0.000	0.000	0.000	0.102659	0.020	0.141
	5	-6.37 - -9.38	-0.0728656	0.016	0.126	0.0166076	0.000	0.015	-0.175385	0.031	0.176	0.000	0.000	0.000	0.0764584	0.012	0.110

I de Moran: Índice de Asociación Espacial Local de Moran

R²: Coeficiente de Determinación

R: Coeficiente de Correlación

Tabla IV.4 Resultados del análisis de Correlación y Autocorrelación Espacial entre los valores de desplazamiento total del terreno y variables asociadas a actividad neotectónica.

Zona	No. de clase	Intervalo de valores de desplazamiento total (mm)	Energía del Relieve			Densidad de Disección			Densidad de Morfoalineamientos			Magnitud Media de Sismos			Distancia a Formas Disyuntivas		
			I Moran	R ²	R	I Moran	R ²	R	I Moran	R ²	R	I Moran	R ²	R	I Moran	R ²	R
1	1	0.17 - 37.45	0.594337	0.440	0.664	-0.651852	0.446	0.668	0.427246	0.214	0.463	0.12255	0.014	0.120	-0.268958	0.077	0.277
	2	37.48 - 82.42	-0.043511	0.001	0.039	0.135801	0.019	0.137	-0.0910331	0.009	0.096	-0.010148	0.000	0.018	0.0722836	0.004	0.062
	3	82.45 - 136.41	-0.098339	0.008	0.089	-0.334984	0.119	0.345	-0.338034	0.118	0.343	-0.026729	0.000	0.013	0.141143	0.025	0.160
	4	-0.08 - -67.19	0.0640691	0.005	0.068	0.518053	0.298	0.546	0.191762	0.040	0.201	-0.112847	0.013	0.115	-0.133274	0.025	0.159
	5	-67.25 - -174.95	-0.019336	0.000	0.018	0.0345081	0.002	0.042	0.0593786	0.002	0.050	0.0243085	0.001	0.030	-0.0699757	0.004	0.065
	6	-174.98 - -235.77	-0.383133	0.186	0.431	0.0909487	0.011	0.106	-0.319761	0.101	0.318	0.0482743	0.003	0.051	0.168383	0.033	0.183
2	1	1.42 - 139.66	-0.193742	0.038	0.196	0.182437	0.036	0.190	-0.0163569	0.000	0.006	-0.175723	0.028	0.167	0.0113051	0.000	0.011
	2	-0.25 - -31.19	0.160091	0.068	0.261	-0.180729	0.026	0.160	-0.236319	0.046	0.214	0.0417562	0.001	0.032	0.124721	0.000	0.018
	3	-32.34 - -99.47	-0.038976	0.003	0.058	0.0743627	0.013	0.015	-0.0279012	0.000	0.013	0.0828688	0.007	0.085	0.00544119	0.001	0.024
	4	-99.48 - -125.91	-0.085159	0.008	0.092	-0.0160685	0.000	0.005	-0.0305268	0.001	0.031	0.0716552	0.007	0.085	0.0538809	0.003	0.055
	5	-125.93 - -162.74	-0.072689	0.005	0.071	-0.0933846	0.007	0.082	0.0715488	0.006	0.080	0.0341898	0.001	0.031	-0.096792	0.013	0.115
	6	-162.76 - -230.14	-0.039353	0.000	0.012	0.0932113	0.014	0.120	-0.0480606	0.004	0.064	0.000	0.000	0.000	0.0596352	0.003	0.057
3	1	30.33 - 51.48	-0.056909	0.012	0.111	0.0142929	0.005	0.068	-0.164632	0.018	0.133	0.000	0.000	0.000	0.0715176	0.001	0.038
	2	51.81 - 68.05	0.0394427	0.002	0.040	0.00382801	0.005	0.070	-0.042693	0.017	0.132	0.000	0.000	0.000	0.038537	0.011	0.107
	3	68.51 - 84.92	0.0402697	0.006	0.081	0.0252564	0.000	0.005	-0.12684	0.032	0.178	0.000	0.000	0.000	0.111003	0.009	0.097
	4	85.62 - 101.66	0.0825463	0.009	0.095	0.0783464	0.001	0.023	0.0283499	0.011	0.126	0.000	0.000	0.000	0.0908031	0.008	0.090
	5	101.79 - 117.77	0.129033	0.010	0.098	-0.124635	0.030	0.175	-0.124635	0.030	0.175	0.000	0.000	0.000	0.06425	0.007	0.081
	6	117.88 - 142.02	-0.13757	0.016	0.125	-0.143434	0.040	0.201	-0.143434	0.040	0.201	0.000	0.000	0.000	0.1380	0.022	0.150

I de Moran: Índice de Asociación Espacial Local de Moran

R²: Coeficiente de Determinación

R: Coeficiente de Correlación

IV.3.1 Autocorrelación Espacial (AE) entre los resultados de PSI y la variable *energía del relieve*

Una vez calculado el I. de Moran, se seleccionaron las clases de valores con los niveles de autocorrelación espacial más altos y con la finalidad de conocer si dichos datos son significativos; desde el punto de vista estadístico, se empleó un test de hipótesis nula; para ello se definió un **nivel de significancia del 5% (0.05)** y se ejecutó un procedimiento de aleatorización de **999 permutaciones**, con lo cual se calculó el estadístico de prueba **p-valor** (*p-value*), los resultados se presentan en la figura IV.22

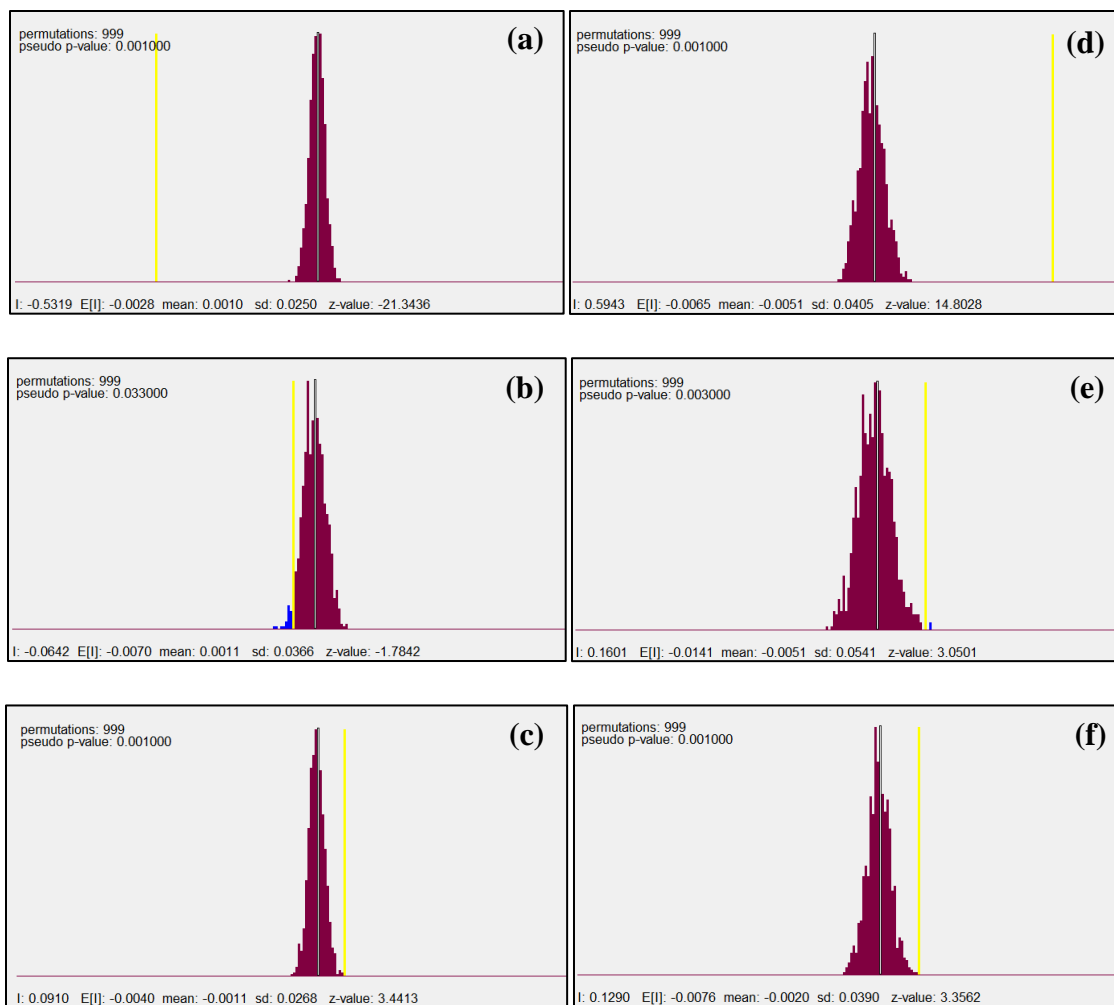


Figura IV.22 Aleatorización de los valores de la autocorrelación espacial con la energía del relieve. En las figuras del lado izquierdo la variable dependiente es la *velocidad de desplazamiento*, mientras que en las del lado derecho es el *desplazamiento total*: (a) Subzona 1, clase no. 5; (b) Subzona 2, clase no. 5; (c) Subzona 3, clase no. 1; (d) Subzona 1, clase no.1; (e) Subzona 2, clase no. 2 y (f) Subzona 3, clase no. 5.

Como se pueden observar en los diagramas anteriores, en todos los casos el nivel de significancia es superior a los **p-valores**, con base en esto, **se rechaza la hipótesis nula y se acepta la hipótesis alternativa**, la cual indica que **la configuración espacial de los valores no se produce de forma aleatoria**.

Una vez que las clases con alta asociación espacial fueron validadas, se realizó un filtrado de datos en cada uno de los conjuntos, a partir de su grado de significancia estadística; así, se seleccionaron y extrajeron las localizaciones significativas al 0.1%, al 1% y al 5%.

Derivado de lo anterior, se concluyó que la Autocorrelación Espacial (AE) más alta entre la *velocidad de desplazamiento* y la *energía del relieve* se presenta en la clase no. 5 de la subzona 1, donde el I. de Moran es de -0.5318; desde la perspectiva del índice empleado, éste resultado indica que los valores analizados se encuentran dispersos, sin embargo, si se considera que la clase analizada está constituida por valores negativos, se debe asumir que aún con esa característica si la magnitud del número crece, significa que el desplazamiento del terreno es mayor. Esto se refuerza con la regresión lineal, donde $R=0.559$, lo cual significa que cuando la energía del relieve incrementa, la velocidad de desplazamiento también. En la Figura IV.23 (a) el dispersograma muestra la distribución de los datos a lo largo de la recta de regresión con pendiente negativa y alejada de las abscisas, lo que se traduce en una alta asociación negativa. Por su parte, en las subzonas 2 y 3 las asociaciones espaciales son mínimas, ya que los coeficientes de correlación son muy cercanos a cero.

El análisis realizado con el *desplazamiento total del terreno* como variable dependiente, demuestra que los mayores niveles de asociación espacial con la *energía del relieve*, se presentan en los puntos correspondientes a la clase no.1 de la primer subzona; para estos puntos el I. de Moran es de 0.594337, mientras que el coeficiente de correlación es $R=0.664$ y el de determinación $R^2=0.440$. En el resto de la zona de estudio, la autocorrelación espacial es más débil en comparación con la subzona 1, puesto que en la subzona no. 2 el índice más alto es de 0.160091 correspondiente a la clase no. 2, mientras que en la subzona 3 es de 0.129033 para la clase no. 5. En la Figura IV.23 (b), se muestran los dispersogramas correspondientes a cada subzona, en la 2 y 3 donde la AE fue baja, se observa que los datos se distribuyen sobre una recta de poca pendiente y cercana a las abscisas, caso contrario al diagrama de la 1, donde el I. de Moran es de 0.594337.

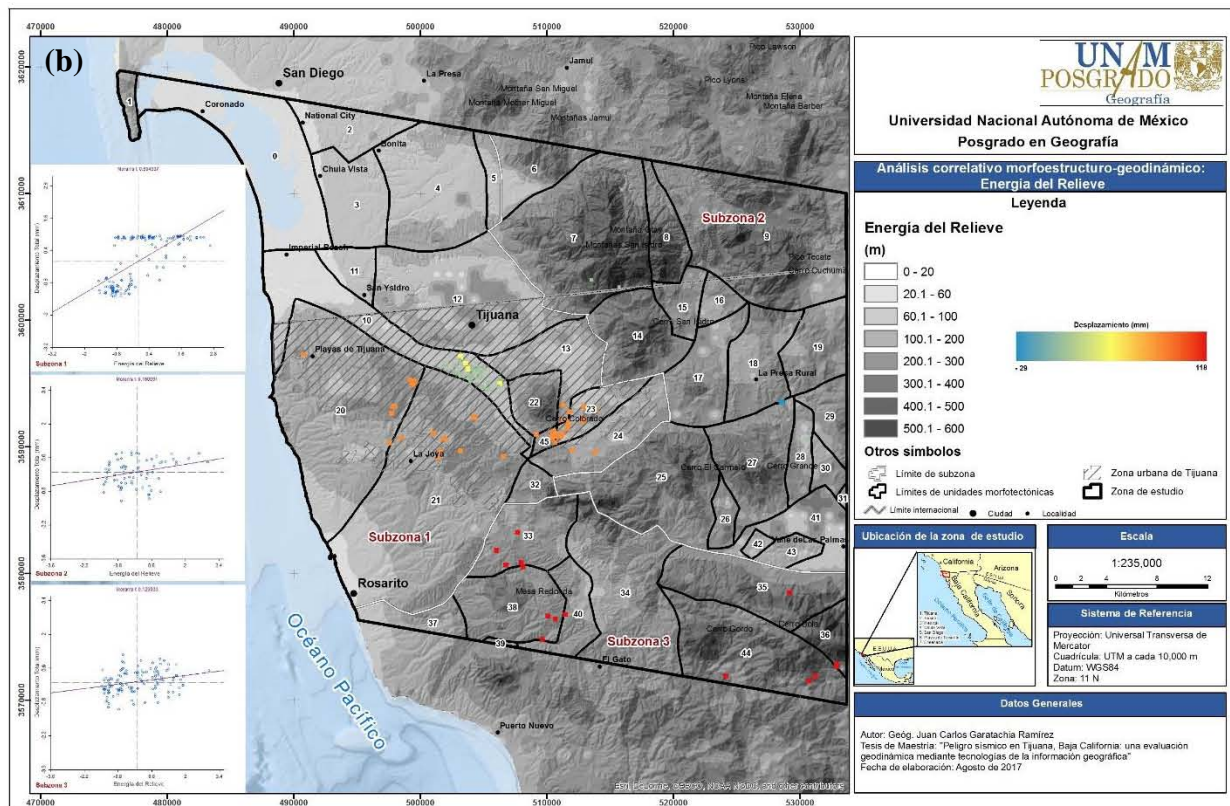
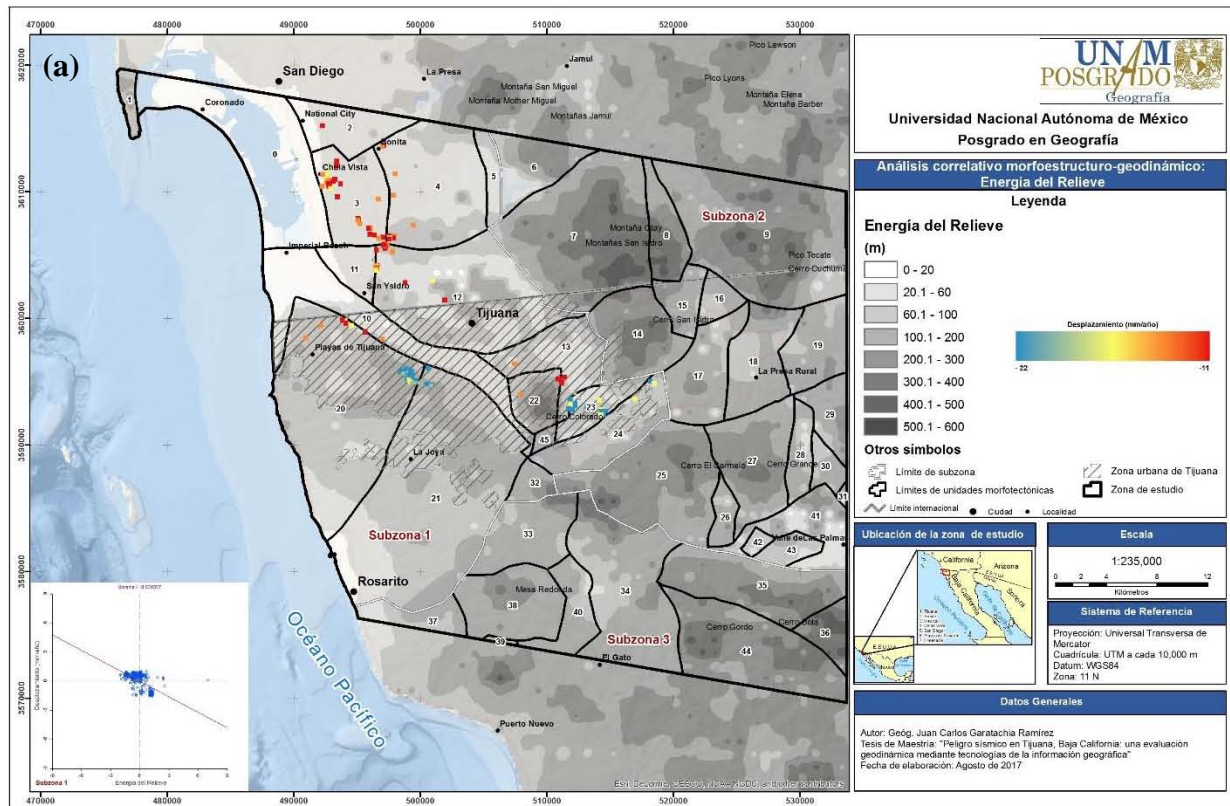


Figura IV.23 Resultados del análisis de correlación espacial entre puntos PSI y la energía del relieve.

IV.3.3 Autocorrelación espacial entre los resultados de PSI y la variable *densidad de disección*

Al igual que con la variable anterior, una vez calculado el I. de Moran, se seleccionaron las clases de valores con los niveles de autocorrelación espacial más altos y se ejecutó el test de hipótesis nula, mediante el procedimiento de aleatorización; los resultados se muestran en la Figura IV.24.

