



**Universidad Nacional Autónoma de México**  
Programa de posgrado en Ciencias de la Tierra  
Geofísica de la Tierra Sólida  
Sismología

**ESTIMACIÓN DEL PELIGRO GENERADO POR SISMOS TSUNAMIGÉNICOS  
EN EL PACÍFICO MEXICANO**

**T E S I S**

que para optar por el grado de  
Doctor en Ciencias de la Tierra

**PRESENTA:**

Edilson Fernando Salazar Monroy

**TUTOR PRINCIPAL:**

Dr. Leonardo Ramírez Guzmán  
Instituto de Ingeniería, UNAM

**COMITÉ TUTOR:**

Dr. Francisco Sánchez Sesma  
Coord. de Ingeniería Sismológica  
Instituto de Ingeniería, UNAM

Dr. Jacobo Bielak  
Depto. de Ingeniería Civil y Ambiental  
Carnegie Mellon University

México, Ciudad de México, febrero de 2022



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.





**Universidad Nacional Autónoma de México**  
Programa de posgrado en Ciencias de la Tierra  
Geofísica de la Tierra Sólida  
Sismología

**ESTIMACIÓN DEL PELIGRO GENERADO POR SISMOS TSUNAMIGÉNICOS  
EN EL PACÍFICO MEXICANO**

**T E S I S**

que para optar por el grado de  
Doctor en Ciencias de la Tierra

**PRESENTA:**

Edilson Fernando Salazar Monroy

**TUTOR:**

Dr. Leonardo Ramírez Guzmán  
Instituto de Ingeniería, UNAM

**COMITÉ EVALUADOR:**

<b>PRESIDENTE</b>	Dr. Mario Ordaz Schroeder Coord. de Ingeniería Sismológica Instituto de Ingeniería, UNAM	<b>SUPLENTE 1</b>	Dr. Diego Melgar M. Depto. de Ciencias de la Tierra Universidad de Oregón
<b>VOCAL</b>	Dr. Ramón Zúñiga Centro de Geociencias Campus Juriquilla, UNAM	<b>SUPLENTE 2</b>	Dra. Xyoli Pérez C. Depto. de Sismología Instituto de Geofísica, UNAM

México, Ciudad de México, febrero de 2022



“ *Si he visto más lejos es porque estoy sentado sobre los hombros de gigantes.* ”

---

Isaac Newton, 1643-1727



*A mis padres que con gran esfuerzo me dieron el privilegio de estudiar.*

*A mis hermanos y sobrinos por su inmenso amor.*

*A Manuelito el bailador por soñar de mi mano.*



## AGRADECIMIENTOS

“

*Por fin llegó ese día que soñé y perseguí por tantos años. Quizá tengo más preguntas que respuestas sobre los fenómenos naturales que vi a través de la pantalla, tras la sacudida del terremoto de Armenia, el 25 de enero de 1999 y la erupción del volcán Galeras en 2005. Estos desencadenaron en mí la curiosidad de saber más sobre el funcionamiento de la Tierra y tal vez, de manera indirecta, fueron el detonante para convertirme en sismólogo.*

”

Agradezco a cada una de las instituciones, personas y proyectos que hicieron posible llevar a buen término mi trabajo de investigación, los cuales enlisto a continuación:

- A la Universidad Nacional Autónoma de México, el Instituto de Ingeniería y el CONACYT; por permitirme materializar mis sueños, formarme profesionalmente y otorgarme el financiamiento.
- A mis padres, quienes aún en la lejanía, siempre están en mi mente y corazón; guardo sus enseñanzas y las plasmo en todo lo que hago.
- A mis hermanos, guerreros que la vida me puso como ejemplo.
- A mis sobrinos, sus éxitos, ocurrencias y sonrisas, me hacen inmensamente feliz.
- A mi tutor, el Dr. Leonardo Ramírez Guzmán por asumir el reto de formarme profesional y éticamente a lo largo de mi doctorado. Admiro tu paciencia, dedicación y profesionalismo, gracias por brindarme apoyo incondicional y no dejar de creer en mí.
- Al Dr. Diego Melgar, por apoyarme en mi formación como doctor en la Universidad de Oregón.
- A los doctores Jacobo Bielak y Francisco Sánchez Sesma, por su acompañamiento y exigencia en las evaluaciones semestrales.
- A José Manuel por siempre estar.

- 
- A mis amigos del Instituto de Ingeniería: Fabiola, Berenice, Diana, Santiago, Iván, Jorge Geovanny, Joaquín, Alicia, Miguel y Cristian; por hacer de mi estancia muy llevadera y fructífera.
  - A mis amigos de la vida: Juan Carlos, Fernando, Rodrigo, Nancy, Anita, Sandra, Tatiana, Maribel, Carlos, Marco, Neri, Alberto C., Alberto Y., Héctor, Wilson N. y Wilson Q. Me han hecho feliz a lo largo de mi estancia en Colombia, Estados Unidos y México.
  - A la Unidad de Instrumentación Sísmica del Instituto de Ingeniería por todos los favores recibidos, ingenieros: Leonardo, Jorge, Marcela, Marco, Mauricio, Luis, David, Gerardo, Elsa, Jorge, Rosario, Miguel (Q.E.P.D.), Israel, Alejandro, Citlali, Ana Laura, Héctor, Miguel, Ricardo, Juan Manuel, Moisés y Cristian.
  - A los doctores Xyoli Pérez Campos, Mario Ordaz Schroeder y Ramón Zúñiga, por su rigurosidad en la evaluación del presente trabajo.

## DECLARACIÓN DE AUTOR

**D**eclaro que el trabajo mostrado en la siguiente tesis doctoral, se realizó de acuerdo con los requisitos del reglamento y código de ética de la Universidad Nacional Autónoma de México y del programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, el cual no ha sido sometido previamente en otra universidad o premio académico, salvo lo que se indique como referencia explícita en el texto. El trabajo fue realizado bajo la supervisión de mi tutor y coautores que se muestran en el artículo, así como también revisado por los sinodales. Por último, las opiniones y comentarios finales que se expresan en esta tesis son responsabilidad del autor.

EDILSON FERNANDO SALAZAR MONROY, FEBRERO DE 2022

## TABLA DE CONTENIDO

	<b>Página</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>XI</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>XIII</b>
<b>1 Antecedentes</b>	<b>1</b>
1.1. ¿Cómo y dónde se producen los tsunamis? . . . . .	1
1.2. Panorama sismotectónico de la zona de subducción mexicana . . . . .	4
1.3. Tsunamis en México . . . . .	8
1.3.1. Peligro tsunamigénico en México . . . . .	10
1.4. Análisis de peligro por tsunami . . . . .	13
1.4.1. Generación de catálogos sintéticos . . . . .	17
1.4.2. Modelos estocásticos de deslizamiento . . . . .	20
1.4.3. Simulación numérica . . . . .	28
1.4.4. Estimación probabilista . . . . .	39
1.5. Proyecto de investigación . . . . .	41
1.5.1. Justificación . . . . .	43
1.5.2. Hipótesis . . . . .	43
1.5.3. Objetivos . . . . .	43
<b>2 Implementación de modelos de deformación cinemática en la simulación de sismos tsunamigénicos</b>	<b>45</b>
2.1. Modelos de deslizamiento generados para el sismo de Tehuantepec . . . . .	46
2.2. Deformación del piso oceánico . . . . .	50
2.3. Resultados y análisis . . . . .	52
2.4. Comentarios finales . . . . .	56
<b>3 Análisis de la fuente sísmica para el terremoto de San Sixto de 1787</b>	<b>59</b>
3.1. Generación de escenarios con deslizamiento heterogéneo . . . . .	60
3.2. Comparación de perfiles de amplitud . . . . .	61
3.2.1. Comparación de resultados con sismos tsunamigénicos alrededor del mundo	62

<b>4</b>	<b>Análisis regional de peligro por tsunami para la zona de subducción mexicana a partir de modelos estocásticos de deslizamiento</b>	<b>69</b>
4.1.	Banco de observaciones	69
4.1.1.	Identificación de fuentes sismogénicas	70
4.2.	Método para la estimación de peligro	70
4.2.1.	Catálogo sintético de terremotos	70
4.2.2.	Simulación numérica	76
4.2.3.	Suposiciones probabilistas	77
4.3.	Resultados	78
4.3.1.	Comparación con otros estudios	80
4.3.2.	Análisis de peligro	85
<b>5</b>	<b>Comentarios finales y conclusiones</b>	<b>89</b>
5.1.	Comentarios	89
5.2.	Recomendaciones, limitantes y perspectivas	93
5.3.	Conclusiones	94
<b>A</b>	<b>Apéndice</b>	<b>97</b>
A.1.	Batimetría	97
A.2.	Características de los modelos utilizados en las simulaciones con Hércules	99
A.3.	Escenarios generados para el terremoto San Sixto ~ M8.6	100
A.4.	Catálogo de sismos utilizado en las estimaciones probabilistas	103
	<b>Bibliografía</b>	<b>105</b>



## LISTA DE TABLAS

<b>TABLA</b>	<b>Página</b>
1.1. Valores de <i>PGA</i> registrados durante el sismo del 8 de septiembre de 2017 por la red de movimientos fuertes del Instituto de Ingeniería de la UNAM. . . . .	8
1.2. Principales simuladores numéricos de tsunamis. . . . .	35
1.3. Leyes de escalamiento para sismos de subducción. . . . .	42
2.1. Aproximaciones utilizadas en la generación del conjunto de modelos de deformación del piso oceánico. . . . .	50
4.1. Parámetros de recurrencia para las zonas sismotectónicas consideradas en el estudio de PTHA, extraídos del estudio de Zúñiga et al., (2017). . . . .	71
A.1. Parámetros físicos y geométricos utilizados para las simulaciones computacionales de deformación del piso oceánico del Capítulo 2. . . . .	99
A.2. Catálogo de tsunamis generados por sismo registrados en Acapulco por estaciones mareográficas (GR) y registros históricos (HR). 1. Sánchez et al., (1993). 2. Ferreras et al., (2005). 3. SSN (2022). 4. SMN (2020), 5. Zavala-Hidalgo et al., (2020). . . . .	103



## LISTA DE FIGURAS

FIGURA	Página
1.1. Localización de los tsunamis generados por sismos, erupciones volcánicas, deslizamientos submarinos y otras causas desde 1610 <i>B.C.</i> hasta <i>A.D.</i> 2017 (modificado de NOAA, 2017). . . . .	3
1.2. Sismicidad registrada en los estados de Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas entre 1/1/1900 y 20/8/2020, acorde con el rango de profundidad de 0 – 50 km y magnitud. <b>a)</b> Se resaltan con sombras de colores las áreas de ruptura de sismos importantes, las brechas sísmicas y el mecanismo focal del terremoto de Tehuantepec $M_w$ 8.2 ocurrido el 8 de septiembre de 2017 (Kostoglodov et al., 1999; Núñez-Cornú et al., 2008; SSN, 2017). <b>b)</b> Mapas de calor que muestran la sismicidad por año para el estado de Chiapas y Oaxaca, a partir del catálogo extraído del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2022). Los triángulos verdes representan la ubicación de los puertos de la costa pacífica (Lázaro Cárdenas - <b>LC</b> , Zihuatanejo - <b>ZI</b> , Acapulco - <b>AC</b> , Puerto Ángel - <b>PA</b> , Huatulco - <b>HU</b> , Salina Cruz - <b>SC</b> , Puerto Chiapas - <b>PCH</b> ) y las flechas simbolizan la subducción entre la placa de Cocos y Norteamérica. . . . .	9
1.3. Panorama tectónico de la costa. Los triángulos representan la ubicación de los puertos de altura y cabotaje, en el Pacífico. Las líneas rojas y azules denotan la zona de recepción de tsunamis de origen lejano y cercano con alturas aproximadas de 10 m y 3 m, respectivamente. Los círculos con diferentes tamaños y colores representan las magnitudes y <i>run-up</i> de sismos tsunamigénicos extraídos de los catálogos (Farreras et al., 2007; Salvador, 2013; Zavala-Hidalgo et al., 2020). . . . .	11

<p>1.4. Observaciones mayores que 1 m de <i>run-up</i> generado por tsunamis en el campo lejano a lo largo de la costa del Pacífico continental. <b>a)</b> Los círculos se encuentran escalados por la magnitud del <i>run-up</i> y su color está acorde a la región de la fuente. Dos histogramas diferentes muestran la frecuencia de ocurrencia de tsunamis en el campo lejano, en ambos casos las frecuencias son calculadas usando contenedores de <math>\sim 100</math> km. Las diferencias entre los dos gráficos muestra que los contenedores están desfasados uniformemente por 25 km lo que evidencia los efectos de localización. Las frecuencias mostradas fueron calculadas con un método Monte Carlo para intervalos abiertos o para todo el periodo de observación (<math>\sim 150</math> años). <b>b)</b> Ejemplos de cálculos probabilistas utilizando los rangos mostrados en la sub-Figura <b>a)</b>, mostrando la probabilidad anual generada por tsunamis del campo lejano con <i>run-up</i> de <math>\pm 1</math> m (modificado de Geist et al., 2006). . . . .</p>	<p>15</p>
<p>1.5. Esquema de árbol lógico planteado para estudios de peligro tsunamigénico probabilista. <b>a)</b> Ejemplo de árbol lógico con cinco categorías establecidas y pesos correspondientes por cada rama. <b>b)</b> Función de densidad de probabilidad asociada para la amplitud del tsunami, acorde a su altura promedio (<math>H_o</math>) y máxima (<math>H</math>) (modificado de Annaka et al., 2007). <b>c)</b> Ejemplo de árbol lógico planteado por Levin et al., (2009) para la zona de subducción de Japón. . . . .</p>	<p>16</p>
<p>1.6. Cálculo del número de escenarios por rango de magnitud con base en la estabilización del coeficiente de variación y probabilidad de excedencia para <b>a)</b> el margen oriental del mar de Japón (Mulia et al., 2020), <b>b)</b> la zona de subducción de Cascadia (Melgar et al., 2019) y <b>c)</b> Crescent City, California (Williamson et al., 2020). . . . .</p>	<p>19</p>
<p>1.7. Escenarios generados con <i>Fakequakes</i> para la zona de subducción de Cascadia. <b>a)</b> Discretización de la zona de subducción en sub-fallas triangulares utilizando el modelo <i>Slab 1.0</i>, los círculos amarillos denotan las estaciones sintéticas utilizadas en el proceso de validación. <b>b)</b> Modelos heterogéneos de deslizamiento cinemático, en los que se incluye el deslizamiento, el tiempo de ascenso y el tiempo de ruptura en cada subfalla, para magnitudes objetivos de <math>M_w 8.78</math> y <math>M_w 8.9</math>. La estrella amarilla representa la ubicación del epicentro (modificada de Melgar et al., 2016). . . . .</p>	<p>27</p>
<p>1.8. Ilustración de la variación de la amplitud y velocidad del frente de onda del tsunami en su paso por aguas profundas, intermedias y someras (segmentos continuos), en esta <math>D</math> y <math>L</math> representan profundidad y la longitud de onda. . . . .</p>	<p>32</p>
<p>1.9. Modelo <math>1D</math> del movimiento de un frente de onda en un canal, siendo <math>l</math> el ancho de la onda, <math>a</math> la amplitud variación relativa del frente de onda, <math>\eta(x, y)</math> la variación de la amplitud en el plano, <math>v</math> la velocidad de propagación, <math>h</math>, altura del canal y <math>x</math> y <math>y</math>, la dirección de propagación (modificada de Kundu, 2007). . . . .</p>	<p>38</p>

1.10. Resultados del estudio de PTHA considerando fuentes en el campo cercano y lejano, llevado a cabo por Thio et al., (2007) para la costa del estado California. **a)** Mapa de probabilidades de excedencia de altura de ola para un periodo de retorno de 2500 años, integrando todas las zonas de subducción del Pacífico. **b)** Estudio de desagregación para Santa Mónica (California) considerando un periodo de retorno de 475 años. **c)** Mapa de inundación probabilista acorde con el periodo de retorno para Ventura y Long Beach, California (modificado de Thio et al., 2007). . . . . 40

1.11. Leyes de escalamiento para sismos de subducción derivadas de estudios de regresión propuestas por Wells et al., (1994), Blaser et al., (2010), Strasser et al., (2010), Rodríguez-Pérez et al., (2013) y Goda et al., (2016). . . . . 42

2.1. Modelos de deslizamiento generados a partir de la inversión de las formas de onda registradas para el sismo de Tehuantepec: **a)** Okuwaki et al., (2017), **b)** Melgar et al., (2018), **c)** Gusman et al., (2018), **d)** Heidarzadeh et al., (2018) y **e)** USGS (2017). La estrella amarilla representa el epicentro utilizando en el proceso de inversión. El triángulo verde denota la estación mareográfica más cercana (Salina cruz, SC) y la paleta de colores situada en la parte inferior de cada sub-Figura, el rango del deslizamiento en cada sub-falla. . . . . 49

2.2. Desplazamientos máximos del piso oceánico calculados con la solución estática de Okada para el sismo de Tehuantepec empleando los modelos de: **a)** Gusman et al., (2018) y **b)** Heidarzadeh et al., (2018). El triángulo verde denota la ubicación de la estación mareográfica más cercana (Salina cruz, SC). La estrella y el rombo amarillo denotan los epicentros reportados por el SSN y la USGS. . . . . 51

2.3. Desplazamientos máximos del piso oceánico calculados con la solución estática de Okada para el sismo de Tehuantepec empleando los modelos de: **c)** USGS (2017), **d)** Okuwaki et al., (2017) y **e)** Melgar et al., (2018). El triángulo verde denota la ubicación de la estación mareográfica más cercana (Salina cruz, SC). La estrella y el rombo amarillo denotan los epicentros reportados por el SSN y la USGS. . . . . 52

2.4. Comparación de los resultados de las simulaciones numéricas para el sismo de Tehuantepec, utilizando modelos de deformación estática. El mapa ubicado en la parte inferior izquierda muestra la desviación estándar de las amplitudes máximas; allí los triángulos verdes denotan la ubicación de las estaciones mareográficas más cercanas (Puerto Ángel, PA; Huatulco, HU; Salina cruz, SC; Puerto Chiapas, PCH) y los rombos azules representan los puntos de observación donde se recabaron valores de amplitud a través de trabajo de campo realizado por Ramírez-Herrera et al., (2018). En la parte superior izquierda se muestran los perfiles de amplitud máximas acorde a cada modelo. En la parte central se superponen los mareogramas observados (líneas verdes) en cada estación del Servicio Mareográfico Nacional. Por último, en la parte derecha se muestra la coherencia entre los mareogramas observados y los sintéticos para cada uno de los puertos y modelos. . . . . 53

2.5. Comparación de los resultados de las simulaciones numéricas para el sismo de Tehuantepec, utilizando modelos de deformación cinemática. El mapa ubicado en la parte inferior izquierda muestra la desviación estándar de las amplitudes máximas; allí los triángulos verdes denotan la ubicación de las estaciones mareográficas más cercanas (Puerto Ángel, PA; Huatulco, HU; Salina cruz, SC; Puerto Chiapas, PCH) y los rombos azules representan los puntos de observación donde se recabaron valores de amplitud a través de trabajo de campo realizado por Ramírez-Herrera et al., (2018). En la parte superior izquierda se muestran los perfiles de amplitud máximas acorde a cada modelo. En la parte central se superponen los mareogramas observados (líneas verdes) en cada estación del Servicio Mareográfico Nacional. Por último, en la parte derecha se muestra la coherencia entre los mareogramas observados y los sintéticos para cada uno de los puertos y modelos. . . . . 54

2.6. Comparación de los resultados de las simulaciones numéricas para el sismo de Tehuantepec, utilizando modelos de deformación dinámica. El mapa ubicado en la parte inferior izquierda muestra la desviación estándar de las amplitudes máximas; allí los triángulos verdes denotan la ubicación de las estaciones mareográficas más cercanas (Puerto Ángel, PA; Huatulco, HU; Salina cruz, SC; Puerto Chiapas, PCH). En la parte superior izquierda se muestran los perfiles de amplitud máximas acorde a cada modelo. En la parte central se superponen los mareogramas observados (líneas verdes) en cada estación del Servicio Mareográfico Nacional. Por último, en la parte derecha se muestra la coherencia entre los mareogramas observados y los sintéticos para cada uno de los puertos y modelos. . . . . 55

2.7. Pendientes del fondo marino calculadas para el modelo <i>SRTM-15</i> y su relación con las áreas de mayor variación del desplazamiento encontradas para las tres aproximaciones. Los rombos azules representan los puntos de observación donde se recabaron valores de amplitud a través de trabajo de campo realizado por Ramírez-Herrera et al., (2018) y los triángulos verdes representan las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional, Puerto Ángel (Oaxaca - PA), Huatulco (Oaxaca - HU), Salina cruz (Oaxaca - SA) y Puerto Chiapas (Chiapas - PCH). . . . .	56
2.8. Desviación estándar de los modelos de desplazamiento generados con la solución cinemática de Okada (izquierda) y la ecuación elastodinámica (derecha) para diferentes instantes de tiempo. Los triángulos verdes representan las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional, Puerto Ángel (Oaxaca - PA), Huatulco (Oaxaca - HU), Salina cruz (Oaxaca - SA) y Puerto Chiapas (Chiapas - PCH). . . . .	57
2.9. Residuales de amplitud máxima (izquierda) y tiempo de arribo (derecha) calculados para las diferentes aproximaciones consideradas: estática (parte superior), cinemática (medio) y dinámica (parte inferior) para las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional. . . . .	58
3.1. Epicentros de los escenarios generados con <i>Fakequakes</i> (Melgar et al., 2016) por rango de magnitud, desde $M_w 8.1$ hasta $M_w 8.6$ y su deslizamiento máximo correspondiente. Las líneas continuas representan profundidad a la que interactúan la placa de Cocos y Norteamérica, extraídas del modelo <i>SLAB-2.0</i> (Hayes et al., 2018). Los triángulos verdes invertidos denotan la ubicación de las localidades de Corralero (CO) y Jamiltepec (JO) en el estado de Oaxaca. . . . .	61
3.2. Características de los escenarios generados acorde con las leyes de escalamiento de Blaser et al., (2010) para sismos con magnitud $M_w$ entre 8.1 y 8.6. . . . .	62
3.3. Modelos de deslizamiento generados con <i>Fakequakes</i> (Melgar et al., 2016) para sismos de magnitud $M_w 8.1$ y $M_w 8.2$ , en los que se muestra el deslizamiento máximo (imagen superior), el tiempo de ascenso (imagen del medio) y tiempo de nucleación (imagen inferior). Los triángulos verdes representan la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional y los naranjas los puntos con valores reportados por el estudio de Núñez-Cornú et al., (2008). . . . .	63

<p>3.4. Resumen de las amplitudes obtenidas de los 30 escenarios considerados en este estudio. <b>a)</b> Perfiles de amplitud <math>\eta</math>[m] en función de la longitud por cada rango de magnitud (líneas azules). <b>b)</b> Amplitudes registradas por todo el conjunto de escenarios, la línea continua representa el máximo valor, la discontinua la media y la punteada el mínimo. Los diagramas de violín permiten observar la distribución de la amplitud en un conjunto de 10 receptores equiespaciados cada 10 km. Las líneas verticales en morado denotan las amplitudes reportadas por Núñez-Cornú et al., (2008) en las zonas de Acapulco (Guerrero, AG), Corralero (Oaxaca, CO), Jamiltepec (Oaxaca, JO) y Tehuantepec (Oaxaca, TO).</p>	<p>64</p>
<p>3.5. Variabilidad de las métricas de intensidad del tsunami de las simulaciones numéricas llevadas a cabo. <b>a)</b> En la parte superior se muestran los tiempos de arribo en líneas rojas, en el mapa del medio las máximas amplitudes registradas y en la parte inferior la desviación estándar de la amplitud <math>\eta(t)</math> de todo el grupo de mediciones. Los triángulos verdes representan la ubicación de los puertos de la costa pacífica (Manzanillo - <b>MA</b>, Lázaro Cárdenas - <b>LC</b>, Zihuatanejo - <b>ZI</b>, Acapulco - <b>AC</b>, Puerto Ángel - <b>PA</b>, Huatulco - <b>HU</b>, Salina Cruz - <b>SC</b>, Puerto Chiapas - <b>PCH</b>) y las flechas simbolizan la subducción entre la placa de Cocos y Norteamérica. <b>b) - g)</b> Los mareogramas sintéticos en líneas azules para las estaciones de Acapulco - <b>ACAP</b>, Corralero - <b>CORR</b>, Jamiltepec - <b>JAMI</b>, Puerto Ángel - <b>PTAN</b>, Huatulco - <b>HUAT</b> y Salina cruz - <b>SALC</b>.</p>	<p>65</p>
<p>3.6. Comparación de las características de la fuente de sismos con fallamiento inverso y magnitud <math>M_w</math> mayor que 8.0 ocurridos en el Cinturón Volcánico del Pacífico. <b>a)</b> Mecanismos focales y epicentros de los eventos con magnitudes entre <math>M_w 8.0</math> y <math>M_w 8.6</math> separados acorde a la magnitud. <b>b)</b> Comparación entre el deslizamiento máximo (extraído del modelo de falla finita) y amplitud máxima registrada, para los sismos mostrados en <b>a)</b> y <b>c)</b> Comparación entre el deslizamiento máximo y la amplitud máxima recabada para el conjunto de modelos generados.</p>	<p>66</p>
<p>3.7. Comparación de las características del tsunami y de la fuente sísmica de eventos con fallamiento inverso y magnitud <math>M_w</math> mayor que 8.0 ocurridos en el Cinturón Volcánico del Pacífico. <b>a)</b> Densidad de las mediciones de amplitud y la distancia a la que se realizó la medición, en la parte superior se muestra el número de observaciones. <b>b)</b> Parámetros de la fuente extraídos de los modelos de falla finita con fallamiento inverso y magnitud <math>M_w</math> mayor que 8.0. Los valores de latitud y longitud se dan en los mismos rangos solo con fines comparativos.</p>	<p>67</p>

4.1. Panorama sismotectónico de la zona de subducción mexicana. Los zonas sombreadas a lo largo de la costa representan las regiones con sismicidad somera (Zúñiga et al., 2017) y tasas de convergencia (Pardo et al., 1995; Suárez et al., 2013). Los círculos rojos con diferentes tamaños denotan los epicentros de sismos tsunamigénicos ocurridos entre 1820 y 2019, acorde con la base de datos del SSN y NOAA. Los círculos azules y estrellas amarillas muestran los epicentros y lugares discutidos en el texto anteriormente. Los triángulos verdes representan las estaciones del SMN y el mecanismo focal está en el epicentro del sismo de Tehuantepec $M_w$ 8.2 ocurrido el 8 de septiembre de 2017. . . . .	71
4.2. Resumen de los parámetros de la fuente para los 1966 y 2003 escenarios generados para las regiones $SUB_1$ y $SUB_2$ . <b>a)</b> y <b>b)</b> Distribuciones del largo y el ancho, comparado con la ley de escalamiento de Blaser et al., (2010). <b>c)</b> La magnitud objetivo y deslizamiento. <b>d-f)</b> Media, máximo y desviación estándar del deslizamiento. . . . .	73
4.3. Resumen de los parámetros de la fuente para los 1970 y 1995 escenarios generados para las regiones $SUB_3$ y $SUB_4$ . <b>a)</b> y <b>b)</b> Distribuciones del largo y el ancho, comparado con la ley de escalamiento de Blaser et al., (2010). <b>c)</b> La magnitud objetivo y deslizamiento. <b>d-f)</b> Media, máximo y desviación estándar del deslizamiento. . . . .	74
4.4. Número de eventos y tasa anual de ocurrencia ( $\nu$ ) para las regiones sismotectónicas $SUB_1$ , $SUB_2$ , $SUB_3$ y $SUB_4$ . Con diamantes y líneas punteadas negras se muestra $\nu$ . Las barras rojas denotan el número de eventos por rango de magnitud y la desviación estándar para el número de muestras contemplado. En la parte superior se muestra el número total de escenarios. . . . .	76
4.5. Aproximación empleada en las simulaciones numéricas. <b>a)</b> Ilustración de la distribución del deslizamiento en cada sub-falla y las magnitudes físicas relacionadas, con hipocentro fijado aleatoriamente. <b>b)</b> Evolución de la deformación del piso oceánico calculada con la superposición de la solución estática de Okada (1985) para cada $\Delta t$ . <b>c)</b> Aproximación de Green para el cálculo de la altura del tsunami, las alturas son registradas por un receptor artificial (triángulo rojo) y escalada a una isobata de 5 m (triángulo verde). . . . .	78
4.6. Distribución de receptores y mediciones de amplitud recabadas para el estudio de PTHA llevado a cabo. <b>a)</b> Receptores de amplitud considerados en las simulaciones numéricas por región sismotectónica. <b>b)</b> Perfiles de amplitud máxima registrada por las 7.946 simulaciones (líneas grises) y su valor máximo por receptor (líneas rojas). Las líneas verticales en magenta denotan la ubicación de las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional. El mapa de calor en la parte inferior agrupa el número de eventos por cada 1 m de amplitud. . . . .	79

LISTA DE FIGURAS

---

4.7. Curvas de peligro por tsunami para PCH=Puerto Chiapas, SC=Salina Cruz, HU=Huatulco, PA=Puerto Ángel, AC=Acapulco, ZI=Zihuatanejo, LC=Lázaro Cárdenas y MA=Manzanillo. La línea horizontal punteada, representa el periodo de retorno promedio (ARP) correspondiente. . . . . 80

4.8. Mapas de peligro por tsunami para 100, 500 y 1000 años de periodo de retorno promedio. Las barras a lo largo de la línea de costa muestran la amplitud máxima del tsunami, coloreadas acorde con su valor, entre 0 y 3 m. Asimismo, cada puerto de cabotaje se muestra en la parte superior de la barra de amplitud. . . . . 81

4.9. Desagregación geográfica del peligro por tsunami para la ZSM acorde con 100, 500 y 1000 años de periodo de retorno promedio. Cada barra denota el porcentaje de contribución al peligro (HC, por sus sigas en inglés) inferido de los escenarios con amplitudes arriba del umbral que corresponde a su ARP y agrupado en un rango de magnitud de  $M_w = 0.2$  (barra de colores en la parte superior derecha). Las líneas negras denotan la localización de los puertos de cabotaje. . . . . 82

4.10. Comparación de la amplitud máxima del tsunami entre el conjunto de modelos estocásticos de deslizamiento (SSM) y los modelos de referencia obtenidos de la inversión de formas de onda (SMI), para los terremotos de Playa Azul M7.25 del 25 de octubre de 1981 y Zihuatanejo M7.42 del 21 de septiembre de 1985. Las líneas grises representan la máxima amplitud generada por los 207 (Playa Azul) y 240 (Zihuatanejo) escenarios, y la línea salmón las amplitudes del modelo de referencia. Por último, las líneas magenta denotan la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional. . . . . 83

4.11. Comparación de la amplitud máxima del tsunami entre el conjunto de modelos estocásticos de deslizamiento (SSM) y los modelos de referencia obtenidos de la inversión de formas de onda (SMI), para los terremotos de Playa Azul M7.25 del 25 de octubre de 1981 y Zihuatanejo M7.42 del 21 de septiembre de 1985. Las sombras grises representan la máxima amplitud generada por los 207 (Playa Azul) y 240 (Zihuatanejo) escenarios. La sombra salmón denota las amplitudes generadas por el modelo de referencia, asimismo, los gráficos de cajas muestran la distribución de amplitud para 7 puntos de observación. Por último, la línea roja vertical muestra la ubicación del epicentro y la magenta la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional. . . . . 84

4.12. Síntesis de la comparación entre las tasas de recurrencia anual para la bahía de Acapulco. **a)** Receptores empleados en la comparación del *run-up* entre modelos estocásticos de deslizamiento (SSM) y observaciones. **b)** *Run-up* de los SSM por cada  $M_w 0.2$ . **c)** Traslapo entre la frecuencia acumulada  $yr^{-1}$  de las observaciones (línea negra), el *run-up* obtenido de los modelos estocásticos de deslizamientos (línea verde) y MTA obtenido de los modelos estocásticos de deslizamiento con un ajuste *chi-cuadrado* (puntos rojos), utilizando los registros de boyas solamente (CFR-TGO 1950 – 2019) los parámetros de ajuste son  $C = 0.045$ ,  $\alpha_4 = 0.9809$  y  $h_u = 3.1661$ . **d)** Traslapo entre la tasa de frecuencia acumulada  $yr^{-1}$  (línea negra) y la probabilidad de excedencia (línea verde) para un ajuste Chi-cuadrado (puntos rojos) usando registros boyas e históricos (CFR-ALL), los parámetros de ajuste son  $C = 0.0363$ ,  $\alpha_4 = 1.1246$  y  $h_u = 4.962$ . . . . . 86

5.1. Comparación de catálogos sísmicos acorde con la región sismotectónica interplaca de la zona de subducción mexicana. En la parte superior, cada barra denota el número de eventos por año desde 1900 a 2017, las líneas denotan el número de sismos acumulado por año. En los mapas es posible observar la densidad de eventos por color, el rojo representa el catálogo de ISC-GEM (2021), el azul el catálogo de Zúñiga et al., (2017), el verde el del SSN (2022) y el negro el de la USGS (2021a). . . . . 91

5.2. Parámetros  $a$  y  $b$  para las regiones sismotectónicas *SUB1*, *SUB2*, *SUB3* y *SUB4* contemplando un periodo de 117 años **a)** y 10 años **b)**, empleando los catálogos de USGS (2021a), ISC-GEM (2021), SSN (2022) y Zúñiga et al., (2017). La paleta de colores en la Figura **a)**, indica el número de eventos por cada catálogo y su magnitud de completos correspondiente, denotada por cada marcador. . . . . 92

5.3. Resultados obtenidos para los dos conjuntos de escenarios. **a)** Perfiles de amplitud. **b)** Áreas de ruptura de los tres escenarios contemplados, S1 en rojo y S2 en verde. Las estrellas amarillas denotan el epicentro de cada escenario y los triángulos verdes la ubicación de los puertos de Manzanillo, MA, Lázaro Cárdenas, LC, Zihuatanejo, ZI y Acapulco, AC. **c)** Distribución de amplitud para cada triángulo mostrado en la Figura **a)**. 94

A.1. Características de las bases de datos batimétricos. **a)** Zonas de resolución empleadas en la simulaciones de los Capítulos 2, 3 y 4. **b)** Puntos con mediciones batimétricas a lo largo de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, utilizados en la interpolación con zonas de resolución de 350 m. . . . . 98

A.2. Modelos de velocidad de ondas sísmicas considerados en las simulaciones con Hércules. 99

A.3. Modelos de deslizamiento generados con *Fakequakes* (Melgar et al., 2016) para sismos de magnitud  $M_w$ 8.3 y  $M_w$ 8.4 en los que se muestra el deslizamiento máximo (imagen superior), el tiempo de ascenso (imagen del medio) y tiempo de nucleación (imagen inferior). Los triángulos verdes representan la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional y los naranjas, los puntos con valores reportados por el estudio de Núñez-Cornú et al., (2008). . . . . 100

A.4. Modelos de deslizamiento generados con *Fakequakes* (Melgar et al., 2016) para sismos de magnitud  $M_w$ 8.5 y  $M_w$ 8.6 en los que se muestra el deslizamiento máximo (imagen superior), el tiempo de ascenso (imagen del medio) y tiempo de nucleación (imagen inferior). Los triángulos verdes representan la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional y los naranjas, los puntos con valores reportados por el estudio de Núñez-Cornú et al., (2008). . . . . 101

A.5. Modelos de deformación para cada modelo mostrado en el Capítulo 3 por rango de magnitud  $M_w$  desde 8.1 hasta 8.6. Los triángulos verdes representan las estaciones en Acapulco -AG, Corralero -CO, Jamiltepec -JO, Puerto Ángel -PA, Huatulco -HU y Salina Cruz -SC. . . . . 102

## RESUMEN

Se presentan los resultados del proyecto doctoral "*Estimación del peligro sísmico generado por sismos tsunamigénicos en el Pacífico mexicano*", en este se estudiaron aspectos relacionados con la generación, propagación e interacción con la costa de los tsunamis originados por sismos. En la primera parte del proyecto, se analizó la influencia de las condiciones iniciales en la amplitud del tsunami a través de simulaciones numéricas, considerando modelos de deformación del piso oceánico para el sismo de Tehuantepec  $M_w$ 8.2, ocurrido el 8 de septiembre de 2017. Los modelos con aproximación dinámica registraron una desviación estándar de  $\sim 1.35$  m en la componente vertical del desplazamiento, en zonas cercanas al epicentro, las cuales tuvieron una influencia directa en los perfiles de amplitud en la parte norte del estado de Chiapas. En general, los modelos con variación temporal brindan una mejor aproximación a las mediciones reportadas por Ramírez-Herrera et al., 2018 y registros mareográficos en las estaciones de Huatulco, Puerto Ángel, Salina Cruz y Puerto Madero. En la segunda sección de este trabajo, se propuso un conjunto de escenarios en los que se incluyeron modelos heterogéneos de deslizamiento y deformación cinemática, para el sismo de San Sixto  $\sim M_w$ 8.6, ocurrido el 28 de marzo de 1787 en la costa del estado de Oaxaca, generados a partir de bases de datos geofísicas y topográficas disponibles. Con estos escenarios se delimitaron los valores de los parámetros de la fuente (*e.g.*, deslizamiento máximo, hipocentro, magnitud y momento sísmico), a través de la comparación de los perfiles de amplitud por cada rango de magnitud, con las mediciones reportadas por estudios de modelación previos y observaciones recabadas de sismos con características similares ocurridos alrededor del mundo. Por último, se llevó a cabo un análisis probabilista de peligro por tsunamis (PTHA) utilizando escenarios con magnitudes entre  $M_w$ 7.0 y  $M_w$ 8.4 en cuatro regiones sismotectónicas, considerando los rasgos sismo-tectónicos de la zona de subducción y abarcando la interacción somera entre las placas de Cocos y de Norteamérica. A partir de los resultados obtenidos, se generaron curvas y mapas de peligro utilizando la amplitud máxima registrada, así como también un análisis de desagregación con los que se identificaron los rangos de magnitud característicos por cada zona y los periodos de retorno promedio correspondientes.



## ABSTRACT

We study the generation, propagation, and shore interaction of tsunamigenic earthquakes in the doctoral project "***Hazard estimation generated by tsunamigenic earthquakes in the Mexican Pacific***". First, we analyze the influences of initial conditions in tsunami amplitude through numerical simulations, considering static, kinematic, and dynamic seafloor deformation models for the Tehuantepec earthquake/tsunami of September 8, 2017. The comparisons show differences of  $\sim 1.25$  m in the vertical displacement in surrounding areas to the epicenter, with a direct influence in the maximum tsunami amplitudes (MTA) profiles, mainly at the north of Chiapas state. In general, models with time dependency have better fits with observations collected by Ramírez-Herrera et al., (2018) and mareographic stations in Huatulco, Puerto Ángel, Salina Cruz, and Puerto Madero. Second, departing from the geophysical and topographic databases available to 2018, we proposed an ensemble of scenarios that include heterogeneous slip and kinematic seafloor deformation models for the March 28, 1787, San Sixto earthquake ( $M_w \sim 8.6$ ), in the western coast of Oaxaca. Results stemming seismic parameters were delimited (e.g., maximum slip, hypocenter, magnitude, and seismic moment) through to comparing the MTA profiles, for each magnitude range with previous simulations results and observations from earthquakes with similar seismic source properties occurred in other subduction zones. At last, we carry out a Probabilistic Tsunami Hazard Analysis for the Mexican Subduction Zone, considering the four shallow seismotectonic regions, their features, and a magnitude range between  $M_w 7.0$  and  $M_w 8.4$ . With the MTA recorded, we generate tsunami hazard curves and maps, as well as a disaggregation analysis, that highlights magnitude ranges and average return periods.