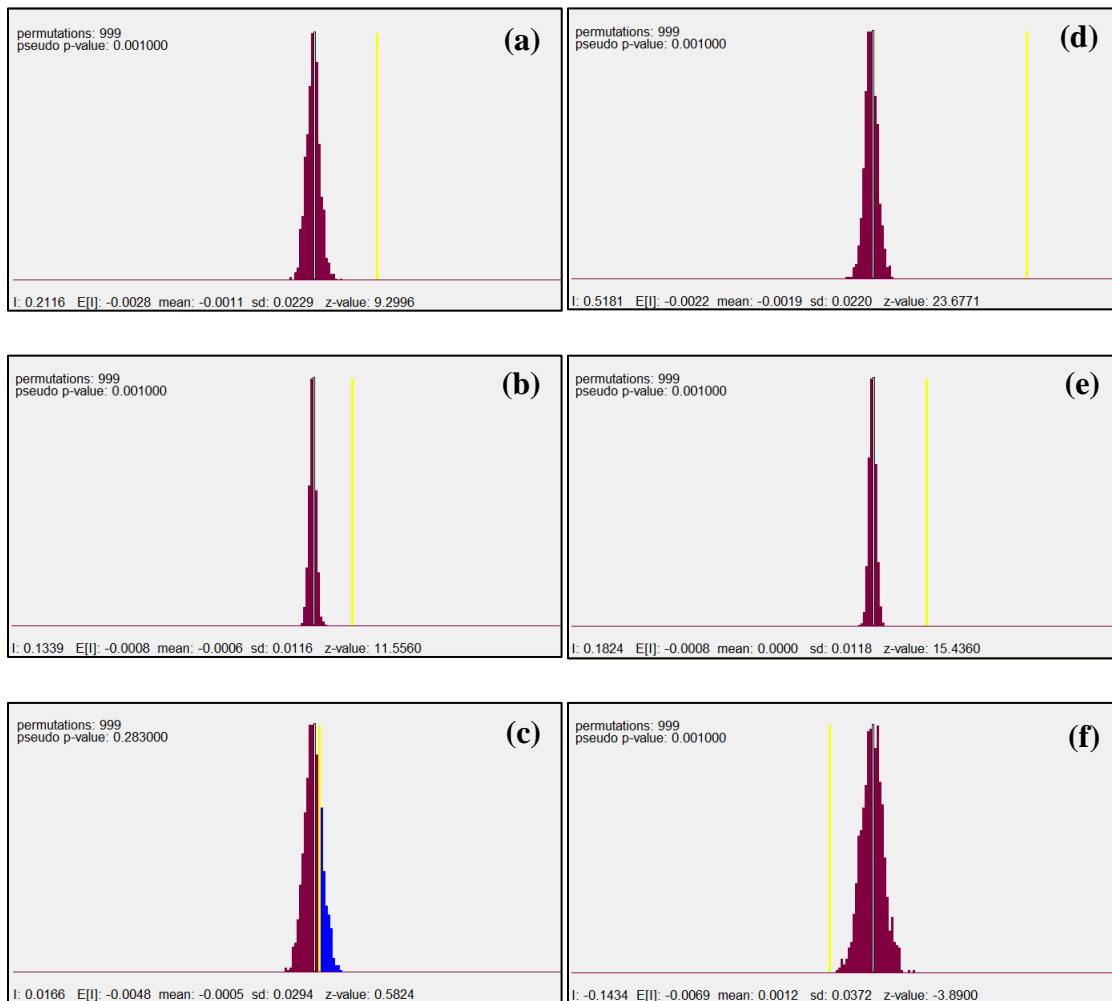


Figura IV.24 Aleatorización de los valores de la autocorrelación espacial con la densidad de disección. En las figuras del lado izquierdo, la variable dependiente es la velocidad de desplazamiento, mientras que en las del lado derecho es el desplazamiento total: (a) Subzona 1, clase no. 5; (b) Subzona 2, clase no. 3; (c) Subzona 3, clase no. 5; (d) Subzona 1, clase no.4; (e) Subzona 2, clase no. 1 y (f) Subzona 3, clase no. 6.

Como se pueden observar en los diagramas anteriores, a excepción de la clase no. 5 de la subzona 3 (c), en el resto de los casos el nivel de significancia es superior a los **p-valores**, con base en esto, **se rechaza la hipótesis nula y se acepta la hipótesis alternativa**, la cual indica que **la configuración espacial de los valores no se produce de forma aleatoria** y demuestra la existencia de patrones de distribución entre las variables analizadas.

Con base en lo anterior y en el filtrado de datos a partir de los niveles de significancia estadística, se demostró que en términos generales, la asociación espacial entre la *velocidad promedio de desplazamiento* y la *densidad de disección es baja*; en este sentido, el I. de Moran más alto es de 0.211592 y se presenta en los puntos de la clase no. 5, en la subzona 1, seguido de 0.133886 en la clase no. 3, de la subzona 2. Lo anterior se ilustra en los dispersogramas de la Figura IV.25 (a), donde la nube de puntos se distribuye a lo largo de la recta de regresión, caracterizada por una baja pendiente positiva y cercana al eje de las abscisas.

En comparación con la *velocidad de desplazamiento*, los valores de *desplazamiento total del terreno* presentan una asociación espacial más fuerte con la *densidad de disección*; en este sentido, es posible identificar con mayor claridad patrones de distribución de las variables, como el que se presenta en subzona 1, donde se presenta la autocorrelación positiva más alta con un I. de Moran de 0.518053; dicho patrón y el sentido de la correlación se observa en el dispersograma superior en la Figura IV.25 (b), donde los datos se distribuyen a lo largo de la recta de regresión, caracterizada por una pendiente positiva y lejana al eje de las abscisas. Por su parte, en la subzona 2, se presentan asociaciones espaciales, aunque más débiles, lo cual se muestra en la misma figura en el diagrama de dispersión inferior, el cual muestra un índice de 0.182437 con una nube de puntos cercana al origen de ambos ejes, por lo que la recta, aunque posee una pendiente positiva, esta es baja.

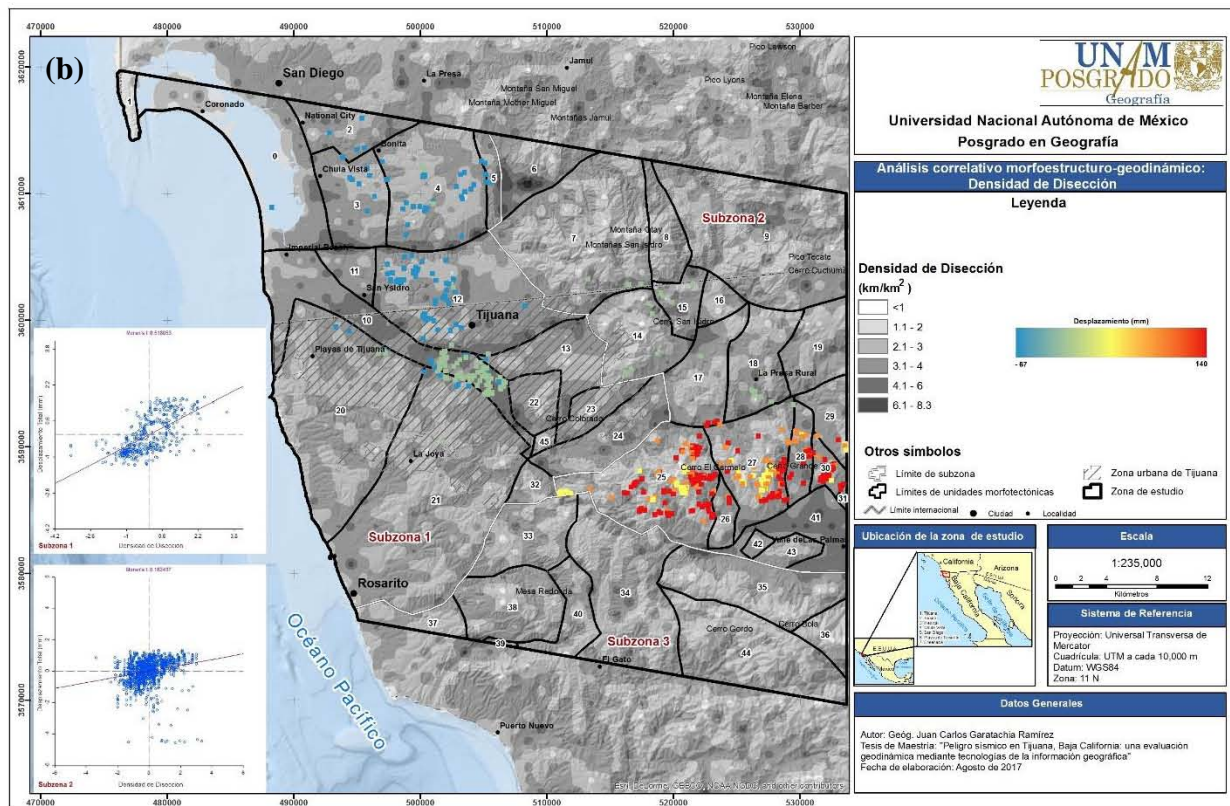
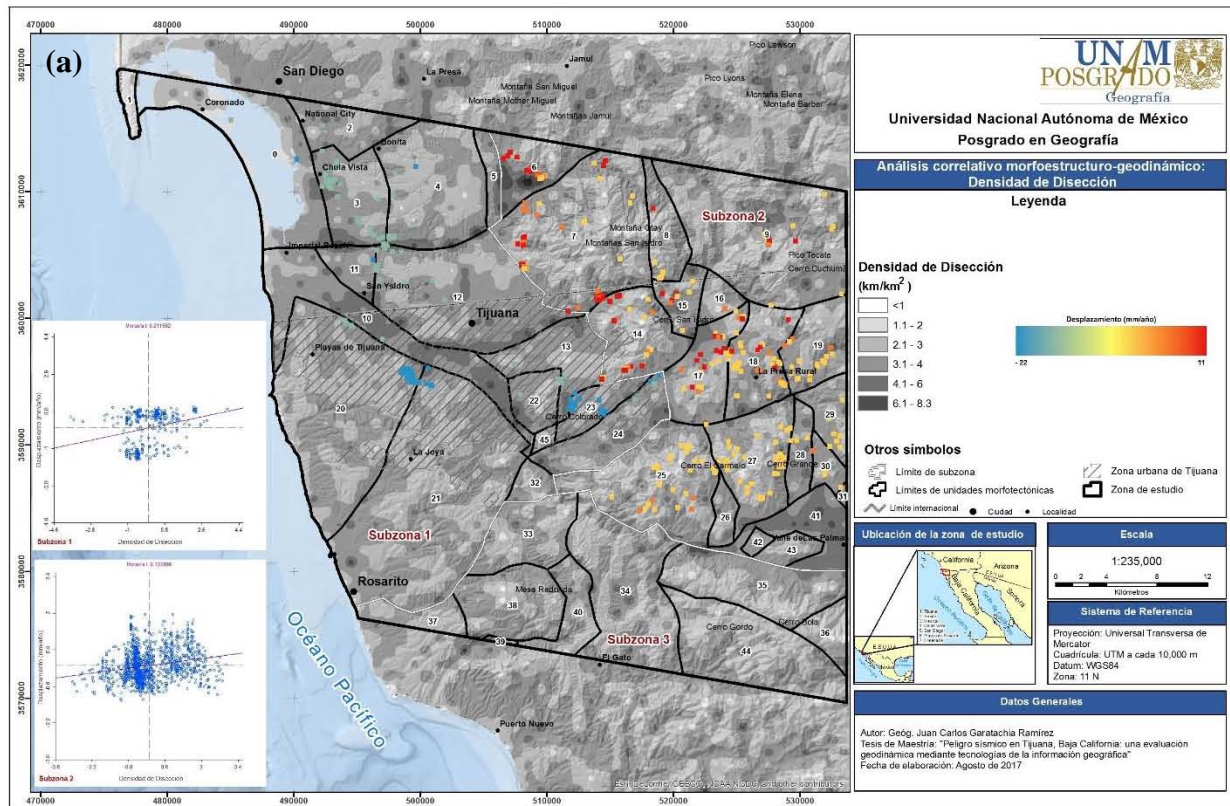


Figura IV.25 Resultados del análisis de correlación espacial entre puntos PSI y la densidad de disección.

IV.3.3 Autocorrelación espacial entre los resultados de PSI y la variable *densidad de morfoalineamientos*.

El test de hipótesis practicado a los resultados de autocorrelación espacial con la variable *densidad de morfoalineamientos*, demuestra que el nivel de significancia es superior a los **p-valores** calculados, lo cual significa que se acepta la hipótesis alternativa y, por ende, se considera que existen patrones de distribución espacial definidos entre las variables. En la Figura IV.26, se muestran los resultados de dicha prueba estadística.

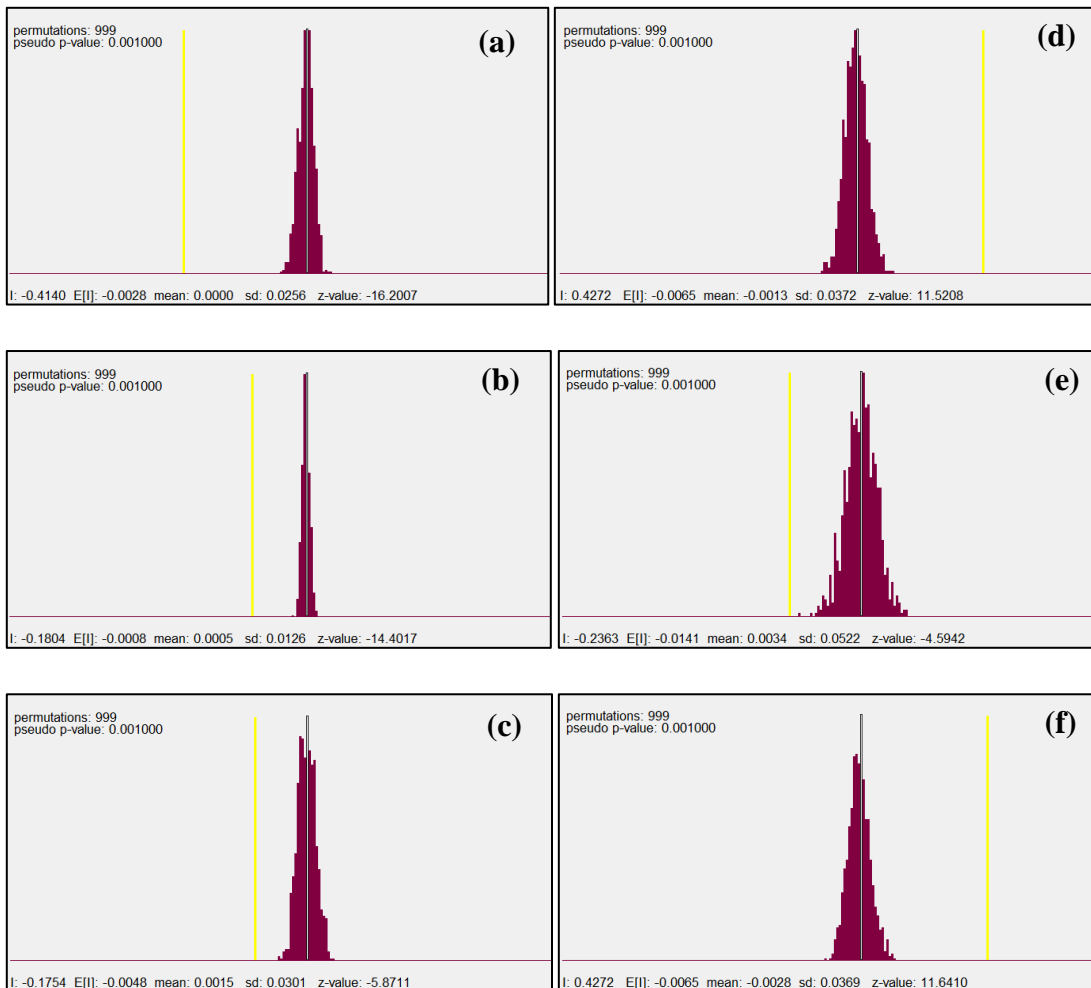


Figura IV.26 Aleatorización de los valores de la autocorrelación espacial con la *densidad de morfoalineamientos*. En las figuras del lado izquierdo, la variable dependiente es la *velocidad de desplazamiento*, mientras que en las del lado derecho es el *desplazamiento total*: (a) Subzona 1, clase no. 5; (b) Subzona 2, clase no. 3; (c) Subzona 3, clase no. 5; (d) Subzona 1, clase no.1; (e) Subzona 2, clase no. 2 y (f) Subzona 3, clase no. 1.

Una vez filtrados los datos con base en sus niveles de significancia estadística, se demostró que la autocorrelación espacial más fuerte entre la *velocidad del desplazamiento del terreno* y la *densidad de morfoalineamientos*, se presenta en la subzona 1, donde se obtuvo un índice de Moran de -0.413987; esto representa una situación similar a lo que ocurre con la variable *energía del relieve*, ya que asociación con signo negativo indica que los valores analizados tienden a ser distintos, sin embargo, si se considera que la clase está constituida por datos negativos, se debe asumir que un incremento en la magnitud del número significa un incremento en el desplazamiento del terreno; así mismo el coeficiente de correlación es de $R=0.431$ y se puede decir que, a medida que hay una mayor densidad de morfoalineamientos los desplazamientos del terreno son mayores. En las subzonas 2 y 3, se presentan condiciones iguales, aunque con niveles de asociación espacial más bajos, como se puede apreciar en los dispersogramas mostrados en la Figura IV.27 (a), donde las nubes de puntos se localizan cerca del origen del diagrama y así mismo, se distribuyen en rectas de regresión con pendientes negativas y cercanas al eje de las abscisas, lo que se traduce en índices con valores de -0.180411 y -0.175385 respectivamente.

Por otra parte, con el *desplazamiento total del terreno*, como variable independiente, se demostró la existencia de asociaciones espaciales más fuertes. Como se puede observar en el diagrama de dispersión de la subzona 1 en la Figura IV.27 (b), se presenta una nube de datos claramente alejada del origen y distribuida sobre una recta de regresión con pendiente positiva, que tiende a alejarse de las abscisas; dicha situación propician el I. de Moran más alto para este juego de variables, con un valor de 0.427246. En la subzona 2, el índice resultó en -0.236319 y el sentido de la correlación se atribuye a que los valores que constituyen la clase son negativos, sin embargo, este resultado evidencia un mayor desplazamiento del terreno en puntos donde hay una tendencia al incremento de los valores de *densidad de morfoalineamientos*.