## INTRODUCCIÓN

El cinturón volcánico del Pacífico -lugar donde se generan cerca del 90% de los terremotos a nivel mundial (USGS, 2021b)- ha generado tsunamis con un impacto devastador en la población costera circundante y transoceánica (*e.g.*, 22 de mayo de 1960 en Valdivia  $M_w$ 9.5, 27 de marzo de 1964 en Alaska  $M_w$ 9.1, 27 de febrero de 2010 en Maule  $M_w$ 8.8, y el 11 de marzo de 2011 en Tohoku  $M_w$ 9.1). La República Mexicana no es ajena a la generación de estos eventos, ya que en su zona de subducción se tienen registros históricos de sismos tsunamigénicos desde 1732 y observaciones instrumentales desde 1950, lo cual refleja la necesidad de su estudio, dada su magnitud y posible daño; ya que sismos como los ocurridos el 28 de marzo de 1787  $M$ 8.6 y el 3 de junio de 1932  $M$ 8.2, pueden volver a suceder. Por lo tanto, el estudio de los efectos desencadenados por la ocurrencia de sismos tsunamigénicos a través de simulaciones numéricas, ayudaría a dilucidar las características y efectos del tsunami en los estados costeros de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas.

Los resultados del proyecto doctoral se resumen en los siguientes Capítulos, cuyo contenido es

- **Capítulo 1.** Se explican las características más importantes relacionadas con la generación de sismos tsunamigénicos y su propagación. Se hace una caracterización de la sismicidad para los estados del sur de la zona de subducción mexicana (ZSM), y por último se dan a conocer los pormenores del método de Análisis Probabilístico de Peligro por Tsunamis (PTHA).
- **Capítulo 2.** Se muestran los resultados obtenidos del estudio comparativo realizado entre los perfiles de amplitud y campos de desplazamientos del piso oceánico, para el terremoto de Tehuantepec del 8 de septiembre de 2017, empleando tres tipos de aproximaciones: estática y cinemática calculadas con la solución de Okada (1985) y la dinámica con el software Hércules (Tu et al., 2006), donde se emplearon modelos de deslizamiento estáticos y cinemáticos. Los resultados obtenidos revelan una clara influencia del desplazamiento superficial en la zona circundante al epicentro con la amplitud de ola, el cual tiene para la parte norte del estado de Chiapas un incremento de amplitud de  $\pm 1.5$  m. Las discrepancias se atribuyen a factores como el hipocentro, el modelo de velocidades de propagación de ondas sísmicas, consideraciones técnicas, entre otros más.
- **Capítulo 3.** Se analizaron los parámetros de la fuente del terremoto de San Sixto a través de una serie de escenarios, con un rango de magnitudes entre  $M_w$ 8.1 –  $M_w$ 8.6. El estudio partió de los datos reportados por Suárez et al., (2009) y Núñez-Cornú et al., (2008), los

cuales se utilizaron en la comparación de las métricas de intensidad recabadas. En general, las zonas de amplitudes máximas están entre Corralero y Jamiltepec (Oaxaca), con valores de  $\sim 20$  m para sismos de magnitud mayor a  $M_w 8.3$ .

- **Capítulo 4.** Se llevó a cabo un estudio regional de PTHA para la ZSM utilizando modelos estocásticos de deslizamiento y cinemáticos de deformación del piso oceánico, siguiendo el trabajo de LeVeque et al., (2016) y Melgar et al., (2016), para un rango de magnitudes  $M_w$  entre 7.0 – 8.4. Los modelos se generaron utilizando todas las fuentes de información disponibles (*e.g.*, topografía del piso oceánico, regionalización sismotectónica, catálogo de terremotos y geometría de la subducción), que se incorporaron con el objetivo de reducir la incertidumbre epistémica en los cálculos del peligro por tsunami. Asimismo, se emplearon algunas de las características físicas de sismos generados (*e.g.*, máximo deslizamiento en el plano de falla, hipocentro y magnitud), para definir las magnitudes máximas y la cantidad de eventos considerados en cada zona sismogénica.

Los principales resultados incluyen las amplitudes máximas del tsunami calculadas en una isobata paralela a la línea de costa, que se utilizaron posteriormente en la generación de curvas de peligro y mapas para 100, 500 y 1000 años de periodo de retorno. Finalmente, se analizó la influencia de parámetros críticos relacionados con el terremoto, que afectan la amplitud del tsunami, *e.g.*, geometría de la subducción, fallamiento, magnitud e hipocentro, a través de dos ejercicios con los que se estableció que la amplitud obtenida con simulaciones numéricas está en el rango reportado por las observaciones y estimaciones de probabilidad de estudios anteriores. El primer ejercicio consistió en la comparación de las amplitudes obtenidas de modelos de deslizamiento generados a partir de inversión de formas de onda y escenarios sintéticos de dos terremotos tsunamigénicos ocurridos en la ZSM. En ambos casos, fue posible establecer un rango de amplitudes con un ajuste razonable, dada las pocas observaciones. En el segundo ejercicio, se calcularon las tasas anuales de ocurrencia del *run-up* para bahía de Acapulco, contrastando el banco de simulaciones con las mediciones obtenidas de las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional y catálogos históricos.

- **Capítulo 5.** Se establecen los comentarios finales del proyecto, las oportunidades de aprendizaje y factores que se pueden tener en cuenta en implementaciones futuras en proyectos relacionados con PTHA para la ZSM.

## ANTECEDENTES

“ *Nothing in life is to be feared, it is only to be understood. Now is the time to understand more, so that we may fear less.* ”

---

Maria Skłodowska-Curie, 1867 – 1934

**E**n este Capítulo se explican las etapas que acontecen durante los tsunamis (*i.e.*, generación, propagación e interacción con la costa o inundación) ocasionados por sismo, desde una perspectiva fenomenológica y matemática, así como los métodos utilizados en la estimación de peligro. Asimismo, se caracteriza la sismicidad de la zona de subducción mexicana, específicamente aquella que se relaciona con la génesis de tsunamis generados por sismo; por último, se da a conocer el proyecto de investigación doctoral.

### 1.1. ¿Cómo y dónde se producen los tsunamis?

Tras la ocurrencia de un terremoto cercano a la costa o mar adentro, la energía sísmica liberada de manera súbita en el proceso de ruptura, desplaza el cuerpo de agua circundante al epicentro a causa del movimiento vertical del piso oceánico. El sismo genera un tren de ondas de gravedad que se propagan a lo largo del mar, con una velocidad y amplitud que varían en función de la profundidad, conocidas como **tsunami** (del japonés *tsu*=puerto y *nami*=ola). En mar abierto, un tsunami se propaga con una velocidad que varía entre 40 – 800 km/h y una amplitud del orden

de algunos metros, pasando casi desapercibido. Sin embargo, en su arribo a la costa y a causa de la disminución de la profundidad, el tren de ondas se frena progresivamente, aumentando su amplitud y reduciendo gradualmente su velocidad, inundando las áreas circundantes a la costa, hasta perder la totalidad de su energía tierra adentro. Dependiendo de donde se estudien, aquellos tsunamis que se producen por la sismicidad local y a distancias menores de los 1000 km se denominan como locales o de origen cercano. Los tsunamis que viajan a distancias mayores de 1000 km se conocen como trans-oceánicos, de origen lejano o tele-tsunamis.

Los tsunamis pueden ser causados por fenómenos diferentes a los sismos, como erupciones de volcanes submarinos, asteroides, explosiones o deslizamientos costeros. Los terremotos que generan tsunamis se denominan tsunamigénicos y pueden ser ínter y/o someros (*e.g.*, los terremotos de  $M_w$ 8.8 en Maule, Chile, el 27 de febrero de 2010 y  $M_w$ 9.1 Tohoku, Japón, el 11 de marzo de 2011) y tener un fallamiento inverso, generalmente. No obstante, dependiendo de la amplitud y las características de la fuente sísmica, se hace una diferenciación entre sismo tsunamigénico y sismo-tsunami, en ambos casos, la deformación del piso oceánico constituye el mecanismo principal de generación (Kanamori, 1972; Satake et al., 1999).

La ruptura de los sismos tsunamigénicos está relacionada con la variación de las propiedades elásticas de la zona de subducción, en términos de la profundidad y la temperatura (Satake et al., 1999). Asimismo, el deslizamiento acumulado y su distribución en la parte superficial de la interfaz, la magnitud y el hipocentro < 40 km, se establecen como las características más relevantes que se asocian directamente con la altura de la ola (Bilek et al., 2007). Igualmente, características de la fuente como: el tiempo de ruptura y la velocidad con la que ocurre el deslizamiento (Geist, 2002), pueden modificar radicalmente la amplitud.

La mayoría de sismos tsunamigénicos ocurren en el Cinturón Volcánico del Pacífico (ver Figura 1.1), región con actividad vulcano-tectónica intensa, donde interactúan placas tectónicas de tipo oceánico y continental en un movimiento convergente. Es importante aclarar que los terremotos con fallamiento normal o de corrimiento lateral también pueden generar tsunamis, como en el caso de Jamaica en 2020. Aunque la altura de ola suele ser menor, no siempre es así, un ejemplo claro es el terremoto de Palu-Sulawesi en 2018, el cual tuvo un mecanismo de generación complejo, donde se destaca como fuente primaria del devastador tsunami el deslizamiento submarino, el fallamiento del terremoto y marea a la hora de ocurrencia, con olas aproximadamente de 2.5 m (Gusman et al., 2019; Elbanna et al., 2021).

Los terremotos-tsunami ocurren en la parte superficial de la zona de subducción, región de baja rigidez que se caracteriza por generar eventos con una ruptura lenta, que tienen una baja caída de esfuerzos y una duración más larga; dichas propiedades han sido obtenidas con observaciones del campo lejano. Asimismo se caracterizan por tener amplitudes, que discrepan de la magnitud del sismo, por lo general moderada (Kanamori, 1972) y con una diferencia entre  $M_S$  y  $M_w$  (Satake

et al., 1999; Polet et al., 2000). Adicionalmente Ye et al., (2016) analizando las características de la ruptura de sismos ocurridos en el Cinturón Volcánico del Pacífico, encontraron que el cociente entre la energía radiada ( $ER$ ) y el momento sísmico  $M_0$  es bajo para este tipo terremotos. Acorde con el modelo conceptual de Lay et al., (2012), los sismos-tsunami se generan en la parte más somera de la zona de subducción,  $A$ ,  $< 10-15$  km. La región está formada por rocas ricas en fluidos donde se acumula parte del deslizamiento que posteriormente se transmitirá al piso oceánico y se fortalecen las propiedades friccionales, lo cual raramente genera una ruptura cosísmica (Faulkner et al., 2011; Sahakian et al., 2019). Algunos tsunamis con las características mencionadas son los de Sanriku (Japón) en 1896, Islas Aleutianas en 1946, Kuriles (Rusia) en 1963 y 1975, Perú en 1960 y 1996, Nicaragua en 1992, Java en 1994 y 2006 y Antofagasta en 1995 (Kanamori, 1972; Bilek, 2010a; Wang et al., 2014). Asimismo, este tipo de tsunami se han generado en brechas sísmicas (e.g., Java, Perú y Japón) (Lay et al., 2005).

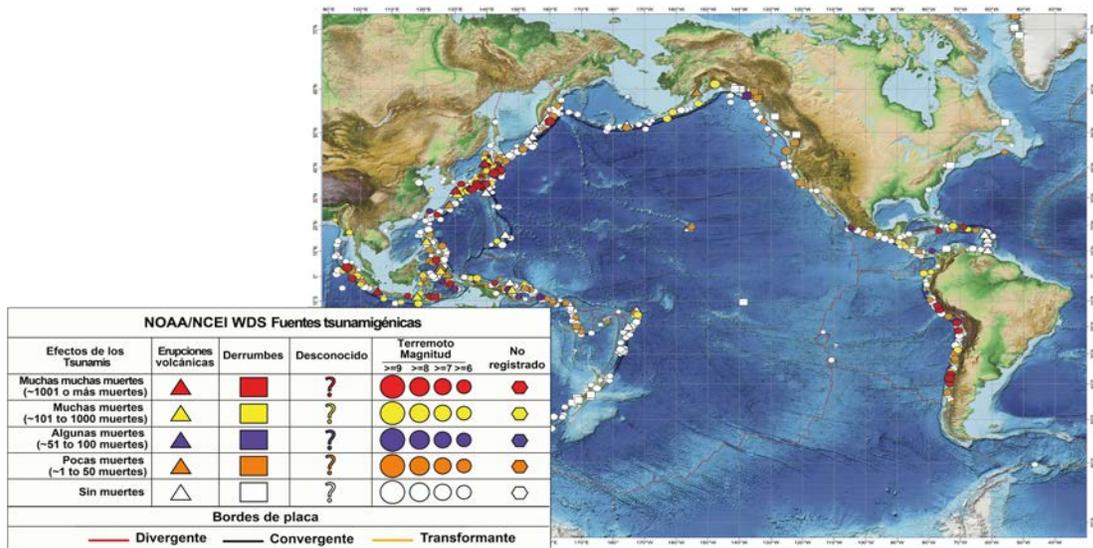


Figura 1.1: Localización de los tsunamis generados por sismos, erupciones volcánicas, deslizamientos submarinos y otras causas desde 1610 B.C. hasta A.D. 2017 (modificado de NOAA, 2017).

Independiente al tipo de sismo tsunamigénico, otros factores que determinan el posible daño son la densidad de población, infraestructura costera expuesta, la cercanía al epicentro, la forma de la costa y la batimetría (e.g., variaciones abruptas de pendientes o montes submarinos); aquellos que se relacionan con la zona pueden modificar radicalmente la amplitud y desencadenar otros fenómenos (e.g., difracción, resonancia, reverberaciones o deslizamientos) (Levin et al., 2009). Dado el impacto que pueden tener los tsunamis en ciudades costeras cercanas y lejanas al epicentro, en mar abierto los tsunamis son monitoreados con boyas DART (*Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*), las cuales consisten de un sensor de registro de presión del fondo oceánico (BPR, por sus siglas en inglés) que trasmite en tiempo real las variaciones de presión a

la superficie, a través de un enlace acústico, detectando tsunamis de al menos 1 cm. Asimismo, El Centro de Amenaza por Tsunami en el Pacífico (PTWC, por sus siglas en inglés) determina si un sismo puede llegar a ser tsunamigénico y proporciona a los países que bordean el océano Pacífico, estimaciones de altura de ola con el objetivo de reducir el posible impacto (pérdida de vidas o daños estructurales severos). Sin embargo, en la práctica, inferir el potencial tsunamigénico en tiempo real es complejo, dada la reducida instrumentación en algunas zonas y la dificultad en el cálculo de los parámetros de la fuente sísmica rápidamente.

A excepción de Japón, país que tiene una densidad de instrumentos considerable (*e.g.*, GEONET) y cuenta con un protocolo de alertamiento en el que se determinan rápidamente el hipocentro y la magnitud (tarea llevada a cabo por la Agencia Meteorológica Japonesa), y posteriormente se consultan en una base de datos de escenarios precalculados, las métricas de intensidad del tsunami en lugares predeterminados a lo largo de la costa. En este banco de resultados se contemplan modelos de deslizamiento uniforme, validados con observaciones extraídas de tsunamis registrados y catálogos sísmicos (Ren et al., 2019). Así cuando el terremoto ocurre, los parámetros mencionados son la base para emitir el alertamiento al público, dando entre 30 a 60 min de antelación para evacuar (Ji et al., 2003; Melgar et al., 2015; Orbit et al., 2020).

Es importante tener en cuenta que la precisión de los sistemas/protocolos de alerta temprana por tsunami están relacionados con la instrumentación, siendo la sismogeodesia (disciplina que analiza la deformación del piso oceánico y las fases sísmicas de terremotos, datos de GPS, GNSS y el campo de desplazamiento *i.e.*, aceleración, velocidad o desplazamiento (Bock et al., 2011) parte fundamental de ello, pues permite hacer una estimación de la magnitud o deformación esperada, las cuales posteriormente se emplean en el cálculo de la máxima amplitud del tsunami con simulaciones computacionales de diferente complejidad.

## **1.2. Panorama sismotectónico de la zona de subducción mexicana**

Terremotos de gran magnitud ( $M_w > 8.0$ ) ocurren en zonas de subducción activas alrededor del mundo, generando efectos devastadores en las regiones circundantes y transoceánicas; ejemplos claros son los sismos ocurridos el 26 de diciembre de 2004  $M_w 9.3$  en Sumatra-Indonesia (Subarya et al., 2006), el 27 de febrero de 2010 en Maule-Chile  $M_w 8.8$  (Moreno et al., 2012) y el 11 de marzo de 2011 en Tohoku-Japón  $M_w 9.0$  (Fujii et al., 2011). En la actualidad, el gran volumen de estudios geofísicos y observaciones sismológicas disponibles, han permitido identificar características importantes de la sismotectónica de varias zonas de subducción, como por ejemplo la de Japón, cuyos análisis sismológicos han sido respaldados con investigaciones históricas y paleosismológicas (*e.g.*, Higaki et al., 2021), relacionando la magnitud/intensidad con algún efecto/evidencia determinado, tal como la deformación permanente de las placas (inferida del registro geológico

de fallas activas, escarpes, desplazamiento de cauces, valles de ríos, fracturas) y los depósitos o sedimento de tsunamis. Sin embargo, la correlación y validación de los conjuntos de datos mencionados, tienen un margen amplio de incertidumbre y está restringido a sismos de magnitud considerable, pues los efectos de los eventos de menor magnitud se atenúan geológicamente más rápido o bien se pierden con fenómenos ambientales.

Zonas como el Cinturón Volcánico del Pacífico albergan la mayoría de sismos tsunamigénicos (*e.g.*, 1960 en Valdivia, Chile,  $M_w$ 9.5 y 1964 en Alaska  $M_w$ 9.2, entre otros). Este tipo de sismos, conocidos como tsunamigénicos, han sido medidos con instrumentación moderna, *i.e.*, acelerómetros, sismómetros, GPS, etc., gracias al despliegue masivo de redes de monitoreo a nivel mundial. Lo anterior ha permitido caracterizar sus procesos de ruptura y conocer parte de la dinámica de las zonas de subducción donde se produjeron. No obstante, aún son varias las incógnitas que rodean su génesis, especialmente de aquellos que tienen magnitudes arriba de  $M_w$ 8, dado su largo periodo de recurrencia, localización dispersa, variabilidad de la fuente (usualmente diferente a la de sismos pequeños) (Melgar et al., 2016) y condiciones físicas de la zona sismogénica, tales como la velocidad de convergencia de las placas, el acoplamiento, la estructura cortical, entre otras (Lay et al., 1981; Bilek, 2010b).

La República Mexicana se sitúa en el Cinturón Volcánico del Pacífico y también ha sido afectada por terremotos y tsunamis catastróficos, principalmente por los generados en la zona de subducción, *e.g.*, 19 de septiembre de 1985  $M_w$ 8.1, lugar donde la placa de Cocos se mueve debajo de la placa de Norte América con una tasa de convergencia, que varía entre los 2 y los 7.0 cm/yr, desde el estado de Jalisco hasta el estado de Chiapas (Pardo et al., 1995; Brudzinski et al., 2010; DeMets et al., 2010). Dicha región se caracteriza por una distancia corta entre la trinchera y la costa, actividad sísmica intensa y somera, tener un acoplamiento fuerte, inusual ángulo de subducción somero y variación geométrica, desde el norte hacia el sur (ver *e.g.*, Pardo et al., 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Hayes et al., 2018).

En esta zona se encuentran las brechas sísmicas de Guerrero y Tehuantepec, lugares donde no se ha registrado actividad sísmica interplaca con magnitud mayor que 7.8 desde 1908 en el caso de Guerrero y más de 250 años en el Istmo de Tehuantepec (Suárez et al., 1990, 2019; Suárez, 2021), por lo tanto, se cree que estas zonas tienen energía sísmica suficiente para generar terremotos con magnitudes entre  $M_w$ 8.1 (Suárez et al., 1990) y  $M_w$ 8.5 (Suárez, 2021). De igual manera, en los estados de Jalisco, Guerrero y Oaxaca se han detectado temblores no volcánicos, episodios de sismicidad lenta y terremotos de baja frecuencia, cuya contribución al ciclo sísmico todavía se desconoce (Payero et al., 2008; Fasola et al., 2016; Husker et al., 2018; Plata-Martínez et al., 2021).

Desde el 01 de enero de 1900 hasta el 01 de agosto de 2021 en los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas se generaron 159.339 terremotos, de los cuales 60

tuvieron magnitud superior que  $M_w 7.0$  (SSN, 2022), fueron someros (*i.e.*, 0–25 km de profundidad) y en su mayoría no cuentan con un registro detallado de los daños por sismo o tsunami.

En los estados de Jalisco y Colima, las placas de Rivera y Cocos subducen debajo del borde occidental de la placa de Norteamérica a lo largo de 270 km, con una tasa de convergencia que varía entre los 1.86 y 4.3 cm/yr (ver Figura 1.2) (DeMets et al., 2010). Dentro de los sismos más representativos, se encuentran los ocurridos el 1900–01–20  $M_w 7.4$ , 1932–06–03  $M_w 8.2$ , 1932–06–18  $M_w 7.8$ , 1995–10–09  $M_w 8$  y 2003–01–21  $M_w 7.6$ . Este último, tuvo un plano de falla que se extendió hasta los 40 km de profundidad y 80 km a lo largo del rumbo hasta la interfaz debajo de Manzanillo (Schmitt et al., 2007). Asimismo, Cosenza-Murales et al., (2022) destacan que las áreas de ruptura de los eventos de 1995 y 2003 se traslaparon parcialmente.

Por otra parte, desde 1911 hasta 1985 en la costa del estado de Michoacán se generaron cuatro eventos con magnitudes entre 7.6 y 8.1 (*e.g.*, 1911–06–07  $M_w 7.6$ , 1941–04–15  $M_w 7.6$ , 1973–01–30  $M_w 7.6$  y 1985–09–19  $M_w 8.1$ ). El más importante por su magnitud, réplicas y efectos devastadores en la Ciudad de México (*i.e.*, más de 10.000 muertes y 1.000 edificios destruidos) fue el del 19 de septiembre de 1985 (Hall et al., 1986; Mendoza, 1993), cuyo campo de desplazamientos fue generado por dos zonas de deslizamiento somero con variaciones importantes en la velocidad de ruptura (Campillo et al., 1989).

En el estado de Guerrero se destacan el de Copala  $M_w 7.4$ , ocurrido el 25 de octubre de 1995 a 300 km de la Ciudad de México, con características de la fuente similares al del 19 de septiembre de 1985 (*e.g.*, profundidad, deslizamiento y ángulo de buzamiento bajo); el de San Marcos  $M_w 7.5$  del 28 de julio de 1957 nombrado como el sismo del Ángel, y por último el de Papanao, generado el 14 de abril de 2014  $M_w 7.3$ , cuya área de réplicas se traslapó con la del sismo de 1979 y una pequeña fracción con la del 21 de septiembre de 1985 (UNAM-Seismology-Group, 2015).

Finalmente, la sección de la ZSM que contiene los estados de Oaxaca y Chiapas tiene una tasa de convergencia que varía entre 6.5–7.0 cm/yr (DeMets et al., 2010) (Figura 1.2), allí la geometría de la subducción incrementa su buzamiento de 25° al noroeste hasta ~40° al sureste (Rebollar et al., 1999; Bravo et al., 2004) y tiene una profundidad que oscila entre 20 y 40 km cerca de la línea de costa. Entre estos dos estados se localiza el Istmo de Tehuantepec (IT), zona con un patrón de deformación complejo en la corteza continental reflejado en su actividad sísmica con un promedio de ~2.900 terremotos anuales (Bravo et al., 2004; SSN, 2022), la mayoría de magnitud moderada ( $M_w \leq 6.5$ ) y profundidad intermedia (ver Figura 1.2).

En el estado de Oaxaca, los terremotos de  $M_w > 7.5$  tienen funciones temporales de la fuente simples, que se han interpretado como un límite de placa con superficies de falla simples y homogéneas, donde el deslizamiento ocurre en una sola aspereza (Singh et al., 1991). De los eventos más representativos, se encuentran el ocurrido el 15 de junio de 1931 con un fallamiento

normal que impactó el este-oeste del estado y probablemente se generó en la placa subducida; dada su magnitud, se sugiere que la ruptura llegó hasta la litosfera (Singh et al., 1985a). Asimismo, se especula que terremotos de fallas normales grandes, aunque infrecuentes, como el terremoto de Oaxaca de 1931, pueden tener un papel importante en el desacoplamiento profundo de la placa subducida (Singh et al., 1985b).

El estado de Chiapas tiene una variación compleja del estado de esfuerzos, cambio suave del ángulo de subducción, una actividad sísmica diferencial y una zona de Wadati-Benioff con ángulo bajo y continua hacia el sur-oeste (Rebollar et al., 1999). A pesar de ser una zona con sismos inversos prominentes, también se han generado por fallamiento normal, como los ocurridos el 14 de enero de 1903  $M_w \sim 7.5$  sentido en México y Guatemala, posiblemente interplaca (Suárez, 2021), en un segmento sin romper por sus terremotos predecesores, ocurridos el 19 de abril y 23 septiembre de 1902, lo que sugiere que estos eventos ocurrieron en la interfaz de la placa, sin reporte de daños mayores, sin embargo, no hay evidencia geológica ni registros contundentes que permitan confirmarlo (ibíd.). Los eventos de mayor magnitud ocurrieron el 6 de agosto de 1942  $M_w 7.9$  a 93 km de Ciudad Hidalgo, Chiapas y el 8 de septiembre de 2017  $M_w 8.2$  (hipocentro  $14.761^\circ$ ,  $-94.1034^\circ$  y 45.9 km) a 133 km del suroeste de Pijijiapan, Chiapas y 700 km de la Ciudad de México (SSN, 2017; SSN, 2022, ver Figura 1.2).

Este último tuvo un mecanismo focal asociado a un fallamiento de tipo normal (rumbo =  $311^\circ$ , echado =  $84.4^\circ$  y vector de deslizamiento =  $-94.7^\circ$ ), un deslizamiento entre 10 – 18 m y desplazamiento máximo en la superficie del piso oceánico de  $\pm 1.2$  m (Okuwaki et al., 2017; USGS, 2020b) (ver Figura 2.1). Dicho evento generó alrededor de 8000 réplicas entre  $M5.8$ – $M6.1$  (SSN, 2017) y aceleraciones pico (*PGA*, por sus siglas en inglés) entre 130 y 228 gales (ibíd., ver Tabla 1.1), a 270 km del epicentro, más de 100 muertes, alrededor de 1.5 millones de afectados y 41000 hogares dañados (INEGI, 2017). El número de establecimientos y de entidades federativas afectadas en Chiapas y Oaxaca fueron 490000 aproximadamente, reportando al comercio como el sector económico con mayor afectación con 1002222 establecimientos (ibíd.). Asimismo, se produjo un tsunami que se registró en las estaciones del SMN y las boyas DART (*Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*) en el océano Pacífico, con amplitudes de hasta 3.42 m en Puerto Chiapas, 1.89 m Salina Cruz, 1.37 m Huatulco y 1.62 m Acapulco y periodos de 25 – 55 min (SMN, 2017). El máximo *run-up* fue de 3 m en Boca del Cielo (Tonalá, Chiapas) y la máxima inundación fue de 290 m en Puerto Arista (Tonalá, Chiapas) (Ramírez-Herrera et al., 2018); de igual manera, la erosión fue evidente en la costa de Chiapas, donde los depósitos del tsunami, principalmente arena, alcanzaron hasta 32 cm de grosor a una distancia de 172 m (ibíd.).

Tabla 1.1: Valores de *PGA* registrados durante el sismo del 8 de septiembre de 2017 por la red de movimientos fuertes del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

<b>Estaciones</b>	<b>Distancia [km]</b>	<b>PGA [gales]</b>
NILT – Santiago Niltepec, Oaxaca	200	500
PANG – Puerto Ángel, Oaxaca	270	228
TAJN – Tapachula, Chiapas	200	110

### 1.3. Tsunamis en México

En la República Mexicana se generan y registran tsunamis en las costas y el Golfo de México; sin embargo, debido a la actividad tectónica, su producción se focaliza en el Pacífico, específicamente en la zona de subducción mexicana. El monitoreo, detección y análisis es llevado a cabo por el SMN, institución que analiza las variaciones de marea en 22 estaciones ubicadas cerca de ciudades costeras y puertos en ambas costas (Figura 1.3).

La base de datos histórica mundial de tsunamis reporta alrededor de 1600 tsunamis en el océano Pacífico entre 1900 – 2018 (NGDC-WDS, 2020), de los cuales, al menos 14 han arribado a costas mexicanas (Zavala-Hidalgo et al., 2020). Algunos fueron detectados y estudiados con observaciones en campo en el catálogo generado por Sánchez et al., (1993) para el oeste de México, que posteriormente actualizó el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), generando un mapa con base en 16 tsunamis de origen lejano y 33 locales, para el periodo de 1992 – 2015. Los tsunamis globales registrados a esa fecha, no superan los 3 m de altura de ola (Farreras et al., 2007; Corona et al., 2012; Jaimes et al., 2016b; Zavala-Hidalgo et al., 2020). No obstante, Zavala-Hidalgo et al., (2020) actualizaron el catálogo incorporando nuevos eventos hasta 2020.

Asimismo, se han estudiado paleo-tsunamis a partir de documentos históricos y evidencia geológica, que revelan la ocurrencia de tsunamis desde 1985AC, en los estados de Guerrero, Jalisco y Oaxaca (Ramírez-Herrera, 2011; Ramírez-Herrera et al., 2014, 2019), con al menos 60 eventos tsunamigénicos reportados en los últimos 250 años (Sánchez et al., 1993; Geist, 2002; Jaimes et al., 2016b; SMN, 2020) y amplitudes observadas en el campo lejano y cercano, que oscilan entre los 0.3 y 5 m (Acosta et al., 1996; SMN, 2020). Información respaldada por los testimonios de los pescadores de la laguna de Alotengo o Corralero, al sur de Pinotepa Real (actualmente Pinotepa Nacional), quienes reportaron haber visto como “el mar se fue una legua” (Orozco, 2021).

El sismo tsunamigénico del 28 de marzo de 1787 ~  $M_w$ 8.6 ocurrido a las 11 : 00AM en la costa del estado Oaxaca, conocido como **San Sixto** o de **Nueva España**, constituye el evento de mayor magnitud en la ZSM. Las amplitudes se estiman entre 4 m y 18 m en Acapulco y Corralero, y al menos de 2 m en lugares como Jamiltepec y Tehuantepec, concluyendo que estas son suficientes

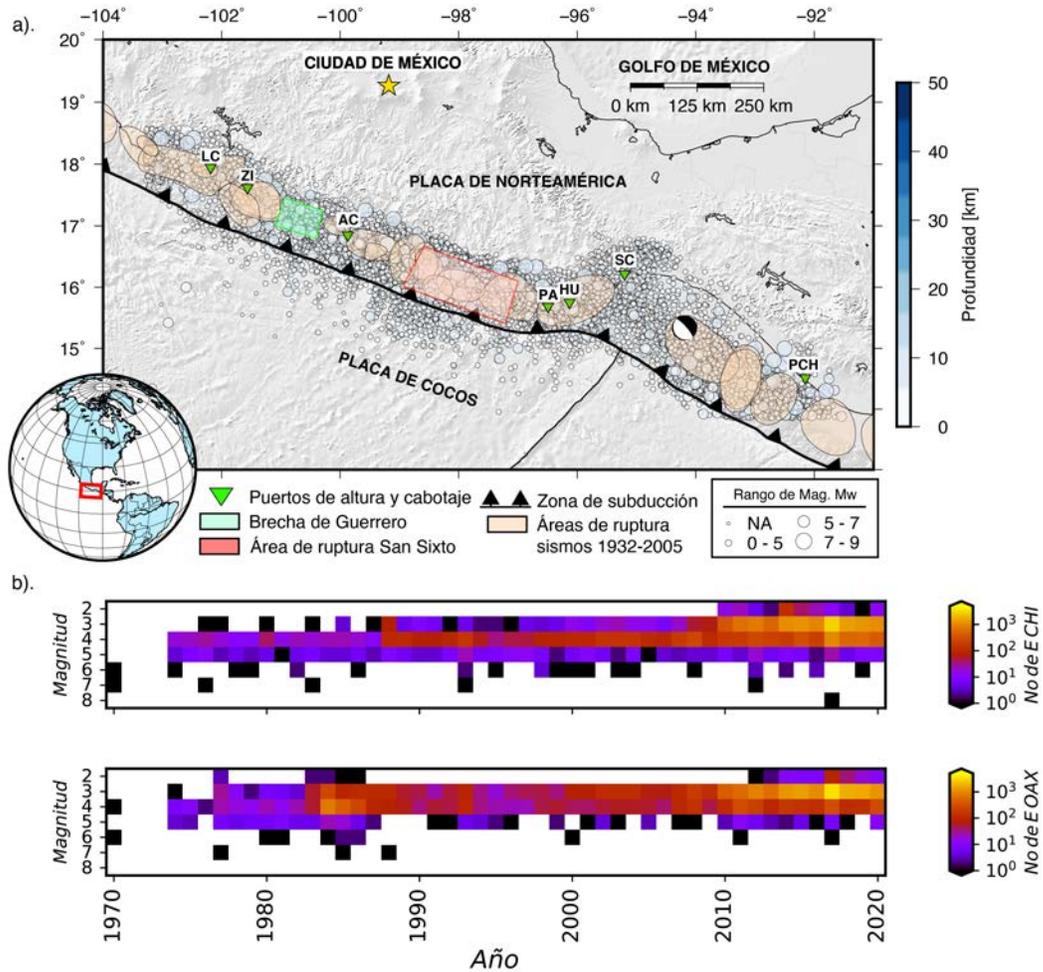


Figura 1.2: Sismicidad registrada en los estados de Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas entre 1/1/1900 y 20/8/2020, acorde con el rango de profundidad de 0 – 50 km y magnitud. **a)** Se resaltan con sombras de colores las áreas de ruptura de sismos importantes, las brechas sísmicas y el mecanismo focal del terremoto de Tehuantepec  $M_w$  8.2 ocurrido el 8 de septiembre de 2017 (Kostoglodov et al., 1999; Núñez-Cornú et al., 2008; SSN, 2017). **b)** Mapas de calor que muestran la sismicidad por año para el estado de Chiapas y Oaxaca, a partir del catálogo extraído del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2022). Los triángulos verdes representan la ubicación de los puertos de la costa pacífica (Lázaro Cárdenas - LC, Zihuatanejo - ZI, Acapulco - AC, Puerto Ángel - PA, Huatulco - HU, Salina Cruz - SC, Puerto Chiapas - PCH) y las flechas simbolizan la subducción entre la placa de Cocos y Norteamérica.

para causar un *run-up* de varios metros en lugares como Acapulco (Núñez-Cornú et al., 2008; Suárez et al., 2009; Ramírez-Herrera et al., 2020) y una posible inundación de 4 a 6 km, la cual se extendió alrededor de 500 km en la costa de los estados circundantes (Cruz et al., 1983;

Núñez-Cornú et al., 2008; Ramirez-Herrera et al., 2019; Zuñiga et al., 2019). Datos como la zona epicentral y la magnitud se determinaron con base en la proyección tierra adentro de las amplitudes, de una serie de escenarios en los que se simuló el tsunami utilizando un modelo de deslizamiento uniforme (Núñez-Cornú et al., 2008).

Algunos sismos que tienen observaciones de *run-up* y daño generado, son los del 16 de noviembre de 1925 en Zihuatanejo  $M_S7.0$  (Guerrero), 03 de junio de 1932 en las costas de Colima-Jalisco  $M_S8.2$  y 09 de septiembre de 1995 en Colima  $M_S8$  con olas de alrededor de 10 m de altura y *run-up* entre 2 m y 5 m (Singh et al., 1985a; Sanchez et al., 1993; Courboux et al., 1997). De igual manera, el evento del 8 septiembre de 2017  $M_w8.2$  ocurrido en el Istmo de Tehuantepec, generó inundaciones que varían entre 1.5 y 172 m (Ramírez-Herrera et al., 2018).

Recientemente, el terremoto del 23 junio de 2020 en La Crucecita, Oaxaca  $M_w7.4$ , tuvo un deslizamiento máximo de 3.4 m, una duración de 5 – 8 s y un tsunami modesto pero de larga duración con amplitudes entre 0.68 m y 0.71 m en Acapulco y Salina Cruz (SMN, 2020; Melgar et al., 2021; Wen et al., 2021). Su mecanismo focal sugiere que el evento tuvo un fallamiento inverso a lo largo de la interfaz entre las placas de Cocos y Norteamérica (Melgar et al., 2021).

### 1.3.1. Peligro tsunamigénico en México

Empero las amplitudes y magnitudes de los sismos tsunamigénicos producidos en la ZSM tienen valores pequeños con relación a otras zonas de subducción del mundo (*e.g.*, Japón o Chile), suele subestimarse el nivel de impacto en ciudades costeras y continentales. Igualmente, se acostumbra a pasar por alto que se tiene un periodo de observación e instrumentación corto en términos de escalas geológicas, con el que se han analizado una cantidad reducida de eventos en una zona de subducción con actividad sismotectónica variada. Lo cual invita a reevaluar los estudios de peligro por tsunami periódicamente, incorporando métodos de simulación de vanguardia y nuevas bases de datos, evitando así una posible subestimación en la amplitud del tsunami, esencial para los estudios del campo cercano.

A pesar que las observaciones de marea a lo largo de la ZSM reportan un valor de amplitud máxima de 3 m (Farreras et al., 2007), lo que podría sugerir que solo se producen tsunamis pequeños o moderados, esto podría tener un significado equivocado y mal entenderse, ya que se tiene un periodo corto de instrumentación mareográfica y sismológica, con apenas 69 y 111 años, respectivamente. La red mareográfica nacional perteneciente al SMN comenzó su operación en 1952 y ha reportado un rango de amplitudes entre  $0.1 \leq \eta \leq 2.5$  m debidas a sismos tsunamigénicos, en las que se encuentran mediciones de algunos de los globales (*e.g.*, Maule en 2010, Tohoku en 2011) y locales (*e.g.*, Colima en 1995). Este último generado en las costas de Colima y Jalisco, es el mejor documentado en la ZSM, ya que generó daños en la ciudad de Manzanillo, Colima y lugares circundantes a los dos estados, con olas entre 2 y 5 m (García et al.,

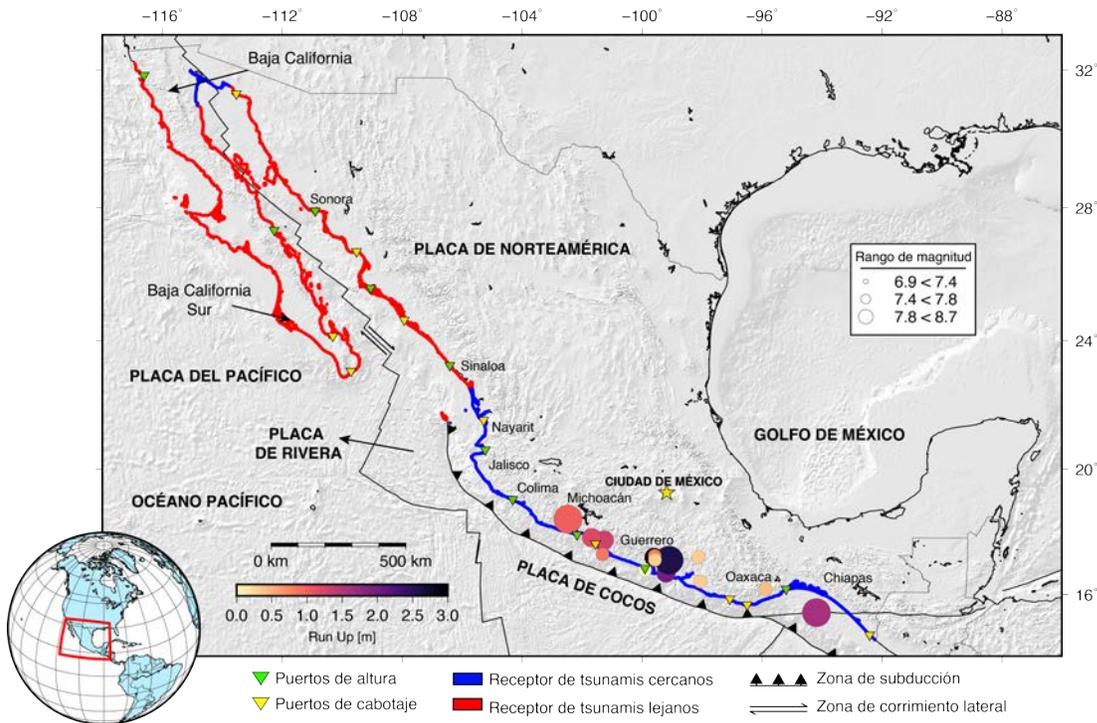


Figura 1.3: Panorama tectónico de la costa. Los triángulos representan la ubicación de los puertos de altura y cabotaje, en el Pacífico. Las líneas rojas y azules denotan la zona de recepción de tsunamis de origen lejano y cercano con alturas aproximadas de 10 m y 3 m, respectivamente. Los círculos con diferentes tamaños y colores representan las magnitudes y *run-up* de sismos tsunamigénicos extraídos de los catálogos (Farreras et al., 2007; Salvador, 2013; Zavala-Hidalgo et al., 2020).