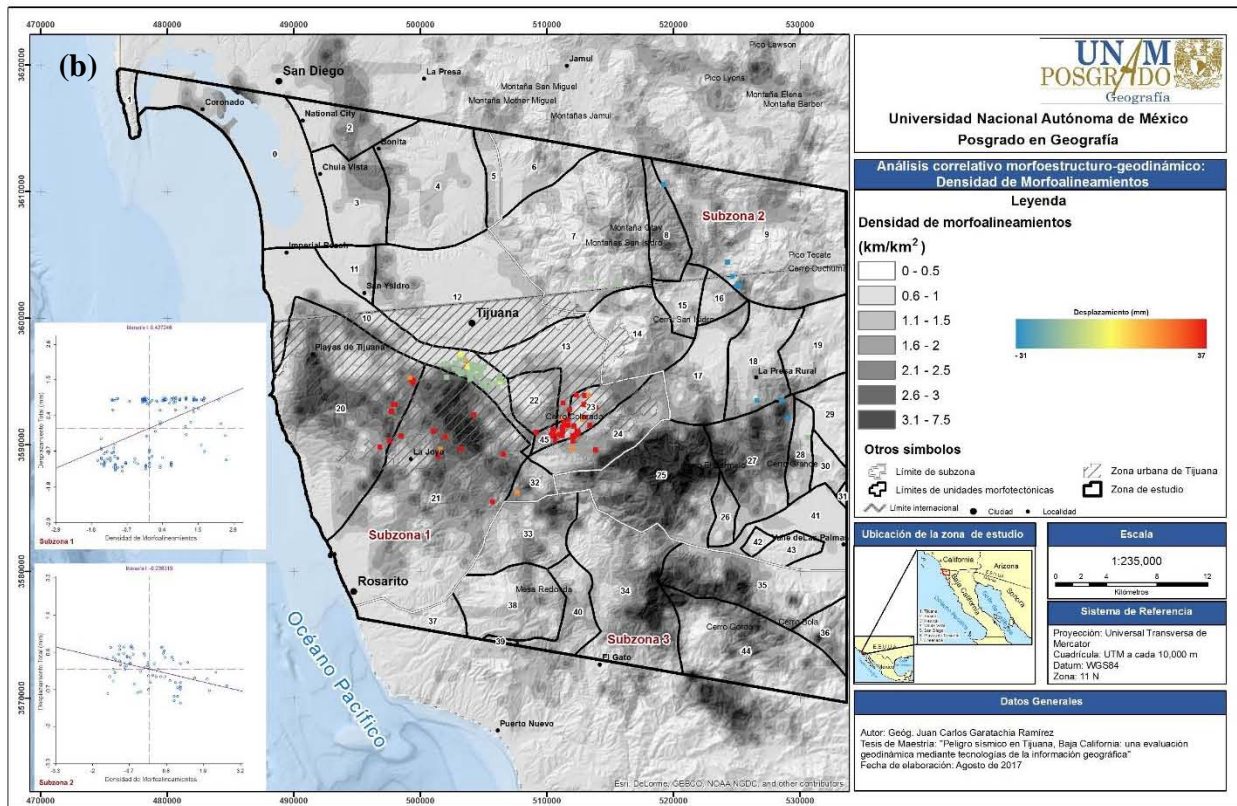
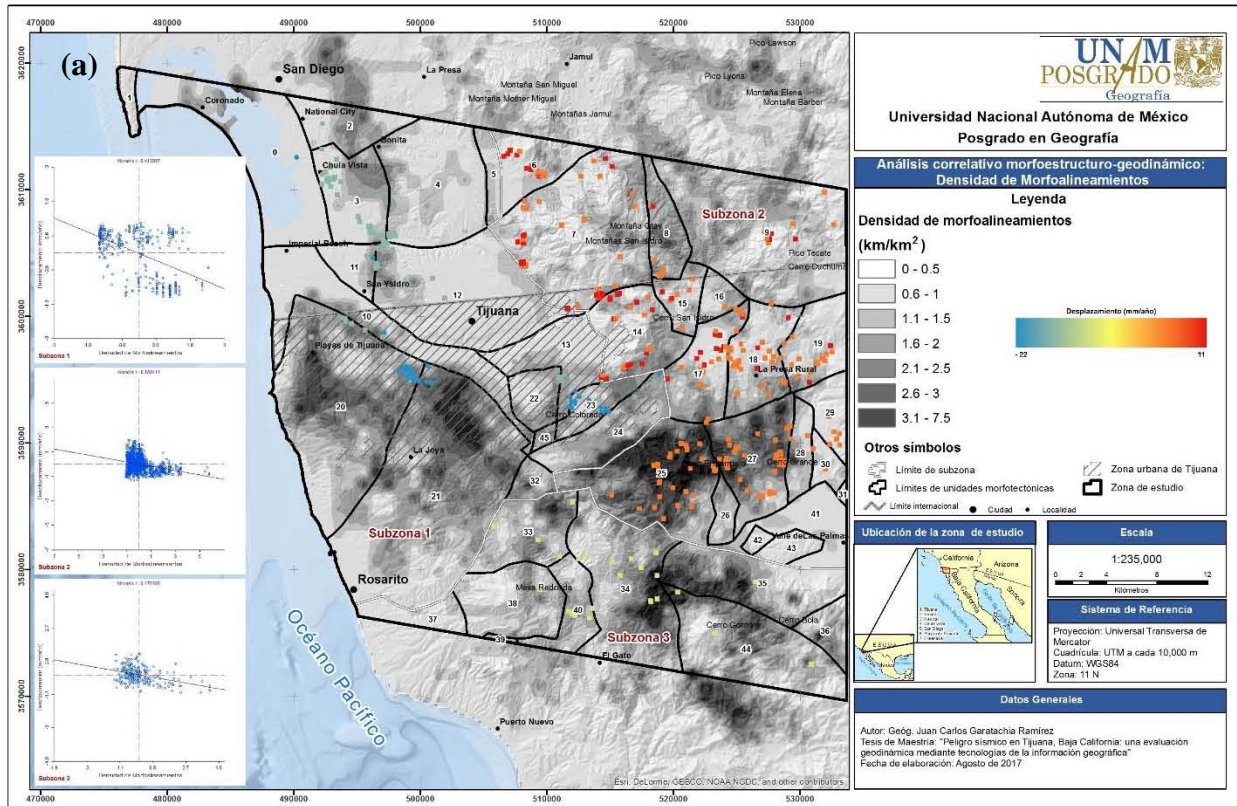


Figura IV.27 Correlación espacial entre puntos PSI y la densidad de morfoalineamientos.

Conglomerados espaciales de correlaciones (clústeres)

Hasta este punto, los procedimientos realizados en etapas anteriores, posibilitaron el filtrado de los datos con miras a discriminar solo aquellos que tienen un determinado nivel de correlación espacial con las variables morfométricas, asociadas a la actividad neotectónica. En este sentido, los datos que superaron el filtro conforman una serie de clústeres espaciales, que denotan el tipo de asociación que se presenta entre las variables analizadas, los cuales han sido descritos en el Capítulo II y pueden ser Alto-Alto (*Hot Spots*), Bajo-Bajo (*Cold Spots*), Alto-Bajo y Bajo Alto.

De acuerdo con las posibilidades de agrupación planteadas, en cada variable morfométrica, se realizó la segmentación de los datos filtrados, de acuerdo al cuadrante al que pertenecen, y después fueron reagrupados para la conformación de los cuatro tipos de conglomerados espaciales, mismos que se representaron sobre uno de los interferogramas obtenidos durante el proceso interferométrico, con la finalidad de tener una visión espacial completa de la ubicación y distribución de los distintos tipos de asociaciones espaciales, en relación a la deformación del terreno en la zona de estudio.

La Figura IV.28 presenta la localización de los cuatro clústeres espaciales generados a partir de la autocorrelación espacial entre la *velocidad de desplazamiento del terreno* y las variables de corte geomorfológico, con la finalidad de mostrar su distribución en relación al interferograma, el cual, como ya sea señalado, permite observar cómo se comporta la deformación, en general, en toda la zona de estudio.

En dicha figura resalta la imagen (a), la cual corresponde al clúster Alto-Alto, el cual representa puntos PSI con un valor de velocidad por encima de la media, rodeado por áreas vecinas cuyo valor, en el contexto de las variables geomorfológicas, también se encuentra por encima de la media. En este sentido, se distinguen los registros con valor negativo localizados al oeste, distribuidos principalmente en los límites de bloques morfotectónicos; desde la perspectiva del interferograma, las unidades que contiene este tipo aglomerados y en los que se pueden distinguir, de forma clara, ciclos completos de color corresponden al Bloque 20 y, en menor medida, a los bloques 2, 3, 10 y 11. En el sector este, los registros representan valores de ascenso que se distribuyen en zonas que presentan, de forma clara, un proceso de deformación del terreno como los bloques 7, 9 y 14.

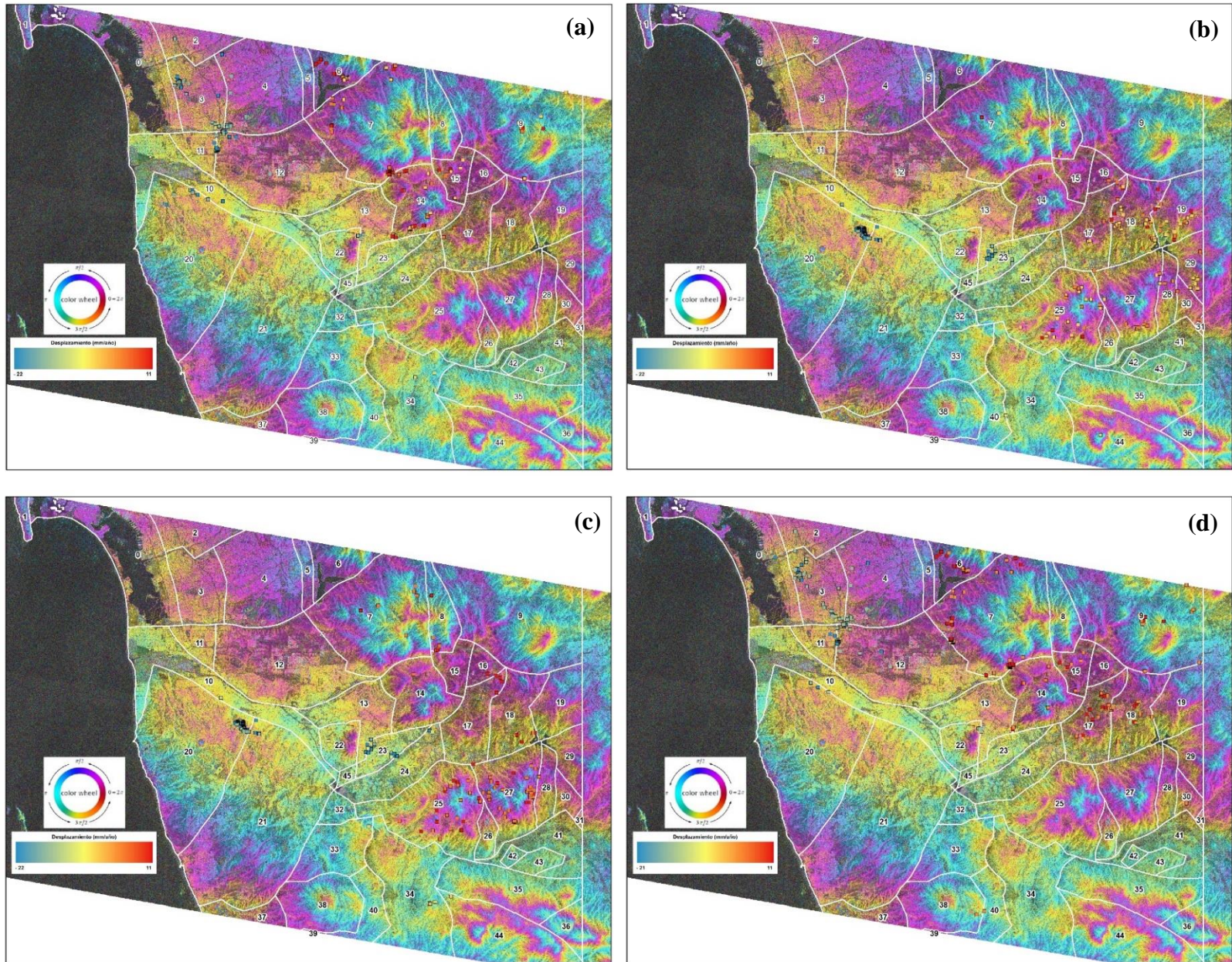


Figura IV.28 Aglomerados espaciales (velocidad de desplazamiento): (a) Alto-Alto, (b) Bajo-Bajo, (c) Alto-Bajo y (d) Bajo-Alto.

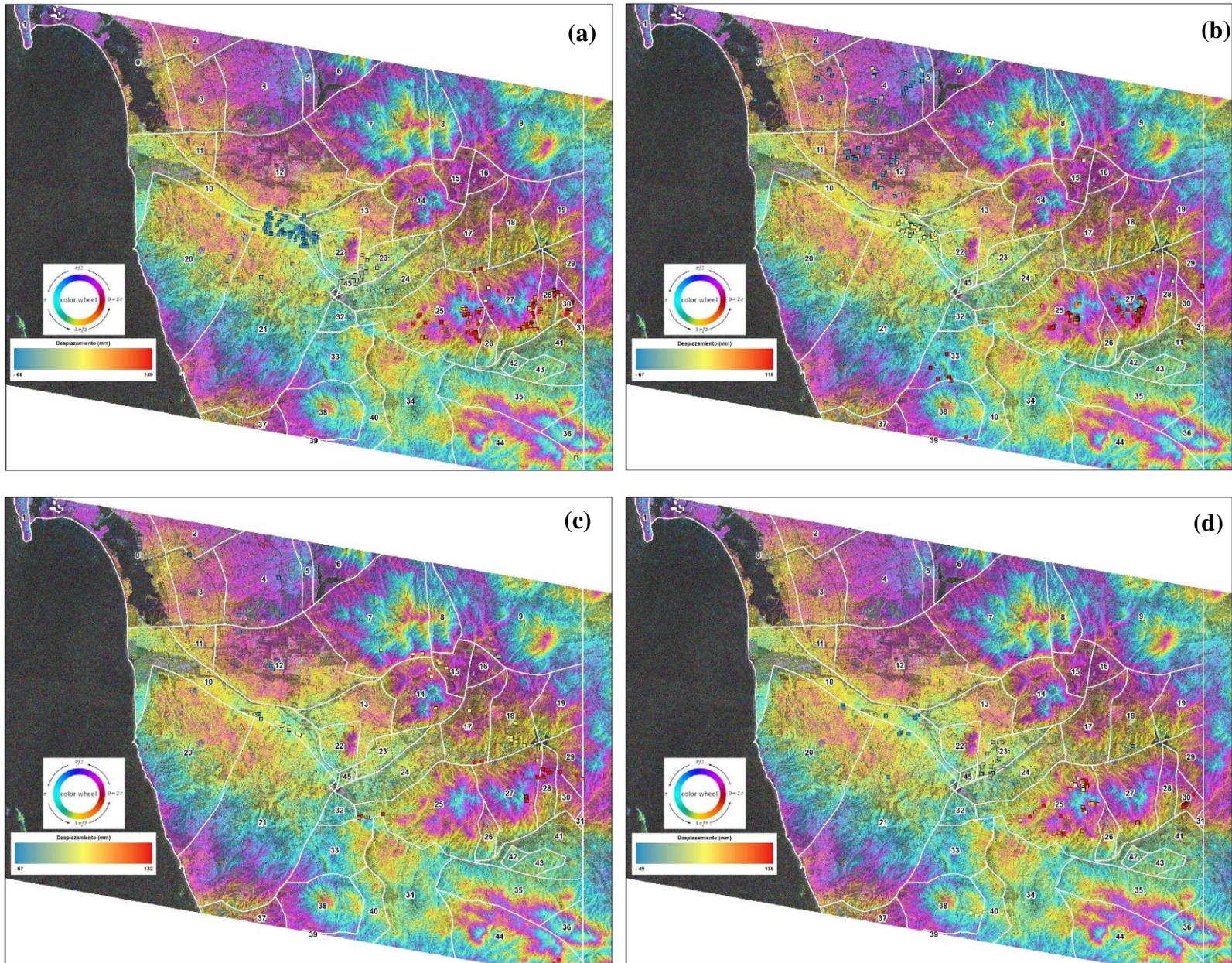


Figura IV.29 Aglomerados espaciales (desplazamiento total): (a) Alto-Alto, (b) Bajo-Bajo, (c) Alto-Bajo y (d) Bajo-Alto.

Por su parte, en la Figura IV.29, se muestran los cuatro conglomerados espaciales generados a partir de la autocorrelación espacial entre el desplazamiento total del terreno y las de corte geomorfológico. Resalta en la imagen (a), la localización y distribución de los registros que conforman el conglomerado Alto-Alto, el cual muestra valores negativos en el marco de los bloques morfotectónicos 7, 8, 9, 10, 20 y 21, mismos que desde la perspectiva del interferograma presentan ciclos completo de color, con valor 2π como resultado del cambio de fase entre las adquisiciones, lo cual traduce en procesos de deformación del terreno. Por su parte, los registros positivos se distribuyen al este y sureste de la ciudad y se enmarcan en los bloques numerados del 25 al 31, en los cuales los procesos de deformación son menos intensos en comparación con los citados anteriormente.

IV.3.4 Correlación entre los resultados PSI y la distancia a formas disyuntivas

Para este análisis se generó un nuevo juego de variables, en el que la variable dependiente (y) es la *densidad de puntos PSI* y la independiente (x) corresponde a la *distancia a formas disyuntivas*. Se espera que el resultado demuestre, que existe mayor concentración de puntos en zonas proximales a fallas, fracturas y morfoalineamientos.

La variable y se generó con base en el algoritmo *Kernel Density*, el cual calcula la densidad de las entidades vecinas a un punto y genera una superficie raster, en la que el valor más alto se encuentra en la ubicación del punto y disminuye a medida que aumenta la distancia (radio de búsqueda desde el punto). Para la obtención de la variable $x = \text{Distancia a formas disyuntivas}$, se empleó el algoritmo *Euclidean Distance*, el cual a partir de las líneas que representan dichas formas, genera una superficie raster y proporciona la distancia en línea recta desde cada celda origen (ubicación de los objetos de interés) hasta cada una de las celdas circundantes.

En la Figura IV.30, la imagen (a) muestra la distribución de los PSI en cada su subzona y en (b) se muestra la densidad derivada de aplicar el algoritmo; en (c) muestra la ubicación de las formas disyuntivas reconocidas en la zona de estudio, mientras que en (d) se muestran las distancias calculadas, a partir de cada una de ellas. Con base en lo anterior, en la subzona uno, se encontraron densidades de 0 a 233.6 y distancias de 0 a 4,977.0 m, en la dos, densidades de 0 a 130.4 y un rango de distancias de 0 a 3,166.5 m, mientras que en la tres la densidad oscila entre 0 a 87.8 y la distancia entre 0 a 2,524.5 m.

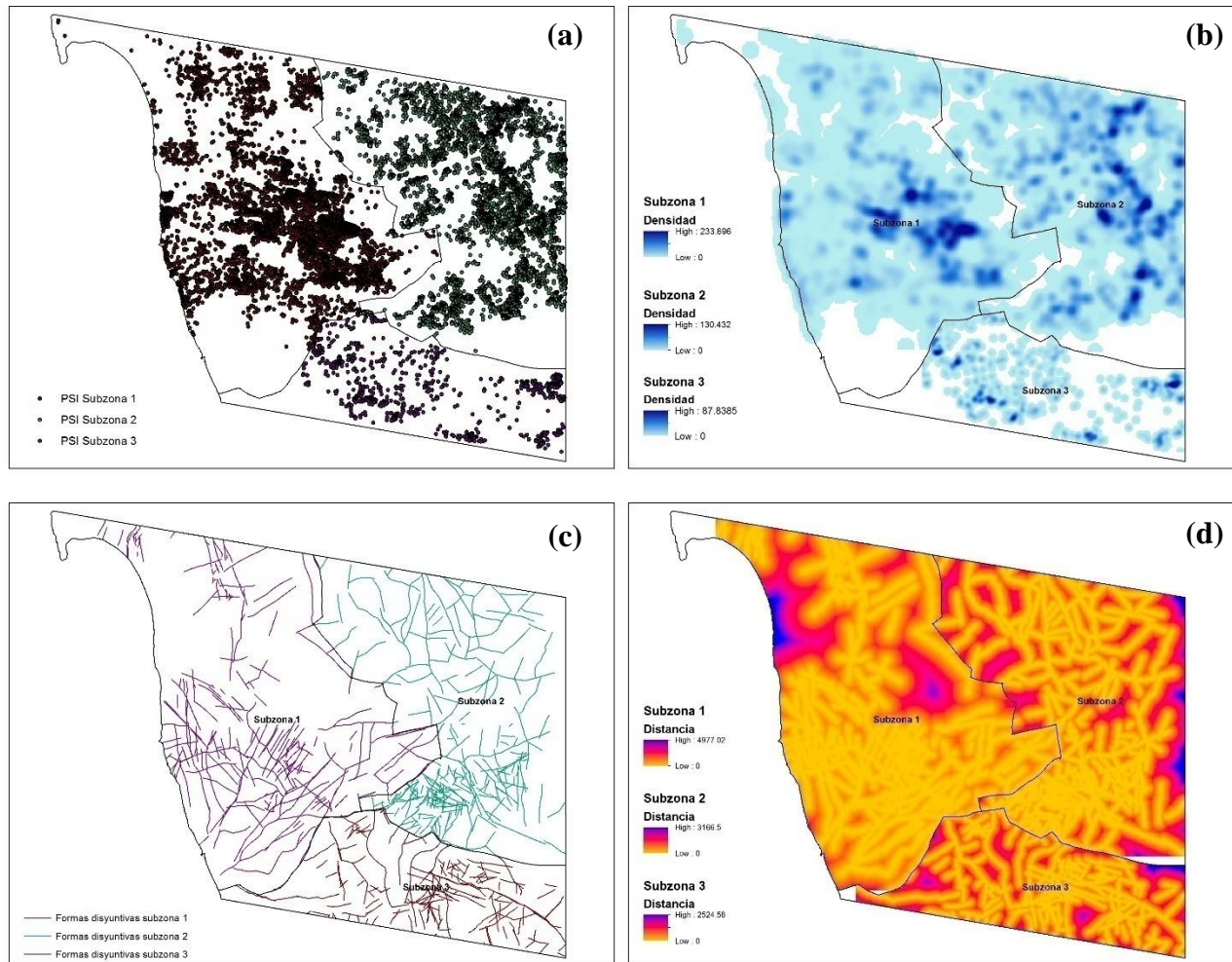


Figura IV.30 Resultados de la aplicación del algoritmo *Densidad de Kernely Euclidean Distance*.

De los insumos cartográficos, se extrajeron los valores a través de un muestreo aleatorio simple, con una muestra de 130 puntos para cada subzona, con los cuales se calcularon los coeficientes de correlación, que se muestran en la siguiente tabla.

Tabla IV.5 Resultados de Análisis de Correlación entre PSI y la distancia a formas disyuntivas

Subzona	Densidad de PSI	Distancia a formas disyuntivas (m)	I. de Moran	R	R ²
1	0 – 233.6	0 – 4,977.0	-0.229321	-0.257	0.066
2	0 – 130.4	0 – 3,166.5	-0.272408	-0.322	0.103
3	0 – 87.8	0 – 2,524.5	-0.151865	-0.239	0.057

Los resultados demuestran que existe una correlación negativa entre las variables, lo cual significa que a medida que incrementa la distancia a las formas disyuntivas, disminuye la densidad de puntos PSI.

En el Figura IV.31, se observa que, en general, las rectas de regresión se caracterizan por una pendiente débil, esto debido a que las asociaciones son de mediana a baja magnitud; la correlación de mayor valor se encontró en la subzona 2 (c y d), donde $R=-0.322$, seguida de la subzona 1 (a y b), donde $R=-0.257$ y la subzona 3 (e y f), donde $R=-0.239$.

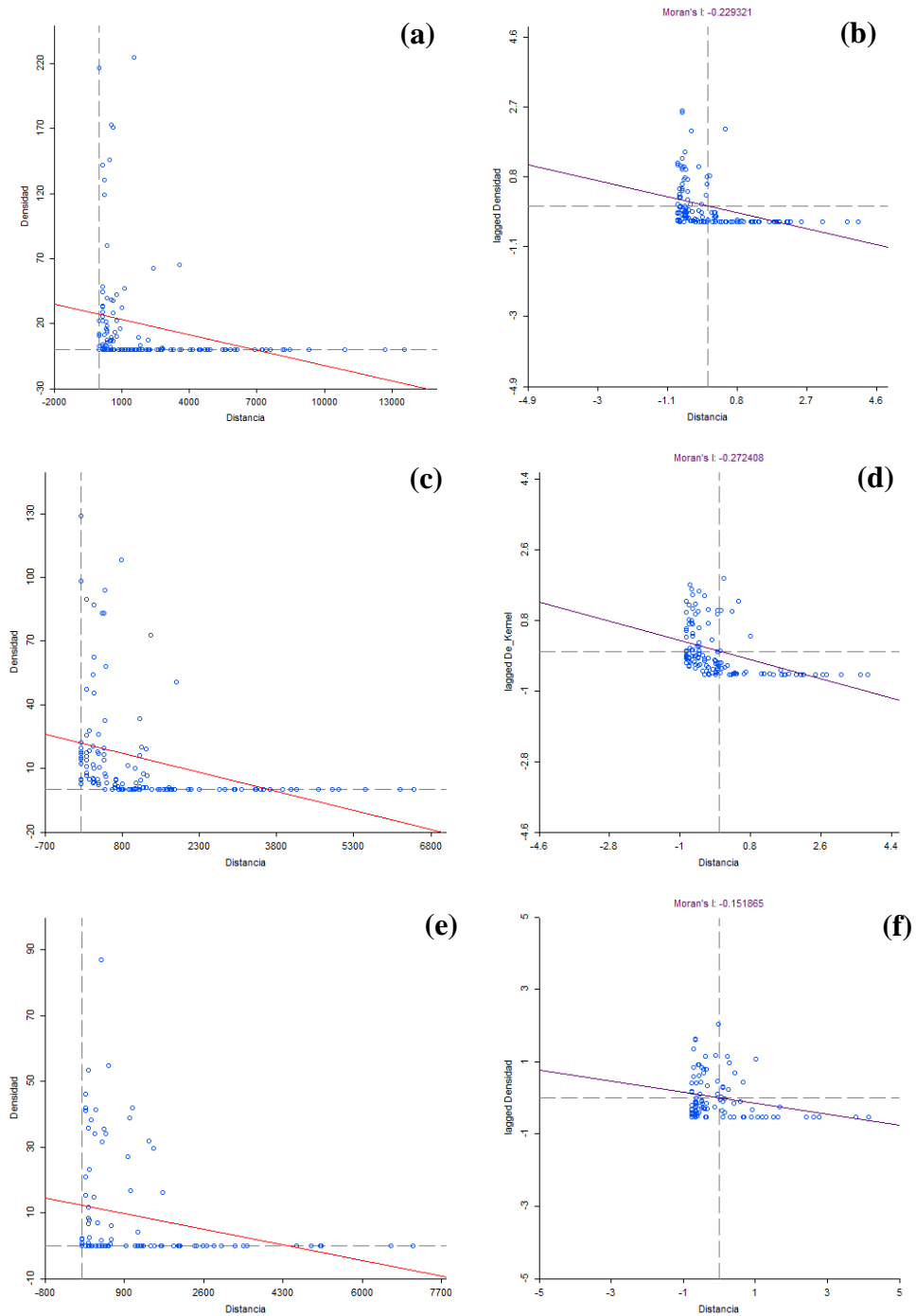


Figura IV.31 Dispersogramas de correlación entre la distancia a formas disyuntivas y la densidad de puntos PSI.

IV.3.5 Tipos de correlaciones morfoestructuro – geodinámicas

Los puntos PSI discriminados a través de los análisis de Autocorrelación Espacial, llevados a cabo, en principio representan un acercamiento a la identificación de regiones con mayor o menor actividad neotectónica en el marco de la zona de estudio. Dichos registros fueron analizados en conjunto con los datos del mapa morfotectónico y el resultado fue la identificación de *Tipos correlativos morfoestructuro-geodinámicos*.

Los criterios de cada tipo ya se han explicado en el Capítulo 2, sin embargo, es importante recordar que se definieron tres tipos correlativos:

1. Correlación morfoestructuro-geodinámica en bloques morfotectónicos.
2. Correlación morfoestructuro-geodinámica en nudos morfoestructurales.
3. Correlación morfoestructuro-geodinámica a lo largo de formas disyuntivas (Clase. 1 y Clase 2).

Con base en lo anterior, en la Figura IV.32, el mapa (a) muestra el tipo correlativo 1, es decir, los PSI localizados sobre el límite de algún bloque morfotectónico; este tipo de correlación se presenta con mayor frecuencia en los sectores NW y E, así como en la parte central, con un marcado predominio de valores de ascenso. Por su parte, el mapa (b) muestra el tipo correlativo 2, es decir, los PSI que se localizan en un radio de 1 km, a partir de la localización de un nudo morfoestructural. Se observa que dicha situación se presenta, en mayor medida, en los bloques del sector oeste, donde predominan valores de descenso, mientras que en el lado este, los registros corresponden a valores de ascenso.

En la Figura IV.33, se presentan los resultados del tipo correlativo 3; el mapa (a) muestra los registros de PSI correspondientes a la Clase 1, es decir, aquellos que se localizan en un área de 1 km, a partir de la ubicación de una falla delimitada bajo criterios geológicos; se puede observar, que este tipo de correlación tiene una marcada tendencia a presentarse en las zonas proximales de importantes sistemas de fallas, como La Nación y *Silver Strand*, así como la falla de Agua Tibia y el sistema de fallas normales, que delimitan la zona río Tijuana. Por su parte, en el mapa (b), se muestran los resultados de la Clase 2, en la cual se adiciona la ubicación de morfoalineamientos y por ende, la distribución de los registros se extiende hacia el sector este.

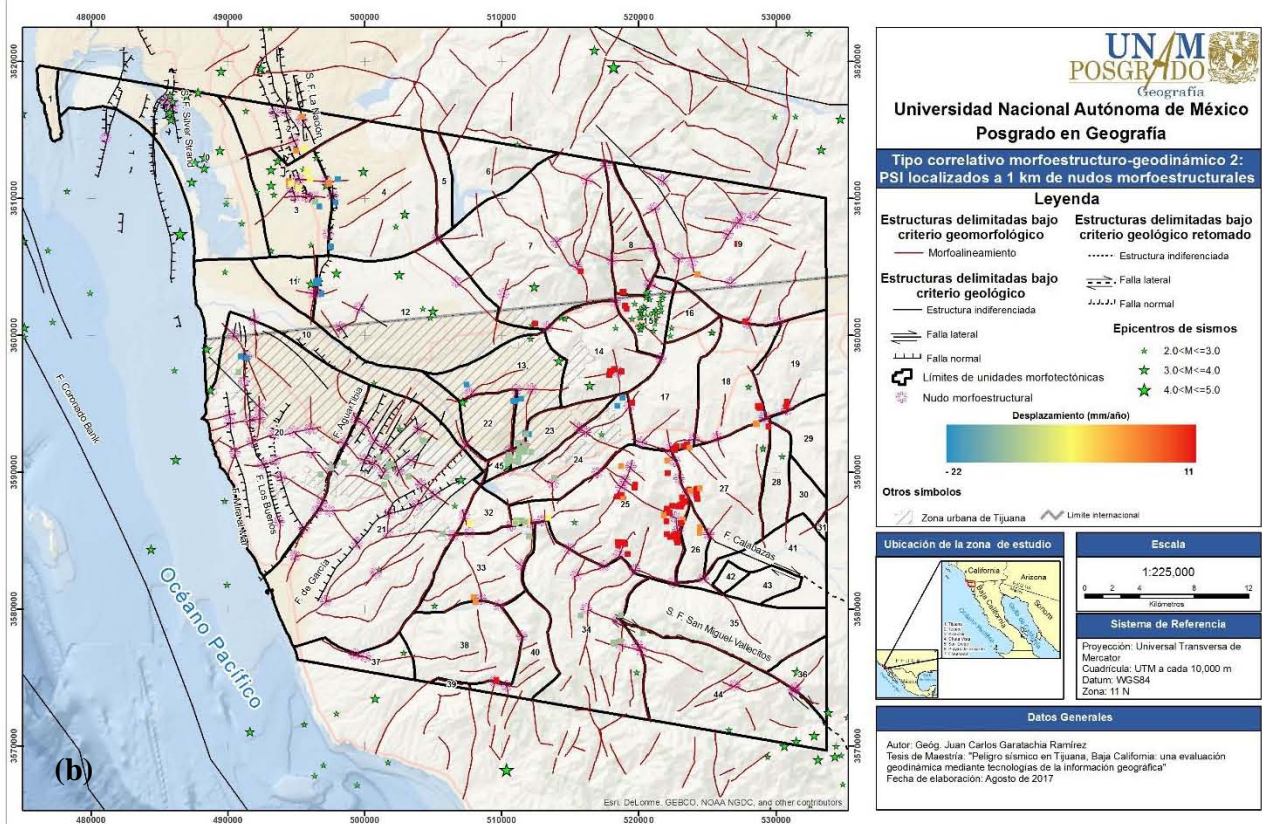
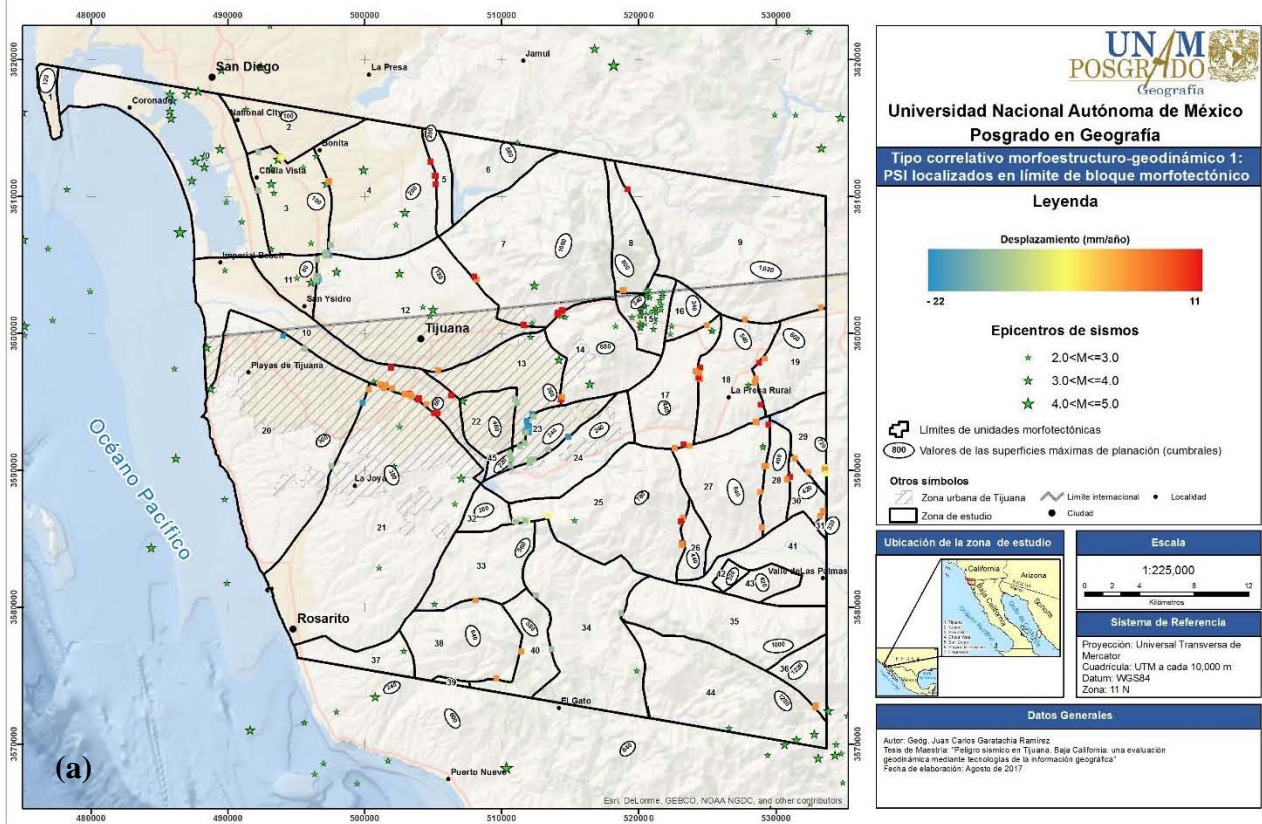


Figura IV.32 Tipos correlativos estructuro-geomorfológicos 1 (a) y 2 (b).