1997; Mendoza et al., 1999), así como también testimonios que describían la inundación (Ortiz et al., 2000), reportando el máximo *run-up* en las zonas del Valle de Tenacatita en los pueblos de La Manzanilla y Boca de Iguanas (Trejo-Gómez et al., 2015).

Los sismos mencionados, nos llevan a reevaluar la importancia de mejores estudios de peligro por tsunami, así como también revelan la dificultad de llevarlos a cabo. Pues existe una escasez generalizada de parámetros de la fuente sísmica, daños generados, amplitudes de onda y de inundación, los cuales son esenciales en la generación de escenarios de tsunamis para los estudios de peligro, ya que permiten caracterizar la variabilidad del ambiente sismotectónico, así como los efectos del tsunami. Afortunadamente, la simulación numérica se pueden eludir parte de estos inconvenientes, incluyendo características físicas y geométricas recabadas a partir de documentos históricos y análisis de sedimentos (e.g., Castillo-Aja et al., 2017). La simulación se ha convertido en la herramienta primaria para establecer enlaces entre los parámetros de la fuente, métricas de intensidad y procesos de validación (Grezio et al., 2017).

La amplitud de onda del tsunami -parámetro principal para la generación de cualquier análisis de peligro- es fuertemente dependiente de la complejidad de la ruptura en el campo cercano (Geist, 1998; Li et al., 2016; Goda et al., 2018). No obstante, las fuentes tradicionalmente son representadas con parches con deslizamiento uniforme y posteriormente el desplazamiento vertical del piso oceánico es impuesto como la altura de onda inicial. Sin embargo, los desplazamientos estáticos calculados usando esta aproximación, generan una subestimación sistemática de la amplitud de la onda (Li et al., 2016; Melgar et al., 2019) por lo tanto, incluir un proceso de ruptura variable constituye un proceso físico más realista en la simulación numérica de tsunamis, por consiguiente se espera que conduzca a una mejor evaluación del peligro por tsunami (ver *e.g.*, Davies et al., 2015; Mori et al., 2017; Melgar et al., 2019).

Los estudios de peligro por sismos tsunamigénicos en México se han ido reevaluando. En un principio, se realizaron con un enfoque determinista y observaciones disponibles a la fecha (*e.g.*, Farreras et al., 2007; Núñez-Cornú et al., 2008; Salvador, 2013), dando a conocer un umbral de amplitud uniforme para la sección norte (receptora de tsunamis lejanos) y sur (receptora de tsunamis cercanos, ver Figura 1.3), empleando consideraciones probabilistas similares a las de estudios de peligro sísmico, modelando el tsunami con escenarios de deslizamiento uniforme y utilizando parámetros tectónicos como la velocidad de convergencia de las placas para un periodo de retorno de entre 100 y 1000 años (Corona et al., 2012; Jaimes et al., 2016b; Huerta et al., 2017), generando curvas de probabilidad de excedencia e inundación comparada con la máxima amplitud medida, o inferida de catálogos históricos (Geist, 1998; Geist et al., 2006). No obstante, Jaimes et al., (2016a) propusieron un método de análisis probabilista de riesgo por sismos tsunamigénicos para la bahía de Acapulco, empleando un conjunto eventos estocásticos e históricos, mutuamente exclusivos, con los cuales describieron la distribución espacial, la frecuencia anual de ocurrencia y la aleatoriedad de las métricas de intensidad del tsunami, obteniendo curvas de pérdidas y una interpretación del riesgo en términos anuales promedio. De igual manera, Huerta et al., (2019) generaron modelos de sismos y tsunamis para la estimación del peligro y su evaluación simultánea en Latinoamérica y el Caribe, implementando modelos de estimación de pérdidas con la finalidad de proporcionar información técnica para el análisis del riesgo, a través de un sistema que realizó estimaciones de riesgo en bienes asegurados. Por último, Ordaz et al., (2019) desarrollaron un método que consideró la pérdida simultánea por terremotos y tsunamis de manera probabilística, aplicado en la bahía de Acapulco, México, y la ciudad del Callao, Perú. Los resultados mostraron características de escalabilidad y la posibilidad de expandirse a otros peligros, no obstante, destacaron la dificultad de incorporar el análisis probabilístico de peligro por tsunami en sus estudios, dada la variedad metodologías que se tienen.

Avances en las metodologías de estimación probabilística del peligro por tsunami (PTHA, por sus siglas en inglés) han sido implementadas alrededor del mundo (*e.g.*, Davies et al., 2015; Li et al., 2016; Davies et al., 2019), principalmente después de la ocurrencia de grandes terremotos,

como los mencionados previamente (*e.g.*, Michoacán en 1985 y Colima en 1995) (Park et al., 2016). Típicamente, el PTHA es llevado a cabo con un conjunto de posibles escenarios que se proponen a partir de un catálogo sísmico, donde se incluyen terremotos históricos e instrumentados, su objetivo es estimar la probabilidad de excedencia de algún parámetro de intensidad de interés, tal como la amplitud, la velocidad de flujo y la inundación, utilizando ya sea métodos numéricos de simulación o soluciones analíticas (ver *e.g.*, Geist et al., 2006; Li et al., 2016; Grezio et al., 2017; Davies et al., 2019). Posterior a los cálculos, se consideran las fuentes de incertidumbre aleatoria y epistémica (*e.g.*, Annaka et al., 2007; Horspool et al., 2014; Cienfuegos et al., 2018; Sepúlveda et al., 2019). La primera es inherente a los fenómenos físicos y es difícil de reducir, la segunda puede ser reducida agrupando diferentes bases de datos de terremotos y modelando características del tsunami con el conocimiento actual de los procesos físicos de ruptura de los grandes terremotos, incluida en la generación y propagación del tsunami (Salazar-Monroy et al., 2021a). Algunos de los esfuerzos significativos del PTHA proponen características de la fuente de terremotos, que se creen plausibles para una región determinada, asimismo cuantificar la incertidumbre asociada con la variabilidad de la ruptura del terremoto y procesos de inundación (*e.g.*, Burbidge et al., 2008).

## 1.4. Análisis de peligro por tsunami

El estudio de fenómenos naturales basado en modelos matemáticos resulta de gran importancia en la actualidad, ya que permite calcular parámetros físicos y proponer escenarios que se utilizan como herramienta de predicción. Para el caso del tsunami, los estudios de peligro se pueden llevar a cabo siguiendo enfoques:

- **Deterministas.** Se estudian terremotos pasados u ocurridos en zonas con características sismotectónicas similares, de los cuales se consideran un número reducido de eventos con magnitud y periodo de retorno de interés. Este enfoque tiene en cuenta solo los eventos que intuitivamente generarán el mayor impacto; sin embargo, provee una evaluación sesgada del peligro en zonas con actividad sísmica intensa y diversa.
- **Probabilistas.** Consideran una gama de terremotos plausibles con un rango de magnitudes determinado, para los cuales se estima la probabilidad de excedencia de una métrica de intensidad (*e.g.*, máxima amplitud del tsunami en la línea de costa, inundación, tiempos de arribo o velocidad de flujo), asociada a un periodo de retorno que depende del objetivo del estudio. Este enfoque provee una evaluación más completa y realista del potencial impacto del tsunami con respecto al determinista; sin embargo, tiene limitantes asociados con la demanda computacional y la necesidad de bases de datos.

- **Híbridos.** Se basa en un periodo de retorno específico, para el cual se llevan a cabo simulaciones de diferentes fuentes, que pueden generar el mayor daño, para estas se calculan sus efectos con simulaciones y funciones de probabilidad.

El PTHA es la adaptación para tsunamis del análisis probabilista de peligro sísmico (**PSHA**, por sus siglas en inglés), propuesto por Esteva (1967) y Cornell (1968). Este método ha tomado relevancia después de las catástrofes generadas por los tsunamis de Sumatra en 2004, Chile en 2010 y Japón en 2011, cuyos procesos de ruptura complejos y desastrosos tsunamis, han generado preguntas diversas sobre su heterogeneidad y probabilidad de ocurrencia en zonas de subducción activas, a pesar de los avances en los estudios del ciclo sísmico actuales.

Estudios pioneros en PTHA estimaron la probabilidad de excedencia para un umbral en un sitio dado, combinando modelos hidrodinámicos y sismológicos simples (*e.g.*, Rikitake et al., 1988). Posteriormente, Geist et al., (2006) ampliaron la visión del PTHA, aumentando el poder computacional en su implementación, para ello utilizaron la frecuencia de ocurrencia de los terremotos (*i.e.*, ley Guttemberg-Richter) y sus características, con simulaciones Monte-Carlo con una distribución aleatoria en la localización hipocentral y del deslizamiento. Los autores obtuvieron una curva de probabilidad de excedencia para un rango de amplitudes, en la zona de subducción de Cascadia (ver Figura 1.4) y mostraron la factibilidad de su propuesta mediante una validación utilizando datos de la bahía de Acapulco, México.

Asimismo, González et al., (2009) estimaron el peligro por inundación en Seaside, Oregón, EUA, combinando simulaciones de inundación con conceptos probabilistas. En su investigación utilizaron el software MOST (*Method of Splitting Tsunami*, Titov et al., 1997) con un sistema de mallas anidadas y un número reducido de terremotos, que se creen dominan el peligro en esa región. Por otra parte, Lorito et al., (2015) analizaron la viabilidad de los mapas de inundación para la región del Mediterráneo, con estrategias que reducen el número de simulaciones y optimizan la estimación del peligro. Recientemente, Gibbons et al., (2020), utilizando cómputo de alto rendimiento (HPC, por sus siglas en inglés) y GPUs (Graphic Processing Units), optimizaron el modelo de aguas someras para el cálculo de la inundación utilizando el software Tsunami-HySEA y un banco de fuentes sismogénicas en el Mediterráneo, obteniendo una evaluación local más detallada que la regional en las ciudades de Catania y Sicilia, Italia.

Igualmente, los estudios de la fuente sísmica, modelos geofísicos (*e.g.*, estructura cortical de velocidades, cinemática de placas, regionalización sísmica, etc.), bases de datos actuales (*e.g.*, catálogos sísmicos) y cómputo, han generado un avance importante en los estudios de peligro por tsunami, pues permiten incluir modelos de deslizamiento heterogéneos y leyes de escalamiento acorde a la dinámica de la zona subducción (*e.g.*, Stirling et al., 2001; Okal et al., 2004; Geist et al., 2006; Thio et al., 2007; Burbidge et al., 2008; Løvholt et al., 2012; Sørensen et al., 2012; Goda

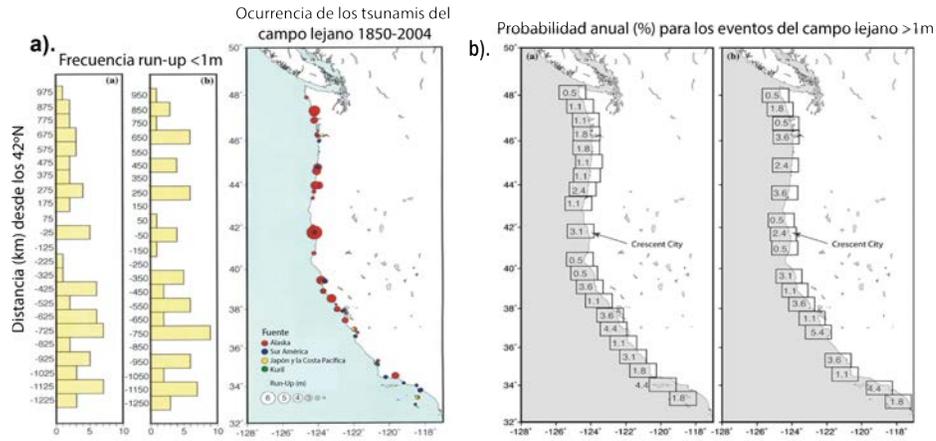


Figura 1.4: Observaciones mayores que 1 m de *run-up* generado por tsunamis en el campo lejano a lo largo de la costa del Pacífico continental. **a)** Los círculos se encuentran escalados por la magnitud del *run-up* y su color está acorde a la región de la fuente. Dos histogramas diferentes muestran la frecuencia de ocurrencia de tsunamis en el campo lejano, en ambos casos las frecuencias son calculadas usando contenedores de  $\sim 100$  km. Las diferencias entre los dos gráficos muestra que los contenedores están desfasados uniformemente por 25 km lo que evidencia los efectos de localización. Las frecuencias mostradas fueron calculadas con un método Monte Carlo para intervalos abiertos o para todo el periodo de observación ( $\sim 150$  años). **b)** Ejemplos de cálculos probabilistas utilizando los rangos mostrados en la sub-Figura **a)**, mostrando la probabilidad anual generada por tsunamis del campo lejano con *run-up* de  $\pm 1$  m (modificado de Geist et al., 2006).

et al., 2014; LeVeque et al., 2016; Park et al., 2016; Grezio et al., 2017; Davies et al., 2018).

Se han explorado otros aspectos, como la incertidumbre y la precisión de las métricas de intensidad que se reportan en estudios de PTHA (Sepúlveda et al., 2017), atribuidas a la fuente sísmica, el método numérico empleado en la simulación y el parámetro de intensidad deseado. Como se ha mencionado, hay dos tipos de incertidumbres, una inherente a lo que se desconoce del fenómeno y que no es posible de cuantificar a través de las bases de datos o métodos de simulación (epistémica) y la otra ligada a la ocurrencia y sus efectos (aleatoria). Estas se tratan de minimizar a través de criterios cualitativos (e.g., juicio de un analista experto o documentos históricos) o herramientas de decisión (e.g., árboles lógicos, *logic trees*), donde se relacionan los rangos de observación y las características de eventos pasados.

Un método empleado con frecuencia en la elaboración de mapas probabilistas es el del árbol lógico, que permite generar escenarios apegados a las condiciones sismotectónicas de una zona. En el método se ponderan las características más importantes del sismo y del tsunami, tales como: la velocidad de convergencia de las placas, las relaciones de escalamiento, la magnitud, la tasa de recurrencia, el deslizamiento acumulado, la altura de ola, la inundación, entre otras más,

mostrando los rangos característicos de cada parámetro y su probabilidad. Lo anterior permite integrar ambas incertidumbres en los escenarios propuestos y reducir la carga computacional (ver *e.g.*, Annaka et al., 2007 y Figura 1.5), sin sobre representar la variabilidad de fuentes y submuestreando el espacio de parámetros de la fuente del terremoto, que se asocian con el impacto del tsunami en la línea de costa. Empero, los árboles lógicos suelen emplearse en zonas con catálogos sísmicos de periodos largos (de más de 100 años) y volumen de observaciones/instrumentos considerable, ya que su implementación en zonas con limitantes en alguna de estas características conllevaría un sesgo en su estimación.

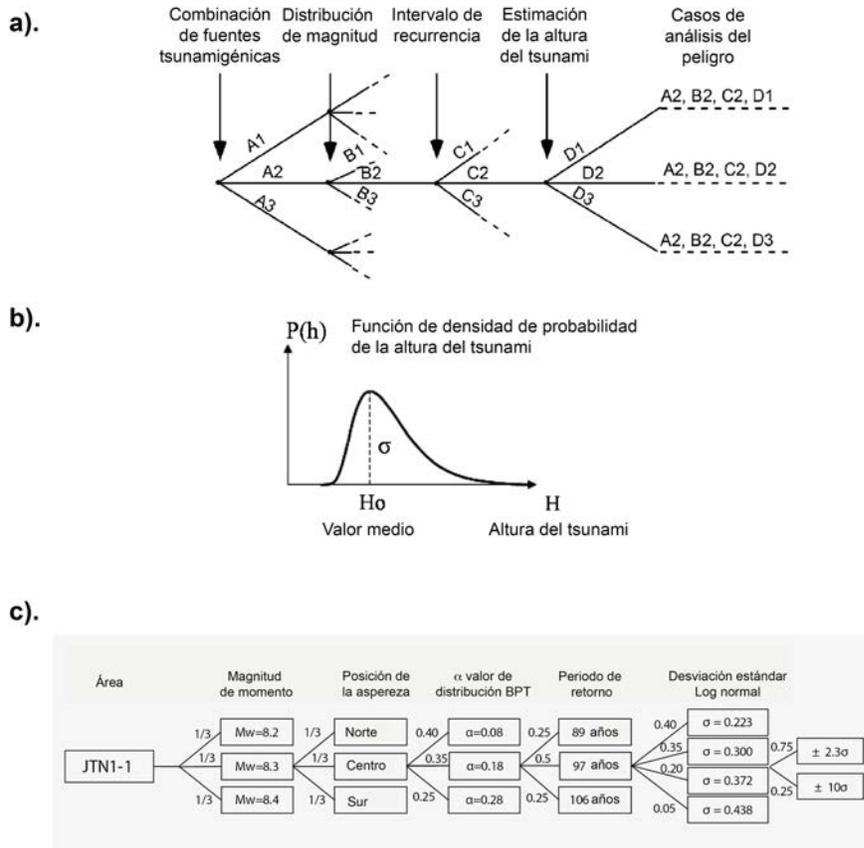


Figura 1.5: Esquema de árbol lógico planteado para estudios de peligro tsunamigénico probabilista. **a)** Ejemplo de árbol lógico con cinco categorías establecidas y pesos correspondientes por cada rama. **b)** Función de densidad de probabilidad asociada para la amplitud del tsunami, acorde a su altura promedio ( $H_o$ ) y máxima ( $H$ ) (modificado de Annaka et al., 2007). **c)** Ejemplo de árbol lógico planteado por Levin et al., (2009) para la zona de subducción de Japón.

El método de estimación probabilista de peligro por tsunami se puede resumir en una serie de procesos, que se explican en las siguientes secciones.

### 1.4.1. Generación de catálogos sintéticos

Con base en un catálogo sísmico que contenga eventos instrumentados y paleo-sismológicos (de preferencia), se infieren las tasas de recurrencia de un evento de magnitud determinada, lo cual es posible llevar a cabo a partir de la relación de magnitud-frecuencia o ley Gutenberg-Richter, propuesta por Ishimoto e Iida en 1939 (para el oriente) y por Gutenberg y Richter en 1944 (para el occidente). Las expresiones propuestas por los autores mencionados, describen matemáticamente el comportamiento de una zona sísmica, a partir del número de sismos por intervalo de magnitud, expresado como

$$(1.1) \quad \text{Log}_{10} N(M) = a - bM \quad \text{o} \quad N(M) = 10^{a-bM},$$

siendo  $M$  la magnitud,  $N$  el número de sismos por año,  $a$  la tasa de productividad sísmica (*i.e.*, número de eventos en escala logarítmica para  $M = 0$ ) y  $b$  una constante que indica la abundancia relativa de terremotos grandes con relación a los pequeños. El parámetro  $b$  depende tanto del volumen de eventos, como de la ventana de tiempo considerada para su cálculo (Kramer et al., 2004) y se encuentra en el intervalo [0.8 – 1.1]. El rango de terremotos con magnitudes importantes, *i.e.*, que pueden llegar a medirse o generar daño en estructuras, se encuentra exponencialmente distribuido y delimitado por un valor mínimo y un valor máximo ( $m_0$  o  $m_{min}$  y  $m_{max}$ ). La tasa de excedencia anual, tomando en cuenta los límites de magnitud, puede ser escrita de acuerdo con McGuire et al., (1990) como

$$(1.2) \quad \lambda_m = v \frac{e^{-\beta(m-m_0)} - e^{-\beta(m_{max}-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_0)}} \quad m_0 \leq m \leq m_{max},$$

donde  $\alpha = 2.303a$  y  $\beta = 2.303b$  y  $v = e^{\alpha-\beta m_0}$ , cuya función de distribución acumulada ( $F_M$ ) y densidad probabilidad ( $f_M$ ) están definidas como

$$(1.3) \quad F_M(m) = P[M < m | m_0 \leq m \leq m_{max}] = \frac{1 - e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_0)}} \text{ y}$$

$$(1.4) \quad f_M(m) = \frac{d}{dm} F_M(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_0)}}.$$

Las funciones anteriores son de gran importancia, pues rigen la distribución que tienen los eventos del catálogo por cada zona sismogénica limitada al rango de magnitudes  $m_{min}$  y  $m_{max}$ .

Dada la compleja interacción que pueden tener las propiedades físicas en la generación de un solo sismo, una pregunta recurrente y bastante debatible, que atañe al PTHA, reside en la cantidad de eventos que se deben considerar ( $N$ ). El número está limitado por los requerimientos computacionales y la resolución de las bases de datos. Algunas de las aproximaciones que se emplean en su cálculo son:

- **Análisis de convergencia.** Se calcula el coeficiente de variación o probabilidad de excedencia de la amplitud ( $\eta$ ) por rango de magnitud ( $\Delta M$ ) y zona de interés. Se considera que se tiene un número de eventos que contemplan la variabilidad del sistema (*i.e.*,  $\eta_{min}$  y  $\eta_{max}$ , ver Melgar et al., 2019; Mulia et al., 2020; Williamson et al., 2020), cuando este se estabiliza o aplanan (ver Figura 1.6).
- **Reproducir la tasa de ocurrencia anual.** Partiendo de la ley de recurrencia (ver Ecuación (1.2)) y los parámetros de regionalización, se calcula el número de sismos que la describen partiendo de la frecuencia de ocurrencia anual (*e.g.*, Jaimes et al., 2016b).

#### 1.4.1.1. Formulaciones alternativas de la sismicidad

La predicción de terremotos ha demostrado ser un proceso complejo y desafiante, ya que se requiere de una especificación detallada de las características de la sismicidad y su distribución espacio temporal, la cual permita inferir la frecuencia de ocurrencia de un terremoto para una magnitud determinada. Sin embargo, las observaciones muestran que los terremotos no pueden tratarse como eventos aleatorios independientes, porque su ocurrencia se caracteriza por patrones de largo y corto plazo, donde la suposición de un proceso de tipo Poisson podría fallar (Scholz, 2019), pues implicaría que la sismicidad en un intervalo de tiempo es independiente de la previa.

Por lo anterior, modelos alternativos a la relación Gutenberg-Richter han sido propuestos analizando la sismicidad local, sugiriendo que las fallas individuales generan repetidamente terremotos de tamaño similar, denominados como terremotos característicos (Youngs et al., 1985; Rosenblueth, 1988). Dicho modelo, que implícitamente considera una redistribución local de los esfuerzos, se ha utilizado en conjunto con la relación truncada de Gutenberg-Richter, pues el primero produce tasas de excedencia más bajas en magnitudes pequeñas y el segundo más altas en magnitudes cercanas a la magnitud característica (ver *e.g.*, Jaimes et al., 2016b; Ordaz et al., 2019). El modelo de temblor característico se puede expresar como

$$(1.5) \quad \lambda(M_i) = \lambda_0 \frac{\Phi\left(M_u - \frac{EM}{\sigma_M}\right) - \Phi\left(M_i - \frac{EM}{\sigma_M}\right)}{\Phi\left(M_u - \frac{EM}{\sigma_M}\right) - \Phi\left(M_0 - \frac{EM}{\sigma_M}\right)},$$

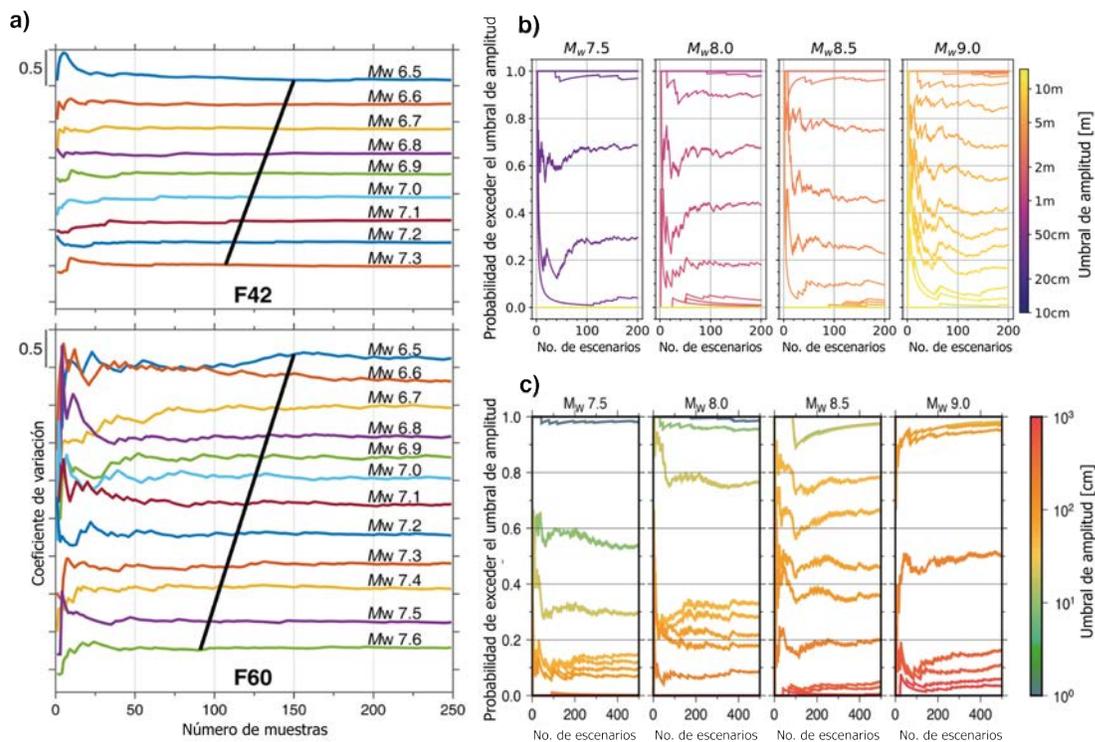


Figura 1.6: Cálculo del número de escenarios por rango de magnitud con base en la estabilización del coeficiente de variación y probabilidad de excedencia para **a)** el margen oriental del mar de Japón (Mulia et al., 2020), **b)** la zona de subducción de Cascadia (Melgar et al., 2019) y **c)** Crescent City, California (Williamson et al., 2020).

donde  $\Phi$  es la función de distribución acumulada de eventos,  $EM$  el valor esperado de la magnitud característica,  $\sigma_M$  la desviación estándar de la magnitud,  $M_0$  magnitud mínima,  $M_u$  la magnitud máxima y  $M_i$  la  $i$ -ésima magnitud dentro  $M_0$  y  $M_u$ .

### Modelos no Poissonianos

Contemplando las observaciones disponibles y el conocimiento de los procesos físicos que subyacen a un terremoto, se han propuesto modelos estadísticos de sismicidad adicionales a los Poissonianos. Algunos modelos sugeridos explican la recurrencia cuasi-periódica de eventos, consecuencia del rebote elástico, la secuencia de terremotos repetitivos, la distribución de réplicas y la transferencia de esfuerzo en fallas cercanas, mientras que otros describen secuencias de liberación de energía que dependen del tiempo y el tamaño (Anagnos et al., 1988). Si bien esos modelos de renovación (e.g., *Brownian Passage Time* y las cadenas de Markov) dan cuenta de cierta variabilidad intrínseca de la fuente, descuidan la dependencia con el margen de esfuerzos y la interacción entre terremotos (Zoller et al., 2007). Las hipótesis son válidas aunque no contemplan

una evolución de la sismicidad a largo plazo (Kuehn et al., 2008), aspecto crítico en los eventos de gran magnitud dada la limitante de observaciones (Parsons, 2005).

#### 1.4.2. Modelos estocásticos de deslizamiento

El proceso de ruptura de un terremoto es posible de entender y visualizar a través de un modelo de falla finita, en el que se muestra la génesis, variación y evolución del deslizamiento en una serie de sub-fallas. El modelo de falla finita puede obtenerse solucionando un problema inverso, frecuentemente sobre-determinado (*i.e.*, múltiples modelos se ajustan a las observaciones), el cual se valida con criterios tectónicos o geofísicos que respaldan las características del campo de desplazamientos (*e.g.*, mediciones de desplazamiento, velocidad, aceleración, marea y geodésicas). Los modelos constituyen una fuente de información sismológica complementaria a la magnitud (importante para la emisión de alerta temprana por tsunami) y son de gran utilidad en los cálculos de deformación.

La generación de modelos de deslizamiento representa un reto importante en los estudios de peligro por tsunami, dada la incertidumbre que hay en la predicción de los parámetros de la fuente sísmica de eventos futuros, la no uniformidad del deslizamiento en el plano de falla y la alta influencia de los rasgos estructurales en la simulación de los proceso de ruptura. Una opción de abordar el problema puede ser a través de modelos estocásticos, donde pocos parámetros son suficientes para explicar la complejidad de la distribución espacial del deslizamiento; brindando una aproximación más realista al fenómeno, pues consideran la fluctuación aleatoria de la deformación, la variación de la distribución del deslizamiento en el plano de falla y su orientación (Somerville et al., 1999; Mai et al., 2002). Emplear este tipo de modelos permite una evaluación más completa del peligro, pues incluye múltiples configuraciones de parámetros de la fuente sísmica, características geométricas y físicas de la zona de estudio, reproduciendo el comportamiento de la zona de subducción y capturando casos extremos y leves tanto de terremotos como de tsunamis (Goda et al., 2016).

No obstante, diversos estudios de interés sismológico han explorado la inclusión de modelos de deslizamiento heterogéneo con aproximaciones estocásticas. Las investigaciones incluyen desde simplificaciones en la distribución y características del plano de falla, así como también la inclusión de factores que influyen en su amplificación somera (*e.g.*, Geist, 2002; McCloskey et al., 2007; Li et al., 2016); hasta modelos que consideran la complejidad en su distribución, variabilidad de las características corticales con la profundidad (*e.g.*, como la fricción) (LeVeque et al., 2016; Grezio et al., 2017; Sepúlveda et al., 2017; Scala et al., 2020), permitiendo una mejora en las estimaciones de peligro, así como también explorar posibles fuentes de incertidumbre (Sepúlveda et al., 2020).

Algunos de los trabajos pioneros en este aspecto y sus consideraciones se describen a continuación:

- 1 Somerville et al., (1999)** desarrollaron un método para generar modelos de deslizamiento partiendo de los parámetros de la fuente de sismos con características similares, cuantificando de manera determinista las dimensiones del plano de falla y de sus asperezas, así como también las propiedades del deslizamiento y su heterogeneidad en el dominio del vector número de onda.
- 2 Mai et al., (2000)** desarrollaron leyes de escalamiento considerando las dimensiones efectivas de la falla, las cuales se derivaron de la auto-correlación de las funciones de deslizamiento de un conjunto de modelos de falla finita de sismos con fallamiento inverso, normal y de corrimiento lateral. Encontraron que los eventos inversos muestran un escalamiento auto-similar, no obstante dicha relación parece no seguirse en eventos de gran magnitud con corrimiento lateral, donde el deslizamiento incrementa con la longitud de la falla a pesar de la saturación del ancho. Combinando sus datos con otras mediciones encontraron evidencia de una relación no-lineal entre el desplazamiento promedio y el largo de la falla, en el cual el desplazamiento incrementa con la longitud a una tasa decreciente para eventos grandes de corrimiento lateral. Esta observación es consistente con el escalamiento ancho y largo para modelos con caída de esfuerzos constantes, sin embargo sugiere que el ancho sismogénico de la zona de fallamiento ejerce una fuerte influencia en el desplazamiento para eventos de corrimiento lateral de gran magnitud.
- 3 Mai et al., (2002)** establecieron como variables aleatorias, representadas por una función de auto-correlación tipo Von Karman (VK-ACF, por sus siglas en inglés) el deslizamiento en el plano de falla y la caída de esfuerzos. La VK-ACF está descrita por tres parámetros (ver Ecuación (1.6)): el exponente de Hurst ( $H$ ) que caracteriza la heterogeneidad espacial del deslizamiento y las longitudes de correlación a lo largo del rumbo ( $A_x$ ) y del buzamiento ( $A_z$ ). Las variables están acompañadas de una desviación estándar con relación a los valores de deslizamiento, que se establecen en el dominio del número de onda ( $\kappa$ ) o espacial (LeVeque et al., 2016):

$$(1.6) \quad P(\kappa) \propto \frac{A_x A_z}{(1 + \kappa^2)^{H+1}},$$

$$(1.7) \quad \kappa = \sqrt{A_z^2 \kappa_z^2 + A_x^2 \kappa_x^2}.$$

- 4 Mai et al., (2005)** utilizaron el cociente de la distribución del deslizamiento y su máximo para definir las asperezas en el plano de falla (aspecto muy importante que afecta las simulaciones en el campo cercano) y la localización del hipocentro. Lo anterior les permitió entender la propagación de la energía durante el proceso de ruptura, y establecer que este método puede ser utilizado en el desarrollo de modelos de ruptura dinámica.

**5 Geist (1998) y Geist et al., (1999)** estudiaron la relación entre la altura de la ola del tsunami y los parámetros de la fuente y su variación espacial. Dentro de los parámetros que analizaron está el deslizamiento y su distribución heterogénea. El deslizamiento tiene un efecto dominante y escala con las dimensiones del plano de falla en sismos de subducción someros, comparando el desplazamiento en superficie generado por modelos de deslizamiento uniforme y heterogéneo. Los autores concluyeron que los modelos uniformes subestiman los perfiles de altura de ola.

**6 Goda et al., (2014) y Goda et al., (2016)** llevaron a cabo un análisis de sensibilidad para el terremoto de Tohoku de 2011 a partir del enfoque modificado de Mai et al., (2002), en el que se incluyó un espaciamiento más grande de las sub-fallas, una transformación no lineal de la distribución del deslizamiento y diferentes modelos de fuente. Lo anterior permitió capturar las características principales de los modelos obtenidos a partir de la inversión de la fuente de terremotos, y resaltó la heterogeneidad del deslizamiento como la mayor fuente de incertidumbre en la predicción del riesgo tsunamigénico para terremotos de gran magnitud. Asimismo, propusieron leyes de escalamiento analizando 226 modelos de falla finita, las cuales se distinguieron en tsunamigénicas y no tsunamigénicas. Las comparaciones con modelos existentes indicaron que las relaciones de escalamiento que se propusieron son similares a las existentes para terremotos con magnitudes hasta 8.0, mientras que en los eventos de mayor magnitud, el ancho de la sub-falla y los parámetros complementarios difieren significativamente.

**7 LeVeque et al., (2016)** generaron modelos con sub-fallas no rectangulares y curvas para la zona de subducción de Cascadia, utilizando una expansión de Karhunen–Loève (K-L) para generar un campo aleatorio Gaussiano, en la que el deslizamiento de cada subfalla ( $S_i$ ), tiene una distribución normal con una media  $l_i$  y varianza  $C^{ii}$ , una distribución normal conjunta con media 1 y una matriz de covarianza  $C$ . Sin embargo, un potencial problema de esta representación está en los valores muy grandes de la varianza, donde es posible obtener deslizamientos negativos en algunas sub-fallas, atribuido al valor del vector de deslizamiento ( $\lambda$ ) constante (*e.g.*,  $90^\circ$  para sismos de subducción inversos) lo cual físicamente correspondería con sub-fallas que se deslizan en dirección equivocada.

**8 Melgar et al., (2016)** generaron escenarios sintéticos de terremotos plausibles para la zona de subducción de Cascadia (ver Figura 1.7) y estudiaron un posible mecanismo de validación comparando los desplazamientos pico con ecuaciones del movimiento del terreno. Dado que este fue el método que se utilizó en el Capítulo 4, se explican los detalles.

Cada escenario parte de una magnitud objetivo -en escala de momento sísmico  $M_w$ - para la que se generan los parámetros complementarios, *i.e.*, las dimensiones del plano de falla, deslizamiento máximo y promedio y momento sísmico, la generación de los parámetros se

utilizan las relaciones de escalamiento de Blaser et al., (2010) para sismos de subducción estas son:

$$(1.8) \quad \begin{aligned} \text{Log}_{10}L &\sim \mathcal{N}(-2.37 + 0.57M_w7.4, \sigma_L^2), \\ \text{Log}_{10}W &\sim \mathcal{N}(-1.86 + 0.46M_w7.4, \sigma_W^2), \end{aligned}$$

siendo  $L$  y  $W$  la longitud y el ancho del plano de falla, y  $\sigma_W$  y  $\sigma_L$  las desviaciones estándar asociadas. La variabilidad en estos parámetros se considera con la desviación estándar y una función de probabilidad tipo log-normal con números aleatorios. Posteriormente, del conjunto de sub-fallas preestablecido se selecciona una aleatoriamente como epicentro, partiendo de una función de probabilidad uniforme. El valor del deslizamiento promedio se calcula de la distribución espacial en el plano de falla y la variación con el momento sísmico. Si la caída de esfuerzos permanece constante, el momento sísmico se incrementa proporcionalmente a lo largo y ancho. El valor del deslizamiento de cada sub-falla se determina a través de una longitud de correlación con las dimensiones de la fuente. Si el hipocentro se sitúa cerca de los bordes, se extiende el dominio, ya sea a lo largo del rumbo o del buzamiento, tras determinar el conjunto de sub-fallas que serán partes del escenario. Finalmente, se define la estadística detrás del deslizamiento, suponiendo que el deslizamiento en cada subfalla está normalmente distribuido con una media  $\mu_k$  y una desviación estándar  $\sigma_k$ . Así, el vector de deslizamiento ( $\mathbf{s}$ ) se puede definir como

$$(1.9) \quad \mathbf{s} \sim N(\mu, \widehat{\mathbf{C}}),$$

donde la media del vector,  $\mu$ , tiene un deslizamiento uniforme acorde al momento sísmico ( $M_0$ ),  $\widehat{\mathbf{C}}$  es la matriz de covarianza, que está en función de  $\sigma_k$  para cada sub-falla, nominalmente definida como una fracción entre 0.5 y 1.0 del promedio del deslizamiento (Graves et al., 2010) y la correlación  $C_{ij}$  entre la  $i$ -ésima y  $j$ -ésima subfalla, por lo tanto

$$(1.10) \quad \widehat{\mathbf{C}}_{ij} = \sigma_i \sigma_j C_{ij}.$$

Así la función de correlación inter-falla controla la estadística espacial del deslizamiento, la cual puede tener muchas formas funcionales (Mai et al., 2002). No obstante, estudios han mostrado que las funciones de correlación tipo Von-Karman describen muy bien los patrones de deslizamiento observados y es una buena elección para la modelación del campo de desplazamiento (Graves et al., 2010). La correlación entre la  $i$ -ésima y  $j$ -ésima subfalla se puede expresar como

$$(1.11) \quad C_{ij}(r_{ij}) = \frac{G_H(r_{ij})}{G_0(r_{ij})},$$

donde

$$(1.12) \quad G_H(r_{ij}) = r_{ij}^H k_H(r_{ij}),$$

siendo  $k_H$  la función de Bessel modificada de segundo orden,  $H$  el exponente de Hurst (fijado en 0.75) y  $r_{ij}$  la longitud entre la  $i$ -ésima y  $j$ -ésima subfalla a lo largo del rumbo ( $r_s$ ) y del buzamiento ( $r_d$ ), definida por:

$$(1.13) \quad r_{ij} = \sqrt{\frac{r_s^2}{a_s} + \frac{r_d^2}{a_d}},$$

donde  $a_s$  y  $a_d$  son las longitudes de correlación a lo largo del rumbo y el buzamiento.

Los valores de las longitudes de correlación determinan el tamaño predominante de las asperezas en el modelo de deslizamiento y escalan con la longitud  $L_{eff}$  y el ancho efectivo  $W_{eff}$ , de la siguiente manera

$$(1.14) \quad \begin{aligned} a_s &= 2.0 + \frac{1}{3}L_{eff}, \\ a_d &= 1.0 + \frac{1}{3}W_{eff}. \end{aligned}$$

Una vez calculadas las longitudes de correlación, la matriz de covarianza  $\widehat{\mathbf{C}}$  (de dimensiones  $N \times N$ ) se constituye usando las ecuaciones (1.9) a (1.14), donde  $N$  es el número de subfallas seleccionadas que satisfacen el largo y el ancho de la Ecuación (1.8).