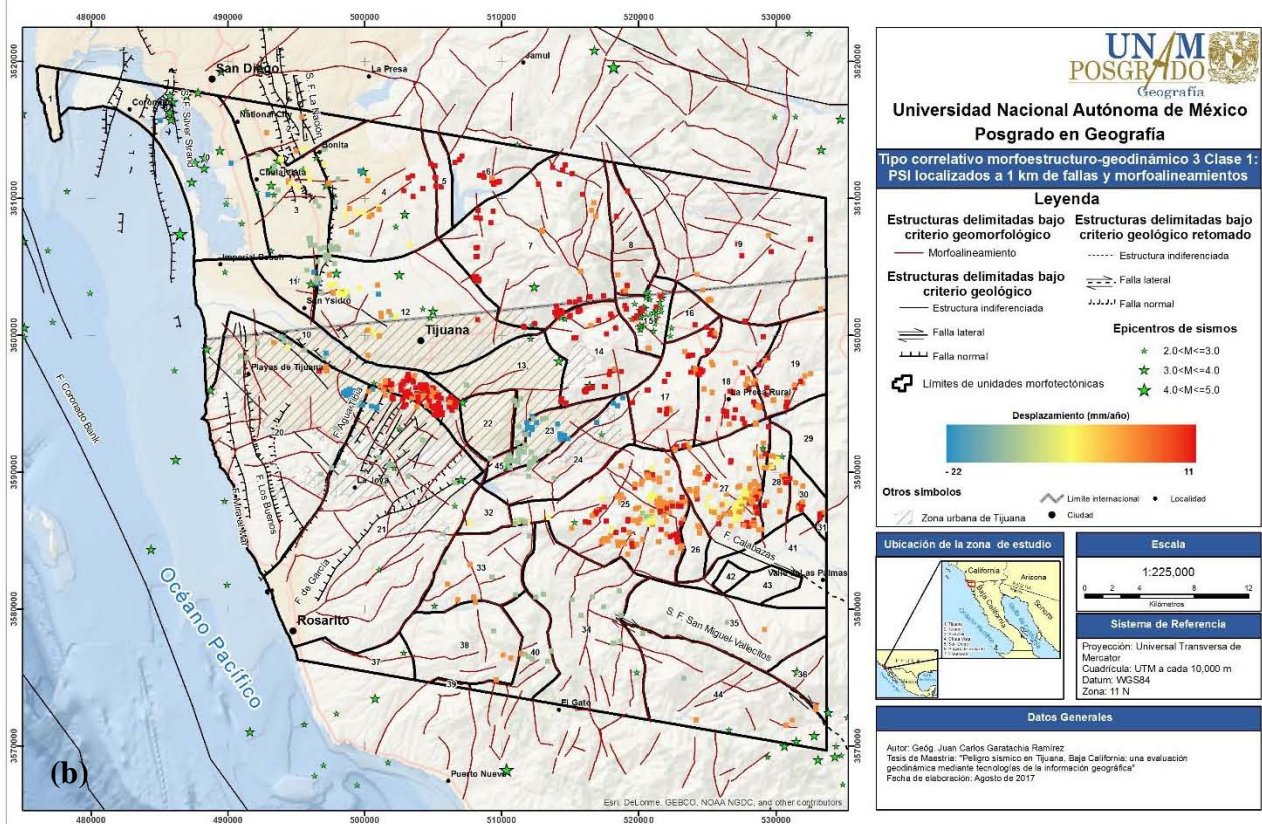
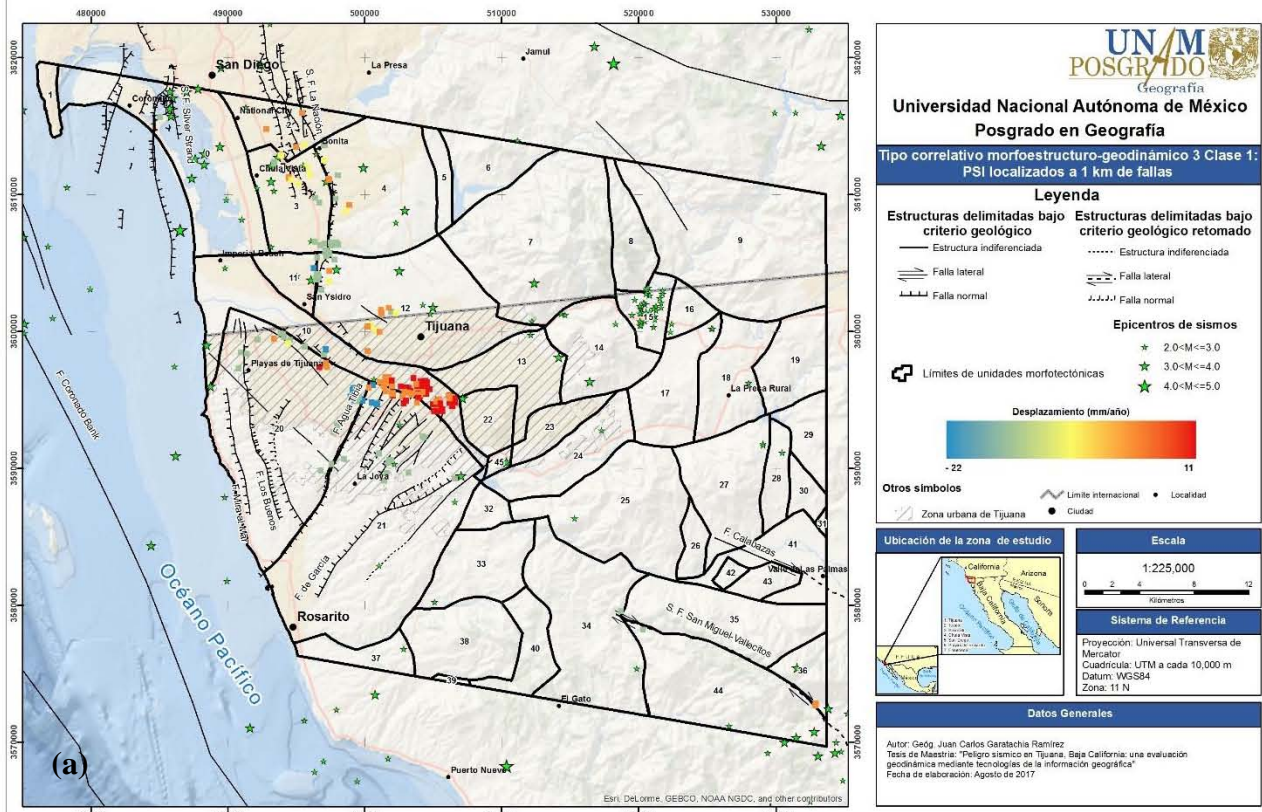


Figura IV.33 Tipos correlativos estructuro-geodinámicos 3 Clase 1 (a) y Clase 2 (b).

IV.4 Zonificación de actividad geodinámica en la región de Tijuana

La generación de los tipos correlativos estructuro-geodinámicos representó la última etapa del proceso para discriminar puntos PSI, en apego a criterios morfoestructurales y, con ello, demostrar su asociación con la actividad geodinámica que afecta a la región de Tijuana; esto dio paso al desarrollo de un análisis integral en el que se consideraron las variables analizadas previamente y se adicionaron otras de corte geofísico, como la localización de epicentros de sismos.

Con base en lo anterior y desde la perspectiva de la subdivisión del territorio en bloques morfotectónicos, para cada uno de ellos se realizó la integración de la información generada, con la finalidad de proponer una zonificación basada en los niveles de actividad geodinámica, interpretada en función del comportamiento de las variables analizadas.

Los resultados de integración se presentan en la tabla IV.7, en ella se muestra el número de registros por tipo correlativo morfoestructuro-geodinámico obtenido en cada bloque, así como la sumatoria del total de registros; también se incluyó el número de sismos registrados y datos sobre su magnitud. Con base en esto y aunado a los datos de las variables morfométricas, se asignaron pesos a los valores con la finalidad de realizar una *sumatoria lineal ponderada*, con la cual fue posible determinar el *nivel de actividad geodinámica* para cada unidad morfotectónica de la región de Tijuana. En la siguiente tabla se muestra la conformación de intervalos y su ponderación, así como el código de color empleado.

Tabla IV.6 Ponderación de variables para sumatoria lineal.

Variable	Intervalos	Ponderación	
Sumatoria de tipos correlativos	0 – 75	1	■
	76 – 150	2	■
	151 – 260	3	■
Número de registros de sismos	0	1	■
	1 – 9	2	■
	> 10	3	■
Promedio de densidad de disección	<1 – 1.9	1	■
	2.0 – 2.9	2	■
	≥ 3.0	3	■
Promedio de energía del relieve	5 – 120	1	■
	121 – 235	2	■
	236 – 351	3	■
Promedio de densidad de morfoalineamientos	0 – 0.9	1	■
	1.0 – 1.9	2	■
	≥ 3.0	3	■

Tabla IV.7 Integración de datos sobre actividad geodinámica.

No	Nombre del bloque	T. C. M. G.				E. S.			D.D.			E.R.			D.M.				
		T1	T2	T3-1	T3-2	ΣT	N.E	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me
0	San Diego Bay	0	0	1	2	3	13	2	3.8	3.3	0	4	1.2	0	89	5	0	4	0.3
1	Point Loma	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0.4	69	120	94	0	0	0	
2	National City	0	3	4	4	11	1	2.2	2.2	2.2	0.5	4	2	13	79	34	0	3	1
3	Chula Vista Oeste	8	10	21	30	69	10	2.3	3.7	2.7	0.7	5	2	16	79	33	0	2	0.6
4	Chula Vista Este	10	8	20	46	84	3	2.0	3.2	2.7	0.7	5	2	20	166	54	0	2	0.4
5	Montaña Mother Miguel	0	0	0	2	2	0	0	0	0	1	6	3	20	113	52	0	1	0.6
6	Montañas Jamul	0	0	0	18	18	0	0	0	0	0.3	8	3	21	312	146	0	2	0.4
7	Montaña Otay	9	2	0	79	90	2	2.2	3.3	2.7	0.4	4	2	57	479	262	0	2	0.5
8	Montañas San Isidro	2	2	0	7	11	0	0	0	0	0.6	3	2	86	459	280	0	3	1
9	Pico Tecate	3	3	0	14	20	0	0	0	0	0.3	5	2	29	490	232	0	3	0.7
10	Río Tijuana	22	0	101	137	260	3	2.1	3.6	2.6	0.3	5	3	0	146	30	0	2	0.4
11	Imperial Beach	5	5	6	8	24	11	2.6	3.1	2.8	1	5	3	12	96	35	0	2	0.3
12	Mesa de Otay	21	9	36	56	122	12	2.2	3.4	2.8	0.4	5	2	0	175	68	0	2	0.2
13	La Presa Norte	5	5	0	9	19	2	2.1	3.8	2.9	0.5	4	2	21	214	70	0	2	0.4
14	Cerro San Isidro	4	5	0	34	43	4	2.0	3.9	2.5	0.4	4	2	54	447	249	0	2	0.7
15	Cerro El Pilón	0	2	0	10	12	37	2.0	2.5	2.1	0.5	5	3	48	293	162	0	2	0.7
16	El Remolino	0	0	0	1	1	2	2.0	2.1	2.0	0.5	3	2	48	234	119	0	2	0.7
17	Cerro El Macho	6	6	0	31	43	2	2.2	2.2	2.2	0.9	4	2	21	258	136	0	3	0.8
18	La Presa Rural Oeste	10	5	0	39	54	1	2.1	2.1	2.1	0.3	4	2	42	348	128	0	2	0.6
19	La Presa Rural Este	2	2	0	17	21	0	0	0	0	0.7	4	2	47	259	142	0	2	0.3
20	Playas de Tijuana	5	7	76	104	192	1	3.9	3.9	3.9	0.2	4	2	0.4	196	79	0	4	1
21	Rosarito-Sánchez Taboada	4	12	35	36	87	5	2.0	3.4	2.6	0.1	4	2	0.2	178	84	0	5	1
22	Cerro Colorado	2	3	0	4	9	1	3.0	3.0	3.0	0.6	5	2	30	392	173	0	2	0.8
23	Cerro Las Abejas 1	15	14	0	41	60	0	0	0	0	0.4	4	2	22	196	74	0	2	1
24	La Presa Sur	3	3	0	10	16	24	2.0	2.0	2.0	0.3	4	3	40	259	98	0	6	1
25	Cerro El Carmelo	13	54	0	188	255	1	2.4	2.4	2.4	0.2	5	2	81	429	233	0	7	2
26	Valle de Las Palmas 2	0	2	0	3	5	0	0	0	0	0.9	4	2	48	222	143	0	3	0.8
27	Cerro Grande	7	13	0	149	169	2	2.0	2.1	2.0	0.2	4	2	62	354	206	0	5	2
28	Loma El Pilón	3	0	0	48	51	1	2.1	2.1	2.1	1	4	2	40	175	102	0	3	0.7

Continuación

No	Nombre del bloque	T. C. M. G.				E. S.					D.D.			E.R.			D.M.		
		T1	T2	T3-1	T3-2	ΣT	N.E	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me	Mi	Ma	Me
29	Cerro El Dieciséis	9	0	0	0	9	0	0	0	0	0.8	4	2	48	255	165	0	2	0.1
30	<i>Wilberth</i>	3	0	0	20	23	0	0	0	0	0.7	4	2	45	218	112	0	1	0.3
31	Ramos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	2	53	136	94	0	0.2	0.1
32	Cerro Redondo	0	1	0	1	2	0	0	0	0	1	3	2	68	378	178	0	3	1
33	Cerro Prieto	0	2	0	8	10	1	2.2	2.2	2.2	0.2	4	2	61	370	140	0	4	1
34	Sierra Ciprés	3	5	1	12	21	1	2.7	2.7	2.7	0.4	4	2	32	378	154	0	6	1
35	San Miguel 3	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0.5	5	2	76	431	237	0	4	1
36	San Miguel 2	7	0	2	2	11	1	3.5	3.5	3.5	0.5	3	2	191	500	351	0	3	1
37	Bahía El Descanso	0	0	0	0	0	1	2.0	2.0	2.0	0.3	3	3	35	156	92	0	1	0.2
38	Mesa Redonda	2	2	0	5	9	0	0	0	0	0.3	5	2	89	376	175	0	2	0.6
39	Cerro El Coronel	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	3	126	181	164	0	1	0.9
40	El Gato	1	0	0	5	6	0	0	0	0	0.4	5	2	22	203	122	0	2	1
41	Valle de Las Palmas 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	3	0.3	270	97	0	1	0.3
42	Valle de Las Palmas 3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.8	3	2	42	107	76	0	1	0.2
43	Valle de Las Palmas 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	2	41	156	84	0	1	0.1
44	San Miguel 1	0	1	1	5	7	3	2.0	3.6	2.9	0.3	4	2	108	469	261	0	5	1
45	Cerro Las Abejas 2	3	7	0	8	18	1	3.3	3.3	3.3	1	3	2	103	177	132	1	2	1

T. C. M. G.: Tipo correlativo morfoestructuro-geodinámico; **T1:** No. de PSI del tipo correlativo 1; **T2:** No de PSI del tipo correlativo 2; **T3-1:** No. de PSI del tipo correlativo 3 Clase 1; **T3-2:** No. de PSI del tipo correlativo 3 Clase 2; **ΣT :** Sumatoria de PSI en cada bloque; **E.S.:** Epicentros de sismos; **N.E:** No. de eventos; **D.D.:** Densidad de Disección (km/km²); **E.R.:** Energía del Relieve (m); **D.M.:** Densidad de Morfoalineamientos (km/km²); **D.P.:** Dirección Preferencial de las Formas Disyuntivas; **Min:** Valor Mínimo; **Max:** Valor Máximo; **Med:** Valor de la Media; **N-S:** Dirección Norte-Sur; **NW-SE:** Dirección Noroeste-Sureste; **NE-SW:** Dirección Noreste-Suroeste; **S/D:** Sin datos de formas disyuntivas

Una vez que los datos de las variables fueron ponderados y distinguidos, de acuerdo con el código de color empleado, se realizó la sumatoria lineal ponderada en cada bloque morfotectónico, el resultado de muestra en la siguiente tabla.

Tabla IV.8 Resultados de la sumatoria lineal ponderada.

No.	Nombre	Valor en ΣT	Valor en E.S.	Valor en D.D.	Valor en E.R.	Valor en D.M	Total
0	<i>San Diego Bay</i>	1	3	1	1	1	7
1	<i>Point Loma</i>	1	1	1	1	1	5
2	<i>National City</i>	1	2	2	1	2	8
3	Chula Vista Oeste	1	3	2	1	1	8
4	Chula Vista Este	2	2	2	1	1	8
5	Montaña <i>Mother Miguel</i>	1	2	3	1	1	8
6	Montañas <i>Jamul</i>	1	1	3	3	1	9
7	Montaña Otay	2	2	2	3	1	10
8	Montañas San Isidro	1	1	2	3	2	9
9	Pico Tecate	1	1	2	3	1	8
10	Río Tijuana	3	2	3	1	1	10
11	<i>Imperial Beach</i>	1	3	3	1	1	9
12	Mesa de Otay	2	3	2	1	1	9
13	La Presa Norte	1	2	2	1	1	7
14	Cerro San Isidro	1	2	2	3	1	9
15	Cerro El Pilón	1	3	3	2	1	10
16	El Remolino	1	2	2	1	1	7
17	Cerro El Macho	1	2	2	2	1	8
18	La Presa Rural Oeste	1	2	2	2	1	8
19	La Presa Rural Este	1	1	2	2	1	7
20	Playas de Tijuana	3	2	2	1	2	10
21	Rosarito-Sánchez Taboada	2	2	2	1	2	9
22	Cerro Colorado	1	2	2	2	1	8
23	Cerro Las Abejas 1	1	1	2	1	2	7
24	La Presa Sur	1	3	3	1	2	10
25	Cerro El Carmelo	3	2	2	2	3	12
26	Valle de Las Palmas 2	1	1	2	2	1	7
27	Cerro Grande	3	2	2	2	3	12
28	Loma El Pilón	1	2	2	1	1	7
29	Cerro El Dieciséis	1	1	2	2	1	7
30	<i>Wilberth</i>	1	1	2	1	1	6
31	Ramos	1	1	2	1	1	6
32	Cerro Redondo	1	2	2	2	2	9
33	Cerro Prieto	1	2	2	2	2	9
34	Sierra Ciprés	1	1	2	2	2	8
35	San Miguel 3	1	1	2	3	2	9
36	San Miguel 2	1	2	2	3	2	10
37	Bahía El Descanso	1	2	3	1	1	8
38	Mesa Redonda	1	1	2	2	1	7
39	Cerro El Coronel	1	1	3	2	1	8
40	El Gato	1	1	2	1	2	7
41	Valle de Las Palmas 1	1	1	3	1	1	7
42	Valle de Las Palmas 3	1	1	2	1	1	6
43	Valle de Las Palmas 4	1	1	2	1	1	6
44	San Miguel 1	1	2	2	3	2	10
45	Cerro Las Abejas 2	1	2	2	2	2	9

De acuerdo con los pesos asignados a las variables, el valor máximo que se puede obtener es 15 y el mínimo 5; estos valores marcan el límite superior del primer y último intervalo. En este sentido, los niveles de actividad geodinámica quedaron conformados de la siguiente manera: 1) Actividad geodinámica baja: 0-4; 2) Actividad geodinámica media: 5-7; 3) Actividad geodinámica media-alta: 8-9 y 4) Actividad geodinámica alta: 10-15.

Con base en la zonificación propuesta (Figura IV.34) en siete de los cuarenta y cinco bloques morfotectónicos, se presenta alta actividad geodinámica (7, 10, 15, 20, 24, 25, 27, 36 y 44) esto se debe en primer término a que, en dicho territorio la frecuencia de sismos es mayor en comparación con el resto de la zona de estudio, además, concentran la mayor parte de los registros correspondientes a los tipos correlativos morfoestructuro-geodinámicos; en cuanto a las variables morfométricas, en estos bloques predominan valores de medios a altos de densidad de disección, mientras que la energía del relieve es heterogénea, ya que los valores se vuelven relativos al depender directamente de los niveles altitudinales en los que se ubican las unidades. Por su parte, los valores de densidad de morfoalineamientos, en general, son de medios a altos, encontrándose valores bajos son en las áreas urbanizadas.

En el caso de la ciudad de Tijuana, el 38.4 % de su territorio se ubica en zonas de alta actividad geodinámica, las cuales corresponden a los bloques Playas de Tijuana, en el oeste; Río Tijuana, en el centro y, en menor medida, La Presa Sur, en el sureste, y Montaña de Otay, en el noreste. Las zonas con actividad media a alta abarcan el 43.4 % y corresponden a los bloques Rosarito-Sánchez Taboada, en el suroeste; Cerro Colorado y Cerro de Las Abejas 2, en el centro, y Cerro San Isidro, en el este. Por su parte, las zonas con mediana actividad ocupan el 18 % y se ubican en el sector centro-este y sureste, en las unidades La Presa Norte y Cerro de Las Abejas 1, respectivamente.

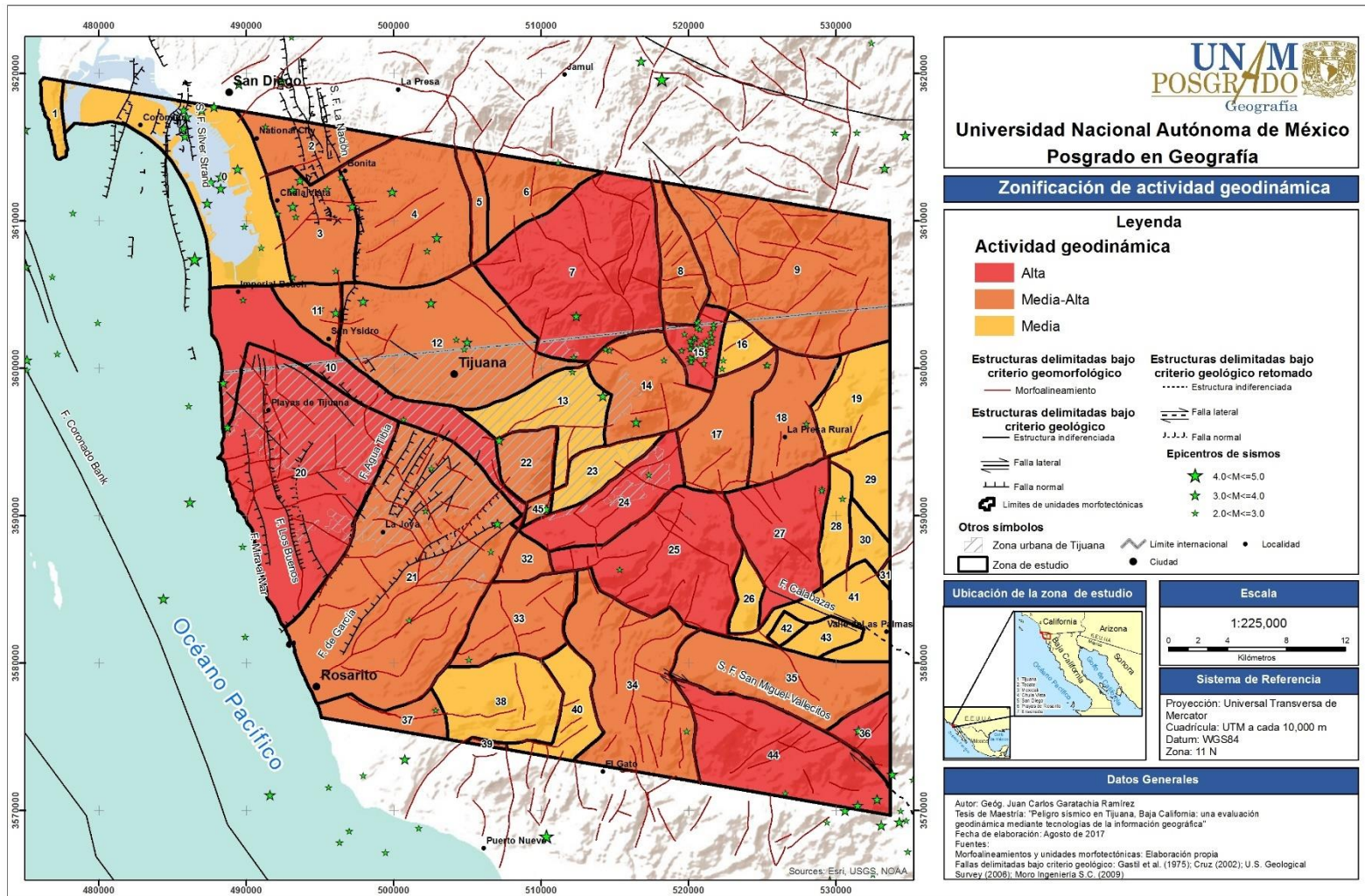


Figura IV.34 Zonificación de actividad geodinámica en la región de Tijuana, Baja California.

V. Conclusiones

Se realizó una investigación sobre el marco geólogo-tectónico del noroeste de Baja California para comprender la dinámica y las características morfoestructurales imperantes en la región y que tienen expresiones particulares en sus zonas de influencia; la ciudad de Tijuana y su periferia es un claro ejemplo de lo anterior, ya que a nivel endógeno, su relieve está controlado por los esfuerzos generados en los sistemas locales de fallas.

Con la finalidad de ampliar la información relativa a las fallas que afectan a la ciudad de Tijuana, se realizó una caracterización de las mismas, en términos de su localización, tasas de desplazamiento y su potencial sísmico, por citar algunos parámetros; así mismo, se aplicaron técnicas geomorfológicas para la identificación y representación cartográfica de formas disyuntivas que no habían sido reportadas en la literatura y se logró identificar alrededor de 300 morfoalineamientos; con base en esto se llevó a cabo un análisis morfoestructural con el cual se demostró que la zona de estudio se subdivide en 45 bloques morfotectónicos, en los cuales predominan patrones de fracturamiento NE-SW y NW-SE.

Así mismo, se llevó a cabo el análisis morfométrico del relieve con la finalidad de conocer las principales características cuantitativas del mismo; derivado de esto se demostró que la zona de estudio se desarrolla en un rango altitudinal de 0 a 1,300 msnm, con pendientes que superan los 35° de inclinación en las zonas montañosas, así como valores de energía del relieve que llegan a alcanzar el orden de 600 m; también se calculó la densidad de disección, la cual fluctúa entre 0 y 8.8 km/km², mientras que en términos de la densidad de morfoalineamientos, se encontraron resultados de hasta 7.5 km/km². Dichas variables también representaron una fuente de información útil para el análisis de la actividad neotectónica.

Desde la perspectiva de la geodinámica, con la finalidad de conocer y medir el proceso de deformación del terreno, se llevó a cabo un análisis mediante la aplicación de la técnica *Persistent Scatterers Interferometry*. Para ello, se emplearon 21 imágenes *Single Look Complex* (SLC) provenientes del sensor Sentinel 1, adquiridas entre 2014 y 2016, éstas fueron procesadas y como resultado se obtuvieron los interferogramas, que muestran los desplazamientos en el terreno, a partir del cambio de fase en la señal entre dos adquisiciones. Así mismo, para los puntos que

superaron el umbral de la coherencia, es decir, que se fueron medidos en todas las adquisiciones del período, se calculó la velocidad de desplazamiento del terreno, la cual resultó en un intervalo de -22.0 a +11.0 mm/año, así como un intervalo de desplazamiento total de -243.1 a +142.0 mm.

Como parte inicial de la validación de los resultados derivados de la técnica PSI, se realizó trabajo de campo en la ciudad de Tijuana, donde se visitaron seis zonas de verificación para la búsqueda y documentación de evidencias superficiales del desplazamiento del terreno; en este sentido, se encontró correspondencia entre los resultados y las evidencias observadas, las cuales se expresan principalmente a partir de rasgos, como el fracturamiento del terreno y muros, desniveles en pisos y algunos edificios. Así mismo, se documentaron sitios donde es posible que los registros de desplazamiento estén asociados a procesos geomórficos de carácter exógeno, además de otros de tipo antrópico, ya fue posible observar movimientos en masa y erosión del suelo, así como excavaciones para la cimentación de obras civiles.

Con la finalidad de estudiar el fenómeno de deformación en conjunto con las variables morfométricas y morfoestructurales, se realizó un análisis de autocorrelación espacial por medio del Índice de Autocorrelación Espacial Local I. de Moran; así, se demostró que hay una correlación directa entre el desplazamiento total del terreno y variables como la energía del relieve, la densidad de disección y de morfoalineamientos, situación que se presenta con mayor fuerza en el sector oeste de la zona de estudio, donde se sitúa la zona urbana de Tijuana y obtuvieron índices en el orden 0.5; por su parte en zonas con escasa urbanización también se obtuvieron correlaciones positivas, aunque más débiles en comparación con la ciudad, lo cual se atribuyó a que la técnica PSI emplea elementos antrópicos, como reflectores de la radiación electromagnética que emite para la medición de la altura del relieve, cuya presencia en zonas no pobladas es limitada.

El desarrollo de diversos análisis de correlación permitió el filtrado de los datos y, con ello, un acercamiento cada vez más próximo a la discriminación de los registros PSI, asociados a la actividad neotectónica; en este sentido, se definieron tres tipos de correlaciones morfoestructuro-geodinámicas, a partir de la identificación de puntos localizados y distribuidos a determinadas distancias de elementos morfoestructónicos, como los límites de bloques tectónicos (200 m), nudos morfoestructurales (1 km) fallas y morfoalineamientos (1 km).

La discriminación de registros asociados a la neotectónica permitió incorporar al estudio otras variables, como la localización de epicentros de sismos, con lo cual se generó un análisis integral para cada bloque morfotectónico, mediante una sumatoria lineal ponderada de variables, que derivó en la generación de una zonificación de actividad geodinámica, basada en información relativa a la deformación, morfometría, morfotectónica y sismicidad. Los niveles de actividad geodinámica resultantes se clasificaron en medio, medios-altos y altos.

La autocorrelación espacial calculada entre las mediciones de desplazamiento del terreno y variables geomorfológicas asociadas a esfuerzos neotectónicos, aunado a la identificación de temblores en los límites de bloques morfotectónicos y cercanos a formas disyuntivas, refuerzan la hipótesis sobre la movilidad de diversas zonas de la ciudad de Tijuana. Un ejemplo de esto quedó demostrado en la Zona Río, misma que desde el punto de vista morfoestructural corresponde a una planicie de graben situada en la articulación entre bloques y que se caracteriza por la presencia de PS enmarcados en los tipos correlativos morfoestructuro-geodinámicos 1 y 3, lo cual indica que, para dichos puntos, los desplazamientos del terreno, tanto de ascenso como de descenso están asociados a la dinámica de los sistemas locales de fallas y morfoalineamientos, situación que sugiere una condición de peligros sísmico para este sector del área urbana.

Si bien, se sabe que los niveles de riesgo sísmico en la ciudad de Tijuana pueden ser altos, debido al contexto sismotectónico en el cual se ubica, la zonificación propuesta representa un análisis del peligro sísmico desde una perspectiva espacial, novedosa y útil, en tanto que, muestra una diferenciación de los niveles de peligro en el territorio con base en la integración de distintas variables que convergen en la temática analizada.

Desde el ángulo de la aplicación, la zonificación podría orientar estudios más detallados de la amenaza sísmica, desde la perspectiva de dónde deben ser llevados a cabo en función de los niveles de actividad geodinámica. En este sentido, podría enfocar análisis de corte geofísico y geotécnico para caracterizar la respuesta sísmica del terreno, o bien, llevar a cabo estudios de corte geólogo-estructural para caracterizar las formas disyuntivas identificadas y que representan una variable de peso en la conformación de las zonas geodinámicas. Así mismo, el campo geodésico representa otra posibilidad de aplicación del producto, ya que podría sugerir posibles ubicaciones de estaciones para el monitoreo in situ tanto de la deformación del terreno como el monitoreo de actividad microsísmica que es posible hoy en día obtener con acelerómetros de alta sensibilidad.

Referencias bibliográficas

- Acosta, J., Arellano, G. y Ruíz, E. 2009. Microzonación sísmica en la zona urbana de Tijuana, B.C. Informe Final. Dirección Estatal de Protección Civil de Baja California. México.
- Aguayo, J. y Trápaga, R. 1996. Geodinámica de México y Minerales del Mar. Fondo de Cultura Económica. México. ISBN 968-16-4535-9.
- Angelier, J., Coletta, B., Chrrowicz, J., Ortlieb, L. y Rangin, C. 1981. Fault tectonics of the Baja California Península of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 3 (4) pp. 347-357.
- Anselin, L. 1999. Interactive techniques and exploratory spatial data analysis. En P. Longley, M. Goodchild, D. Maguire and D. Rhind (Eds.), *Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications*, New York, Wiley pp.251-264.
- Artim, E. y Pinckney, C. 1973. La Nacion Fault System, San Diego California. *The Geological Society of America*, 84 (3) DOI: 10.1130/0016-7606.
- Artim, E., Estrella, H., Koehmstedt, M., Ferman, J. y Vasquez, J. 1989. The Coronado Bank Fault: A Real Threat to San Diego. Workshop on "The Seismic Risk in the San Diego Region: Special Focus on the Rose Canyon Fault System" San Diego, California. 29-30 junio de 2005. University of California. Disponible en: <https://books.google.com.mx/books> [Consultado el 11 de septiembre de 2016].
- Atwater, T. 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and Western North America. *The Geological Society of America*, N. pp. 21-72.
- Avilés, L., J. 1993. Manual de diseño de Obras Civiles (Diseño por Sismo). *Comisión Federal de Electricidad*. 439 pp.
- Ayala, C., F. y Olcina, C., J. 2002 Riesgos Naturales. *Ariel Ciencia*. Barcelona.
- Bhatta, B. 2011. Remote Sensing and GIS. 2a Ed. *Oxford Higher Education*. New Delhi, India.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. y Sansosti, E. 2002. A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 40 (11): 2375-2383.
- Berger, V. y Schug, L., 1991. Probabilistic evaluation of seismic hazard in the San Diego-Tijuana Metropolitan region. En P.L. Abbot y J.W. Elliot (eds.) *Enviromental perils, San Diego Region*. California:San Diego Association of Geologist, pp. 89-100.
- Bocco, G., Sánchez, R. y Riemann, H. 1993. Evaluación del impacto de las inundaciones en Tijuana (Enero de 1993). Uso integrado de Percepción Remota y Sistemas de Información Geográfica. *Frontera Norte*, 5 (10) 53-83. Disponible en: https://www.colef.mx/fronteranorte/articulos/FN10/2f10_Impacto_inundaciones_Tijuana_1993.pdf