Dado los eigenvalores  $\lambda_k$  y eigenvectores  $v_k$  de la matriz de covarianza  $\widehat{\mathbf{C}}_{ij}$ , la expansión de Karhunen-Loève (K-L) establece que un campo aleatorio (en este caso el vector de deslizamiento en cada subfalla,  $\mathbf{s}$ ) puede expresarse como la combinación lineal

$$(1.15) \quad \mathbf{s} = \mu + \sum_{k=1}^N z_k \sqrt{\lambda_k} v_k,$$

donde  $z_k$  son números aleatorios normalmente distribuidos que se utilizan como pesos para cada eigenmodo ( $v_k$ ), tal que

$$(1.16) \quad z_k \sim N(0, 1),$$

se puede obtener cualquier número de distribuciones de deslizamiento  $s$ , muestreadas a partir de una función de densidad de probabilidad con la covarianza deseada  $\widehat{\mathbf{C}}_{ij}$  y las estadísticas espaciales correctas definidas por el modelador, generando números aleatorios y formando la combinación lineal de los eigenmodos de la matriz de covarianza.

La aplicación de la expansión K-L en estudios de PTHA, fue llevada a cabo por LeVeque et al., (2016) demostrando que cuando los eigenvalores decaen rápidamente, sólo es necesario utilizar algunas de las primeras decenas de modos para la modelación de longitudes de onda largas. Este hecho es relevante en el contexto del PTHA, ya que el objetivo es la simulación de la deformación del fondo marino, no obstante para el modelado de rupturas cinemáticas, el interés se centra en la variabilidad de las longitudes de onda cortas sobre la falla.

Una dificultad en esta formulación son los valores positivos y negativos con respecto al ángulo de inclinación definido en el modelo de deslizamiento. Para evitar lo anterior, se utiliza una distribución log-normal, la cual naturalmente producirá valores estrictamente positivos, a partir del deslizamiento promedio ( $\mu$ ) y la matriz de covarianza previamente construidas. Se puede decir que

$$(1.17) \quad \begin{aligned} \widehat{\mathbf{C}}_{ij}^g &= \text{Log} \left( \frac{\widehat{\mathbf{C}}_{ij}}{\mu_i \mu_j} + 1 \right) \text{ y} \\ \mu_i^g &= \text{Log}(\mu_i) - \frac{1}{2} \widehat{\mathbf{C}}_{ij}^g. \end{aligned}$$

De este modo, utilizando la nueva expansión K-L se obtiene el nuevo vector

$$(1.18) \quad \mu_i^g = \text{Log}(\mu_i) - \frac{1}{2} \widehat{\mathbf{C}}_{ij}^g.$$

Asimismo, la potencia producirá entonces el deslizamiento distribuido log-normal

$$(1.19) \quad \mathbf{s}^g = \mu^g + \sum_{k=1}^N z_k \sqrt{\lambda_k^g v_k^g},$$

donde  $\lambda_k^g$  y  $v_k^g$ , que son los eigenvalores y eigenvectores de la covarianza en la Ecuación (1.17), respectivamente. Así, el deslizamiento queda definido por

$$(1.20) \quad \mathbf{s} = e^{(\mathbf{s}^g)}.$$

Teniendo en cuenta un número de realizaciones de la expansión K-L, es posible que se produzcan distribuciones de deslizamiento poco realistas, con valores muy altos de deslizamiento. Por lo tanto, el valor máximo del deslizamiento se fijó, teniendo en cuenta

los parámetros de la fuente conocidos de los terremotos de gran magnitud o de estudios paleo-sismológicos; los cuales se cree, reflejan la cantidad de deslizamiento acumulado en uno o varios ciclos sísmicos, de este modo si una realización particular de la expansión K-L excede este umbral se descarta.

Posteriormente, una vez propuesto el patrón de deslizamiento y siguiendo el método de Graves et al., (2010), se generan los parámetros cinemáticos, para ello se selecciona una sub-falla aleatoriamente como el hipocentro, y se determinan los tiempos de ruptura suponiendo una distribución de velocidad ( $V_r$ ), de acuerdo con

$$(1.21) \quad V_r = \begin{cases} 0.56 \times V_s ; d < 10 \text{ km} \\ 0.80 \times V_s ; d > 15 \text{ km}, \end{cases}$$

siendo  $V_s$  la velocidad de corte y  $d$  la profundidad del centroide de la sub-falla, allí hay una transición lineal de la velocidad entre los 10 y 15 km de profundidad. Esta reducción somera de la velocidad de ruptura es justificada con observaciones de terremotos de gran magnitud y estudios de retroproyección (ver Lay et al., 2012). Posteriormente, los tiempos de ruptura se calculan a partir de esta distribución de velocidad y son perturbados de la misma forma que proponen Graves et al., (2010), lo que permite que la propagación sea más rápida donde el deslizamiento es mayor y lento donde es menor. El tiempo de ascenso o *rise time* en cada subfalla  $T_i$  es escalado por la raíz cuadrada del deslizamiento total en la subfalla, de la siguiente forma:

$$(1.22) \quad T_i = \begin{cases} 2ks_i^{1/2} ; d < 10 \text{ km} \\ ks_i^{1/2} ; d > 15 \text{ km} \end{cases} ,$$

donde la constante  $k$  es elegida de forma que el promedio  $T_i$  sobre la falla  $T_a$  es igual al valor determinando empíricamente por Somerville et al., (1999)

$$(1.23) \quad T_a = 4.308 \times 10^{-7} \times M_0^{1/3} ,$$

de este modo, las sub-fallas con mayor deslizamiento tardarán más en romper (*i.e.*, *rise time* mayor). Por último, el deslizamiento está parametrizado por una función de tasa de momento en este caso, partiendo de la propuesta de Graves et al., (2010) se utilizó la función de Dreger, definida como:

$$(1.24) \quad \dot{s}_i(t) = t^{-\zeta} e^{-t/4\tau} ,$$

siendo  $\zeta = 0.2$  y el *rise time* local de  $4\tau$ .

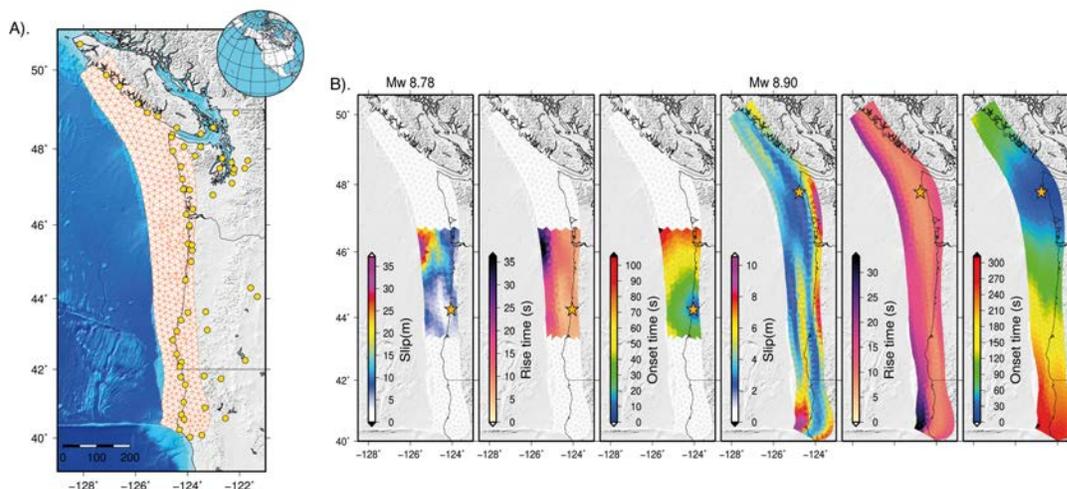


Figura 1.7: Escenarios generados con *Fakequakes* para la zona de subducción de Cascadia. **a)** Discretización de la zona de subducción en sub-fallas triangulares utilizando el modelo *Slab 1.0*, los círculos amarillos denotan las estaciones sintéticas utilizadas en el proceso de validación. **b)** Modelos heterogéneos de deslizamiento cinemático, en los que se incluye el deslizamiento, el tiempo de ascenso y el tiempo de ruptura en cada subfalla, para magnitudes objetivas de  $M_w$ 8.78 y  $M_w$ 8.9. La estrella amarilla representa la ubicación del epicentro (modificada de Melgar et al., 2016).

**9 Sepúlveda et al., (2017)** propusieron un enfoque estocástico para modelar las incertidumbres del terremoto en términos de su localización y distribución del deslizamiento. El deslizamiento fue modelado como un campo aleatorio dentro de un plano de falla rectangular y contemplando propiedades estadísticas predefinidas. Con los modelos de falla se mostró que:

- a) La aproximación estocástica que desarrollaron es consistente con relación a la magnitud y las propiedades probabilísticas consideradas, siendo más apegadas a las observaciones que las simulaciones Monte Carlo.
- b) Para el terremoto y tsunamis de Iquique (Chile)  $M$ 7.7 ocurrido en 2014, la onda guía se encontró dentro del espacio muestral del tsunami, no obstante, en los arribos posteriores se identificaron desajustes, lo que sugiere fuentes de incertidumbre adicionales.

**10 Scala et al., (2020)** proponen un método que genera modelos de deslizamientos con aproximación estocástica, los cuales tienen en el dominio del vector número de onda  $k$  un decaimiento espectral  $\kappa^{-2}$ , típica para terremotos de subducción con magnitud moderada y grande. El método contempla la dependencia del acoplamiento y la profundidad a través de una función de ponderación, importante en la simulación de uno o varios ciclos sísmicos.

Esta aproximación tiene en cuenta la amplificación somera del deslizamiento y previene valores excesivamente altos del mismo, que puede observarse en otras propuestas. Este método fue evaluado en el centro y oeste del mar Mediterráneo, encontrando que las probabilidades de excedencia registradas tanto para alturas de ola como para inundaciones, están acorde a la dinámica de la zona, en comparación con las curvas derivadas de distribuciones de deslizamiento tradicionales.

### 1.4.3. Simulación numérica

Este apartado comprende el cálculo de la deformación del piso oceánico y la propagación del tsunami, haciendo uso de un método numérico que permite obtener las variables físicas de interés en la línea de costa y/o la inundación, posteriormente se explican los tres procesos.

#### 1.4.3.1. Generación

La deformación del piso oceánico generada por el sismo es un fenómeno complejo de analizar, dado que las características locales de la fuente sísmica y la zona de estudio pueden influir en los efectos posteriores; aunque simplificarlo constituye una aproximación válida, se deben capturar las propiedades físicas más relevantes (Todorovska et al., 1992). Típicamente, el desplazamiento en la superficie del piso oceánico y su evolución son incluidos en el modelo hidrodinámico como una condición inicial. Aunque dicha aproximación no es una representación realista del fenómeno, facilita su simulación y simplifica el problema.

En la mayoría de modelos de tsunamis, la deformación del piso oceánico es calculada por un modelo estático para un semi-espacio elástico (Okada, 1985). Básicamente, el proceso de ruptura puede ser ignorado en la simulación del terremoto, suponiendo este como instantáneo o que su duración es relativamente corta comparada con el periodo de las ondas del tsunami (~ 30 min).

Con respecto al proceso dinámico de un terremoto asociado con la simulación del tsunami, las características temporales pueden ser definidas por el *rise time* y el tiempo de ruptura, las cuales definen la duración del deslizamiento y el tiempo en el que inicia la ruptura en cada punto de la superficie de la falla, respectivamente.

No obstante, se han planteado estrategias de acople las cuales articulan la deformación del piso oceánico con la perturbación de la superficie del agua (e.g., Todorovska et al., 1992; Dutykh et al., 2006; Kakinuma et al., 2007; Saito et al., 2009; Lotto et al., 2015), así como también estudios que incluyen modelos de ruptura dinámica, que generan un mejor ajuste con las mediciones de marea e inundación, resaltando la importancia de su inclusión en la simulación de tsunamis (e.g., Grilli et al., 2012; Ulrich et al., 2019). Sin embargo, la necesidad computacional y de modelos geofísicos en las condiciones iniciales en esta aproximación (e.g., estado de esfuerzos y velocidades de ondas de cuerpo) constituyen una limitante.

Matemáticamente, la generación de un sismo se puede representar con una Ecuación integral en espacio y tiempo, que supone un proceso de ruptura local, en secciones o parches que rompen progresivamente a lo largo del plano de falla. Las sub-fallas están definidas por una serie de parámetros físicos y tectónicos (*e.g.*, hipocentro, mecanismo focal, deslizamiento acumulado, rigidez, etc.) que simulan una dislocación entre dos bloques (*i.e.*, techo y de piso). Una de las soluciones a este problema, es el modelo líneal de Okada (1985) con el que se calcula el campo de desplazamientos y la deformación superficial debido a una falla inclinada en un semi-espacio elástico, para una fuente puntual y rectangular. Aunque previamente Masinha et al., (1970) también propusieron su solución; ambas se basan en la teoría de la dislocación de Volterra para un semi-espacio elástico y homogéneo. Sin embargo, difieren en la elección de la dislocación, ya que la solución de Okada propone una extensión a fallas de tracción, así como también la orientación del vector de Burger (magnitud y dirección del deslizamiento a lo largo de la dislocación).

La solución de Okada parte del sistema de coordenadas en el que  $u_i^j(x_1, x_2, x_3; \xi_1, \xi_2, \xi_3)$  es la  $i$ -ésima componente del desplazamiento  $x_1, x_2, x_3$  dada la componente  $j$  de la fuerza puntual de magnitud  $F$  en  $\xi_1, \xi_2, \xi_3$ . El campo de desplazamientos  $u_i$  para un medio elástico que ocupa la región  $z - x$ , paralelo a la dirección del rumbo se puede expresar como

$$(1.25) \quad u_i^j = u_{iA}^j(x_1, x_2, -x_3) - u_{iA}^j(x_1, x_2, x_3) + u_{iB}^j(x_1, x_2, -x_3) + x_3 u_{iC}^j(x_1, x_2, -x_3),$$

donde:

$$u_{iA}^j = \frac{F}{8\pi\mu} \left( (2-\alpha) \frac{\delta_{ij}}{R} + \alpha \frac{R_i R_j}{R^3} \right),$$

$$u_{iB}^j = \frac{F}{4\pi\mu} \left( \frac{\delta_{ij}}{R} + \frac{R_i R_j}{R^3} + \frac{1-\alpha}{\alpha} \left[ \frac{\delta_{ij}}{R+R_3} + \frac{R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3} (1-\delta_{j3})}{R(R+R_3)} - \frac{R_i R_j}{R(R+R_3)^2 (1-\delta_{i3})(1-\delta_{j3})} \right] \right),$$

$$u_{iC}^j = \frac{F}{4\pi\mu} (1-2\delta_{i3}) \left( (2-\alpha) \frac{R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3}}{R^3} + \alpha \xi_3 \left[ \frac{\delta_{ij}}{R^3} - 3 \frac{R_i R_j}{R^5} \right] \right),$$

siendo  $\delta_{ij}$  la delta de Kronecker,  $R_1 = x_1 - \xi_1$ ,  $R_2 = x_2 - \xi_2$ ,  $R_3 = -x_3 - \xi_3$  y  $R^2 = R_1^2 + R_2^2 + R_3^2$ .

El primer término de la Ecuación (1.25), constituye el tensor Somigliano, que representa el campo de desplazamientos debido a una fuerza localizada en  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  en un medio infinito. El segundo término corresponde a la contribución de la fuente a un punto dado localizado en  $(\xi_1, \xi_2, -\xi_3)$ ;  $u_{iB}^j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  y  $u_{iC}^j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  son términos dependientes de la profundidad. Cuando  $x_3$  es igual a 0 en la Ecuación (1.25), el primero, el segundo y el cuarto término desaparecen, quedando únicamente  $u_{iB}^j(\xi_1, \xi_2, 0)$ , lo cual reduce la Ecuación del campo de desplazamientos en superficie

debido a una fuerza puntual en un semi-espacio a

$$(1.26) \quad \begin{cases} u_1^1 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{(x_1 - \xi_1)^2}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{R - \xi_3} - \frac{(x_1 - \xi_1)^2}{R(R - \xi_3)^2} \right] \right\} \\ u_2^1 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\} , \\ u_3^1 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\} \end{cases}$$

$$(1.27) \quad \begin{cases} u_1^2 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\} \\ u_2^2 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{(x_2 - \xi_2)^2}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{R - \xi_3} - \frac{(x_2 - \xi_2)^2}{R(R - \xi_3)^2} \right] \right\} , \\ u_3^2 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_2 - \xi_2) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\} \end{cases}$$

$$(1.28) \quad \begin{cases} u_1^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\} \\ u_2^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\} \\ u_3^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R} + \frac{\xi_3^2}{R} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R} \right\} \end{cases}$$

en estas ecuaciones  $R = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2}$ .

Con el objetivo de obtener el campo de desplazamiento debido a una dislocación, se deben calcular las derivadas con relación a  $\xi_k$  de la solución de una fuerza puntual e introducirlas en la Ecuación de Volterra, la cual se puede expresar como

$$(1.29) \quad u_i = \frac{1}{F} \int \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[ \lambda \delta_{ik} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left[ \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right] \right] v_k d\Sigma.$$

Las derivadas con relación a  $\xi_k$  se pueden expresar como

$$\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, x_3) = \frac{\partial u_{iA}^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, -x_3) - \frac{\partial u_{iA}^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, x_3) + \frac{\partial u_{iB}^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, -x_3) + x_3 \frac{\partial u_{iC}^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, -x_3),$$

donde:

$$(1.30) \quad \frac{\partial u_{iA}^j}{\partial \xi_k} = \frac{F}{8\pi\mu} \left( (2-\alpha) \frac{R_k}{R^3} \delta_{ij} + \alpha \frac{R_i \delta_{jk} + R_j \delta_{ik}}{R^3} + 3\alpha \frac{R_i R_j R_k}{R^5} \right),$$

$$(1.31) \quad \frac{\partial u_{iB}^j}{\partial \xi_k} = \frac{F}{4\pi\mu} \left( -\frac{R_i \delta_{jk} + R_j \delta_{ik} - R_k \delta_{ij}}{R^3} + 3 \frac{R_i R_j R_k}{R^5} \right) \\ + \frac{1-\alpha}{\alpha} \left[ \frac{\delta_{3k} R^2 + R_k (2R + R_3)}{R^3 (R + R_3)^2} \delta_{ij} - \frac{\delta_{ik} \delta_{j3} - \delta_{jk} \delta_{i3} (1 - \delta_{j3})}{R (R + R_3)} \right. \\ \left. + (R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3} (1 - \delta_{j3})) \frac{\delta_{3k} R^2 + R_k (2R + R_3)}{R^3 (R + R_3)^2} \right. \\ \left. + (1 - \delta_{i3}) (1 - \delta_{j3}) \left( \frac{R_i \delta_{jk} + R_j \delta_{ik}}{R (R + R_3)^2} \right) - R_i R_j \frac{2\delta_{3k} R^2 + R_k (3R + R^3)}{R^3 (R + R_3)^3} \right],$$

$$(1.32) \quad \frac{\partial u_{iC}^j}{\partial \xi_k} = \frac{F}{4\pi\mu} (1 - 2\delta_{i3}) \left( (2 - \alpha) \left[ \frac{\delta_{jk} \delta_{i3} - \delta_{ik} \delta_{j3}}{R^3} + \frac{3R_k (R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3})}{R^5} \right] \right) \\ + \frac{F}{4\pi\mu} (1 - 2\delta_{i3}) (2 - \alpha) \left( \alpha \delta_{3k} \left[ \frac{\delta_{ij}}{R^3} - \frac{3R_i R_j}{R^5} \right] \right. \\ \left. + 3\alpha \xi_3 \left[ \frac{R_i \delta_{jk} + R_j \delta_{ik} + R_k \delta_{ij}}{R^5} - \frac{5R_i R_j R_k}{R^7} \right] \right).$$

### 1.4.3.2. Propagación

El primer modelo teórico para la propagación de un tsunami fue propuesto en 1895 por Korteweg y De Vries (Ablowitz et al., 2009), quienes formularon un conjunto de EDPs no lineales, modelando la conservación de momento de un fluido Newtoniano incompresible en aguas someras, derivado de las ecuaciones de Navier Stokes, mostrando la evolución del frente de onda para una profundidad uniforme ( $H$ ) en aguas someras (Kundu, 2007), con base en la aproximación de onda larga (*i.e.*,  $\lambda < H$ , donde  $\lambda$  es la longitud de onda).

En los últimos años, gracias al avance del cómputo de alto rendimiento y los métodos numéricos, han desarrollado una gran variedad de enfoques que permiten simular los tsunamis, utilizando técnicas de discretización y refinamiento espacio-temporal de vanguardia, que permiten incluir datos de alta resolución e identificar el tipo de zona con el que el frente de onda interactúa (mojado y seco), siendo de gran utilidad en el cálculo de amplitud y *run-up* del tsunami (*e.g.*, Goto et al., 1997; Titov et al., 1997; Kirby et al., 1998; Lynett et al., 2003; Shi et al., 2012).

En su propagación a lo largo del océano, el tsunami tiene una trayectoria circular o elíptica y una amplitud ( $\eta$ ) que depende de la profundidad, lo cual permite hacer una diferenciación con

relación a esta y la longitud de onda, entre aguas profundas ( $H > \frac{\lambda}{2}$ ) y aguas someras ( $H < \frac{\lambda}{2}$ , ver Figura 1.8).

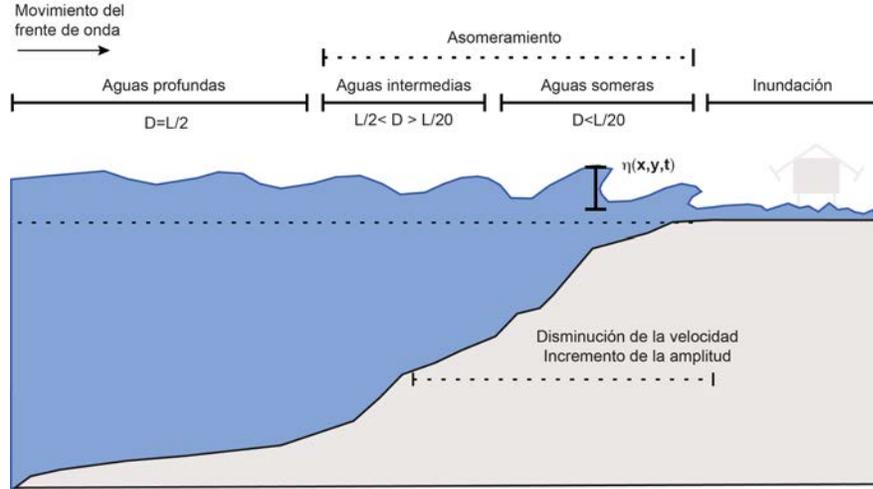


Figura 1.8: Ilustración de la variación de la amplitud y velocidad del frente de onda del tsunami en su paso por aguas profundas, intermedias y someras (segmentos continuos), en esta  $D$  y  $L$  representan profundidad y la longitud de onda.

Concibiendo el movimiento del frente de onda como ideal (*i.e.*, ausencia de fricción y efecto de Coriolis) y teniendo como única fuerza externa la gravedad, la Ecuación de continuidad linealizada se puede expresar como

$$(1.33) \quad \nabla^2 \Phi = 0,$$

donde  $\Phi$  es una función escalar que representa el potencial de velocidades, sujeta a las siguientes condiciones de frontera

$$(1.34) \quad \begin{aligned} \Phi_z &= \eta_t \quad \text{en } z = 0, \\ \Phi_z &= \zeta_t \quad \text{en } z = -h, \\ \Phi_t + g\eta &= 0 \quad \text{en } z = 0, \end{aligned}$$

donde  $\eta$  es la elevación de la superficie libre,  $\zeta$  la función de desplazamiento del piso oceánico y  $g$  es la aceleración debida a la gravedad.

Para su solución se utilizan las transformadas de Fourier y Laplace (Ramadan et al., 2011), donde la Ecuación (1.33) y sus condiciones frontera (ver Ecuación (1.34)) son transformadas al dominio

de la frecuencia y posteriormente al del vector número de onda  $k$ . De este modo, la solución en términos del potencial  $\bar{\Phi}$  es

$$(1.35) \quad \bar{\Phi}(k_1, k_2, z, s) = A(k_1, k_2, s) \cosh(kz) + B(k_1, k_2, s) \sinh(kz),$$

siendo  $k = \sqrt{k_1^2 + k_2^2}$ . Las funciones  $A$  y  $B$  se obtienen reemplazando las condiciones de frontera e iniciales (Ecuación (1.34)) en la Ecuación (1.35) se obtiene

$$(1.36) \quad A(k_1, k_2, s) = -\frac{g s \bar{\zeta}(k_1, k_2, s)}{\cosh(kh) [s^2 + gk \tanh(kh)]},$$

$$(1.37) \quad B(k_1, k_2, s) = \frac{s^3 \bar{\zeta}(k_1, k_2, s)}{k \cosh(kh) [s^2 + gk \tanh(kh)]},$$

con las cuales finalmente se obtiene la solución para  $\bar{\Phi}$ , expresada como

$$(1.38) \quad \bar{\Phi}(k_1, k_2, z, s) = -\frac{g s \bar{\zeta}(k_1, k_2, s)}{\cosh(kh) [s^2 + \omega^2]} \left[ \cosh(kz) - \frac{s^2}{gk} \sinh(kz) \right],$$

donde  $\omega = \sqrt{gk \tanh(kh)}$  es la frecuencia angular. Igualmente, considerando las condiciones de frontera es posible conocer la elevación en superficie  $\eta_t$ ,

$$(1.39) \quad \bar{\eta}(k_1, k_2, s) = \frac{s^2 \bar{\zeta}(k_1, k_2, s)}{\cosh(kh) (s^2 + \omega^2)},$$

considerando que  $\omega$  describe la relación de dispersión de los tsunamis, pues relaciona la velocidad de fase  $c = \frac{\omega}{k}$  y la velocidad de grupo  $U = \omega_k$ , que se pueden reescribir como:

$$(1.40) \quad c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \text{ y}$$

$$(1.41) \quad U = \frac{1}{2} c \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right).$$

Ya que el comportamiento del tsunami en aguas profundas implica que  $\lambda \gg h$  y  $k = \frac{2\pi}{\lambda} \approx 0$ , las velocidades de fase y grupo se reducen a

$$(1.42) \quad c = \sqrt{gh},$$

y en aguas someras a

$$(1.43) \quad c = \sqrt{g(h+n)}.$$

Las ecuaciones (1.43) y (1.42) establecen la relación de no-linealidad y dispersión, las cuales pueden variar en términos de la profundidad. Por lo tanto, ondas individuales se propagarán con diferentes velocidades haciendo complejo el patrón de propagación.

Igualmente, una aproximación teórica alternativa del comportamiento de un tsunami, consiste en simplificarlo en un conjunto de ondas solitarias o pulsos auto-reforzados, no periódicos conocidos como **solitones**, los cuales tienen dispersión elástica y una envolvente constante durante su viaje, inclusive después de chocar a velocidad constante. Su Ecuación de movimiento es

$$(1.44) \quad \eta_t + c\eta_x = 0,$$

donde  $c = c(\eta, x, t)$  y  $\eta$  representan la velocidad y la variación espacio-temporal de la elevación, suponiendo que  $c$  es constante, la Ecuación (1.44) tiene una solución exacta para la onda viajera, por lo tanto

$$(1.45) \quad \eta_{(x,t)} = \text{sech}^2(x - ct),$$

teniendo en cuenta solo la variación de  $\eta(x, t)$ , Korteweg y De Vries en 1895 derivaron una Ecuación similar a la anterior a partir de las ecuaciones de Boussinesq, que balancean la dispersión y no linealidad de las ondas viajeras, mostrando el comportamiento característico de un solitón, esta es

$$(1.46) \quad \eta_{(x,t)} = 3 \text{sech}^2\left(\sqrt{\frac{x-ct}{2}}\right).$$

En el océano, un tsunami no cumple rigurosamente el equilibrio entre la dispersión y la no linealidad, por lo que si la no linealidad domina en el solitón incidente, tiende a romperse del lado delantero mientras en aguas profundas, las condiciones de dispersión en el solitón generan ondas desde su parte trasera.

En general un tsunami puede propagarse a lo largo del océano como una gran cantidad de solitones que posiblemente se originaron de la misma fuente (Tkalich, 2011). Por otra parte, es importante tener en cuenta que las ondas en el océano tienen diversos orígenes (*e.g.*, gravedad, terremotos, viento, explosiones, capilaridad, etc.) y varios sistemas de ecuaciones pueden ser utilizados en la simulación de su propagación. En general, los sistemas se resuelven para un problema de condiciones iniciales y de contorno dados. El sistema dinámico se discretiza con algún método numérico, ya sea de dominio o de frontera y se resuelve de manera iterativa para una malla seleccionada que puede o no ser fija. Los modelos matemáticos comúnmente empleados en su simulación, utilizan principalmente dos conjuntos de EDPs, las ecuaciones de aguas someras (SWE, por sus siglas en inglés, *Shallow Water Equations*) o su variante no lineal (NLSWE, por sus siglas en inglés, *Non linear Shallow Water Equations*) y las ecuaciones de Boussinesq. Algunas de las implementaciones computacionales de ambos conjuntos de ecuaciones se muestran en la Tabla 1.2:

Tabla 1.2: Principales simuladores numéricos de tsunamis.

<b>Autores</b>	<b>Software</b>
Liu et al., (1995)	COMCOT
Titov et al., (1997)	MOST
Goto et al., (1997)	TUNAMI
Lynett et al., (2003)	COULWAVE
Shi et al., (2012) y Kirby et al., (1998)	FUNWAVE-TVD

La solución del problema de propagación del tsunami, ha sido llevada a cabo con modelos teóricos que reproducen su comportamiento en aguas someras (*e.g.*, Dutykh et al., 2008) y de Boussinesq (*e.g.*, Zhao et al., 2009), los cuales se explican a continuación:

### **Ecuaciones de Boussinesq**

Constituyen una derivación de las ecuaciones de Navier-Stokes y tienen diferentes formas funcionales, desde las clásicas (*e.g.*, Gobbi et al., 2000; Yeh et al., 2008), las cuales incorporan débilmente la no linealidad y dispersión, hasta las que los incluyen con un orden  $O(\mu^2)$ , donde  $\mu$  es un parámetro que caracteriza la dispersión (*e.g.*, Nwogu, 1993; Madsen et al., 1999; Kennedy et al., 2000; Lynett et al., 2002; Chen, 2006). Estas simulan la propagación de ondas superficiales bajo una gravedad inducida y permiten calcular su velocidad de flujo (suponiendo la frecuencia como lineal) para una profundidad  $h$  variable, lo cual reproduce la evolución rápida del frente de

onda en aguas someras y cercanas a la línea de costa.

Este conjunto de ecuaciones acorde a Chen (2006), Kennedy et al., (2001), Wei et al., (1995) y Nwogu (1993) se pueden expresar como:

$$(1.47) \quad \eta_t + \nabla \cdot \mathbf{M} = 0,$$

$$(1.48) \quad \mathbf{V}_t + \mathbf{V} \cdot \left[ \frac{\mathbf{M}\mathbf{M}}{\mathbf{H}} \right] + \nabla \left[ \frac{1}{2} g (\eta^2 + 2h\eta) \right] = \eta_t (\mathbf{V}' - \bar{u}_2) + \mathbf{H} (u_\alpha \cdot \bar{u}_2 + \bar{u}_2 \cdot \nabla u_\alpha - \mathbf{V}' - \mathbf{V}_2 - \mathbf{V}_3 - \mathbf{R} + g\eta \nabla h),$$

donde cada término en las ecuaciones (1.47) y (1.48) indica:

- 1 El volumen de flujo horizontal representado por  $\mathbf{M} = \mathbf{H}\{u_\alpha + \bar{u}_2\}$ .
- 2 La profundidad total del agua equivalente a  $\mathbf{H} = h + \eta$ , donde  $h$  es la profundidad del fluido y  $\eta_t$  la elevación en función del tiempo.
- 3 La profundidad promedio que contempla la contribución del campo horizontal de velocidades ( $\bar{u}_2$ ) para  $O(\mu^2)$ , expresada como:

$$\bar{u}_2 = \frac{1}{\mathbf{H}} \int_{-h}^{\eta} \mathbf{u}_2(z) dz = \left( \frac{z_\alpha^2}{2} - \frac{1}{6} (h^2 - h\eta + \eta^2) \right) \nabla \mathbf{B} + \left( z_\alpha + \frac{1}{2} (h - \eta) \right) \nabla \mathbf{A}.$$

- 4 La velocidad y la elevación en el nivel de referencia están expresadas como  $u_\alpha$  y  $z_\alpha$ .
- 5 La aceleración gravitacional es  $g$ .
- 6  $\mathbf{A} = \nabla \cdot (h u_\alpha)$  y  $\mathbf{B} = \nabla \cdot u_\alpha$ .
- 7 El término difusivo y disipativo que contempla la fricción del fondo oceánico y una subred de la mezcla turbulenta lateral (*e.g.*, movimiento caótico, en el que las partículas se mueven desordenadamente y sus trayectorias forman remolinos aperiódicos) está representado por  $\mathbf{R}$ .
- 8 Los términos dispersivos y sus derivadas temporales son equivalentes a:

$$\mathbf{V} = \mathbf{H}\{u_\alpha + V_1'\},$$

$$V'_1 = \left\{ \frac{z_\alpha^2}{2} \nabla \mathbf{B} + z_\alpha \nabla \mathbf{A} \right\}_t - \nabla \left[ \frac{\eta^2}{2} \mathbf{B} + \eta \mathbf{A} \right],$$

$$V''_1 = \nabla [\eta_t (\mathbf{A} + \eta \mathbf{B})],$$

$$\mathbf{V}_2 = \nabla \left\{ (z_\alpha - \eta) (u_\alpha \cdot \nabla) \mathbf{A} + \frac{1}{2} (z_\alpha^2 - \eta^2) (u_\alpha \cdot \nabla) \mathbf{B} + \frac{1}{2} [\mathbf{A} + \eta \mathbf{B}]^2 \right\},$$

por último,  $\mathbf{V}_3$  representa la contribución  $O(\mu^2)$  equivalente a:

$$\mathbf{V}_3 = \omega_0 i^z \times \bar{u}_2 + \omega_2 i^z \times u_\alpha,$$

acorde a Nwogu (ibíd.)  $z_\alpha$ , con el objetivo de optimizar la relación de dispersión aparente del modelo linealizado, por lo tanto  $\omega_0$  y  $\omega_2$  se pueden expresar como:

$$\begin{aligned} \omega_0 &= (\nabla \times u_\alpha) = v_{\alpha,x} + u_{\alpha,y}, \\ \omega_2 &= (\nabla \times \bar{u}_2) = z_{\alpha,x} (A_y + z_\alpha B_y) + z_{\alpha,y} (A_x + z_\alpha B_x). \end{aligned}$$

### Ecuaciones de aguas someras

Describen geoméricamente la propagación de un frente de onda en un fluido (ver Figura 1.9) y su evolución para un flujo incompresible (*i.e.*, balance hidrostático), sin tener en cuenta los cambios de densidad con la profundidad, lo que permite estudiar situaciones donde el flujo horizontal es mucho más grande que la profundidad (Costas et al., 2008). El conjunto de ecuaciones mencionadas son una extensión de las ecuaciones de Saint-Venant en dos dimensiones.

La propagación de un tsunami puede ser descrita con las SWE en aguas profundas, no obstante, en su arribo a la costa, la no linealidad del fenómeno sale del dominio de estas ecuaciones. Ya que la onda se comprime horizontalmente y crece verticalmente, su variante no lineal NLSWE, representan una aproximación más realista y se puede expresar acorde a Berger et al., (2011) como

$$\begin{aligned} h_t + (hu)_x + (hv)_y &= 0 \\ (1.49) \quad (hu)_t + \left( hu^2 + \frac{1}{2} gh^2 \right)_x + (huv)_y &= -gh\mathbf{B}_x - \mathbf{D}u \\ (hv)_t + \left( hv^2 + \frac{1}{2} gh^2 \right)_y + (huv)_x &= -gh\mathbf{B}_y - \mathbf{D}v, \end{aligned}$$

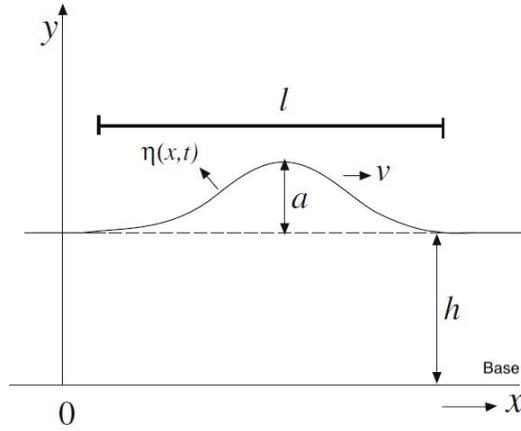


Figura 1.9: Modelo 1D del movimiento de un frente de onda en un canal, siendo  $l$  el ancho de la onda,  $a$  la amplitud variación relativa del frente de onda,  $\eta(x,y)$  la variación de la amplitud en el plano,  $v$  la velocidad de propagación,  $h$ , altura del canal y  $x$  y  $y$ , la dirección de propagación (modificada de Kundu, 2007).

donde  $x$  y  $y$  denotan la dirección de propagación,  $u$  y  $v$  la componente horizontal y vertical de la velocidad,  $h$  la variación del nivel del agua con relación a su referencia,  $g$  la gravedad,  $\mathbf{B}$  la batimetría y  $\mathbf{D}$  es el coeficiente de dragado, definido como

$$(1.50) \quad \mathbf{D} = \frac{g\mathbf{M}^2\sqrt{u^2+v^2}}{h^{\frac{5}{3}}},$$

siendo  $\mathbf{M}$  el coeficiente de Manning, asociado a la rugosidad del terreno o del fondo marino, generalmente calculado de manera empírica (Chow, 1959).

### 1.4.3.3. Inundación

En su arribo a la costa, las ondas de tsunami se frenan progresivamente y penetran tierra adentro hasta perder totalmente su amplitud, esta constituye la fase más destructiva y su nivel de impacto depende de factores como: la heterogeneidad del deslizamiento en el plano de falla, el tipo de fallamiento, la geometría de la costa, la batimetría, la infraestructura expuesta, entre otras (Glimsdal et al., 2019). Lo anterior, implica que terremotos con la misma magnitud pueden tener diferentes afectaciones a lo largo de una misma línea de costa.

El cálculo de la inundación se lleva a cabo con simulaciones computacionales y/o soluciones analíticas sin embargo, dada la demanda computacional y la necesidad de bases de datos de alta resolución (*i.e.*, topografía y batimetría), son pocos los estudios de PTHA y de riesgo que la estiman, algunos de los métodos utilizados son:

- 1 Ley de Green.** Permite el cálculo de la amplitud de un frente de onda en la línea de costa a una profundidad determinada (fijada con frecuencia a 0.5 m) a partir del registro de un receptor mar adentro. Se suele emplear en zonas con bases de datos topográficos de baja resolución (*e.g.*, Sørensen et al., 2012), no obstante, puede ser un método subjetivo, dada la sensibilidad de la amplitud con la profundidad de referencia (Davies et al., 2018).
- 2 Factores de amplificación.** Emplean la amplitud máxima registrada por un sensor mar adentro como condición inicial, en un modelo no lineal de aguas someras, que utiliza un perfil batimétrico perpendicular a los puntos de recepción. En el cálculo de la inundación, este enfoque contempla factores locales que pueden modificar el *run-up*, tales como: la batimetría local, la polaridad, la longitud de onda; asimismo brinda una mejor aproximación en líneas de costa estrechas y resolución espacial gruesa, siendo de gran ayuda en estudios regionales (Glimsdal et al., 2019).
- 3 Métodos numéricos dispersivos.** Utilizan modelos tipo Boussinesq que contemplan la dinámica de la onda del tsunami en su arribo e inundación de manera directa.
- 4 Soluciones analíticas.** A través de una forma funcional derivada para un perfil batimétrico uniforme o de pendiente suave, se calcula la amplitud tierra adentro.

#### 1.4.4. Estimación probabilista

Posterior al cálculo de los perfiles de amplitud ( $\eta$ ) o inundación ( $I$ ), el impacto probable del conjunto de tsunamis simulados se infiere para una serie de periodos de retorno promedio (ARP, por sus siglas en inglés), la probabilidad de excedencia para un umbral de amplitud ( $\eta_c$ , ver Figura 1.10); la cual se obtiene con varias aproximaciones que difieren en la ponderación de las probabilidades de excedencia y las consideraciones físicas y estadísticas en la información (*e.g.*, Sørensen et al., 2012; Goda et al., 2016; Davies, 2019).

Partiendo de la suposición que los sismos tsunamigénicos que exceden un umbral de amplitud  $\eta_c$  siguen un proceso de Poisson (*i.e.*, dependiente del tiempo), la probabilidad condicional  $P(\eta > \eta_c)$  de que al menos un evento ocurra en  $T$  años (*i.e.*, tiempo de interés o exposición) y tenga una altura costa fuera  $\eta$ [m] exceda un umbral  $\eta_c$  en un punto de interés (*e.g.*, Geist et al., 2006; Burbidge et al., 2008; González et al., 2009), se puede expresar como

$$(1.51) \quad P(\eta > \eta_c) = 1 - \prod_{i=1}^N e^{-v_i T P(\eta > \eta_c | M_i)},$$

siendo  $N$  el número de terremotos simulados en toda la zona de subducción (*i.e.*, una o varias zonas sismogénicas),  $v_i$  la frecuencia anual de ocurrencia de cada terremoto inferida de estudios

de regionalización,  $P(\eta > \eta_c | M_i)$  la probabilidad condicional de exceder el umbral de amplitud  $\eta_c$  para cada rango de magnitud  $M_i$  (en escala de momento sísmico). Asimismo, se pueden llevar a cabo un análisis de desagregación, a través del cual las probabilidades de excedencia se separan acorde con un margen de contribución relativo a cada rango de magnitud ( $\Delta M_i$ ) o zona sismogénica. Finalmente, el *ARP* se puede calcular como

$$(1.52) \quad ARP(P) = \frac{-T}{\ln(1-P)},$$

donde  $P$  la probabilidad de excedencia.

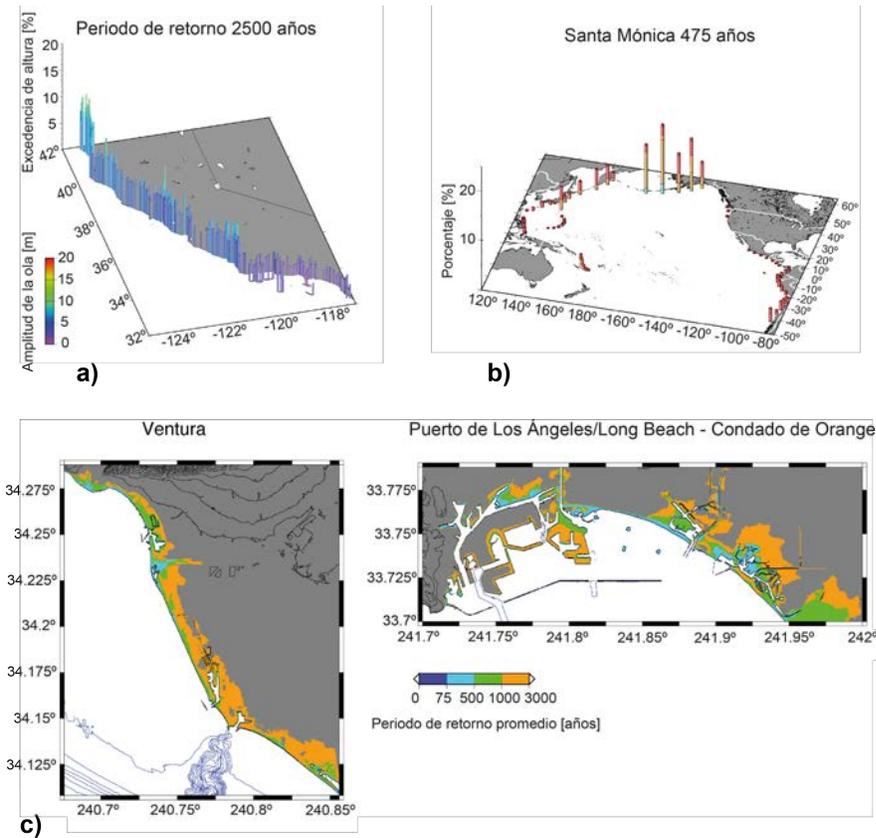


Figura 1.10: Resultados del estudio de PTHA considerando fuentes en el campo cercano y lejano, llevado a cabo por Thio et al., (2007) para la costa del estado California. **a)** Mapa de probabilidades de excedencia de altura de ola para un periodo de retorno de 2500 años, integrando todas las zonas de subducción del Pacífico. **b)** Estudio de desagregación para Santa Mónica (California) considerando un periodo de retorno de 475 años. **c)** Mapa de inundación probabilista acorde con el periodo de retorno para Ventura y Long Beach, California (modificado de Thio et al., 2007).

#### 1.4.4.1. Leyes de escalamiento

La generación automática de parámetros de la fuente de un terremoto es una tarea compleja de llevar a cabo, aún más, cuando se relacionan explícitamente con los sismos tsunamigénicos, dado el número limitado de observaciones (especialmente con aquellos de magnitud  $M_w$  mayor que 8), y la dispersa relación entre la fuente (*i.e.*, panorama sismo-tectónico, mecanismo focal, magnitud, etc.) y las características del tsunami (*i.e.*, amplitud e inundación). No obstante, se han establecido relaciones empíricas y cuantitativas entre el momento sísmico y la amplitud del tsunami para el campo cercano (Abe, 1995) y lejano (Okal, 1988; Pelayo et al., 1992), empero las ecuaciones derivadas no cuentan efectos como duración de la ruptura y la propagación del tsunami.

Teniendo en cuenta que la fuente sísmica de los eventos típicamente tsunamigénicos tiene ciertas características conocidas (*e.g.*, rango de profundidad, mecanismo focal y magnitud), suele utilizarse leyes de escalamiento en estudios de peligro por tsunami, las cuales son generadas a partir de una regresión (lineal u ortogonal) de grandes bases de datos de parámetros de la fuente de sismos históricos con características similares (*i.e.*, sismicidad somera,  $Z < 45$  km, ocurrida en zonas de subducción y con mecanismos focales similares). El parámetro del que parten es la magnitud o el momento sísmico, posteriormente se calculan las dimensiones del plano de falla (*i.e.*, largo y ancho), área, deslizamiento promedio y máximo (*e.g.*, Blaser et al., 2010; Strasser et al., 2010; Goda et al., 2016). Algunas de las propuestas para sismos de subducción se muestran en tabla 1.3 y la Figura 1.11.

A pesar que en su obtención se consideran diferentes bases de datos, los resultados muestran relaciones de escalamiento ligeramente similares (Stirling et al., 2002; Storchak et al., 2013; Li et al., 2020) no obstante, se establece que la propuesta de Wells et al., (1994) está desactualizada, por lo tanto, no deben usarse si se dispone de relaciones actuales. Así pues, la propuesta de Strasser et al., (2010) reporta un comportamiento similar en las simulaciones de tsunami (ver *e.g.*, Li et al., 2020).

## 1.5. Proyecto de investigación

En México existe la percepción que los tsunamis son eventos poco frecuentes, dado que las investigaciones y medidas de prevención son escasas en algunas poblaciones costeras como el estado de Oaxaca o Chiapas no obstante, el potencial que tiene este fenómeno de causar daño en zonas vulnerables o en sus inmediaciones, es incierto. Asimismo, el crecimiento de ciudades costeras e infraestructura portuaria a lo largo de la costa, requiere que las estimaciones del peligro por tsunami estén actualizadas, ya que las disponibles a 2015 son uniformes para toda la costa y hay regiones con información no actualizada, segmentada o simplemente no cuentan con análisis de peligro por tsunamis, debido a fuentes regionales o lejanas (*e.g.*, estados de Jalisco,

Tabla 1.3: Leyes de escalamiento para sismos de subducción.

A: Para el ancho y largo del plano de falla a partir de la magnitud de momento sísmico  $M_w$ .

Autores	Ancho $W$ [km]	Largo $L$ [km]
Blaser et al., (2010)	$-1.61 + 0.462 M_w$	$-2.28 + 0.55 M_w$
Goda et al., (2016)	$-1.7030 + 0.4488 M_w$	$-2.0106 + 0.5289 M_w$
USGS (2020a)	$-1.01 + 0.03 M_w$	$-3.03 + 0.04 M_w$
Wells et al., (1994)		$-2.68 + 0.63 M_w$
Strasser et al., (2010)	$-0.882 + 0.351 M_w$	$-2.447 + 0.585 M_w$
Rodríguez-Pérez et al., (2013)	$-1.689 + 0.462 M_w$	$-2.271 + 0.555 M_w$

B: Para el área a partir del momento sísmico  $M_0$ .

Autores	Área $S = W \times L$ , siendo $L = W$ [km <sup>2</sup> ]
Murotani et al., (2013)	$-2.81(1 \times 10^{-11} M_0^{2/3})$

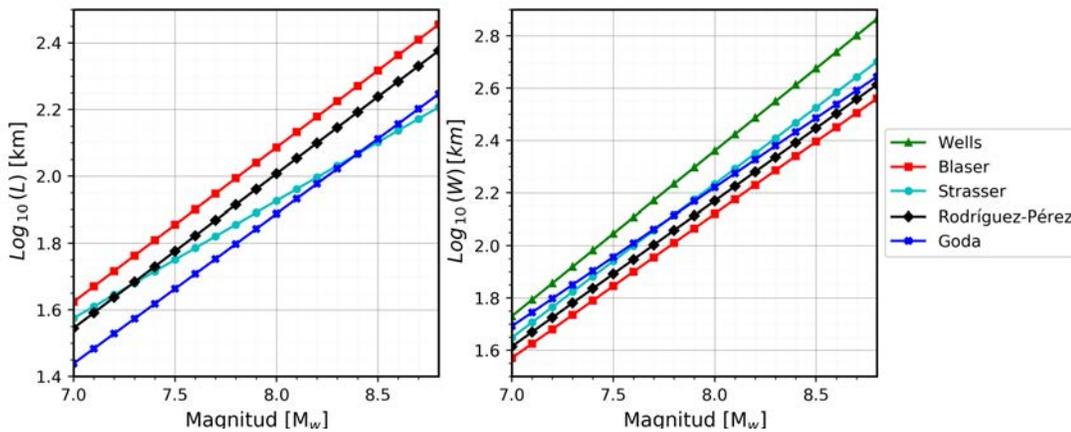


Figura 1.11: Leyes de escalamiento para sismos de subducción derivadas de estudios de regresión propuestas por Wells et al., (1994), Blaser et al., (2010), Strasser et al., (2010), Rodríguez-Pérez et al., (2013) y Goda et al., (2016).

Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas).

Actualmente, las metodologías de estudio que contemplan la estimación de peligro por sismos tsunamigénicos en México, abordan en su mayoría el proceso de modelado con condiciones simplistas o hacen una segmentación del mismo en estudios deterministas (*i.e.*, producción – propagación aguas profundas o someras). Aunque este tipo de simplificaciones constituyen una primera aproximación al fenómeno y facilitan el proceso numérico del modelado, la realidad muestra escenarios completamente diferentes y resulta clara la necesidad de incluir variables físicas y características tectónicas apegadas a la complejidad del fenómeno. Por lo anterior, es claro que las estimaciones de peligro por sismos tsunamigénicos en México requieren una

revisión profunda, ya que contemplan zonas específicas de posible inundación, además de una estandarización y homogeneización de las metodologías, las cuales deben considerar los avances en el tema; asimismo, deben tomar en cuenta las afectaciones que un tsunami de origen lejano pueda causar a lo largo de la costa.

Teniendo como premisa lo anterior, para el desarrollo de este proyecto se formulan las siguientes preguntas:

- 1 ¿Es posible mejorar las estimaciones de peligro debido a sismos tsunamigénicos de origen cercano, considerando modelado numérico y computacional de fuentes sísmicas próximas a la realidad?
- 2 ¿Qué mejoras se pueden alcanzar en la estimación del peligro tsunamigénico para la costa?, teniendo en cuenta análisis probabilistas y deterministas basados en el modelado realista de sismos tsunamigénicos plausibles a lo largo de la zona de subducción mexicana.

### **1.5.1. Justificación**

En la actualidad se sabe que en el territorio mexicano los tsunamis ocurren frecuentemente; por tal motivo es necesario potenciar el desarrollo de herramientas matemáticas y computacionales que permitan analizar el peligro asociado, teniendo en cuenta las posibles afectaciones en los estados que se sitúan en la costa.

### **1.5.2. Hipótesis**

La modelación física y matemática de un sismo tsunamigénico, haciendo uso de una aproximación realista del fenómeno, permite representar los efectos de fuentes cercanas y regionales en la proximidad de la costa. Además, provee los elementos para abordar el problema de la inundación, conocida la batimetría y la geometría costera.

### **1.5.3. Objetivos**

#### **1.5.3.1. General**

Estimar el peligro generado por sismos tsunamigénicos a lo largo de la costa del Pacífico mexicano debido a fuentes regionales y cercanas, incluyendo aspectos de modelado numérico computacional y análisis probabilista.

#### **1.5.3.2. Específicos**

- Modelar numéricamente sismos tsunamigénicos plausibles de origen cercano que afecten la costa de la República Mexicana, en los cuales se puedan medir la amplitud máxima

del tsunami al llegar a la costa y los niveles máximos de inundación, para un escenario probabilista donde se consideren como posibles fuentes las zonas mostradas en la Figura 4.1.

- Adaptar modelos batimétricos, de forma de costa y catastro recientes, para cálculos de inundación utilizando aproximaciones no lineales.
- Calcular curvas de peligro sísmico tsunamigénico a lo largo de la zona de subducción mexicana antes de la inundación, teniendo como parámetros los periodos de retorno y las cotas máximas de inundación.
- Llevar a cabo estimaciones del peligro por tsunami en puertos mexicanos.

## IMPLEMENTACIÓN DE MODELOS DE DEFORMACIÓN CINEMÁTICA EN LA SIMULACIÓN DE SISMOS TSUNAMIGÉNICOS

“ *If you can know everything about anything, it is not worth knowing.* ”

---

Robertson Davies, 1913-1995

A continuación se muestra la comparación realizada al campo de desplazamientos generado por el terremoto de Tehuantepec  $M_w$ 8.2, ocurrido el 8 de septiembre de 2017 (SSN, 2022). El análisis se llevó a cabo a partir de una serie de modelos de deslizamiento, propuestos por diversos autores, los cuales utilizaron diferentes conjuntos de datos (*i.e.*, desplazamiento, velocidad, aceleración y marea). Los desplazamientos fueron obtenidos con la solución Okada en sus dos variantes (*i.e.*, estática y cinemática) y la solución de la ecuación elastodinámica (dinámica) válida hasta una frecuencia de 0.25 Hz. A fin de mostrar la sensibilidad que tienen las amplitudes recabadas, estas se compararon con las mediciones de campo realizadas por Ramírez-Herrera et al., (2018) y el Servicio Mareográfico Nacional (SMN, 2020). Evidenciando discrepancias entre el conjunto de soluciones, especialmente en las zonas circundantes a Salina cruz (Oaxaca) y Villa del Mar (Chiapas), donde se registran diferencias de  $\pm 1.5$  m, las cuales se ven reflejadas en los perfiles de amplitud máxima y tiempos de arribo.

## 2.1. Modelos de deslizamiento generados para el sismo de Tehuantepec

Dentro de la simulación numérica de un tsunami, es importante un análisis detallado de la fuente sísmica, ya que esta influye en la energía elástica que se transmite al océano a través del desplazamiento en la base del piso oceánico, lo cual, tradicionalmente se lleva a cabo con el modelo de Okada, que tiene dos variantes. La primera, conocida como estática, representa la deformación final ocasionada por todas las sub-fallas generada de manera simultánea; la segunda, a la cual nos referimos como variante cinemática, calcula la deformación final generada por todas las sub-fallas en diferentes tiempos de ruptura (*rise-time* o historia del deslizamiento), no obstante, este parámetro suele ser una limitante, ya que pocos terremotos cuentan una inversión cinemática de la fuente (*i.e.*, la cual da cuenta de la evolución del deslizamiento en el plano de falla para una velocidad de ruptura constante).

Tanto los modelos de deslizamiento, como los de deformación cinemáticos, han tomado protagonismo en simulación numérica de tsunamis, especialmente en estudios del campo cercano, donde factores como la velocidad de ruptura, máximo deslizamiento acumulado, rigidez, entre otros más, se establecen como fuentes de incertidumbre en la altura de ola y en fenómenos subsecuentes como la resonancia (*e.g.*, Li et al., 2016; Le Gal et al., 2018; Ren et al., 2019; Scala et al., 2020; Salazar-Monroy et al., 2021a).

A través de la inversión de diferentes conjuntos de datos (*e.g.*, desplazamiento, velocidad, aceleración y marea) registrados por redes locales y globales, se calcularon los parámetros de la fuente para el sismo de Tehuantepec (*i.e.*, magnitud, hipocentro, mecanismo focal, etc.) y la distribución del deslizamiento en el plano de falla. Se publicaron seis modelos que describen el proceso de ruptura, mismos que difieren en su método de cálculo y validación (ver Figura 2.1), a continuación se muestran los detalles de cada uno:

- **Okuwaki et al., (2017)** : llevaron a cabo un análisis detallado del proceso de ruptura, a través de una inversión cinemática de la fuente con el análisis global de formas de onda telesísmicas. Utilizaron 34 sismogramas de la IRISDMC (*Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center*) de los que se extrajo el tiempo de arribo de la onda P de la componente vertical, con una buena cobertura azimutal y seleccionando sólo aquellos con una buena relación señal-ruido. Asimismo, aplicaron un filtro pasa bandas de dos polos Butterworth para un rango de 0.001–0.21 Hz a las observaciones y las funciones de Green, recuperando la complicada historia de la ruptura en un amplio rango de frecuencias y separando las fases con la profundidad; la incertidumbre de las funciones de Green se minimizó con el esquema de inversión de Yagi et al., (2011). El modelo obtenido sugiere que la ruptura se dio por esfuerzos extensionales, generados por el doblamiento de la placa en

la parte somera de la zona de subducción, asimismo que el cambio lateral en la geometría de la subducción en dirección del buzamiento restringe la propagación de la ruptura.

- **USGS (2017)** : utilizaron registros telesísmicos de la base de datos del Centro Nacional de Información de Terremotos (NEIC, por sus siglas en inglés), específicamente: 101 registros tele-sísmicos de onda P, 22 de onda SH y 128 de ondas superficiales, seleccionadas con base en la calidad y la cobertura azimutal. Las formas de onda fueron convertidas a desplazamiento y removida su respuesta instrumental, posteriormente se emplearon para restringir el historial del deslizamiento, resolviendo el problema inverso de la falla finita con la metodología propuesta por Ji et al., (2003). La modelación del evento se realizó utilizando coincidencias entre los hipocentros, los cuales fueron ajustados ligeramente a la solución del NEIC. El plano de falla se definió a partir del tensor de momento obtenido de la fase W o del Global-CMT (Ekström et al., 2012) para diferentes valores de velocidad de ruptura.
- **Gusman et al., (2018)**: utilizaron 12 registros de estaciones mareográficas locales de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC, por sus siglas en inglés) y 4 boyas DART, en la estimación de un modelo óptimo que describiera el desplazamiento del piso oceánico tras la ocurrencia del terremoto. Los autores emplearon un algoritmo genético de búsqueda de patrones, en la inversión de las formas de onda del tsunami, con una función tipo *B-spline* para fuentes puntuales. Dado que proveen un alto grado de flexibilidad en la determinación del desplazamiento, reproduciendo las observaciones con alta precisión. Calcularon las funciones de Green solucionando las SWE en coordenadas esféricas y evaluaron 10 posibles geometrías, encontrando una distribución de deslizamiento que explica el desplazamiento del piso oceánico, contiene el hipocentro y sus réplicas. El modelo de deslizamiento propuesto tiene una región compacta (entre 3–6 m) y centrada en la profundidad de 60 km al noroeste del epicentro. La profundidad de la sub-falla con el mayor deslizamiento está por encima de la típica para sismos tsunamigénicos, lo que lo hace inusual.
- **Heidarzadeh et al., (2018)**: utilizaron 18 mareogramas (4 boyas DART y 14 de la red de estaciones mareográficas de la IOC) con un intervalo de muestreo de 1 min. Las formas de onda del tsunami, fueron obtenidas tras remover la marea con un ajuste polinomial de la observación original. Asimismo, utilizaron 76 registros telesísmicos de ondas de cuerpo descargados de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) que incluyen: 64 de ondas P y 12 SH, con un cubrimiento azimutal entre 30° – 100° tomado desde el epicentro. Todos los registros fueron llevados a desplazamiento y filtrados en una banda de 0.004 – 1 Hz, con una duración 90 s, desde el arribo de la onda P o SH. Posteriormente, se obtuvieron 12 modelos de deslizamiento (seis por cada plano nodal) utilizando el programa de Kikuchi et al., (1991) y un modelo de velocidad global, los cuales fueron examinados con el fin de investigar cual plano reproduce mejor las formas de onda. Para ello, utilizaron un tiempo

de ruptura máximo de 9.5 s para cada sub-falla, un conjunto de 6 triángulos de *rise-time* con una duración de 3 s, traslapados por 1.5 s. Por último, variaron la velocidad de ruptura entre  $1.5 - 4.0 \frac{\text{km}}{\text{s}}$ , en intervalos de  $0.5 \frac{\text{km}}{\text{s}}$ . Finalmente, compararon las formas de ondas del tsunami simuladas con las observadas utilizando una función normalizada del error cuadrático medio (NRMS, por sus siglas en inglés), probando diferentes velocidades de ruptura, funciones temporales de la fuente, dimensiones de las sub-fallas para cada modelo y la transferencias de esfuerzos de Coulomb, por cada plano nodal. De acuerdo con los autores, el modelo de deslizamiento para el plano nodal 2 reproduce adecuadamente las observaciones con una velocidad de ruptura de  $2.5 \frac{\text{km}}{\text{s}}$ .

- **Melgar et al., (2018)**: realizaron una inversión conjunta de datos de movimiento fuerte (aceleración), desplazamiento (GPS, con un *off-set* estático y tasa de muestreo alta) y mareogramas (de la base de datos del SMN y boyas DART), utilizando un método multi-ventana y un triángulo isósceles como función base. Partieron del tensor de momento calculado por el SSN para la fase W, como plano nodal principal. Posteriormente, ajustaron el deslizamiento, discretizando el plano de falla en 152 sub-fallas. Para cada una y par de estaciones se calcularon funciones de Green, acorde con cada tipo de dato (*i.e.*, desplazamiento, aceleración y nivel de mar). Posteriormente, se filtraron con un filtro pasa bajas y se utilizaron como datos de entrada, utilizando un modelo de capas regional para la zona de Oaxaca; las funciones de Green para el tsunami se calcularon con GeoClaw (Berger et al., 2011), resolviendo el conjunto de ecuaciones de aguas someras no lineales con un modelo batimétrico de 450 m (Becker et al., 2009). Para cada sub-falla se utilizó 1 m de deslizamiento y se calculó la deformación del piso oceánico utilizando el mismo modelo de capas. La complejidad de la función temporal de la fuente fue modelada con un traslape del 50% en el deslizamiento con dos *rise-times*. La regularización espacial fue llevada a cabo con un Laplaciano, penalizando las distribuciones de deslizamiento ásperas e imponiendo restricciones a la norma  $L_2$ . Asimismo, los cuatro tipos de datos fueron ponderados de la misma forma, dividiendo cada conjunto con la norma del vector que contiene las observaciones del vector de parámetros del modelo. Realizaron un suavizado temporal con un esquema de diferencias finitas de primer orden, la calibración de la velocidad máxima de ruptura en la inversión, fue llevada a cabo cuidadosamente -limitada al ensayo y error-, reportando valores máximos entre  $2.6 \frac{\text{km}}{\text{s}}$  y  $4.4 \frac{\text{km}}{\text{s}}$  para 50 inversiones, con diferentes niveles de regularización en rangos de  $0.1 \frac{\text{km}}{\text{s}}$ . La velocidad de ruptura que mejor explica los datos está entre  $3.4 - 3.6 \frac{\text{km}}{\text{s}}$ .

La distribución espacial del deslizamiento, la extensión y orientación del plano de falla, las dimensiones de las sub-fallas y el máximo deslizamiento son diferentes en todos los modelos, por lo tanto, se espera que las métricas de intensidad del tsunami varíen. Lo anterior fue analizado a través de simulaciones numéricas en las que se tuvieron diferentes consideraciones físicas, las cuales se explican en la siguiente sección.

2.1. MODELOS DE DESLIZAMIENTO GENERADOS PARA EL SISMO DE TEHUANTEPEC

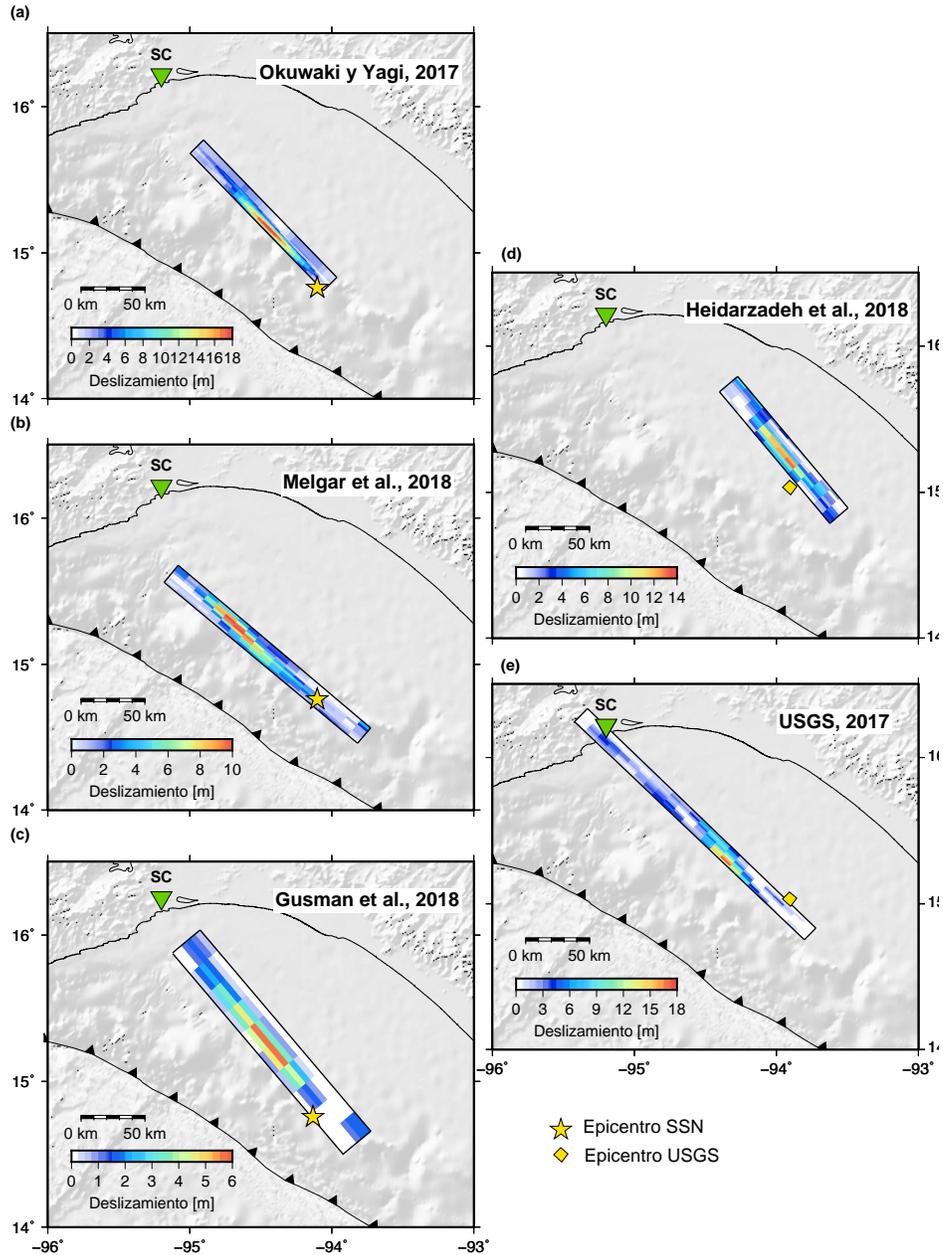


Figura 2.1: Modelos de deslizamiento generados a partir de la inversión de las formas de onda registradas para el sismo de Tehuantepec: **a)** Okuwaki et al., (2017), **b)** Melgar et al., (2018), **c)** Gusman et al., (2018), **d)** Heidarzadeh et al., (2018) y **e)** USGS (2017). La estrella amarilla representa el epicentro utilizado en el proceso de inversión. El triángulo verde denota la estación mareográfica más cercana (Salina cruz, SC) y la paleta de colores situada en la parte inferior de cada sub-Figura, el rango del deslizamiento en cada sub-falla.

## 2.2. Deformación del piso oceánico

Teniendo como referente los modelos de deslizamiento descritos en la sección anterior, se calculó la componente vertical del desplazamiento en la superficie del piso oceánico, utilizando tres tipos de aproximaciones:

- **Estática.** Se calcula el desplazamiento súbito debido una dislocación.
- **Cinemática.** Se calcula la evolución del desplazamiento utilizando las soluciones estáticas para cada intervalo de tiempo  $t_s$ , el cual parte de segmentar la historia del deslizamiento en cada sub-falla, teniendo en cuenta la siguiente ecuación

$$(2.1) \quad t_s(x, t) = \frac{R}{V_r} \text{ siendo } R = d(x_0, y_0; x, y),$$

donde  $R$ , es la distancia entre el hipocentro y el centroide de cada sub-falla, y  $V_r$ , la velocidad de ruptura.

- **Dinámica.** Se calcula el campo de desplazamiento en sus tres componentes, solucionando la ecuación elastodinámica (2.2) considerando como fuente sísmica los modelos de deslizamiento (*i.e.*, estáticos y cinemáticos)

$$(2.2) \quad \rho \left( \frac{d^2 u_i}{dt^2} \right) = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i,$$

siendo  $\rho$  la densidad de masa,  $u_i$  el campo de desplazamientos,  $\sigma_{ij}$  el tensor de esfuerzos y  $f_i$  la fuerza de cuerpo.

Tabla 2.1: Aproximaciones utilizadas en la generación del conjunto de modelos de deformación del piso oceánico.

Modelo	Aproximación		
	Estática	Cinemática	Elastodinámica
USGS	×	×	×
Melgar	×	×	×
Adyta	×	×	×
Okuwaki	×		×
Heidarzadeh	×		×

Los modelos estáticos y cinemáticos se generaron con la solución de Okada (ver [Capítulo 1](#), ver Figuras 2.2 y 2.3) y la dinámica con el software Hércules (Tu et al., 2006), el cual utiliza una

mallado tipo *Octree* que permite representar frecuencias dependiendo del número de procesadores empleado (mayores que 1.5 Hz) y calcular el campo de desplazamientos en las 3 componentes, antes que el frente de onda interactúe con el agua en la superficie del piso oceánico, utilizando el modelo de velocidad preliminar de referencia para la tierra (*PREM*, por sus siglas en inglés) para el estado de Chiapas y un modelo de velocidad local para los estados del sur de México obtenido con el método de inversión de forma de onda completa (Juárez, 2016).

Los tres conjuntos de modelos se incluyeron posteriormente como condición inicial en la simulación numérica del tsunami, la cual fue llevada a cabo con el software GeoClaw (Berger et al., 2011), empleando el mismo dominio, bases de datos (*i.e.*, batimetría y topografía) y condiciones de estabilidad (*i.e.*,  $\Delta t$  y  $\Delta X,Y$ ). De igual manera, se utilizaron dos conjuntos de datos batimétricos de diferente resolución: SRTM15 (Becker et al., 2009) y cartas batimétricas de la Secretaría de Marina, que se interpolaron a 350 m en las zonas circundantes a los puertos de Manzanillo, Lázaro Cárdenas, Zihuatanejo, Acapulco, Huatulco, Puerto Ángel, Salina cruz y Puerto Madero (ver Apéndice A).

Vale la pena resaltar que los modelos topográficos utilizados no contemplan edificaciones (sólo la forma del terreno). Por último, en cada simulación se registró el campo de amplitudes en el piso oceánico, perfiles de amplitud en la línea de costa y la serie de tiempo de marea en receptores cercanos a las estaciones del SMN. La marea fue removida de las observaciones y remuestreada a intervalos de 1 min para facilitar su comparación.

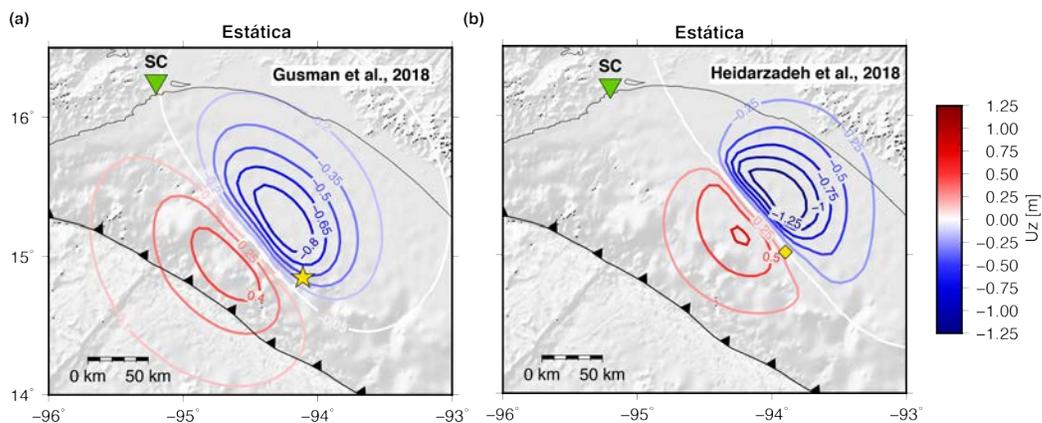


Figura 2.2: Desplazamientos máximos del piso oceánico calculados con la solución estática de Okada para el sismo de Tehuantepec empleando los modelos de: **a)** Gusman et al., (2018) y **b)** Heidarzadeh et al., (2018). El triángulo verde denota la ubicación de la estación mareográfica más cercana (Salina cruz, SC). La estrella y el rombo amarillo denotan los epicentros reportados por el SSN y la USGS.

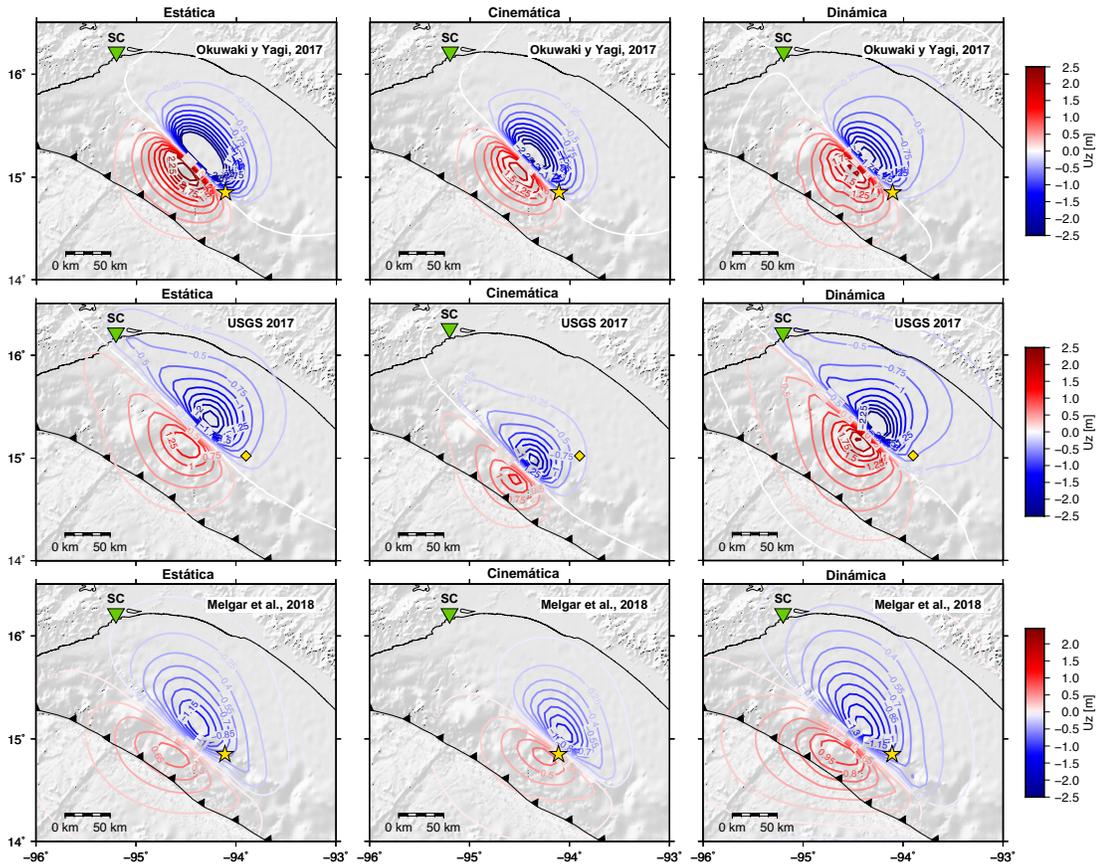


Figura 2.3: Desplazamientos máximos del piso oceánico calculados con la solución estática de Okada para el sismo de Tehuantepec empleando los modelos de: **c)** USGS (2017), **d)** Okuwaki et al., (2017) y **e)** Melgar et al., (2018). El triángulo verde denota la ubicación de la estación mareográfica más cercana (Salina cruz, SC). La estrella y el rombo amarillo denotan los epicentros reportados por el SSN y la USGS.

### 2.3. Resultados y análisis

En cada simulación se registraron las amplitudes máximas en una malla de 15 arcsec de resolución, entre las longitudes  $-98^{\circ}$  y  $-92^{\circ}$  y latitudes  $14^{\circ}$  y  $17^{\circ}$ , los cuales posteriormente se superpusieron, al igual que los perfiles de amplitud máxima y series de tiempo de marea en los puntos que emulan la localización de las estaciones mareográficas del SMN; estas se agruparon para cada tipo de aproximación en las Figuras 2.4, 2.5 y 2.6. Las sub-Figuras que muestran las amplitudes máximas y los perfiles de la línea de costa, se compararon con 7 puntos localizados entre las longitudes  $-93.91^{\circ}$  y  $-93.59^{\circ}$  para los cuales se tienen mediciones de amplitud recabadas en campo por Ramírez-Herrera et al., (2018), cuyos valores oscilan entre 1.67 m y 2.47 m, y fueron corregidas con los niveles de marea astronómica predichos al momento del tsunami. De

igual modo los mareogramas sintéticos se compararon con los observados en tiempo y frecuencia, extraídos de la base de datos la IOC y el Servicio Mareográfico Nacional (SMN, 2020) para las estaciones mostradas en las Figuras 2.2 y 2.3. En general, las simulaciones tienen un ajuste favorable en las tres aproximaciones; sin embargo, algunas discrepancias que consideramos importantes se detallan a continuación.