- Bürgmann, R., Hilley, G., Ferreti, A. y Novali, F. (2006) Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis. *Geological Society of America*. 34 (3) pp. 221-224. doi: 10.1130/G22064.1.
- Calderhead, A., Martel, A., Alasset, P.J., Rivera, A., Garfias, J., 2010. Land subsidence induced by groundwater pumping, monitored by D-InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 36 (1), pp. 9-23, <http://dx.doi.org/10.5589/j.m.2010.10.024>.
- Calderhead, A., Therrien, R., Rivera, A., Martel., Garfias, J., 2011. Simulating pumping-induced regional land subsidence with the use of InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico. *Advances in Water Resources*, 34 (2011) 83-97, <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.09.017>.
- Calmus, T. 2008. El Mar de Cortés, un océano incipiente. *Revista Universidad de Sonora*, 20, pp. 4-6. Disponible en: <http://www.revistauniversidad.uson.mx/revistas/20-20articulo%201.pdf>
- Cardona, A., O. 1993. Evaluación de la amenaza, la vulnerabilidad y el riesgo “Elementos para el Ordenamiento y la Planeación del Desarrollo”. En Maskrey, A. (comp.) *Los Desastres No Son Naturales*. LA RED. pp. 45-63.
- Celemín, J. 2009. Autocorrelación espacial e indicadores locales de asociación espacial: Importancia, estructura y aplicación. *Revista Universitaria de Geografía*, 18 (1), pp. 11-31.
- Colesanti, C., Ferretti, A., Novali, F., Prati, C., y Rocca, F., 2003. SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the Permanent Scatterers Technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41 (7), 1685–1701.
- Comisión Económica para América Latina, CEPAL. 2014. Anexo III. Metodología para la medición de la autocorrelación espacial y la heterogeneidad espacial de la pobreza infantil en América Latina y El Caribe. Naciones Unidas
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Amelung, F., 2013. Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote Sensing of Environment*, 140 (2014), 94–106, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.038>.
- Chorowicz, J., Luxey, P., Rudant, J. P., Lyberis, N., Yürür, T., Gündogdu, N., 1995. Slip-motion estimation along the Ovacik Fault near Erzincan (Turkey) using ERS-1 radar image: evidence of important deformation inside the Turkish plate. *Remote Sensing of Environment*, 52, pp. 66-70. doi:10.1016/0034-4257(95)00014-R.
- Chuvieco, E. 1990. Fundamentos de Teledetección Espacial. *Ediciones RIALP, S.A.* España.
- Crosetto, M., Crippa, B., Biescas, E., Montserrat, O. y Agudo, M. 2005. Land deformation monitoring using SAR interferometry: State-of-the-art. *Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation*, (6) pp. 497-510. Disponible en: <https://www.ipi.uni-hannover.de/fileadmin/institut/pdf/126-crosetto.pdf>

- Crosetto, M., Biescas, E., Duro, J., Closa, J. y Arnaud, A. 2008 Quality assessment of advanced interferometric products based on time series of ERS and Envisat SAR data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 74 (4).
- Crosetto, M., Montserrat, O., Jungner, A. y Crippa, B. 2009. Persistent Scatterer Interferometry: Potential and Limits. ISPRS Hannover Workshop. High Resolution Earth Imaging for Geospatial Information. Hannover, Germany. 2-5 junio de 2009. International Society for Photogrammetry and Remote Sensing.
- Crosetto, M., Montserrat, O., Cuevas, M. y Crippa, B. 2011. Spaceborne Differential SAR Interferometry: Data Analysis Tools for Deformation Measurement. *Remote Sensing*, 3, pp. 305-318. doi:10.3390/rs3020305.
- Crosetto, M., Monserrat, O., Devanthery, N., Cuevas-González, M., Barra, A. y Crippa, B. 2016. Persistent Scatterer Interferometry Using Sentinel-1 Data. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 41 (B7), pp. 835-839.
- Crosetto, M., Montserrat, O., Cuevas, M., Devanthery, N. y Crippa, B. 2016. Persistent Scatterer Interferometry: a review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, pp. 79-89 <http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.011>.
- Cruz, M. y Delgado L. 2000. Los deslizamientos de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada, Baja California. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana A.C.* Diciembre 2000, pp. 418-432.
- Cruz, M., 2002. Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. *GEOS Unión Geofísica Mexicana, A. C.* Disponible en: <http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos02-1/Cruz-Castillo02-1.pdf> [Consultado el 15 de abril de 2015].
- Darvy, D., Gonzalez, J. y Lesage, P. 1984. Geodetic studies in Baja California, Mexico, and the evaluation of short-range data from 1974 to 1982. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B4), pp. 2478-2490. DOI: 10.1029/JB089iB04p02478.
- Dávila, H., N. 2011. Modelo de segmentación de depósitos volcánicos superficiales en el Volcán de Colima, México utilizando imágenes ópticas (Terra/Aster y Spot 5) y de radar de alta resolución (TerraSAR-X). Tesis doctoral. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Dávila, N., Madrigal, D., Expósito, J. y Antonio, X. 2014. Multi-Temporal Analysis of Land Subsidence in Toluca Valley (Mexico) through a Combination of Persistent Scatterer Interferometry (PSI) and Historical Piezometric Data. *Advances in Remote Sensing* (3), pp. 49-60 <http://dx.doi.org/10.4236/ars.2014.32005>.
- Dávila, N., Carrasco, B., y Antonio, X. 2014b. Crecimiento urbano y su impacto espacial en los procesos de subsidencia en el Valle de Toluca-México a partir de imágenes satelitales. *Geografía y Sistemas de Información Geográfica (GEOSIG)*, 6 (6), pp. 226-241.

- Delgado, L., Gómez, G., Peña, T., Torres, X. y Avilez, P. 2011. Rasgos geológicos y morfológicos asociados con peligros naturales en los fraccionamientos El Valle y Hacienda Acueducto, Tijuana, Baja California. *GEOS*, 30 (2), pp. 226-241.
- Devanthery, N., Crosseto, M., Monserrat, O. y Cuevas-González, M. 2016. Deformation monitoring using Sentinel-1 SAR data. 3rd Joint International Symposium on Deformation Monitoring (JISDM), Vienna, Austria, 30 de marzo – 1 de abril de 2016. Disponible en: <https://www.fig.net/resources/proceedings/2016/index.asp>
- De Pedraza, G., J. 1996. Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones. Ed. Rueda, S.L. Madrid.
- Derrau, M. 1966. Geomorfología. Edición en lengua castellana para España y América Latina. *Ediciones Ariel*. Barcelona.
- De Zan, F. y Monti, G., A. 2006. TOPSAR: Terrain Observation by Progressive Scans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44 (9), pp. 2352 - 2360 DOI: 10.1109/TGRS.2006.873853.
- Dixon, T., Decaix, J., Farina, F., Furlong, K., Malservisi, R., Bennett, R., Suarez-Vidal, F., Fletcher, J. y Lee, J. 2003. Seismic cycle and rheological effects on estimation of present-day slip rates for the Agua Blanca and San Miguel–Vallecitos faults, northern Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B10), pp. 5-23. DOI: 10.1029/2000JB000099.
- Earthquake Engineering Research Institute. 2010. Special Earthquake Report: The M_w 7.2 El Mayor Cucapah (Baja California) Earthquake of April 4, 2010. Disponible en: <https://www.eeri.org/products-publications/free-publications-and-reports/lfe-reports/>
- ERDAS INC (2009) Radar Interferometry. User's Guide. *ERDAS INC*.
- Espinosa, R., L., Hernández, S., J. y Méndez, L., A. (2016). Evidencia geodésica de movimientos verticales recientes en la zona sismogeneradora de Acambay, México. *Minería y Geología*, 32 (4) pp. 91-109. ISSN 1993 8012. http://revista.ismm.edu.cu/index.php/revistamg/article/view/art7_No4_2016/739
- European Space Agency (ESA). 2012. Sentinel-1: ESA's Radar Observatory Mission for GMES Operational Services. *ESA Communications*.
- European Space Agency (ESA). 2016. Earth Observation Portal: Satellite Missions Database. <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/home>
- European Space Agency (ESA). 2017 Sentinel Online. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/credits>
- Elachi, C. y Van Zyl, J. 2006. Introduction to the physics and techniques of remote sensing. 2^a ed. *Wiley Interscience by John Wiley and Sons Inc. Hoboken, New Jersey*.
- Ferretti, A., Prati, C. y Rocca, F. 2000. Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using the Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, pp. 2202-2012. <http://dx.doi.org/10.1109/36.868878>

- Ferretti, A., Prati, C. y Rocca, F. 2001 Permanent Scatterers in SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, pp. 8-20. <http://dx.doi.org/10.1109/36.898661>
- Figueroa, A. 1962. Historia Sísmica y estadística de temblores de la costa occidental de México. *Boletín bibliográfico de geofísica y oceanografía americanas, Parte Geofísica*. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, 1960-1962.
- Figueroa, A. 1972. Sismicidad en Baja California. *Geofísica Internacional*, 12 (3) pp. 213-225. Disponible en: <http://www.journals.unam.mx/index.php/geofisica/>
- Flynn, C., J. 1970. Post-Batholithic Geology of the La Gloria – Presa Rodríguez Area, Baja California, México. *Geological Society of America Bulletin*, 81, pp. 1789-1806.
- Gabriel, A., K., Goldstein, M. y Zebker, A. 1989. Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry. *Journal of Geophysical Research* (94) pp. 9183-9191. Disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JB094iB07p09183/abstract>
- Garatachia, R., J. 2015. Evaluación de deformaciones en el Volcán Popocatepetl para el período 2007-2012 a partir de técnicas DInSAR. Reporte final para la obtención de grado. Especialidad en Cartografía Automatizada, Teledetección y Sistemas de Información Geográfica: Universidad Autónoma del Estado de México.
- Garatachia, J., Baró, J. y Huerta, C. 2016. Aproximación a la vulnerabilidad estructural y socioeconómica en el marco de un estudio de riesgo sísmico en la zona urbana de Tijuana, Baja California. En S.J. Marcela et al. (Coordinadores) *Vulnerabilidad Territorial ante la Expansión Urbana*. Red Internacional de Territorios, Sustentabilidad y Gobernanza en México y Polonia (RETESYG) pp. 125-144.
- García, A., N., Marín, C., R. y Méndez, E., K. 2006. Vulnerabilidad Social. En Centro Nacional para la Prevención de Desastres. *Evaluación de la Vulnerabilidad Física y Social*. Secretaría de Gobernación. México.
- García, L., E. 2012. Simulación de un radar de alta resolución (SAR) multicanal. Proyecto Final de Carrera. Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Telecomunicación de Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña.
- García-Palomo, A., Zamorano, J., López, C., Galván, A., Carlos, V., Ortega, R. y Macías, J. 2008. El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1), pp. 158-175
- Garzón, V., F. 2012. Modelamiento estructural de la zona límite entre la microplaca de Panamá y el bloque norandino a partir de la interpretación de imágenes de radar, cartografía geológica, anomalías de campos potenciales y líneas sísmicas. Tesis de maestría. Universidad Nacional de Colombia.
- Gastil, R., Phillips, R. y Allison, E. 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *The Geological Society of America*, Memoir 140, 170 p.

- Gastil, G. 1983. Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico. *Geological Society of America*, Memoir 159.
- Gomasasca, M. 2004. Basic of Geomatics. *Springer*, Italia.
- González, Á., Martín, B. y Paz, S., 2006. Identificación de fallamiento en la península de Punta Banda, B.C., a partir de datos de topografía, magnetometría y gravimetría. *Geos*, 20(2), pp.98–106.
- Grant, E. y Rockwell, T. 2002. A Northward-propagating Earthquake Sequence in Coastal Southern California? *Seismological Research Letters*, 73 (4) pp. 461-469. Disponible en: http://eqinfo.ucsd.edu/data/pdf/grant_rockwell_2002.pdf
- Grant, L. y Shearer, P. 2004. Activity of the Offshore Newport-Inglewood Rose Canyon Fault Zone, Coastal Southern California, from Relocated Microseismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94 (2) pp. 747-752. Disponible en: <http://igppweb.ucsd.edu/~shearer/mahi/PDF/86SSA04a.pdf>
- Grupo RESNOM. 2015. Sismo 8 de febrero de 2015, $M_L=5.2$ IMM = IV~V. *Red Sísmica del Noroeste de México*. Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada. Disponible en: <http://resnom.cicese.mx/sitio/reportes>
- Gutiérrez, E., M. 2008. Geomorfología. *Pearson Prentice Hall*. España.
- Guerasimov, I., P. 1959. Strukturnie cherty reliefa zemnoi poverxnocti na territorii SSSR i ij proisjachdienie, *AN USSR*, Moscú.
- Guerasimov, I., P. 1986. Problemii globalnoi geomorfologuii. Covremennaia geomorfologuia i teoriia mobilizma geologicheskai historii Zemli, *NAUKA*, Moscú.
- Gorielov, S., K. 1984. Glavnieichie geneticheskie tipi gornij sooruchenii territorii SSSR i problema ij proisjachdienia, en Florensov, N. A. (ed.), *Problemi geomorfologuii gor* Nauka, Moscú, pp. 5-34.
- H. Ayuntamiento de Tijuana. 2014. Atlas de Riesgos Naturales del Municipio de Tijuana. Versión final. Dirección de Protección Civil de Tijuana. Disponible en: <http://www.proteccioncivil.tijuana.gob.mx/pdf/ATLAS%20TIJUANA%202014.pdf>
- Hanssen, R., F., 2001. Radar interferometry—data interpretation and error analysis (remote sensing and digital image processing, volume 2). *Kluwer Academic Publishers*. EE.UU.
- Hart, E., Bryant, W., Wills, C., Treiman, J. y Kahle, J. 1989. Summary Report: Fault Evaluation Program, 1987-1988, Southwestern Basin and Range Region and Supplemental Areas. *Department of Conservation, Division of Mines and Geology Open-File*. California.
- Hauksson, E. 1991. Seismotectonics. *Reviews of Geophysics*. Supplement pp. 721-733.
- Hauksson, E., Stock, J., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, A. y Kanamori, H. 2011. The 2010 M_w 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake Secuence, Baja California, México and

- Southernmost California, USA: Active Seismotectonics along the Mexican Pacific Margin. *Pure and Applied Geophysics*, 168, pp. 1255-1277. DOI 10.1007/s00024-010-0209-7.
- Helenes, J. y Carreño, A. 1999. Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *Journal of South America Earth Science*, 12, pp. 589-605.
- Hernández, S., J., Ortíz, P., M., Magaz, G., A., Díaz, D., J. y Zamorano, J., J. 1994. Estilos Geotectónicos Bidimensionales y Tridimensionales Interbloques: una Nueva Categoría Neotectónica para la Determinación de Morfoestructuras Montañosas. *Investigaciones Geográficas Boletín*, 28, pp. 7-23.
- Hernández, S., J., Magaz, G., A., Ortíz, P., M. y Zamorano, O., J. 1995a. Clasificación Morfoestructural (Tipológica) y Morfotectónica (Regional) del Relieve Oriental Cubano: Modelo Insular de Transición Interplacas. *Investigaciones Geográficas Boletín*, número especial 3, pp. 13-35.
- Hernández, S., J., Ortiz, P., M. y Zamorano, O., J. 1995b. Regionalización Morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. *Investigaciones Geográficas Boletín*, 31, pp. 45-67.
- Hernández, S., J. y Ortiz, P., M. 2005. Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio – inferior), estado de Guerrero, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 56, pp. 7-25.
- Hernández, S., J., Ortiz, P., M. y Figueroa, M., M. 2009. Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 68, pp. 7-24
- Hernández, S., J., Méndez, L., A. y Bollo, M., M. 2012. Análisis morfoestructural del relieve noroccidental del estado de Chiapas, México. *Revista Geográfica Venezolana*, 53 (1) pp. 57-25.
- Hernández, C., I., 2014. Análisis de subsidencia del terreno en el Valle de Toluca a partir del Método Dual Pair Interferometry (DPI) Tesis de Licenciatura. Facultad de Geografía. Universidad Autónoma del Estado de México.
- Hernández, S., J., Pérez, J., Rosete, F., Villalobos, M., Méndez, P. y Navarro, S. 2017. Clasificación geomorfométrica del relieve mexicano: una aproximación morfográfica por densidad de curvas de nivel y energía del relieve. *Investigaciones Geográficas Instituto de Geografía, UNAM*. E-print pp. 2448-7279 DOI: dx.doi.org/10.14350/rig.57019.
- Hirabayashi, C., Rockwell, T., Wesnousky, S., Stirling, M. y Suárez, F. 1996. A Neotectonic Study of the San Miguel-Vallecitos Fault, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86 (6), pp. 1770-1783. Disponible en: http://neotectonics.seismo.unr.edu/CNS_pdfs/Hirabayashi.pdf
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P. y Kampes, B., 2004. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*. 31 (23) pp. 1-5 doi:10.1029/2004GL021737.

- Huggel, D., Schneider, D., Julio, P., Delgado, G. y Kääh, A. 2008. Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: A case study on lahars from Popocatépetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170 (2008) pp. 99-110.
- Ibarra, G. 2004. Microzonación de periodos dominantes en los principales centros urbanos de Baja California. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. México.
- Ibarra, T., G., Oliver, O., F. y Acosta, C., J., 2009. Microzonación de períodos dominantes del suelo de la ciudad de Tijuana, Baja California. *Epistemus. Ciencia, Tecnología y Salud* [En línea] No. 7 Disponible en: <http://www.epistemus.uson.mx/revistas/pdf/numero7.pdf> [Accesado el 15 de abril de 2015].
- International Boundary and Water Commission United States Section. 2005. Final Supplement Environmental Impact Statement Clean Water Act Compliance at the South Bay International Wastewater Treatment Plant. Pearsons. Pasadena, California. Disponible en: <https://books.google.com.mx>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. 2011. Síntesis de información geográfica del Estado de Baja California. INEGI.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía, INEGI. 2011. Principales resultados del Censo de Población y Vivienda 2010. Baja California. [En línea] México: INEGI. Disponible en: <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/biblioteca/ficha.aspx?upc=702825002080> [Consultado el 20 de marzo de 2015].
- Iris, L., P. 2015. Los métodos de autocorrelación espacial para la regionalización intraurbana. En D. B. Gustavo *et al.* (compiladores) *Teoría y métodos en geografía cuantitativa. Libro 1: Por una Geografía de lo real*. MCA Libros, pp. 139-154.
- Jennings, C. 1994. Fault Activity Map of California and Adjacent Areas. With Locations and Ages of Recent Volcanics Eruptions. *California Geologic Data Map Series Map No. 6*. Department of Conservation, Division of Mines and Geology. Disponible en: http://www.water.ca.gov/floodmgmt/docs/misc_refs/Jennings_1994_Fault_title.pdf
- Jiang, L., Lin, H. y Liu, F. 2010. Application of ENVISAT ScanSAR interferometry to long-range fault creep: a case study of the Xianshuihe fault in the eastern Tibetan margin area. *Annals of GIS* 16 (2), pp. 113-119 DOI: 10.1080/19475683.2010.492127.
- Jia, H. y Liu, L. 2016. A technical review on persistent scatterer interferometry. *Journal of Modern Transportation*, 24 (2) pp. 153-158. DOI 10.1007/s40534-016-0108-4.
- Jónsson, S., Segall, P., Pedersen, R., Björnsson, G., 2003. Postearthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, 424, pp. 179-183. doi:10.1038/nature01776.
- Kampes, B., M. 2006. Radar Interferometry. Persistent Scatterer Technique. *Springer*. Países Bajos.
- Keller, A., E. y Blodgett, H., R. 2004 Riesgos Naturales: Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes. *Pearson Educación*. Madrid.