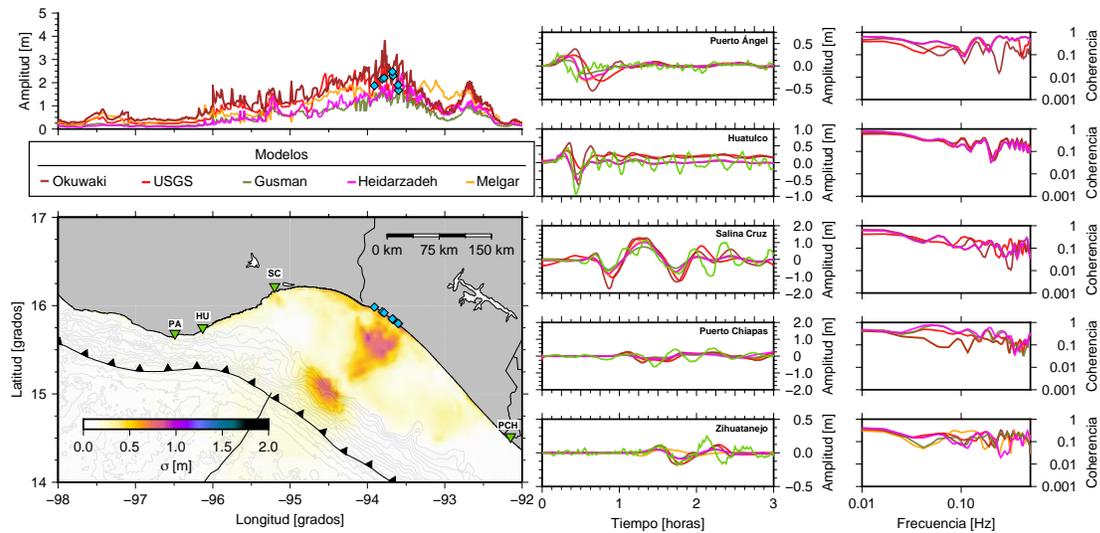


Figura 2.4: Comparación de los resultados de las simulaciones numéricas para el sismo de Tehuantepec, utilizando modelos de deformación estática. El mapa ubicado en la parte inferior izquierda muestra la desviación estándar de las amplitudes máximas; allí los triángulos verdes denotan la ubicación de las estaciones mareográficas más cercanas (Puerto Ángel, PA; Huatulco, HU; Salina cruz, SC; Puerto Chiapas, PCH) y los rombos azules representan los puntos de observación donde se recabaron valores de amplitud a través de trabajo de campo realizado por Ramírez-Herrera et al., (2018). En la parte superior izquierda se muestran los perfiles de amplitud máximas acorde a cada modelo. En la parte central se superponen los mareogramas observados (líneas verdes) en cada estación del Servicio Mareográfico Nacional. Por último, en la parte derecha se muestra la coherencia entre los mareogramas observados y los sintéticos para cada uno de los puertos y modelos.

Los perfiles ilustrados permiten ver que la amplitud del tsunami decrece hacia el sur del estado de Chiapas y zonas posteriores al norte de Puerto Ángel (Oaxaca), siendo el sur-este la zona donde la energía del tsunami se propagó principalmente. Asimismo, los puntos de medición generados por Ramírez-Herrera et al., (2018) coinciden en las tres aproximaciones. No obstante, si bien los perfiles tienen comportamientos similares en los tres casos, el modelo de Okuwaki et al., (2017) se encuentra por encima en todas las variantes, con valores de amplitud que oscilan entre los 3.5 hasta los 4.8 m. En el caso estático, los modelos de Melgar et al., (2018) y la USGS (2017), son los que tienen menor discrepancia por otra parte, el de Gusman et al., (2018), presenta la mayor con diferencias entre 0.5 y 1.5 m. De esta manera, los modelos cinemáticos tienen un comportamiento similar y el modelo de Melgar et al., (2018) se encuentra por debajo con valores entre 0.5 m y 1 m.

## CAPÍTULO 2. IMPLEMENTACIÓN DE MODELOS DE DEFORMACIÓN CINEMÁTICA EN LA SIMULACIÓN DE SISMOS TSUNAMIGÉNICOS

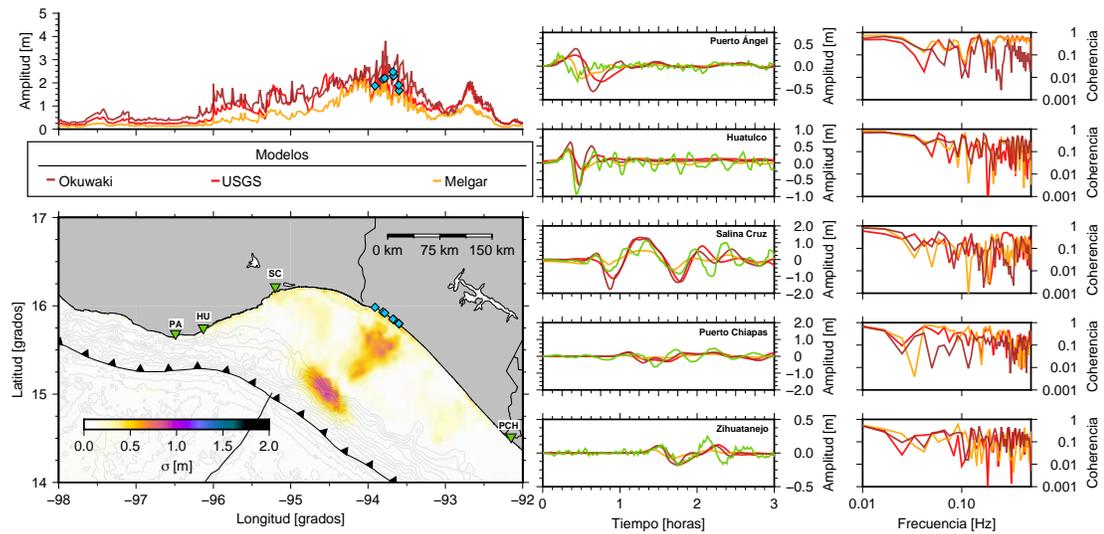


Figura 2.5: Comparación de los resultados de las simulaciones numéricas para el sismo de Tehuantepec, utilizando modelos de deformación cinemática. El mapa ubicado en la parte inferior izquierda muestra la desviación estándar de las amplitudes máximas; allí los triángulos verdes denotan la ubicación de las estaciones mareográficas más cercanas (Puerto Ángel, PA; Huatulco, HU; Salina cruz, SC; Puerto Chiapas, PCH) y los rombos azules representan los puntos de observación donde se recabaron valores de amplitud a través de trabajo de campo realizado por Ramírez-Herrera et al., (2018). En la parte superior izquierda se muestran los perfiles de amplitud máximas acorde a cada modelo. En la parte central se superponen los mareogramas observados (líneas verdes) en cada estación del Servicio Mareográfico Nacional. Por último, en la parte derecha se muestra la coherencia entre los mareogramas observados y los sintéticos para cada uno de los puertos y modelos.

Por último, los modelos dinámicos son los que tienen las amplitudes mayores con diferencias de hasta 2.5 m.

Asimismo, los mareógrafos del estado de Oaxaca registraron amplitudes entre  $\sim 1$  m y  $\sim 0.5$  m, siendo la estación de Puerto Ángel la que detectó el primer arribo a los  $\sim 7$  min. Vale la pena resaltar que en las cinco estaciones consideradas, las formas de onda revelan un comportamiento similar a las observaciones sin embargo, en los periodos largos difieren para las tres aproximaciones, ya que las fases posteriores no fueron bien resueltas y hay arribos posteriores con amplitud similar o mayor que el primero, lo cual puede atribuirse a ondas de borde (Gusman et al., 2018), la batimetría o resonancia en las zonas donde se encuentran los mareógrafos.

El rango del deslizamiento máximo está entre los 5.72 y 18.64 m, el ancho de las sub-fallas entre los 25.0 y 400.0 km<sup>2</sup>, y longitud del plano de falla entre los 64.915 y 112.44 km. Parte de las discrepancias encontradas se pueden atribuir al epicentro y los modelos velocidad utilizados Rebolgar et al., 1999; Hernandez et al., 2001; Laske et al., 2013, el primero reportado por el SSN,

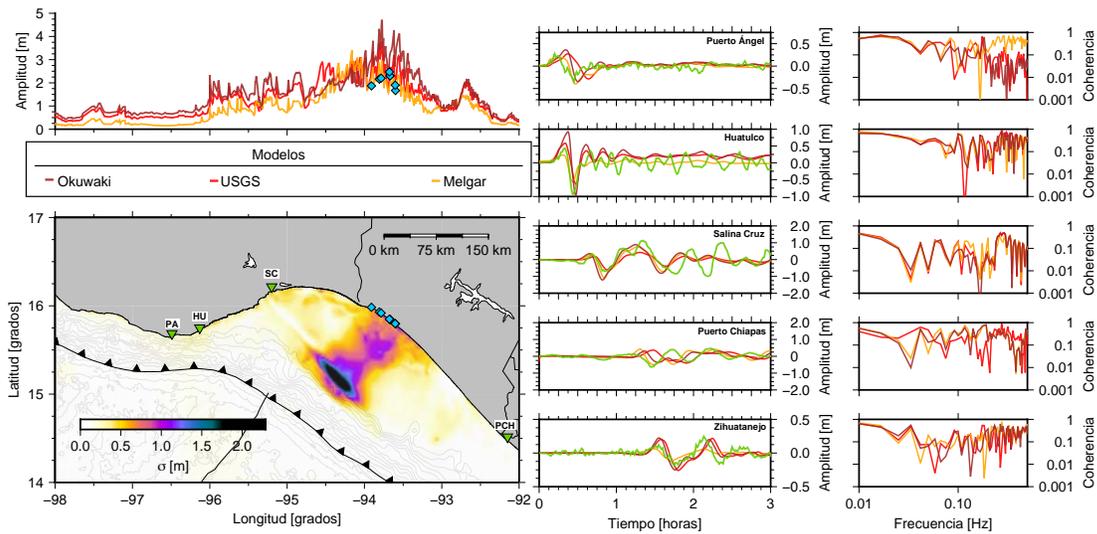


Figura 2.6: Comparación de los resultados de las simulaciones numéricas para el sismo de Tehuantepec, utilizando modelos de deformación dinámica. El mapa ubicado en la parte inferior izquierda muestra la desviación estándar de las amplitudes máximas; allí los triángulos verdes denotan la ubicación de las estaciones mareográficas más cercanas (Puerto Ángel, PA; Huatulco, HU; Salina Cruz, SC; Puerto Chiapas, PCH). En la parte superior izquierda se muestran los perfiles de amplitud máximas acorde a cada modelo. En la parte central se superponen los mareogramas observados (líneas verdes) en cada estación del Servicio Mareográfico Nacional. Por último, en la parte derecha se muestra la coherencia entre los mareogramas observados y los sintéticos para cada uno de los puertos y modelos.

14.85°N, 94.11°W y 58 km de profundidad, fue utilizado por Okuwaki et al., (2017), Gusman et al., (2018) y Melgar et al., (2018) y el segundo, generado por el USGS 15.022°N, 93.899°W y 47.4 km de profundidad, utilizado en los modelos USGS (2017) y Heidarzadeh et al., (2018) (ver Figuras 2.2 y 2.3). El terremoto tiene dos hipocentros oficiales publicados por el SSN, el primero, fue empleado por el USGS y ajustado posteriormente, con este último, se generaron los otros modelos, ambos hipocentros tienen una distancia de separación de 15.65 km.

Las regiones de subsidencia y elevación coinciden en los modelos y aproximaciones, sin embargo, su magnitud varía entre  $\pm 0.8$  y  $\pm 1.2$  m (ver Figuras 2.4, 2.5, 2.6, 2.7 y 2.8), siendo paralela a la trinchera, diagonal a la región de réplicas y el epicentro. Igualmente, se observa que los modelos cinemáticos tienen una evolución más rápida del desplazamiento en comparación con los dinámicos. Por otra parte, el modelo de Okuwaki et al., (2017), con la aproximación dinámica genera el mayor desplazamiento, en contraste con el modelo de Heidarzadeh et al., (2018), que registra el menor valor.

Las tres aproximaciones detectan el arribo del tsunami (ver Figura 2.9), no obstante, las estaciones de Puerto Ángel y Salina Cruz, tienen desfases en el tren de onda posterior y la estación de Puerto

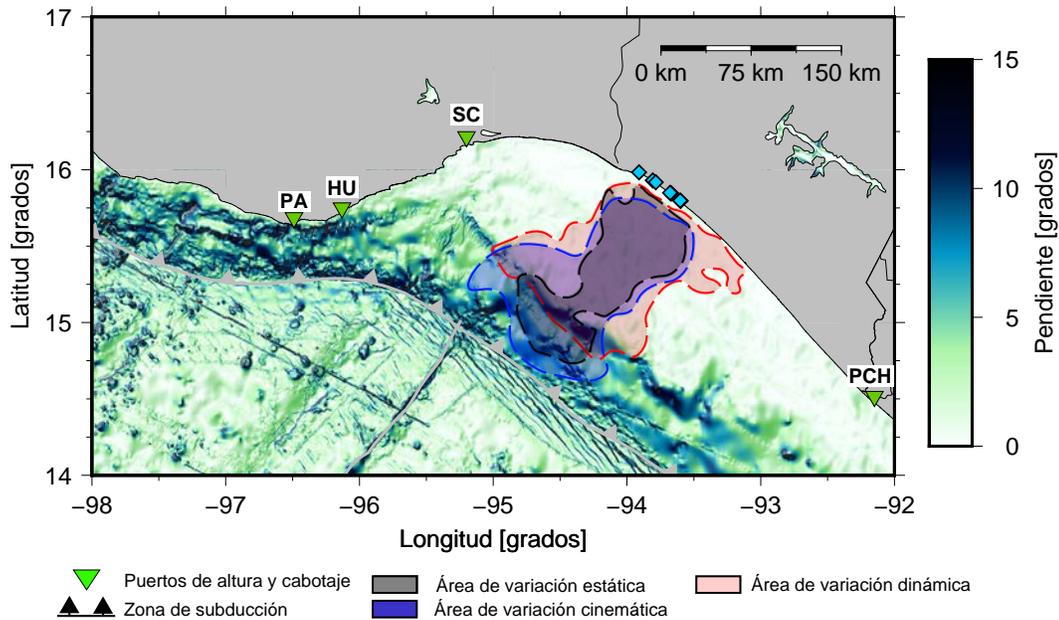


Figura 2.7: Pendientes del fondo marino calculadas para el modelo *SRTM* – 15 y su relación con las áreas de mayor variación del desplazamiento encontradas para las tres aproximaciones. Los rombos azules representan los puntos de observación donde se recabaron valores de amplitud a través de trabajo de campo realizado por Ramírez-Herrera et al., (2018) y los triángulos verdes representan las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional, Puerto Ángel (Oaxaca - PA), Huatulco (Oaxaca - HU), Salina cruz (Oaxaca - SA) y Puerto Chiapas (Chiapas - PCH).

Chiapas, tiene el desfase más notable, el cual oscila entre 15 y 22 min. Es importante mencionar que dicho efecto podría reducirse con datos batimétricos de mayor detalle, en zonas donde los modelos globales no pueden revelar todo el patrón de propagación del tsunami, pues estos garantizarían un mayor nivel predictivo en estudios comparativos.

## 2.4. Comentarios finales

La comparación de las observaciones con las amplitudes de los tres tipos de modelos (ver Figuras 2.4, 2.5 y 2.6) son recreadas en la línea de costa, no obstante los modelos de deformación dependientes del tiempo (*e.g.*, cinemáticos y dinámicos) brindan un mejor ajuste; recrean las características del tsunami en un mayor rango de frecuencias, específicamente los arribos y las amplitudes. Dicha evolución suele ser frecuentemente ignorada o en su defecto los modelos cinemáticos suponen una deformación instantánea. Asimismo, se atribuyen las diferencias en la amplitud a factores relacionados con rasgos estructurales, la representación del área de ruptura, la variación espacial del deslizamiento y la rigidez, ya que se tienen diferentes aproximaciones que generan variaciones en la modelación del tsunami para una magnitud de  $M_w 8.0 \pm 0.1$ . Las

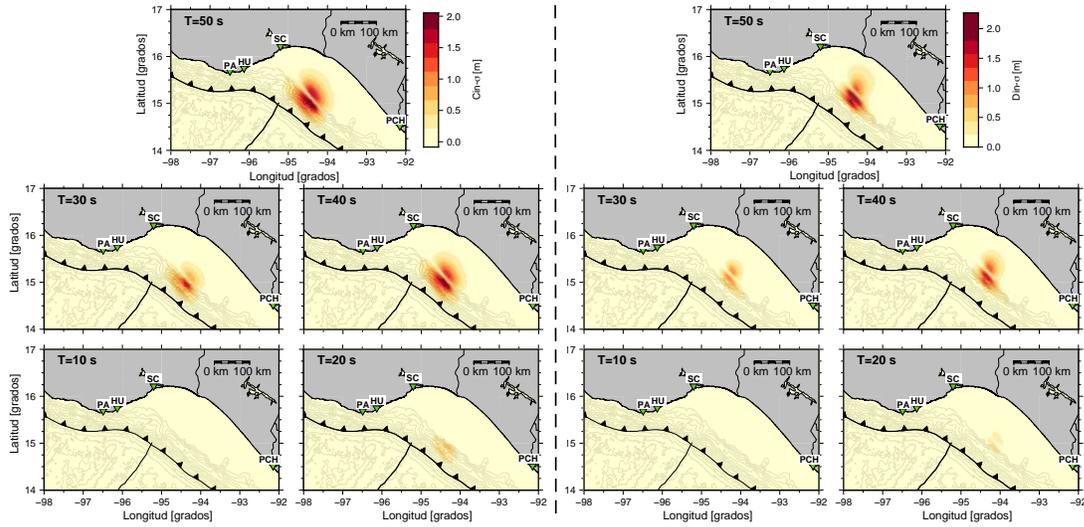


Figura 2.8: Desviación estándar de los modelos de desplazamiento generados con la solución cinemática de Okada (izquierda) y la ecuación elastodinámica (derecha) para diferentes instantes de tiempo. Los triángulos verdes representan las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional, Puerto Ángel (Oaxaca - PA), Huatulco (Oaxaca - HU), Salina cruz (Oaxaca - SA) y Puerto Chiapas (Chiapas - PCH).

regiones de mayor variación del desplazamiento del piso oceánico y amplitudes del tsunami (ver Figuras 2.7 y 2.8) se encuentran en zonas con pendientes suaves (desplazamientos negativos) y constantes (elevaciones) acorde con el modelo batimétrico empleado, lo cual es importante pues regiones con inestabilidad podrían extender el potencial tsunamigénico.

Los resultados obtenidos dependen de la caracterización sismotectónica de la zona de estudio, por lo tanto, al considerar modelos geofísicos recientes (*i.e.*, acoplamiento, estructura cortical de velocidades, rigidez y geometría de la subducción) junto con cartas batimétricas de menor resolución, podrían cambiar. Finalmente, teniendo en cuenta que en el Istmo de Tehuantepec se han generado eventos con características similares al analizado en este trabajo (Suárez, 2021), es importante considerar terremotos con fallamiento normal en estudios de peligro tsunamigénico, pues en otras regiones del mundo, este tipo de eventos han tenido efectos devastadores (*e.g.*, como el 3 de marzo de 1933  $M_w$ 8.4 en Sanriku, Japón y el 19 de agosto de 1977  $M_w$ 8.3 en Indonesia).

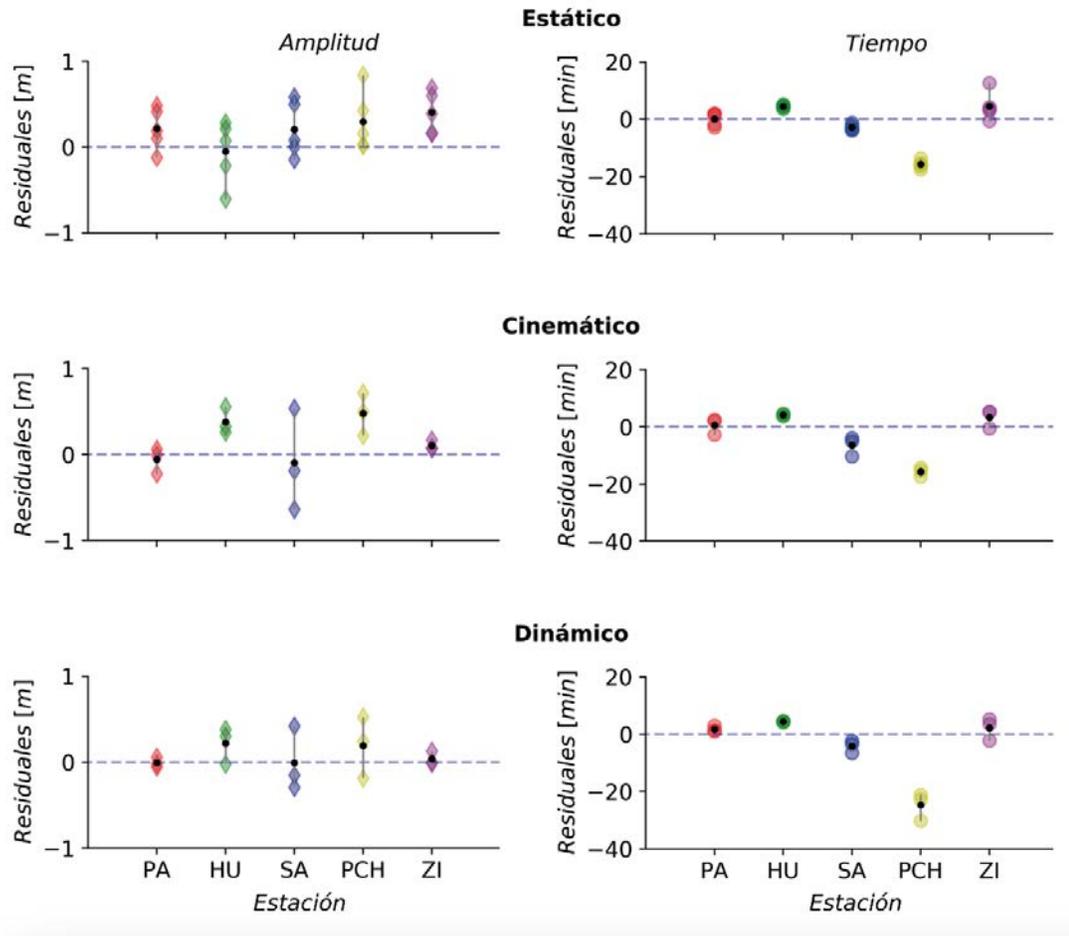


Figura 2.9: Residuales de amplitud máxima (izquierda) y tiempo de arribo (derecha) calculados para las diferentes aproximaciones consideradas: estática (parte superior), cinemática (medio) y dinámica (parte inferior) para las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional.

## ANÁLISIS DE LA FUENTE SÍSMICA PARA EL TERREMOTO DE SAN SIXTO DE 1787

“ *Nothing is too wonderful to be true if it be consistent with the laws of nature.* ”

---

Michael Faraday, 1791-1867

**E**l estudio del campo de desplazamientos y los efectos generados por los sismos de gran magnitud con simulaciones numéricas, permite conocer y analizar su impacto probable en zonas pobladas circundantes, tanto en el continente como en la costa. No obstante, es una tarea compleja de llevar a cabo, dados los periodos de observación e instrumentación necesaria, que restringen el conocimiento de la sismicidad de una zona y aumentan la incertidumbre en torno al peligro asociado.

En México este problema suele acrecentarse pues a la fecha, de los ~ 119 terremotos ocurridos alrededor del Cinturón Volcánico del Pacífico que cuentan con una caracterización de la fuente sísmica (Santoyo et al., 2005; Ye et al., 2016; USGS, 2017, 2020a; Mendoza et al., 2021), solo 9 se encuentran en la zona de subducción mexicana, específicamente en los estados de Chiapas, Colima, Guerrero, Michoacán y Oaxaca (SSN, 2022). El estudio de los procesos de ruptura de este tipo de terremotos es importante, ya que permite identificar la extensión de los planos de falla y estudiar su interconexión a lo largo de una zona, así como también conocer los rangos de los parámetros de la fuente y analizar la relación de su génesis con los rasgos tectónicos de la zona.

A continuación, se estudian los parámetros de la fuente del terremoto de San Sixto  $M \sim 8.6$  ocurrido el 28 de marzo de 1787 (Suárez et al., 2009) a partir de 30 escenarios de sismos tsunamigénicos propuestos, para un rango de magnitudes entre  $M_w 8.1$  y  $M_w 8.6$ , las cuales se definieron con base en el último sismo tsunamigénico registrado hasta 2018 (*i.e.*, 1985 – 09 – 19) y el máximo con estudios históricos (*ibíd.*). Cada escenario está compuesto por un modelo de deslizamiento heterogéneo y uno de deformación cinemática del piso oceánico, parametrizados con las observaciones recabadas de sismos con magnitud similar generados en zonas de subducción alrededor del mundo.

Las amplitudes obtenidas, tienen un valor máximo que llegó hasta los 21 m en las zonas cercanas al epicentro, asimismo, la región que concentró las mayores amplitudes se encuentran entre Acapulco y Puerto Ángel, con tiempos de arribo que oscilan entre los 4 y 5 min. Finalmente, se establecieron los rangos de los parámetros de la fuente del sismo, extraídas de los escenarios con magnitudes entre de  $M_w 8.3$  y  $M_w 8.6$ , ya que estos sobrepasaron los valores de amplitud reportados por estudios previos.

### 3.1. Generación de escenarios con deslizamiento heterogéneo

Cada escenario partió de una magnitud objetivo para la que se calcularon los parámetros de la fuente sísmica complementarios (*i.e.*, dimensiones del plano de falla, deslizamiento máximo entre 6.09 m y 18.794 m, tiempo de ascenso y tiempo de nucleación), con base en las leyes de escalamiento de Blaser et al., (2010), un *rake* de  $90^\circ$  (típico de sismos tsunamigénicos), un deslizamiento máximo acotado a 20 m; dado que la localización del terremoto es aleatoria, esta se delimitó al área reportada por Núñez-Cornú et al., (2008) (ver Figura 1.2). Asimismo, la geometría de la subducción se representó con el modelo *SLAB-2.0* (Hayes et al., 2018), considerando una profundidad máxima de 50 km y discretizada en un conjunto de sub-fallas triangulares, para las que posteriormente se calculó un deslizamiento acumulado y la deformación del piso oceánico.

El modelo de deslizamiento se obtuvo con la rutina *Fakequakes* del software *Mudpy* (Melgar et al., 2016), la cual crea una distribución estocástica del deslizamiento a través de una expansión de *Karhunen-Loève* (K-L) (ver Figuras 3.2, 3.3, A.3 y A.4). El segundo, muestra los desplazamientos en la superficie del piso oceánico calculados con la solución de Okada en cada instante de tiempo (ver Figura A.5), que se incluyó posteriormente como condición inicial en el software *GeoClaw* (donde se llevaron a cabo las simulaciones numéricas del tsunami), y se extrajeron los valores máximos de amplitud para un conjunto de receptores desplegados a lo largo de la línea de costa.

En total se generaron 30 escenarios con el fin de emular la cantidad de sismos de este rango de magnitud (ver Figura 3.1), producida en varios ciclos sísmicos, explorando la variabilidad de las características del terremoto y del tsunami. Pues a la fecha no se tienen observaciones producto de sismos típicamente tsunamigénicos con magnitud mayor que 8.2 en la zona epicentral

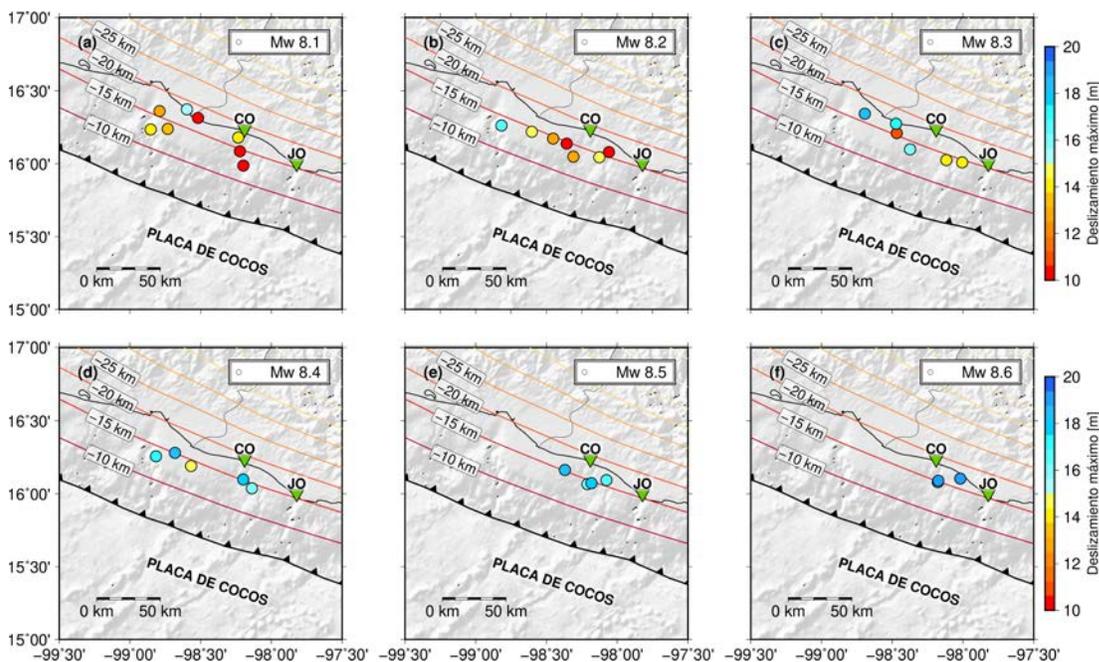


Figura 3.1: Epicentros de los escenarios generados con *Fakequakes* (Melgar et al., 2016) por rango de magnitud, desde  $M_w$  8.1 hasta  $M_w$  8.6 y su deslizamiento máximo correspondiente. Las líneas continuas representan profundidad a la que interactúan la placa de Cocos y Norteamérica, extraídas del modelo *SLAB-2.0* (Hayes et al., 2018). Los triángulos verdes invertidos denotan la ubicación de las localidades de Corralero (CO) y Jamiltepec (JO) en el estado de Oaxaca.

considerada.

### 3.2. Comparación de perfiles de amplitud

Del grupo de simulaciones se extrajeron los perfiles de amplitud máxima ( $\eta$ ) con un conjunto de receptores, en su mayoría, paralelos a la línea de costa y posteriormente aproximados a una isóbata de 5 m con la ley de Green. Los valores de  $\eta$  fueron separados acorde la magnitud del sismo que los generó, desde  $M_w$  8.1 hasta  $M_w$  8.6 con un intervalo de  $0.1M_w$  y comparados con las amplitudes extraídas del estudio llevado a cabo por Núñez-Cornú et al., (2008) (ver Figura 3.4). En general, cada perfil tiene una proporcionalidad entre la magnitud y el valor de  $\eta$ , cuyo máximo para todos los escenarios oscila entre 0.1 m y 22.2 m (ver Figura 3.4). De igual manera, las mayores variaciones de  $\eta$  se focalizan entre los  $-96^\circ$  y  $-100^\circ$  de longitud, englobando los receptores que se localizan entre Acapulco (Guerrero) y Tehuantepec (Oaxaca) (ver Figura 3.4).

Se observó que los sismos con magnitud mayor de  $M_w$  8.3 tuvieron perfiles de  $\eta$  por encima de los valores reportados por Núñez-Cornú et al., (ibíd.), sin embargo, el promedio y el mínimo en todos los rangos de magnitud están por debajo, lo cual se aprecia en las densidades calculadas por cada

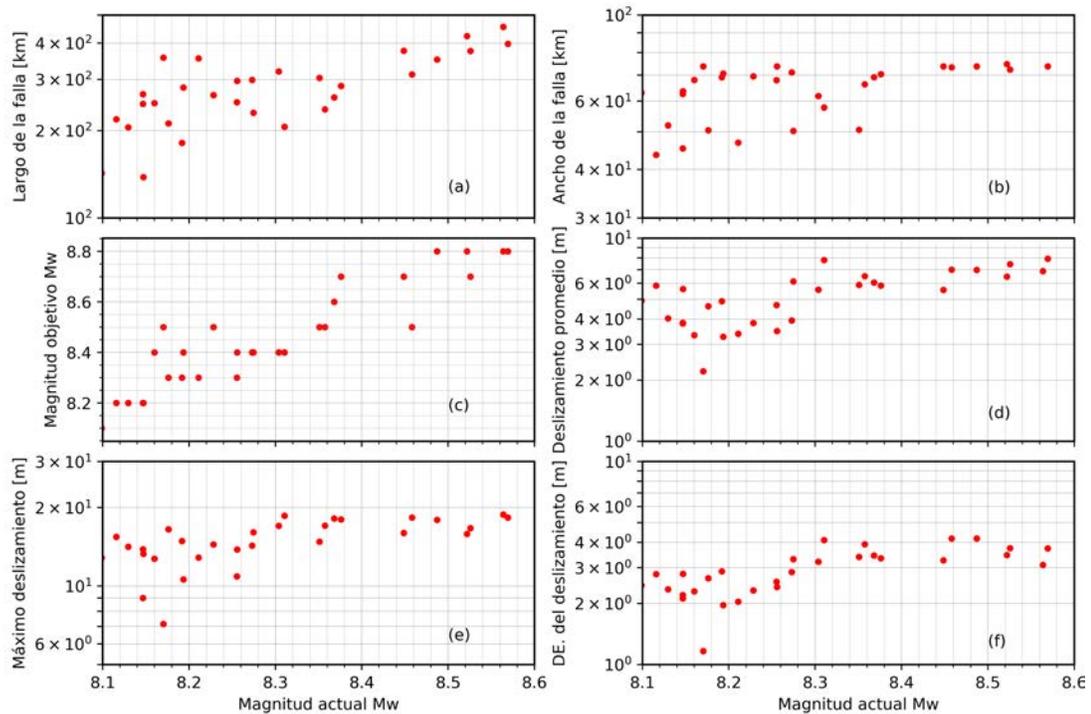


Figura 3.2: Características de los escenarios generados acorde con las leyes de escalamiento de Blaser et al., (2010) para sismos con magnitud  $M_w$  entre 8.1 y 8.6.

10 receptores en los diagramas de violín (ver Figura 3.4). Por último, los valores de  $\eta$  para sismos con magnitudes entre 8.3 y 8.4 se encuentran entre 19.6 m y 20.2 m, y para magnitudes entre 8.5–8.6 entre 22.1 m y 24.2 m, siendo la zona de Jamiltepec en ambos rangos, la que registra los valores más altos. De igual manera, los mareógrafos sintéticos que tuvieron la mayor amplitud son los del Puerto Ángel con 3.9 m, Corralero con 3.2 m y Jamiltepec con 2 m, y el tiempo de arribo mínimo se da entre Acapulco y Puerto Ángel a los 4.1 min y el máximo en las zonas que rodean Manzanillo y Puerto Chiapas. Teniendo en cuenta la naturaleza del fenómeno, las magnitudes de los escenarios y distancia epicentral, las zonas de mayor variación de  $\eta$  se localizan cerca de la costa; específicamente entre Acapulco-Corralero con amplitudes de 7.2 m y Jamiltepec-Puerto Ángel con amplitudes de 7.5 m y valores de  $\sigma = 2$  m (ver Figura 3.5).

### 3.2.1. Comparación de resultados con sismos tsunamigénicos alrededor del mundo

Considerando que la zona de subducción mexicana no cuenta con sismos tsunamigénicos medidos con magnitud mayor que 8.2, se compararon la amplitud máxima del tsunami y el deslizamiento del conjunto de escenarios simulado, con observaciones disponibles (e.g., modelos de deslizamiento,

### 3.2. COMPARACIÓN DE PERFILES DE AMPLITUD

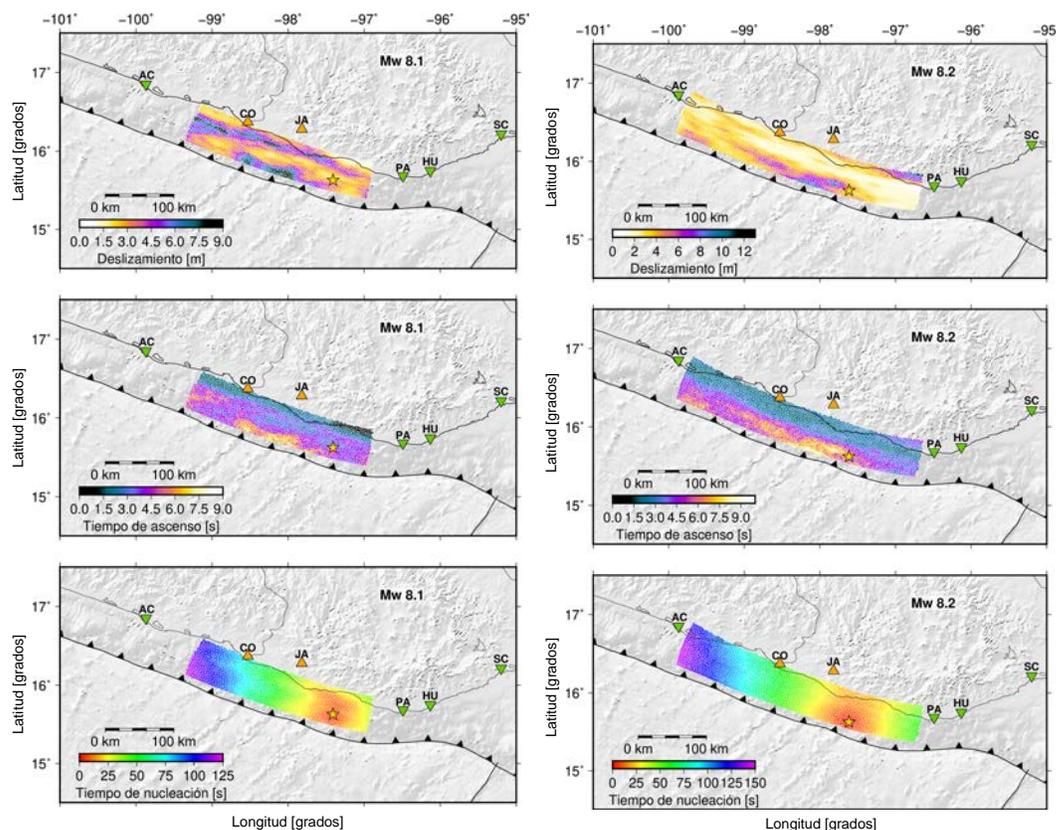


Figura 3.3: Modelos de deslizamiento generados con *Fakequakes* (Melgar et al., 2016) para sismos de magnitud  $M_w$  8.1 y  $M_w$  8.2, en los que se muestra el deslizamiento máximo (imagen superior), el tiempo de ascenso (imagen del medio) y tiempo de nucleación (imagen inferior). Los triángulos verdes representan la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional y los naranjas los puntos con valores reportados por el estudio de Núñez-Cornú et al., (2008).

mediciones de amplitud y mecanismo focal) de terremotos tsunamigénicos ocurridos en otras zonas de subducción, cuya magnitud  $M_w$  estuviese entre 8.0 y 8.6. Estos datos fueron extraídos de las plataformas SRCDMOD (Mai et al., 2014), el catálogo global de tensores de momento sísmico (GLOBAL-CMT, por sus siglas en inglés) (Ekström et al., 2012) y el catálogo histórico de tsunamis de la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (NOAA, por sus siglas en inglés).

El traslape de las observaciones y los valores extraídos de los modelos propuestos es dispersa (ver Figura 3.6), pues terremotos de magnitud  $M_w$  8.0 con deslizamiento de 4 m, registran valores de amplitud entre 4 – 12.25 m, diferencia que atribuimos a la instrumentación y la distancia entre el epicentro y la costa. Lo anterior, es posible de observar en el sismo de Perú (ver Figura 3.7), que

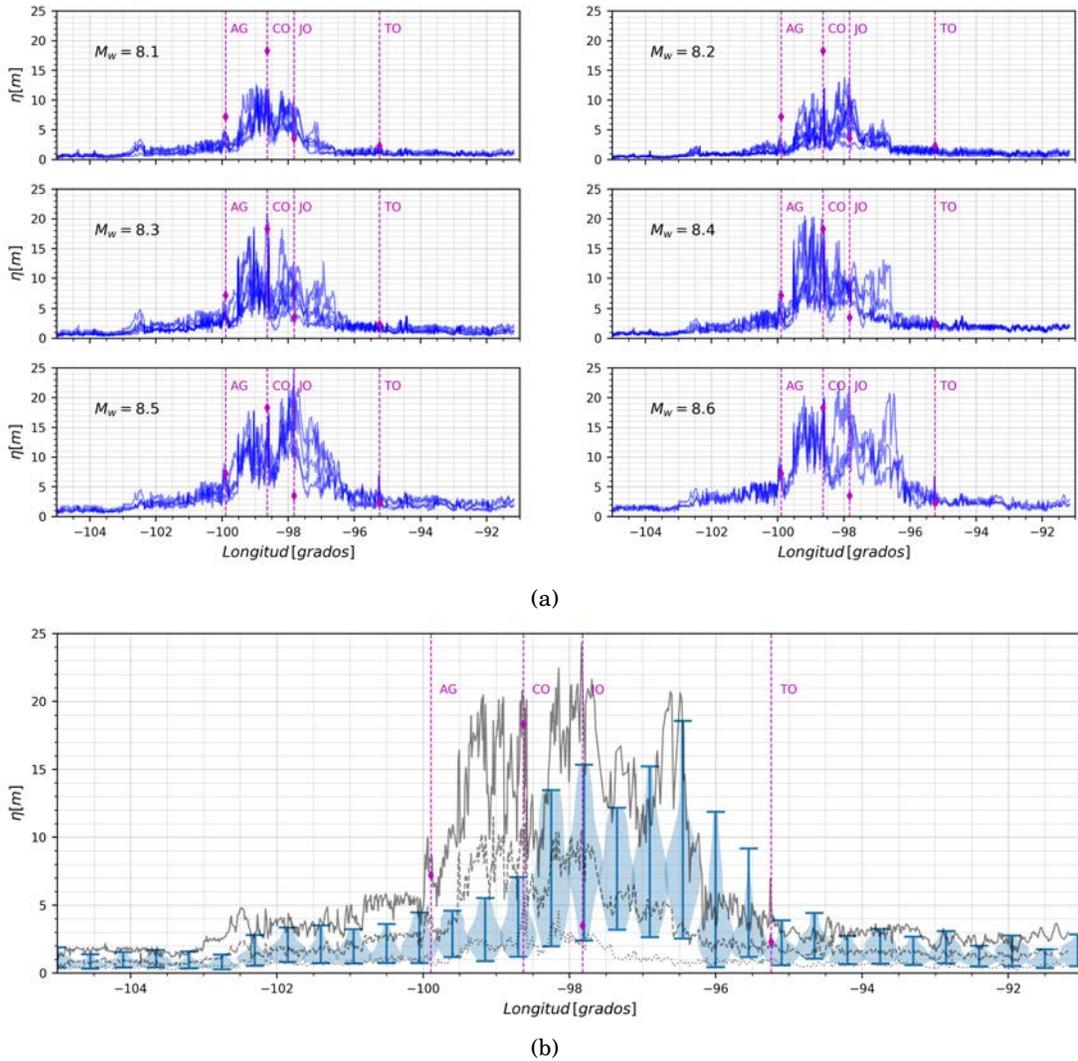


Figura 3.4: Resumen de las amplitudes obtenidas de los 30 escenarios considerados en este estudio. **a)** Perfiles de amplitud  $\eta$ [m] en función de la longitud por cada rango de magnitud (líneas azules). **b)** Amplitudes registradas por todo el conjunto de escenarios, la línea continua representa el máximo valor, la discontinua la media y la punteada el mínimo. Los diagramas de violín permiten observar la distribución de la amplitud en un conjunto de 10 receptores equiespaciados cada 10 km. Las líneas verticales en morado denotan las amplitudes reportadas por Núñez-Cornú et al., (2008) en las zonas de Acapulco (Guerrero, AG), Corralero (Oaxaca, CO), Jamiltepec (Oaxaca, JO) y Tehuantepec (Oaxaca, TO).

oscila entre los 1 km y 1750 km. Con relación a los escenarios, se puede observar una tendencia casi lineal entre la magnitud, la amplitud y el deslizamiento; no obstante, los sismos de magnitud 8.1, 8.2 y 8.3 tienen la mayor variación de amplitud, que se aprecia en las líneas superiores

### 3.2. COMPARACIÓN DE PERFILES DE AMPLITUD

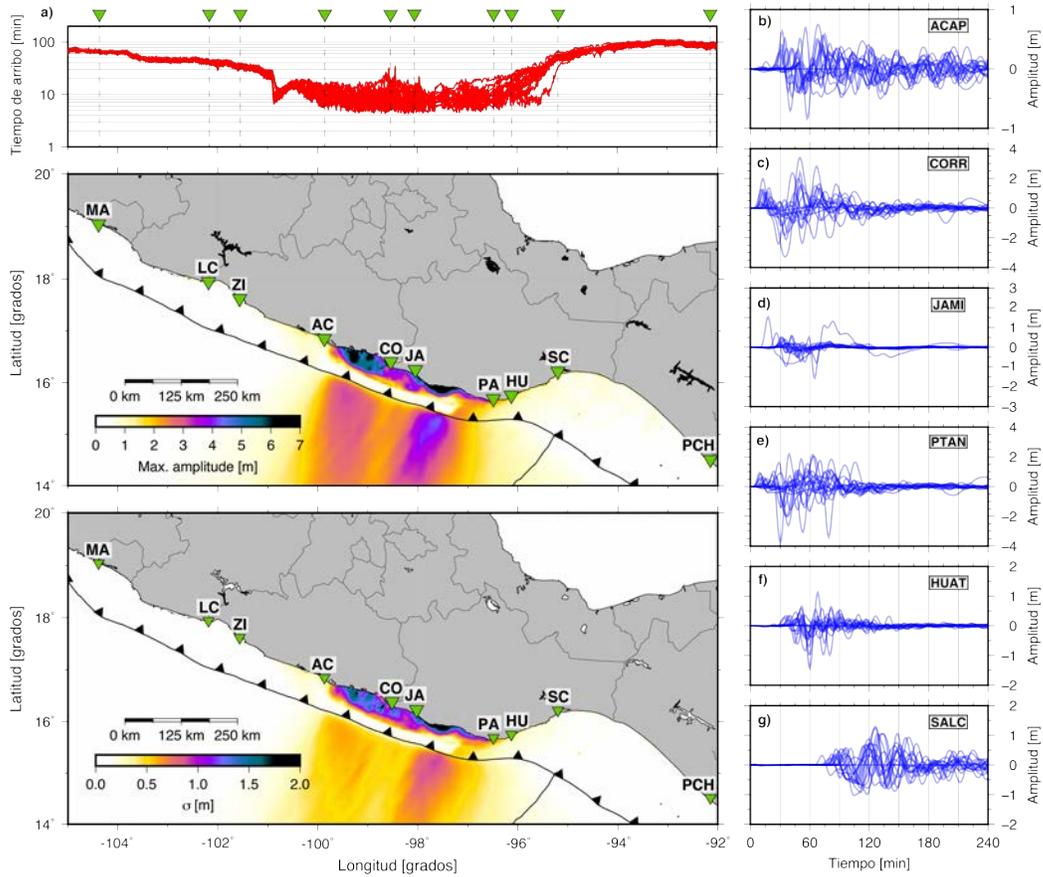


Figura 3.5: Variabilidad de las métricas de intensidad del tsunami de las simulaciones numéricas llevadas a cabo. **a)** En la parte superior se muestran los tiempos de arribo en líneas rojas, en el mapa del medio las máximas amplitudes registradas y en la parte inferior la desviación estándar de la amplitud  $\eta(t)$  de todo el grupo de mediciones. Los triángulos verdes representan la ubicación de los puertos de la costa pacífica (Manzanillo - **MA**, Lázaro Cárdenas - **LC**, Zihuatanejo - **ZI**, Acapulco - **AC**, Puerto Ángel - **PA**, Huatulco - **HU**, Salina Cruz - **SC**, Puerto Chiapas - **PCH**) y las flechas simbolizan la subducción entre la placa de Cocos y Norteamérica. **b) - g)** Los mareogramas sintéticos en líneas azules para las estaciones de Acapulco - **ACAP**, Corralero - **CORR**, Jamiltepec - **JAMI**, Puerto Ángel - **PTAN**, Huatulco - **HUAT** y Salina cruz - **SALC**.

de cada marcador. Dicho comportamiento se atribuyó a la aproximación de amplitud utilizada y una posible sobreestimación del deslizamiento (Scala et al., 2020). Sin embargo, este último factor se considera *grasso modo*, en la variación de rigidez dentro de cada escenario, pues en cada escenario se consideró una variación de la velocidad acorde a la geometría de la subducción y la profundidad.

De igual manera, la Figura 3.7 muestra las diferencias que tienen los parámetros de la fuente sísmica de cinco eventos con observaciones y modelos disponibles, de los cuales se encontró una

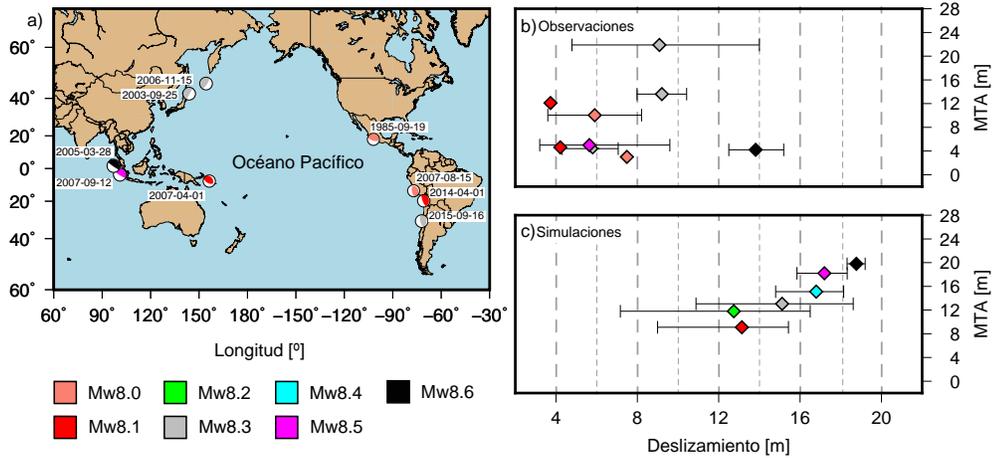


Figura 3.6: Comparación de las características de la fuente de sismos con fallamiento inverso y magnitud  $M_w$  mayor que 8.0 ocurridos en el Cinturón Volcánico del Pacífico. **a)** Mecanismos focales y epicentros de los eventos con magnitudes entre  $M_w$ 8.0 y  $M_w$ 8.6 separados acorde a la magnitud. **b)** Comparación entre el deslizamiento máximo (extraído del modelo de falla finita) y amplitud máxima registrada, para los sismos mostrados en **a)** y **c)** Comparación entre el deslizamiento máximo y la amplitud máxima recabada para el conjunto de modelos generados.

diferencia de 0.375 para la magnitud  $M_w$ , 15 km para la profundidad, 37.5 km para la latitud y 18.5 km para la longitud. También, del conjunto de eventos, el sismo de  $M_w$ 8.3 ocurrido en las Islas Kuriles el 2006-11-15, tiene la medición de amplitud más grande, en contra parte a los ocurridos al norte y sur de Sumatra  $M_w$ 8.6 2005-03-28 y  $M_w$ 8.5 2007-03-28, que a pesar de su magnitud, tienen mediciones de amplitud moderadas que no sobrepasan los 5 m. Lo anterior, resulta importante para este estudio, ya que de los escenarios modelados, aquellos con magnitud  $M_w$  entre 8.3 y 8.6, tienen amplitudes mayores que las determinadas por estudios previos, por lo tanto resulta complejo asignar una magnitud específica a partir del conjunto de terremotos, teniendo solo como referente datos históricos y obtenidos a través de simulación. Sin embargo, teniendo en cuenta la incertidumbre que rodea los estudios de sismicidad histórica y los resultados obtenidos del estudio propuesto, la magnitud para el terremoto de San Sixto podría encontrarse entre  $M_w$ 8.3 y  $M_w$ 8.6, teniendo en cuenta que hay 12 escenarios que tienen mediciones igual o mayores que las reportadas por Núñez-Cornú et al., (2008), mismos que se encuentran entre las latitudes 16°-16.25° y longitudes -98.30° - 98° con un tiempo mínimo de arribo de 4.5 min (ver Figura 3.5).

A pesar de los valores inferiores de amplitud cercanos a  $\sim 1$  m para los estados de Jalisco, Michoacán y Chiapas, se debe tener en cuenta que factores como la no linealidad y las pendientes de la playa, podrían amplificar los valores de  $\eta$  de 2 hasta 5 veces, lo anterior ha sido verificado con bases de datos de alta resolución en análisis de inundación (e.g., Medina et al., 2021).

### 3.2. COMPARACIÓN DE PERFILES DE AMPLITUD

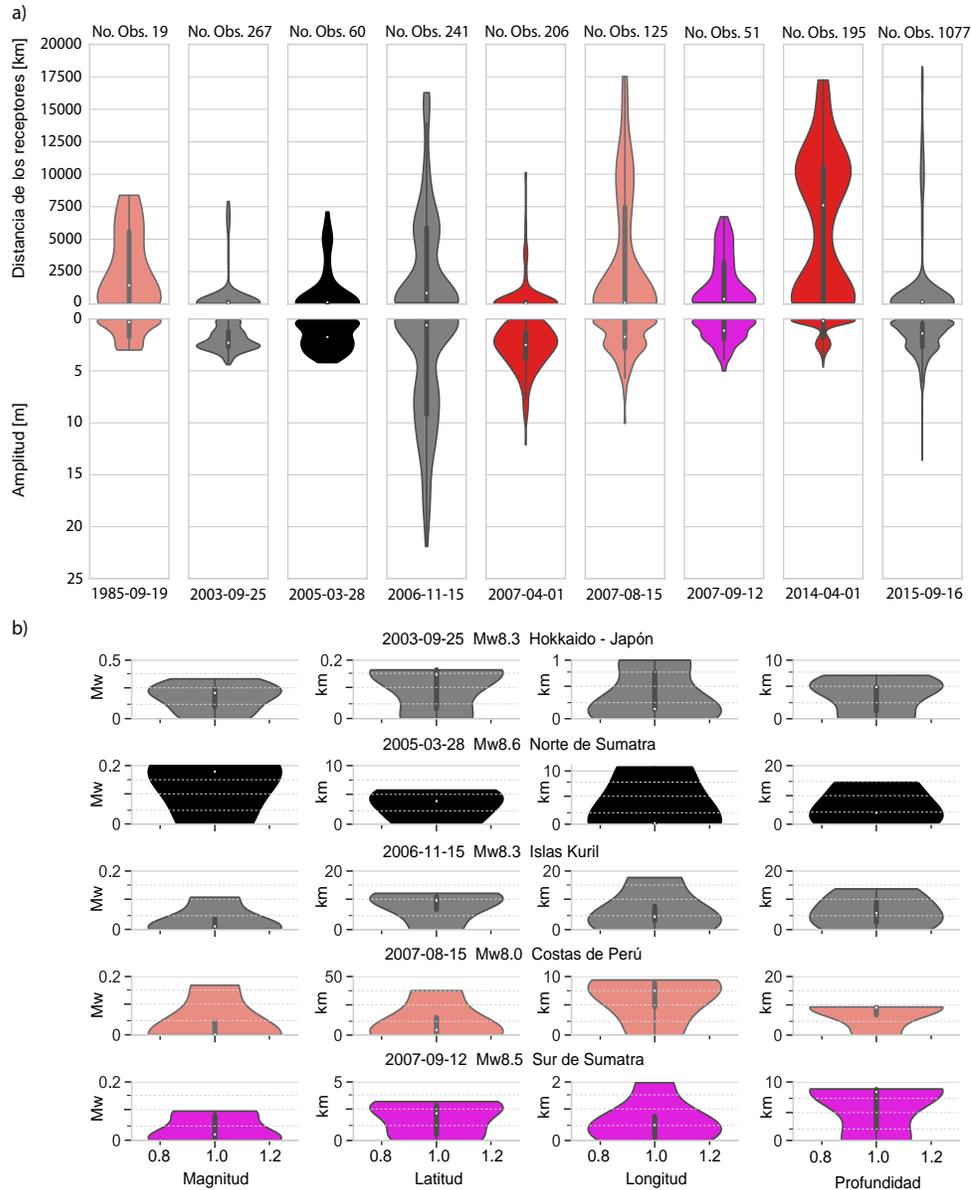


Figura 3.7: Comparación de las características del tsunami y de la fuente sísmica de eventos con fallamiento inverso y magnitud  $M_w$  mayor que 8.0 ocurridos en el Cinturón Volcánico del Pacífico. **a)** Densidad de las mediciones de amplitud y la distancia a la que se realizó la medición, en la parte superior se muestra el número de observaciones. **b)** Parámetros de la fuente extraídos de los modelos de falla finita con fallamiento inverso y magnitud  $M_w$  mayor que 8.0. Los valores de latitud y longitud se dan en los mismos rangos solo con fines comparativos.

Aunque los parámetros de la fuente utilizados en la comparación fueron obtenidos con diferentes métodos que a simple vista podrían llegar a ser incompatibles, se considera que reproducen la naturaleza del fenómeno con las limitantes de sus aproximaciones, de las cuales se destaca como la principal, a la variación espacio-temporal de las propiedades de la corteza en la generación de los modelos de deslizamiento y el número de escenarios considerado, ya que se generaron a partir de características de sismicidad meramente interplaca.

Por último, la diferencia que se encontró en los parámetros de la fuente de sismos con magnitudes cercanas a la de San Sixto (ver Figura 3.7), mostró valores de  $0.5M_w$  en la magnitud y 14.8 km en la profundidad. Dichos parámetros son altamente importantes en el potencial tsunamigénico del terremoto por lo tanto, incrementan la incertidumbre alrededor del evento en cuestión, por consiguiente deja la hipótesis que sismos tsunamigénicos de magnitud similar o mayor al de San Sixto se puedan generar en el futuro está todavía en debate, ya que el área de ruptura contemplada en este estudio abarca varios de los sismos ocurridos en Oaxaca (*e.g.*, 2020 – 06 – 23  $M_w$  7.4 en la Crucecita, Oaxaca) y considerando su variación geométrica a lo largo de la costa, hace más probable que rompa en eventos de magnitud  $M_w$  inferior a 8.6, que posiblemente generen tsunamis en un futuro.

## ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

“ *The language of probability allows us to speak quantitatively about some situation which may be highly variable, but which does have some consistent average behavior. Our most precise description of nature must be in terms of probabilities.* ”

---

Albert Einstein, 1879-1955

**E**n el siguiente Capítulo se muestran los resultados obtenidos en el estudio de PTHA llevado a cabo para la ZSM. El trabajo fue publicado en la revista *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, con título "*Regional Probabilistic Tsunami Hazard Analysis for the Mexican Subduction Zone from Stochastic Slip Models*".

### 4.1. Banco de observaciones

El PTHA tiene como objetivo proporcionar el rango de probabilidad de una métrica de intensidad (*e.g.*, MTA, velocidad o flujo de momento, etc.) para una zona específica y un periodo de retorno dado. Este puede ser calculado para un amplio rango de eventos potenciales (ver *e.g.*, Burbidge

## CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

et al., 2008; Li et al., 2016; Park et al., 2016; Grezio et al., 2017; Davies et al., 2018), estimando sus probabilidades con una estructura de decisión, como por ejemplo un árbol lógico (ver Annaka et al., 2007). En este se capturan y cuantifican las incertidumbres a través de diferentes ramas, ponderadas acorde con la frecuencia de ocurrencia (extraída de catálogos u opiniones de expertos). Como resultado se obtienen escenarios que representan los parámetros físicos involucrados (ver e.g., Annaka et al., 2007; Horspool et al., 2014). No obstante, su implementación en zonas con información escasa es un desafío, ya que se puede generar una estimación poco realista o sesgada.

Dado que se requiere de una gran cantidad de información acerca de los sismos tsunamigénicos en la ZSM para generar un árbol lógico, en este trabajo, el peligro por tsunami se estimó siguiendo la formulación estándar del PSHA (ver e.g., Esteva, 1967; Cornell, 1968). El método consistió en generar un conjunto de fuentes cinemáticas para varios rangos de magnitud y aplicando el teorema de probabilidad total, estimar el peligro en términos de la probabilidad de excedencia de la MTA, para una serie de periodos de retorno (i.e., 100, 500 y 1000 años). Todos los aspectos involucrados se explican en las siguientes sub-secciones.

### 4.1.1. Identificación de fuentes sismogénicas

Se generó una base de datos de sismos tsunamigénicos ocurridos entre 1820 y 2019, con la cual se identificó la magnitud máxima y las características de la fuente sísmica de los terremotos ocurridos en las cuatro regiones sismogénicas. Los hipocentros y magnitudes de eventos previos a 1900 fueron extraídos de Farreras et al., (2005) y NOAA (2021) y los posteriores, del catálogo en línea del SSN (2022). De igual forma, los tensores de momento se extrajeron del Global-CMT (Ekström et al., 2012) a partir de 1974.

La Figura 4.1 muestra las cuatro regiones sismotectónicas propuestas por Zúñiga et al., (2017) consideradas en este trabajo, las cuales fueron nombradas como  $SUB_1$ ,  $SUB_2$ ,  $SUB_3$  y  $SUB_4$ , y delineadas con base en eventos de subducción generados en zonas con acoplamiento fuerte e intermedio, los terremotos intraplaca corresponden a otras zonas sismotectónicas.

Adicional a la geometría de cada región, se emplearon los parámetros  $a$  y  $b$  (resumidos en la Tabla 4.1), calculados con el método de máxima verosimilitud (ver Aki, 1965). Las incertidumbres fueron estimadas utilizando el método de *bootstrap* confirmando su estabilidad (Woessner et al., 2005).

## 4.2. Método para la estimación de peligro

### 4.2.1. Catálogo sintético de terremotos

Se generaron 7946 escenarios de ruptura cinemáticas con el algoritmo *Fakequakes* (Melgar et al., 2016), cuya implementación está basada en la expansión de Karhunen-Loève, introducida

4.2. MÉTODO PARA LA ESTIMACIÓN DE PELIGRO

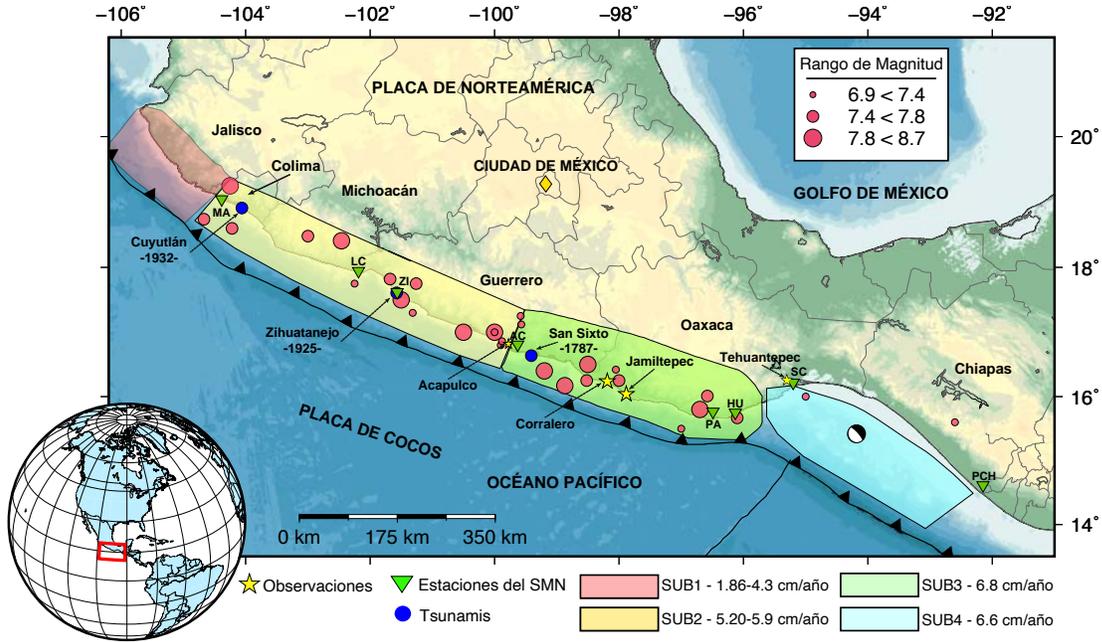


Figura 4.1: Panorama sismotectónico de la zona de subducción mexicana. Las zonas sombreadas a lo largo de la costa representan las regiones con sismicidad somera (Zúñiga et al., 2017) y tasas de convergencia (Pardo et al., 1995; Suárez et al., 2013). Los círculos rojos con diferentes tamaños denotan los epicentros de sismos tsunamigénicos ocurridos entre 1820 y 2019, acorde con la base de datos del SSN y NOAA. Los círculos azules y estrellas amarillas muestran los epicentros y lugares discutidos en el texto anteriormente. Los triángulos verdes representan las estaciones del SMN y el mecanismo focal está en el epicentro del sismo de Tehuantepec  $M_w$ 8.2 ocurrido el 8 de septiembre de 2017.

Tabla 4.1: Parámetros de recurrencia para las zonas sismotectónicas consideradas en el estudio de PTHA, extraídos del estudio de Zúñiga et al., (2017).

Región	$a$	$b$
$SUB_1$	$2.39 \pm 0.0$	$0.55 \pm 0.0$
$SUB_2$	$3.95 \pm 0.05$	$0.75 \pm 0.01$
$SUB_3$	$4.2 \pm 0.04$	$0.77 \pm 0.01$
$SUB_4$	$4.07 \pm 0.11$	$0.75 \pm 0.03$

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

por LeVeque et al., (2016) e implementada por Melgar et al., (2016) con modelos estocásticos de deslizamiento generados a partir de una función de correlación tipo Von-Karman. En cada sub-falla, el patrón de deslizamiento está normalmente distribuido con un exponente de Hurst de 0.7, el cual describe la rugosidad del deslizamiento. Las longitudes que definen la correlación de tipo Von-Karman escalan con la longitud y el ancho de la falla, de manera similar al trabajo llevado a cabo por Mai et al., (2002) por lo tanto, las fallas más largas tienen longitudes de correlación y asperezas en general más grandes. Para capturar el rango de las posibles dimensiones de la fuente, la implementación define la longitud y el ancho de la falla haciendo un sorteo aleatorio, utilizando las relaciones de escalamiento probabilistas de Blaser et al., (2010) para terremotos de subducción. Como resultado, no todos los terremotos con la misma magnitud tienen la misma dimensión. Asimismo, el método a veces produce geometrías más largas o más cortas que el promedio (para detalles específicos ver Melgar et al., (2016) o el Capítulo 1).

Los escenarios fueron generados teniendo como referente la geometría 3D de la subducción propuesta por Hayes et al., (2018) con el modelo SLAB2.0, que incluye los resultados obtenidos a partir de funciones de receptor de Pérez-Campos et al., (2008) y Melgar et al., (2011), asimismo, se incluyeron los sismos tsunamigénicos registrados hasta 2018, la estructura cortical propuesta por Simmons et al., (2012) y los modelos de deslizamiento disponibles (ver Figuras 4.2 y 4.3). Posteriormente, se fijaron el ángulo de buzamiento a 90° y el hipocentro aleatoriamente en la superficie de la falla, este último, hasta que el modelo de deslizamiento fuese consistente con la magnitud estipulada. Luego, se calcularon los tiempos de nucleación con una distribución de velocidad de fondo que varía con la profundidad y se perturbó estocásticamente, siguiendo la aproximación descrita por Graves et al., (2010) y Graves et al., (2015); lo que permitió una propagación más rápida donde el deslizamiento es más grande y lento donde es pequeño. Finalmente, el deslizamiento en cada sub-falla se parametrizó con la función de deslizamiento de Dreger (Mena et al., 2010), con tiempos de ascenso que escalan con el cuadrado de la raíz del deslizamiento, y se restringieron hasta coincidir, en promedio, con lo observado por Melgar et al., (2017).

Se utilizó la relación truncada de Gutenberg-Richter (TGRR, por sus siglas en inglés) para el cálculo de la tasa anual de ocurrencia ( $v_i$ ) de cada evento, expresada como

$$(4.1) \quad v_i = v_0 \frac{e^{\beta(M_i - M_{min})} - e^{-\beta(M_{max} - M_{min})}}{1 - e^{-\beta(M_{max} - M_{min})}} \quad M_{min} \leq M_i \leq M_{max},$$

siendo  $M_i$  la  $i$ -ésima magnitud del evento,  $v_0 = e^{(\alpha - \beta M_{min})}$ ,  $\alpha = a \ln(10)$  y  $\beta = b \ln(10)$  constantes derivadas de los parámetros de regionalización (ver Tabla 4.1),  $M_{min}$  es la magnitud de momento mínima fijada a 7.0, debido a que las magnitudes por debajo de este valor raramente generan tsunamis con daños importantes y  $M_{max}$  es la magnitud máxima de momento sísmico prevista fijada a 8.4 en todas las zonas sismotectónicas.

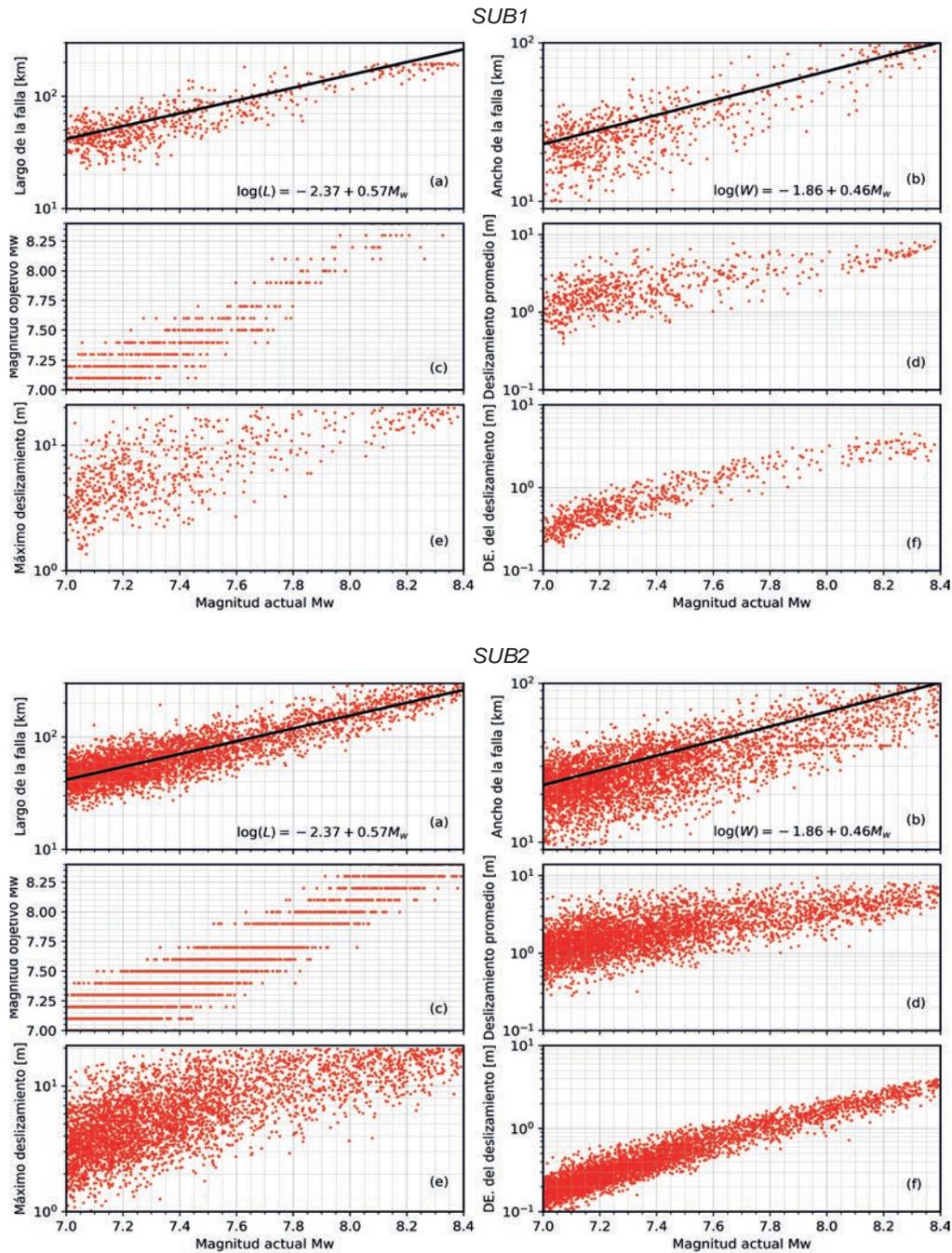


Figura 4.2: Resumen de los parámetros de la fuente para los 1966 y 2003 escenarios generados para las regiones *SUB<sub>1</sub>* y *SUB<sub>2</sub>*. **a)** y **b)** Distribuciones del largo y el ancho, comparado con la ley de escalamiento de Blaser et al., (2010). **c)** La magnitud objetivo y deslizamiento. **d-f)** Media, máximo y desviación estándar del deslizamiento.

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

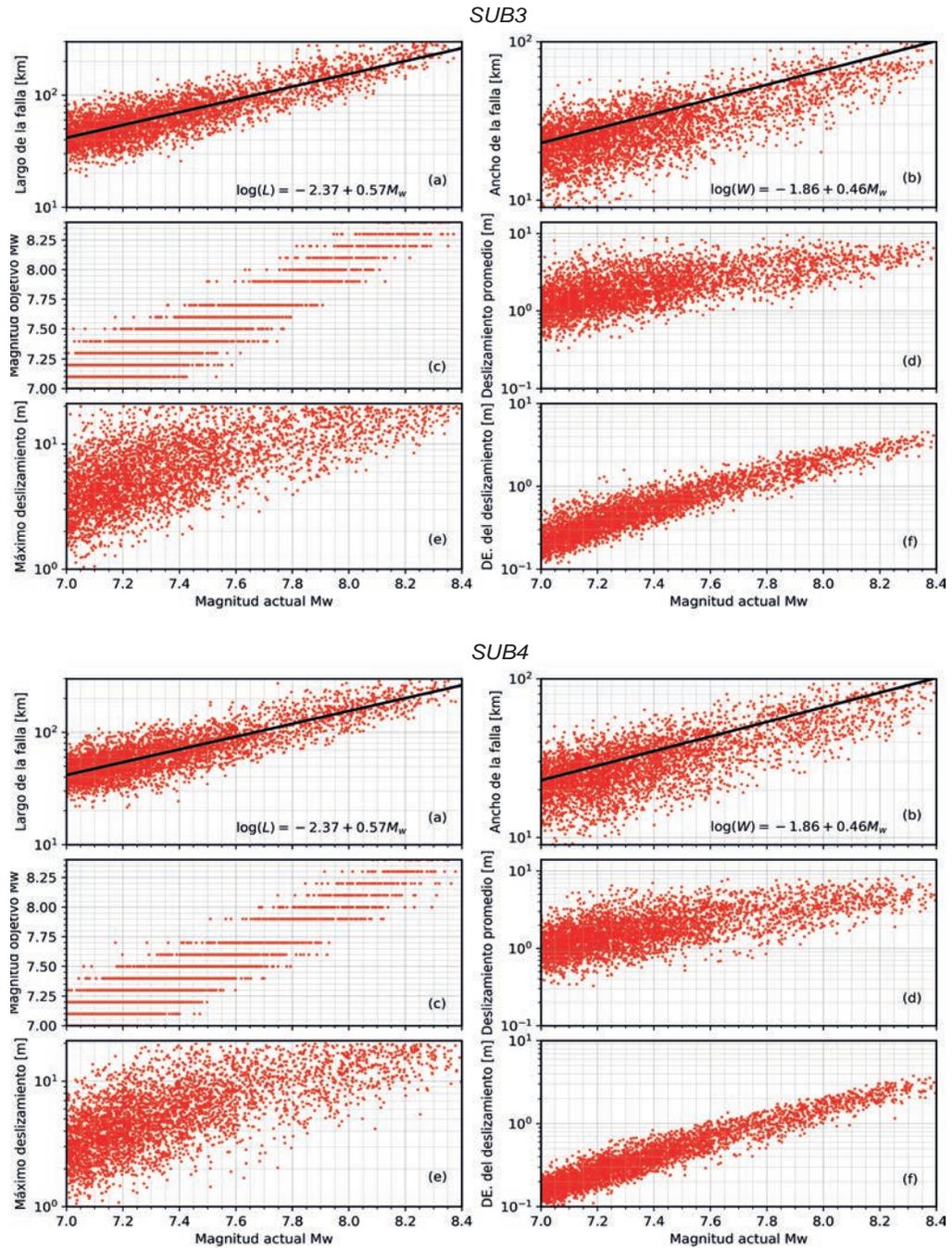


Figura 4.3: Resumen de los parámetros de la fuente para los 1970 y 1995 escenarios generados para las regiones *SUB<sub>3</sub>* y *SUB<sub>4</sub>*. **a)** y **b)** Distribuciones del largo y el ancho, comparado con la ley de escalamiento de Blaser et al., (2010). **c)** La magnitud objetivo y deslizamiento. **d-f)** Media, máximo y desviación estándar del deslizamiento.

El número de eventos se calculó reproduciendo la sismicidad expresada con la TGRR para cada zona sismotectónica (ver Tabla 4.1), cubriendo un rango de magnitudes entre  $M_w 7.0$  y  $M_w 8.4$  con un intervalo de  $\Delta M$  de 0.1. El número de terremotos para cada  $\Delta M$  se calculó multiplicando la frecuencia anual de ocurrencia con una constante, obtenida del cociente entre la tasa de excedencia calculado con la Ecuación (4.1) y la función de densidad acumulada (CDF, por sus siglas en inglés), determinada para una distribución aleatoria uniforme con un número de muestras fijado a 400. De igual manera, la desviación estándar se calculó para el rango de magnitudes contempladas (las líneas de error localizadas en la parte superior de las barras rojas en la Figura 4.4)

Es importante tener en cuenta que el número de eventos es un parámetro crítico en la estimación del peligro, dada la necesidad de capturar las posibles variaciones de las propiedades de la fuente sísmica en los escenarios de ruptura. En efecto, tener escenarios suficientes en cada magnitud permite capturar comportamientos tsunamigénicos dadas las limitaciones en el periodo de observaciones y las bases de datos geofísicas. Aproximaciones alternativas emplean el coeficiente de variación o la probabilidad condicional como una parametrización estadística, para establecer el número de muestras por rango de magnitud, donde el número de realizaciones es estimado con la probabilidad o una curva de variación que se estabiliza (*e.g.*, Melgar et al., 2019; Mulia et al., 2020; Williamson et al., 2020). Sin embargo, vale la pena resaltar que ajustar la CDF teniendo en cuenta parámetros sismotectónicos, generó un número de terremotos que emulan un comportamiento similar a los métodos mencionados anteriormente, obteniendo  $\sim 2000$  escenarios por zona sismotectónica (ver Figura 4.4).

Vale la pena resaltar que los sismos tsunamigénicos generados en el campo cercano deben ser estudiados en detalle, ya que son los principales contribuyentes al riesgo por tsunami (De Risi et al., 2016). En estos, se consideran modelos de deslizamiento uniforme, ya que el momento sísmico, el tipo de fallamiento y el patrón de radiación son los que más influyen en la amplitud del tsunami (Geist et al., 2006). Por el contrario, en el campo cercano, se requiere una consideración más detallada de la fuente sísmica, pues las complejidades en la distribución del deslizamiento, estructura cortical y evolución temporal del desplazamiento en la base del piso oceánico, pueden afectar la amplitud del tsunami (Le Gal et al., 2017). A pesar de esto, es raramente contemplado en los estudios de peligro por tsunami (Li et al., 2016; Melgar et al., 2016; Grezio et al., 2017; Sepúlveda et al., 2017). Por lo tanto, en este trabajo se analizó el impacto por tsunamis en el campo cercano, para ello se utilizaron distribuciones de deslizamiento no uniformes en la generación de modelos de desplazamiento, los cuales se esperan den una aproximación más realista de la generación del tsunami y su simulación numérica.