- Kennedy, M. y Peterson, G. 1975. Geology of The San Diego Metropolitan Area, California. California Division of Mines & Geology. Disponible en: <https://archive.org/stream/geologyofsandieg00kennrich#page/n0/mode/2up>
- Kickey, J., Biggs, J., Ebmeier, S. y Parker, A. 2016. Integrating ALOS-2 and Sentinel-1 InSAR data for systematic volcano deformation monitoring. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 18.
- Kuper, H., T. 1989. La Nacion Fault System: Interpretation from Stratigraphic and Depositional Evidence. Workshop on “The Seismic Risk in the San Diego Region: Special Focus on the Rose Canyon Fault System” San Diego, California. 29-30 junio de 1989. University of California. Disponible en: <https://books.google.com.mx/books> [Consultado el 12 de octubre de 2016].
- Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorquí, J.J., Berardino, P. y Sansosti, E., 2004. A small-baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential SAR interferograms. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing* 42 (7), 1377–1386.
- Legg, M. 1989. Faulting and Seismotectonics of the Inner Continental Borderland West of San Diego. Workshop on “The Seismic Risk in the San Diego Region: Special Focus on the Rose Canyon Fault System” San Diego, California. 29-30 junio de 1989. University of California. Disponible en: <https://books.google.com.mx/books> [Consultado el 11 de septiembre de 2016].
- Legg, M., Wong, V. y Suarez, F. 1991. Geologic Structure and Tectonics of the Inner Continental Borderland of Northern Baja California: Chapter 9: Part III. Regional Geophysics and Geology. En J.P. Dauphin y B.R. Simoneit (eds.) *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 47. Disponible en: <http://www.datapages.com/>
- Lewis, C. y Stock, J. 1998. Late Miocene to Recent transtensional tectonics in the Sierra San Fermín, northeastern Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 20 (8) pp. 1043-1063.
- Lilienberg, D., A., Hernández, S., J., Marques, M., E. y Álvarez, G., L. 1993) Movimientos tectónicos recientes de Cuba. El polígono geodinámico complejo de Santiago de Cuba, *Academia*, La Habana.
- Lindvall, S.C., Rockwell, T. y Lindvall, C.E., 1989. The seismic hazard of San Diego revised: New evidence for magnitude 6+ Holocene earthquakes on the Rose Canyon fault zone. Workshop on “The Seismic Risk in the San Diego Region: Special Focus on the Rose Canyon Fault System” San Diego, California. 29-30 junio de 1989. University of California. Disponible en: <https://books.google.com.mx/books> [Consultado el 10 de abril de 2015].
- Lira, C., J. 2002. Introducción al tratamiento digital de imágenes de satélite. *Instituto Politécnico Nacional, Fondo de Cultura Económica*. México.

- Lira, C., J. 2003. La Percepción Remota. Nuestros ojos desde el espacio. 3ª ed. Colección La ciencia para todos. *Fondo de Cultura Económica*. México.
- Lira, C., J. 2010. Tratamiento digital de imágenes multispectrales. 2ª ed. *Universidad Nacional Autónoma de México*. Ciudad de México.
- Lillesand, T., L. y Kiefer, R., W. 2001. Remote Sensing and Image Interpretation. 4ª ed. *John Wiley and Sons, INC*. E.E.U.U.
- López, C., A. 2015. Caracterización de la deformación en las ciudades de Celaya y Salamanca a partir de Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR) y GPS. Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra: Universidad Nacional Autónoma de México.
- López-Quiroz, P., Doin, M. P., Tupin, F., Briole, P., & Nicolas, J.M., 2009. Time-series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 1–15, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.02.006>.
- Lugo, H., J. 1988. Elementos de geomorfología aplicada: Métodos cartográficos. Universidad Nacional Autónoma de México. 128 p. México.
- Lugo, H., J. 2015. Diccionario Geomorfológico. 2ª ed. Serie Textos Universitarios. Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Mansilla, E. 2000. Riesgo y Ciudad. *Universidad Nacional Autónoma de México*. México.
- Manzo, M., Fialko, Y., Casu, F., Pepe, A. y Lanari, R., 2012. A Quantitative Assessment of DInSAR Measurements of Interseismic Deformation: The Southern San Andreas Fault Case Study. *Pure and Applied Geophysics*, 169, pp. 1463-1482.
- Marshall, M. 1989. Detailed gravity studies and the tectonics of the Rose Canyon-Point Loma-La Nacion Fault System, San Diego California. Workshop on “The Seismic Risk in the San Diego Region: Special Focus on the Rose Canyon Fault System” San Diego, California. 29-30 junio de 1989. University of California. Disponible en: <https://books.google.com.mx/books> [Consultado el 12 de octubre de 2016].
- Martínez, M., T. 2009. Los geógrafos y la teoría de riesgos y desastres ambientales. *Perspectiva Geográfica: Revista del Programa de Estudios de Posgrado en Geografía*, 14 (1) pp. 241-263.
- Maskrey, A. 1993. Vulnerabilidad y mitigación de desastres. En Maskrey, A. (comp.) *Los Desastres No Son Naturales*. LA RED. pp. 93-110.
- Massonet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Perltzer, G., Felg, K., Rabaute, T. 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature* 364, pp. 138-142.
- Massonet, D., Thatcher, W. y Vadon, H. 1996. Detection of postseismic fault-zone collapse following the Landers earthquake. *Nature* (382) pp. 612-616 doi:10.1038/382612a0.
- Mecheriakov, Y., A. 1965. Strukturnaia geomorfologuia ravninnij stran, *Nauka*, Moscú.

- Mena, H., U. 2002. Evaluación del Riesgo Sísmico en Zonas Urbanas. Memoria de la tesis de Doctorado en Ingeniería Sísmica y Dinámica Estructural. *Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica: Universidad Politécnica de Cataluña*. España.
- Mendoza, G., L., Vázquez, H., S. y Rosquillas, N., A. 2007. Movimientos de ladera o de masas de terreno en Tijuana, B.C. Sus causas y prevenciones. *H. Ayuntamiento Constitucional de Tijuana*. México.
- Meneses, J. (ed.) 2010. The El Mayor Cucapah, Baja California Earthquake April 4, 2010. An EERI Reconnaissance Report. [En línea] Earthquake Engineering Research Institute. Disponible en: <http://www.eeri.org>. [Consultado el 22 de septiembre de 2016].
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Roger, J., Burgois, J., Chabert, A., Bigot-Cornier, F., Bandy, B., Montera-Gutierrez, C. y Dymont, J. 2005. La zona de falla Tosco-Abreojos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo de Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México. LVII (1) pp. 53-63.
- Minch, J., A. 1967. Stratigraphy and Structure of the Tijuana – Rosarito Beach Area, Northwestern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 78, pp. 1155-1178.
- Mora, O., Mallorqui, J.J. y Broquetas, A., 2003. Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric SAR images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41 (10), 2243–2253.
- Okeke, F., I. 2006. InSAR Operational and Processing Steps for DEM Generation. Promoting Land Administration and Good Governance. *5th FIG Regional Conference*. Accra, Ghana, March 8-11.
- Olguín, V., A. 2013. Establecimiento de la estratigrafía magnética del evento volcánico hiperalcálico del mioceno medio en la Sierra Libre, Sonora, México. Tesis. Universidad de Sonora, México.
- Oliva, A., Mascareño, D., Alvarez, I., González, C. y Álvarez, A. 2014. Hillside instability in the Tijuana metropolitan area. Analysis of landslides-provoked building collapse. *Engineering Failure Analysis*, 46, pp. 166-178 <http://dx.doi.org/10.1016/j.engfailanal.2014.08.004>.
- Orlova, A., V. 1975 La estructura en bloques y el relieve. Ed. Niedra, Moscú, 232 p (en ruso).
- Oskin, M., Arrowsmith, J., Honojosa, A., Elliot, A., Fletcher, J., Fielding, E., Gold, P., González, J., Hudnut, K., Liu-Zeng, J. y Teran, O. 2012. Near-Field Deformation from the El Mayor-Cucapah Earthquake Revealed by Differential LIDAR. *Science*, 335 (6069) pp. 702-705. DOI: 10.1126/science.1213778.
- Osmanoglu, B., Dixon, T. H., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Jiang, Y., 2010. Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 13(2011), 1–12, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2010.05.009>.

- Parker, W., V. 2012. Discover the Benefits of Radar Imaging. *Earthwide Communications LLC*. www.eijournal.com.
- Pedersen, R., Sigmundsson, F., Feigl, K.L., Árnadóttir, T., 2001. Coseismic interferograms of two Ms=6.6 earthquakes in the South Iceland Seismic Zone, June 2000. *Geophysical Research Letters*, 28 (17), pp. 3341-3344. Disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2001GL013235/pdf>
- Peltzer, G. y Rosen, P., 1995. Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California earthquake observed by SAR interferometry. *Science*, 268, pp. 1333-1336 Disponible en: <http://science.sciencemag.org/content/268/5215/1333>
- Peltier, A., Bianchi, M., Kaminski, E., Komorowski, J., Rucci, A. y Staudacher, T. 2010 PSInSAR as a new tool to monitor pre-eruptive volcano ground deformation: Validation using GPS measurements on Piton de la Fournaise. *Geophysical Research Letters*. Vol. 37 (12) pp. 1-5 DOI: 10.1029/2010GL043846.
- Pepe, A., Sansosti, E., Berardino, P. y Lanari, R. 2005. On the Generation of ERS/ENVISAT DInSAR Time-Series via the SBAS technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Letters* 2 pp. 265–269.
- Pérez, G., C. 2014. Ejemplo de evaluación de movimientos diferenciales y cambios superficiales asociados a la actividad reciente del Volcán de Colima a partir de imágenes de RADAR. Reporte final para la obtención de grado. Especialidad en Cartografía Automatizada, Teledetección y Sistemas de Información Geográfica: Universidad Autónoma del Estado de México.
- Petersen, M y Wesnousky, S. 1994. Fault slip rates and earthquake histories for active faults in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 37 (3) pp. 1608-1649.
- Pinel, V., Hooper, A., De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Dávila, G., Doin, M. y Bascou, P. 2011. The challenging retrieval of the displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes: Case study of Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 200 (2011) pp. 49-61.
- Ramos, V., E. 2011. Estudio termotectónico de las rocas intrusivas de la región de Cataviña-San Luis Gonzaga (Baja California) y del batolito costero de Sonora: análisis de la extensión Cenozoica en ambas márgenes del Golfo de California. Tesis doctoral. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Raines, L., Hatch, M., y Haley, C., 1991. Liquefaction potential in the San Diego-Tijuana metropolitan region. En P.L. Abbot y J.W. Elliot (eds.) *Environmental perils, San Diego Region. California: San Diego Association of Geologist* pp. 127-136.
- Rebollar, C. y Uribe, A. 1987. Resultados de los estudios sismológicos de gran visión realizados en las fallas Vallecitos-Calabazas, en el norte de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XLVIII (1). Disponible en: <http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/> [Consultado el 11 de octubre de 2016].

- Reichle, M., 1991. Earthquake planning scenario for the San Diego-Tijuana area. En P.L. Abbot y J.W. Elliot (eds.) *Environmental perils, San Diego Region*. California:San Diego Association of Geologist pp. 127-136.
- Reilinger, R., E., Ergintav, S., Bürgmann, S., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., Gurkan, O., Hearn, L., Feigl, K., L., Cakmak, R., Aktub, B., Ozener, H., Töksoz, M., N. 2000. Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M=7.5, Izmit, Turkey earthquake. *Science*, 289 (5484), pp. 1519-1524. DOI: 10.1126/science.289.5484.1519.
- Rizza, M., Vernant, P., Ritz, J., F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., Chery, J., Mahan, S., A. y Masson, F. 2013. Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran). *Geophysical Journal International*, 193, pp. 1083-1094 doi: 10.1093/gji/ggt041.
- Rockwell, T. 2010. The Rose Canyon Fault Zone in San Diego. Fifth International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics and Symposium in Honor of Professor I.M. Idriss. San Diego California, 29-29 de mayo de 2010. Missouri University of Science and Technology.
- Rodríguez, E., J. 2007. La conformación de los “desastres naturales”: Construcción social del riesgo y variabilidad climática en Tijuana, B.C. *Frontera Norte*, 19, pp. 83-112.
- Rojas, V., O. y Martínez, R., C. 2011. Riesgos naturales: evolución y modelos conceptuales. *Revista Universitaria de Geografía*, 20, pp. 83-116.
- Romo, A. M. 1996. Riesgos naturales y vulnerabilidad social en Tijuana, B.C. Tesis de Maestría. Colegio de la Frontera Norte. México.
- Rosen, P., Werner, C., Fieldings, E., Hensley, S., Buckey, S. y Vincent, P. 1998. Aseismic creep along the San Andreas Fault northwest of Parkfield, CA measured by radar interferometry. *Geophysical Research Letters*. 25 (6) pp. 825-828 Disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/98GL50495/pdf>
- Rosen, P., Hensley, S., Joughin, I., Li, F., Madsen, S., Rodríguez, E. y Goldstein, R. 2000. Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Proceedings of The IEEE*, 88 (3), pp. 333-382.
- Rosquillas, N., A. y Mendoza, G., L. 2002. Proyecto RADIUS caso Tijuana. Reporte Final. 2ª ed. *H. Ayuntamiento Constitucional de Tijuana y Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada*. México.
- Sala, M. 1984. Geomorfología actual. Guía conceptual, temática y bibliográfica. *Revista de Geografía*, 18 (1-2), pp. 209-248. Disponible en: <http://www.raco.cat/index.php/RevistaGeografia/article/view/45984/56810>
- Samsonov, S., Tiampo, K., Rundle, J. y Li, Z., 2007. Application of DInSAR-GPS optimization for derivation of line-scale surface motion maps of southern California. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45 (2), pp. 512-521.
- SARMAP. 2014. PS Tutorial. Versión 0.9, *SARMAP your information gateway*.

- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Suárez, V., F., Mellors, R. y Ramírez, H., J., 2011. Aplicación de DInSAR a los estudios de subsidencia en el Valle de Mexicali. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63 (1), pp. 1-13.
- Sedlock, R. 2003. Geology and tectonics of the Baja California peninsula and adjacent areas. *Geological Society of America*, Special Paper 374, 43 p.
- Sentinel – 1 Team. 2013. Sentinel – 1 User Handbook. *European Space Agency*.
<https://sentinel.esa.int/>
- Servicio Geológico Mexicano. 2003. Carta Geológico – Minera Tijuana I11-11 Baja California. Escala 1:250,000. Secretaría de Economía.
- Servicio Geológico Mexicano. 2014. Panorama Minero del Estado de Baja California. Secretaría de Economía. 48 p.
- Strahler, A., N. 1954. Quantitative geomorphology of erosional landscapes. *19th Intern Geol. Cong. Algiers, 1952, sect. 13, pt. 3*, pp. 341-354.
- U.S. Geological Survey. 2006. Quaternary fault and fold database for the United States. Disponible en: <http://earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/> [Acceso: 14 de octubre de 2016].
- United States Geological Survey (2012) *2008 National Seismic Hazard Maps- Faults Parameters*. Disponible en: http://geohazards.usgs.gov/cfusion/hazfaults_search/disp_hf_info.cfm?cfault_id=127def.
- Velázquez, E., G., Alcántara, A., I., Hernández, S., J. y Garnica, P., R. 2015. La zonificación morfotectónica – volcánica en el análisis morfoestructural del relieve: el caso de municipio de Managua, Nicaragua. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 87, pp. 118-140. dx.doi.org/10.14350/rig.43549.
- Wai-Fah, C. y Scawthorn, C. (eds.) 2002. Earthquake engineering handbook. Volumen 24 de New directions in engineering civil. *Taylor & Francis*. Florida.
- Wicks, C., Thatcher, W., Monastero, F. y Hasting, M. (2001) Steady state deformation of the Coso Range, east central California, inferred from satellite radar interferometry. *Journal of Geophysical Research*. 106 (B7) pp. 13,769 – 13,780. Disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2001JB000298/epdf>
- Wilches, C., G. 1993. La Vulnerabilidad Global. En Maskrey, A. (comp.) *Los Desastres No Son Naturales*. LA RED, pp. 11-41.
- Winckell, A., Le Page, M., Chávez, G., Vela, R., Castañeda, R. y González, C. 2000. ¿Y si un terremoto de magnitud 6.5 se produjera en la falla La Nación? Aportes para un escenario sísmico en Tijuana. *El Colegio de la Frontera Norte e Institut de Recherche Pour Le Développement*. México.
- Winckell, A. y Le Page, M. 2003. El Niño in the City: Vulnerability assessment in Tijuana during the winter of 1997-98. *Geofísica Internacional*, 42 (3) pp. 553-565.

- Wong, O., V. 1980. Implicaciones tectónicas de la falla Agua Blanca en la bahía de Todos Santos. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. México.
- Wong, V., Legg, M. y Suárez, V. 1987. Sismicidad y tectónica de la margen continental del Sur de California (USA) y Baja California Norte (México). *Geofísica Internacional* 26 (3) pp. 459-478.
- Wright, R., Baron, K., Conway, K. y Warner, R. 2000. Flood Hazard and Risk Assesment Modeling with GIS in the Transborder Tijuana River Watershed. Proceedings of Watershed Mangement and Operations Mangement 2000. Fort Collins 20-24 de junio. Environmental and Water Resources Institute of ASCE. Disponible en: <http://ascelibrary.org/doi/book/10.1061/9780784404997>
- Wright, T., Parsons, B., Fielding, E., 2001. Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 28 (10), pp. 2117-2120. DOI: 10.1029/2000GL012850.
- Zebker, H., A., Rosen, P., Goldstein, R., Gabriel, A. y Werner, C. 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: the Landers earthquake. *Journal of Geophysics*, 99, pp. 19617 – 19634.
- Zúñiga, R., Suárez, G., Ordaz, M. y Acosta, V. 1997. Capítulo 2: México. En J. Tanner y J. Shepherd (eds.) *Peligro Sísmico en Latinoamérica y el Caribe*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, 82 pp.