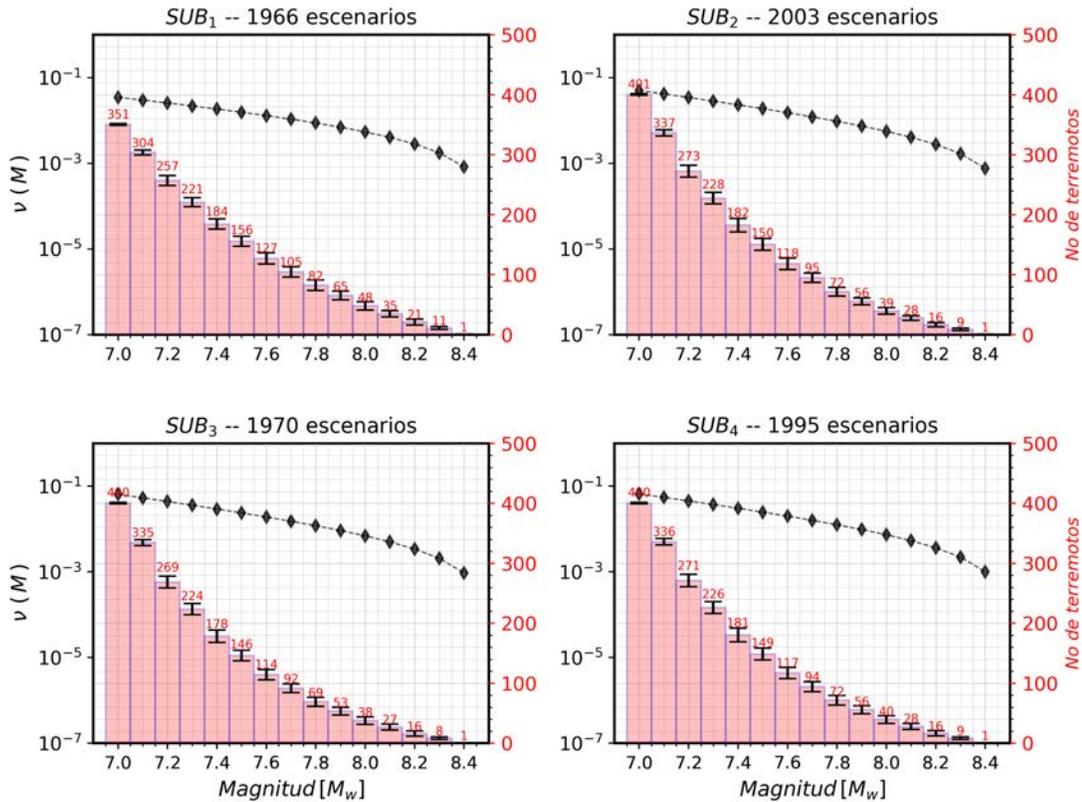


Figura 4.4: Número de eventos y tasa anual de ocurrencia ( $\nu$ ) para las regiones sismotectónicas  $SUB_1$ ,  $SUB_2$ ,  $SUB_3$  y  $SUB_4$ . Con diamantes y líneas punteadas negras se muestra  $\nu$ . Las barras rojas denotan el número de eventos por rango de magnitud y la desviación estándar para el número de muestras contemplado. En la parte superior se muestra el número total de escenarios.

#### 4.2.1.1. Generación de escenarios estocásticos de deslizamiento

#### 4.2.2. Simulación numérica

La modelación numérica juega un rol esencial en la estimación del peligro por tsunami, ya que permite la predicción de características físicas como el oleaje y la inundación. Varios han sido los métodos disponibles para la simulación del tsunami, utilizando ya sea relaciones empíricas con datos históricos (Okal et al., 2004) o más comúnmente, simulaciones numéricas (e.g., Goto et al., 1997; Lynett et al., 2002; LeVeque et al., 2011). Tradicionalmente, la simulación de tsunamis se ha dividido en tres etapas: generación, propagación e inundación. En la etapa de generación, los desplazamientos del piso oceánico son calculados con la solución estática de Okada (1985) para una falla rectangular en un semi-espacio homogéneo. Posteriormente, el desplazamiento del piso oceánico es transferido, ya sea en la perturbación del nivel medio del mar con una velocidad constante (ver Figura 4.5) o un filtro hidrodinámico es utilizado para tener en cuenta la

compresibilidad del agua (Kajiura, 1970).

#### 4.2.2.1. Generación de modelos de deformación cinemática del piso oceánico

Una vez se genera el modelo de deslizamiento heterogéneo, la deformación del piso oceánico se calcula con la solución de Okada en cada paso de tiempo (ver Figura 4.5) y posteriormente se tomó como condición inicial en el software GeoClaw, que resuelve el modelo de aguas someras no lineales, utilizando el método de volúmenes finitos y un algoritmo de refinamiento adaptativo (Berger et al., 2011). El refinamiento permitió incluir secciones batimétricas con diferentes niveles de resolución, generando un tratamiento adecuado de las discontinuidades en la evolución del frente de onda, lo que es de gran utilidad en el análisis de la inundación en regiones cercanas a la línea de costa.

En todas las simulaciones, la fricción del piso oceánico se contempló con un coeficiente de Manning fijo de 0.025 y una condición de Courant–Friedrichs–Lewy de 0.75 para garantizar la convergencia. El tiempo simulado fue de 4.5 hr con un paso de tiempo de 0.25 s para 3 niveles de refinamiento. La batimetría y topografía fue representada utilizando la base de datos SRTM15, con 15 segundos de arco de resolución  $\sim 500$  m (Olson et al., 2016). Los perfiles de MTA de cada escenario se registraron en 1433 puntos de control, desplegados a lo largo de la línea de costa, con una separación promedio de 0.45 km (de latitud), 1.08 km (de longitud) y un rango de profundidad entre 6 m hasta los 80 m (ver Figura 4.6). Como paso final, se utilizó la aproximación de Green para homogeneizar todas las amplitudes a una profundidad de referencia de 5 m.

#### 4.2.3. Suposiciones probabilistas

La probabilidad condicional  $P(\eta > \eta_c)$  de que la amplitud del tsunami ( $\eta$ ) exceda cierto umbral ( $\eta_c$ ), asumiendo la ocurrencia de un terremoto como un proceso de Poisson, dependiente del tiempo (ver *e.g.*, Field et al., 2003) puede expresarse como

$$(4.2) \quad P(\eta > \eta_c) = 1 - \prod_{i=1}^N e^{-v_i T P(\eta > \eta_c | \text{Ruptura}_i)},$$

siendo  $N$  el número de terremotos tsunamigénicos o rupturas,  $T$  el periodo de interés (50 años),  $v_i$  la tasa anual de ocurrencia y  $P(\eta > \eta_c | \text{Ruptura}_i)$  la probabilidad condicional de exceder un umbral de amplitud dado para un evento o escenario ( $\text{Ruptura}_i$ ).

En total, se llevaron a cabo 7946 simulaciones (para mayores detalles ver Salazar-Monroy et al., 2021b), de las cuales se registró el MTA en ocho estaciones (ver Figura 4.1). Subsecuentemente, se calculó la distribución geográfica del MTA a lo largo de la costa para 100, 500 y 1000 años de periodo de retorno promedio (ARP, por sus siglas en inglés), y la desagregación correspondiente.

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

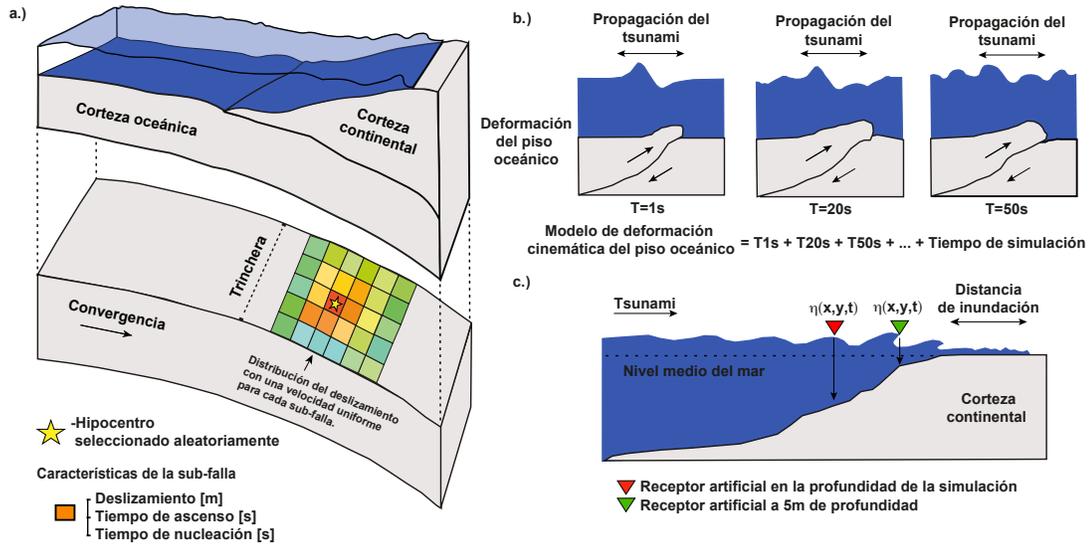


Figura 4.5: Aproximación empleada en las simulaciones numéricas. **a)** Ilustración de la distribución del deslizamiento en cada sub-falla y las magnitudes físicas relacionadas, con hipocentro fijado aleatoriamente. **b)** Evolución de la deformación del piso oceánico calculada con la superposición de la solución estática de Okada (1985) para cada  $\Delta t$ . **c)** Aproximación de Green para el cálculo de la altura del tsunami, las alturas son registradas por un receptor artificial (triángulo rojo) y escalada a una isobata de 5 m (triángulo verde).

### 4.3. Resultados

De las simulaciones realizadas, cerca del 90% d registraron un valor de MTA inferior a 2 m (ver Figura 4.6), no obstante el valor más alto de todo el conjunto de escenarios se aproximó a los 9 m. Posteriormente, dichas mediciones fueron utilizadas en la generación de curvas de peligro para 8 puntos y mapas (considerando todos los receptores), que se muestran en las figuras 4.7 y 4.8, respectivamente.

Atribuimos los bajos valores de probabilidad de excedencia, en Puerto Chiapas, Puerto Ángel y Lázaro Cárdenas (Figura 4.7), a las mediciones de amplitud que se encuentran entre 0.1 m hasta 4.5 m, lo cual difiere del resto de estaciones. En general, la probabilidad de excedencia tiene una variación suave, no obstante, se observan cambios prominentes para los valores de MTA inferiores a 1 m en Manzanillo, Zihuatanejo y Acapulco.

Con la desagregación de los valores de MTA, se identificó la contribución relativa en el peligro estimado por cada rango de magnitud  $\Delta M$ , lo cual permitió establecer sus rangos característicos. Agrupando aquellos escenarios que tuvieron una MTA arriba de 1 m por cada  $0.2M_w$  (Figura 4.11). En general, el porcentaje de la amenaza difiere a lo largo de la ZSM, los estados del norte son influenciados por sismos con magnitudes entre  $M_w 7.0$  y  $M_w 8.4$  en contraste, los del sur

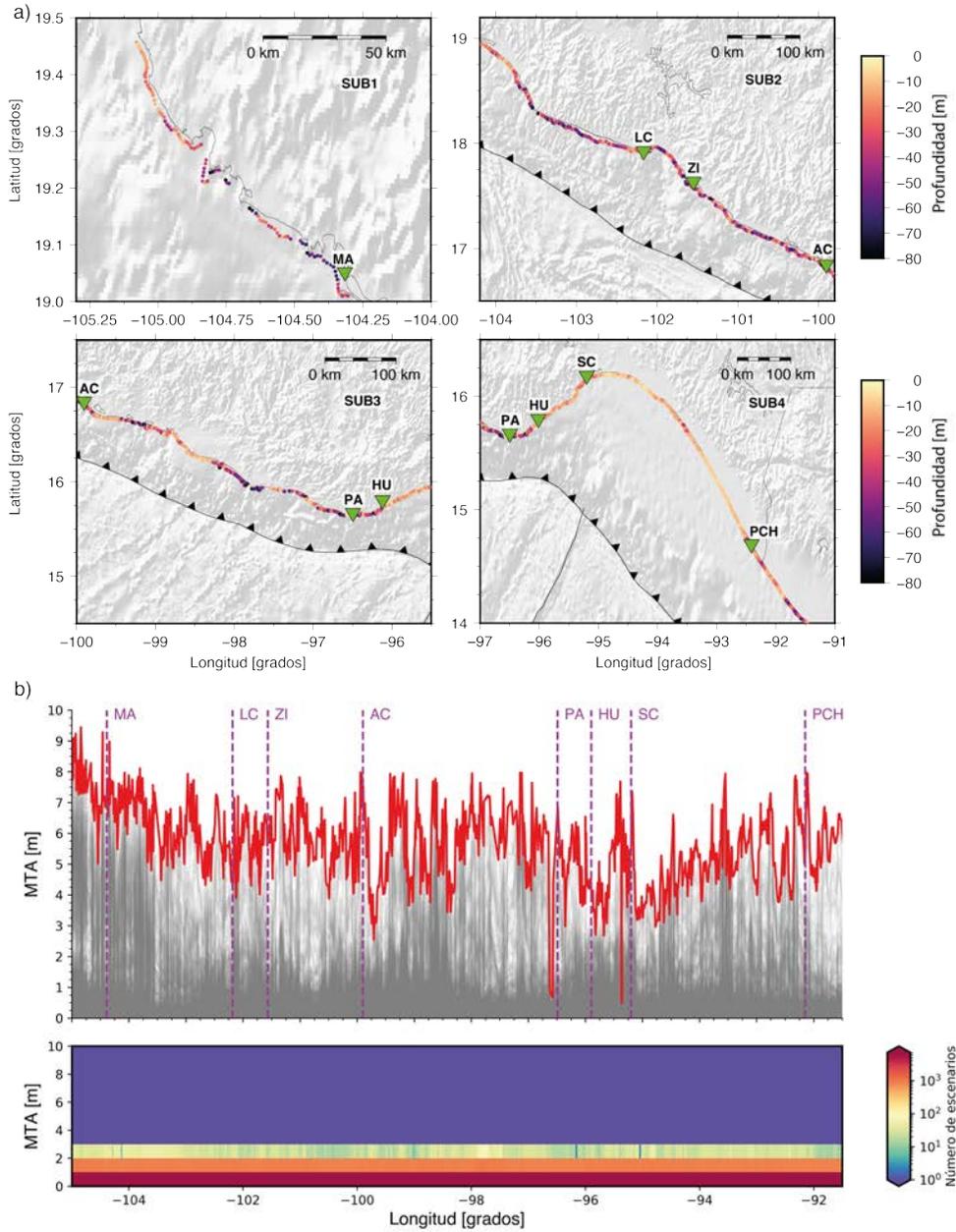


Figura 4.6: Distribución de receptores y mediciones de amplitud recabadas para el estudio de PTHA llevado a cabo. **a)** Receptores de amplitud considerados en las simulaciones numéricas por región sismotectónica. **b)** Perfiles de amplitud máxima registrada por las 7.946 simulaciones (líneas grises) y su valor máximo por receptor (líneas rojas). Las líneas verticales en magenta denotan la ubicación de las estaciones del Servicio Mareográfico Nacional. El mapa de calor en la parte inferior agrupa el número de eventos por cada 1 m de amplitud.

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

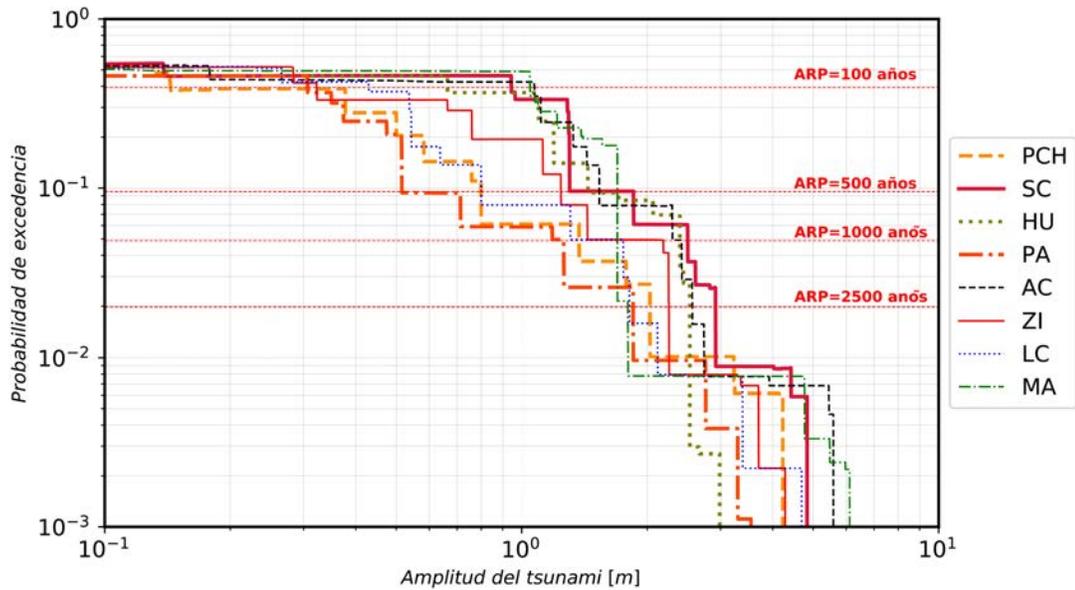


Figura 4.7: Curvas de peligro por tsunami para PCH=Puerto Chiapas, SC=Salina Cruz, HU=Huatulco, PA=Puerto Ángel, AC=Acapulco, ZI=Zihuatanejo, LC=Lázaro Cárdenas y MA=Manzanillo. La línea horizontal punteada, representa el periodo de retorno promedio (ARP) correspondiente.

son influenciados por terremotos con magnitudes entre  $M_w 7.8$  y  $M_w 8.4$  en todos los periodos de retorno.

### 4.3.1. Comparación con otros estudios

La validación de los estudios de peligro es una tarea compleja de llevar a cabo en zonas con observaciones limitadas bajo esta premisa, se consideraron las amplitudes del tsunami como la variable primaria para las estimaciones probabilistas. Pues se considera que los modelos de deslizamiento heterogéneo y sus mediciones de MTA, constituyen un comportamiento realista del fenómeno. Para validarlos, se comparó la amplitud del tsunami obtenida a partir del conjunto de modelos de deslizamiento estocástico y modelos obtenidos a partir de inversión de formas de onda. Bajo el supuesto que las amplitudes generadas con estos modelos son confiables y se pueden comparar con las obtenidas de modelos estocásticos.

Utilizando la metodología explicada previamente, se generaron 207 y 240 escenarios para los terremotos del 25 de octubre de 1981  $M 7.25$  (Playa Azul) y 21 de septiembre de 1985  $M 7.42$  (Zihuatanejo), empleando los parámetros  $a$  y  $b$  de la zona sismotectónica  $SUB_2$  (ver Tabla 4.1), esperando que al usar estas características haya generado una cantidad suficiente de eventos. Los parámetros de la fuente (*i.e.*, modelos de deslizamiento, dimensiones del plano de falla, mecanismo

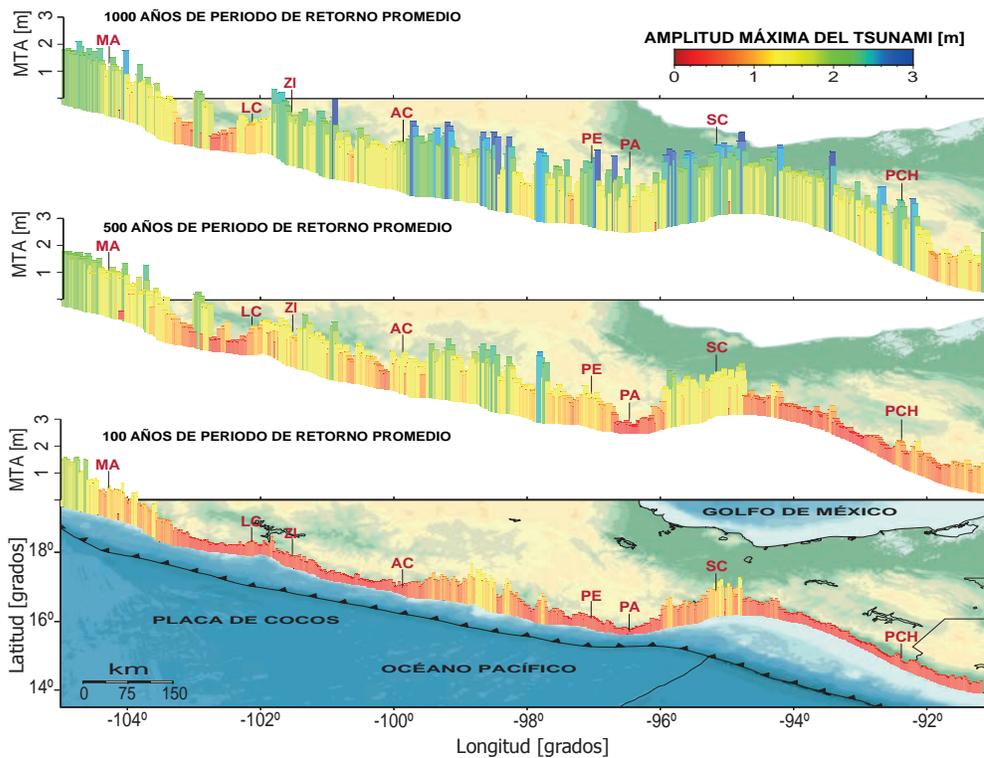


Figura 4.8: Mapas de peligro por tsunami para 100, 500 y 1000 años de periodo de retorno promedio. Las barras a lo largo de la línea de costa muestran la amplitud máxima del tsunami, coloreadas acorde con su valor, entre 0 y 3 m. Asimismo, cada puerto de cabotaje se muestra en la parte superior de la barra de amplitud.

focal, hipocentro y magnitud) se extrajeron de los catálogos del SSN (SSN, 2022), el Global-CMT (Ekström et al., 2012) y la plataforma SRCMOD (Mai et al., 2014). Es importante aclarar que los perfiles de amplitud no deben encajar exactamente, ya que los patrones de deslizamiento, resolución de las sub-fallas y consideraciones físicas, difieren.

Posteriormente, para los modelos de deslizamiento obtenidos de la solución del problema inverso (tomados como referencia), se calculó la deformación estática con la solución de Okada (1985) (debido a las restricciones del deslizamiento y representación de la fuente), que se utilizó posteriormente en las simulaciones con los dos tipos de modelos. De allí se registraron los perfiles de amplitud y se contrastaron. A los perfiles adquiridos de los modelos obtenidos de la inversión de formas de onda, se denominaron -modelos de referencia-, de igual manera, las amplitudes registradas para ambos tipos de modelos fueron aproximadas con la ley de Green a una isobata de 5 m.

Las amplitudes de los 207 escenarios de Playa Azul y 204 escenarios de Zihuatanejo, muestran

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

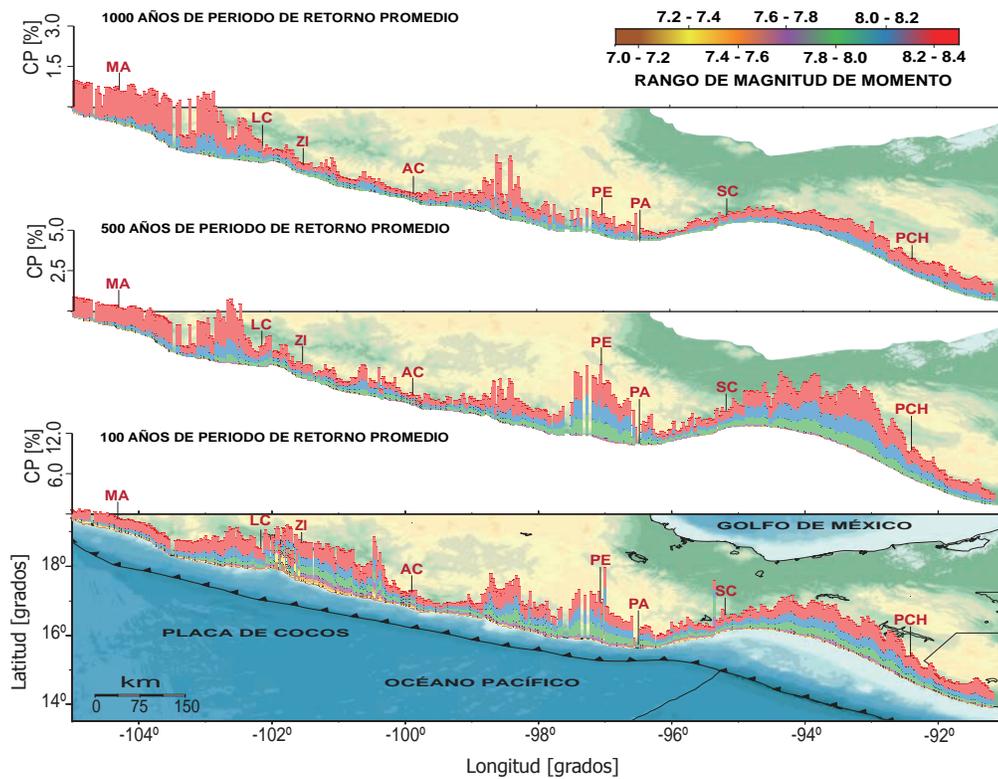


Figura 4.9: Desagregación geográfica del peligro por tsunami para la ZSM acorde con 100, 500 y 1000 años de periodo de retorno promedio. Cada barra denota el porcentaje de contribución al peligro (HC, por sus sigas en inglés) inferido de los escenarios con amplitudes arriba del umbral que corresponde a su ARP y agrupado en un rango de magnitud de  $M_w = 0.2$  (barra de colores en la parte superior derecha). Las líneas negras denotan la localización de los puertos de cabotaje.

valores más grandes que los MTA de referencia (ver Figura 4.10), esto es similar a lo reportado en la simulación del campo cercano para la zona de subducción de Cascadia (Melgar et al., 2019). No obstante, para el conjunto de los modelos con base estocástica, el 20.7% y 24% de los escenarios de Playa Azul y Zihuatanejo, tienen un 91% de similitud (calculada con un coeficiente de correlación de Pearson) con los MTA de referencia estimados (ver Figura 4.10). Los valores altos de MTA para Zihuatanejo se extienden alrededor del área epicentral, mientras los resultados de Playa Azul son dispersos, con puntos fuera de tendencia (ver Figura 4.11). Ambos terremotos tienen el cuartil superior y la media sobre la máxima amplitud de referencia, lo cual es posible de visualizar en los diagramas de cajas desplegados a lo largo de la línea de costa.

Una prueba adicional consistió en la comparación de la tasa de frecuencia acumulada (TFA) del *run-up* con la tasa de excedencia anual, calculada para el conjunto de escenarios sintéticos propuestos en el estudio de peligro (ver Figuras 4.7 y 4.8) y un catálogo compuesto de tsunamis

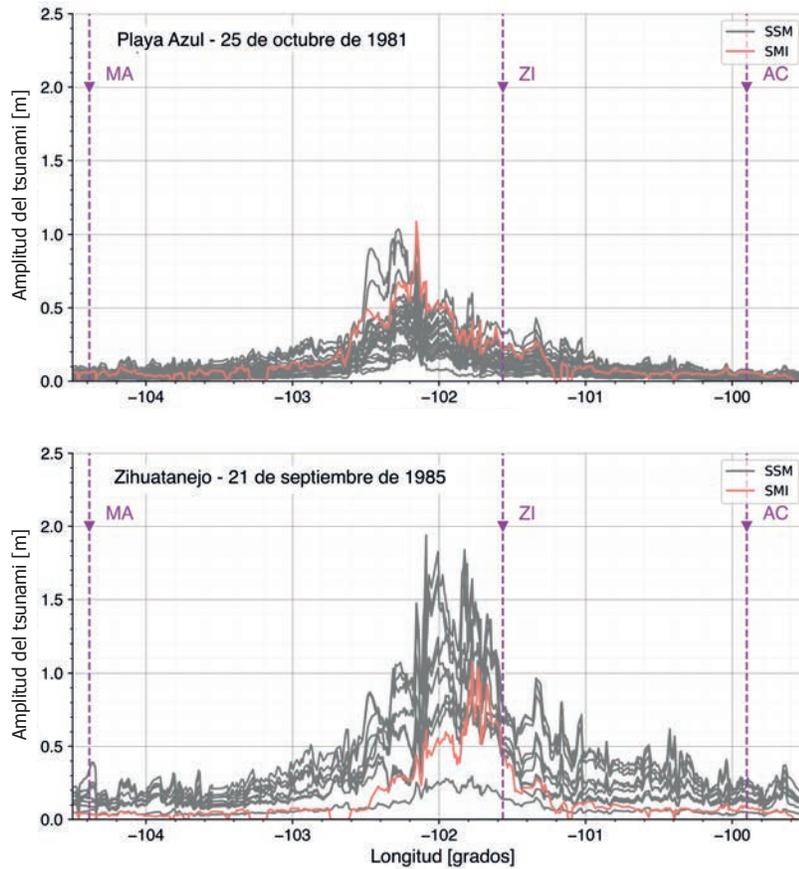


Figura 4.10: Comparación de la amplitud máxima del tsunami entre el conjunto de modelos estocásticos de deslizamiento (SSM) y los modelos de referencia obtenidos de la inversión de formas de onda (SMI), para los terremotos de Playa Azul M7.25 del 25 de octubre de 1981 y Zihuatanejo M7.42 del 21 de septiembre de 1985. Las líneas grises representan la máxima amplitud generada por los 207 (Playa Azul) y 240 (Zihuatanejo) escenarios, y la línea salmón las amplitudes del modelo de referencia. Por último, las líneas magenta denotan la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional.

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

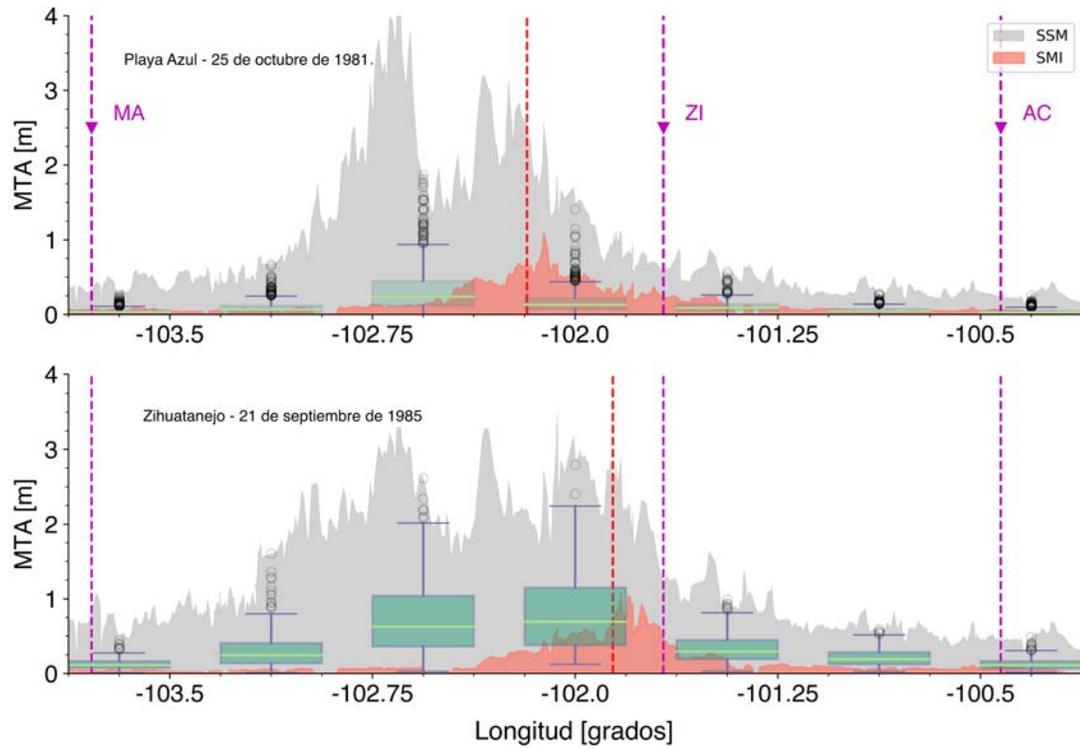


Figura 4.11: Comparación de la amplitud máxima del tsunami entre el conjunto de modelos estocásticos de deslizamiento (SSM) y los modelos de referencia obtenidos de la inversión de formas de onda (SMI), para los terremotos de Playa Azul M7.25 del 25 de octubre de 1981 y Zihuatanejo M7.42 del 21 de septiembre de 1985. Las sombras grises representan la máxima amplitud generada por los 207 (Playa Azul) y 240 (Zihuatanejo) escenarios. La sombra salmón denota las amplitudes generadas por el modelo de referencia, asimismo, los gráficos de cajas muestran la distribución de amplitud para 7 puntos de observación. Por último, la línea roja vertical muestra la ubicación del epicentro y la magenta la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional.

regionales e históricos registrados en la Bahía de Acapulco desde 1732 hasta 2019 (ver Tabla A.2). Para los escenarios sintéticos, se calculó la máxima amplitud en un conjunto de 30 receptores cerca de la Bahía de Acapulco (ver Figura 4.12), con una profundidad de referencia de 5 m y convertidos a *run-up* utilizando un factor de 2. La TFA del *run-up* se ajustó de manera independiente para cada conjunto de datos (dado que los eventos históricos tienen una incertidumbre mayor en los valores de amplitud reportados), considerando solo los registros de las boyas (TGO, por sus siglas en inglés) y todo el catálogo (ALL, por su traducción del inglés), empleando una ley de potencia truncada y el algoritmo de Levenberg-Marquardt.

El máximo *run-up* de los escenarios fue de 8.11 m, este es consistente con el reportado por el catálogo (ver Tabla A.2 y Figura 4.12), la comparación entre la TFA del TGO y los modelos

estocásticos de deslizamiento revelan algunas discrepancias, asociados a la falta de información disponible (especialmente de eventos con *run-up* grandes) y aproximación gruesa para su cálculo, lo cual puede llegar a sobreestimar la TFA. Aun así, lo anterior arroja algo de luz sobre la consistencia de nuestros cálculos sin embargo, la sobreestimación no se observa por completo en la tasa acumulada de MTA a una profundidad de 5 m; dentro del rango de  $\sim 1$  hasta  $\sim 3$  m, las curvas están razonablemente cerca. Esta aparente diferencia podría explicarse considerando la variabilidad de las ubicaciones de los valores reportados (ver Tabla A.2) y la falta de batimetría detallada en nuestras simulaciones. Se espera que al incluir batimetría fina, catálogos de tsunamis y otros puntos de medición a lo largo de la costa de la ZSM permitirá la validación de nuestra metodología, así como también evitar sesgo en las mediciones de amplitud. Lo anterior, implicaría un esfuerzo prolongado de monitoreo y una meticulosa revisión de las observaciones, lo cual está fuera del alcance de nuestra investigación. Aunque las observaciones disponibles no son enteramente reproducidas por nuestra base de datos sintéticas y aproximación (Figuras 4.11 y 4.12), consideramos que es un ajuste razonable, acorde con las mediciones de amplitud de tsunami y las estimaciones de probabilidad de excedencia con las aproximaciones empleadas. Además, esperamos que nuestros resultados permitan identificar puntos relevantes del peligro con mapas, curvas y magnitudes importantes con un análisis de desagregación (ver Figuras 4.7, 4.8 y 4.11) que pueden ser utilizados para inferir los daños potenciales.

#### 4.3.2. Análisis de peligro

La inclusión de modelos geofísicos que recreen la dinámica sismotectónica de la ZSM es algo que no ha sido contemplado en estudios anteriores (e.g., Jaimes et al., 2016b; Mori et al., 2017), por lo tanto se considera como una contribución significativa de este estudio, lo cual se reflejó en los escenarios propuestos, que recrean parcialmente la amplitud registrada por sismos tsunamigénicos en la ZSM. Con los resultados obtenidos se capturó el impacto de tsunamis destructivos, dados los periodos de retorno promedio contemplados (i.e., 100, 500 y 1000 años) e intervalos de magnitud (i.e.,  $M_w$  7.0 – 8.4). Como era de esperar, hubo una correlación entre la magnitud y el deslizamiento en el plano de falla, la mediana del conjunto de MTA es  $\sim 0.53$  m y el 6% de las mediciones superan los 1.5 m, con un tiempo de viaje que oscila entre 5 – 15 min (calculado desde los arribos de la máxima amplitud en cada escenario). Asimismo, se empleó una tasa de sismicidad diferencial (i.e., distribución G-R), que engloba la actividad sismotectónica de la zona de subducción.

Es importante aclarar, que dada la prominencia de valores bajos de amplitud en el banco de simulaciones, no se debe interpretar que la ocurrencia de sismos tsunamigénicos en la zona es infrecuente o se tiene un peligro mínimo, especialmente aquellos que tienen amplitudes mayores de 1.5 m, ya que la sismicidad en las cuatro regiones es somera e intensa, por lo que una reevaluación constante del peligro ayudaría a establecer de manera más detallada las

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

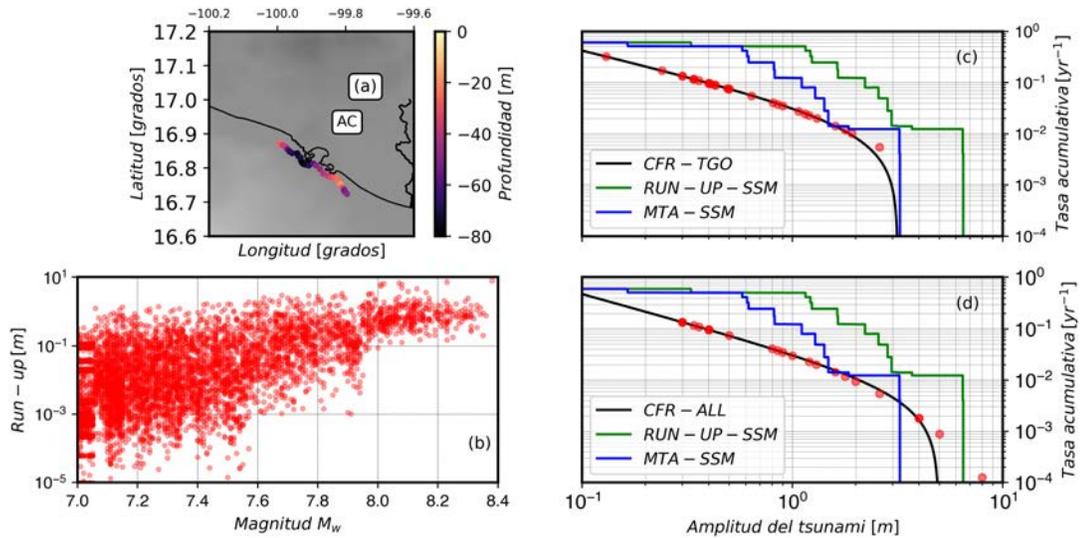


Figura 4.12: Síntesis de la comparación entre las tasas de recurrencia anual para la bahía de Acapulco. **a)** Receptores empleados en la comparación del *run-up* entre modelos estocásticos de deslizamiento (SSM) y observaciones. **b)** *Run-up* de los SSM por cada  $M_w$  0.2. **c)** Traslape entre la frecuencia acumulada  $yr^{-1}$  de las observaciones (línea negra), el *run-up* obtenido de los modelos estocásticos de deslizamientos (línea verde) y MTA obtenido de los modelos estocásticos de deslizamiento con un ajuste *chi-cuadrado* (puntos rojos), utilizando los registros de boyas solamente (CFR-TGO 1950 – 2019) los parámetros de ajuste son  $C = 0.045$ ,  $\alpha_4 = 0.9809$  y  $h_u = 3.1661$ . **d)** Traslape entre la tasa de frecuencia acumulada  $yr^{-1}$  (línea negra) y la probabilidad de excedencia (línea verde) para un ajuste Chi-cuadrado (puntos rojos) usando registros boyas e históricos (CFR-ALL), los parámetros de ajuste son  $C = 0.0363$ ,  $\alpha_4 = 1.1246$  y  $h_u = 4.962$ .

métricas de intensidad, principalmente en estados como Colima, Michoacán y Guerrero. Otro factor importante a tener en cuenta sería aumentar el volumen de observaciones, lo cual ayudaría en la generación de modelos más competentes e incorporar factores de ponderación en las curvas y mapas de peligro, necesario para implementar un árbol lógico (ver, *e.g.*, Geist et al., 2006; Annaka et al., 2007; Davies et al., 2018).

El análisis de desagregación permitió identificar características dominantes relacionadas con el tsunami (*e.g.*, magnitud y altura de ola) en Guerrero y Michoacán, con una contribución relativa de la amenaza de 12% y 8% y magnitudes de  $\sim M_w 7.4$  para un periodo de retorno de 100 años. En contraste, las zonas  $SUB_2$  y  $SUB_4$  reportan bajos porcentajes de contribución, focalizado en magnitudes arriba de  $M_w 7.8$ , lo cual se atribuye principalmente a la distancia relativa con los receptores, dimensiones de las asperezas y resolución de la batimetría, la cual es pobremente representada para la zona  $SUB_3$  y  $SUB_4$ , lo cual es de extrañar pues son zonas con intensa actividad sísmica.

A pesar de los ejercicios de validación llevados a cabo, la diferencia de amplitudes obtenida de los modelos de desplazamiento, generados a partir de modelos estocásticos de deslizamiento y aquellos obtenidos a partir de la inversión de formas de onda (*i.e.*, modelos de referencia), puede ser atribuida a la magnitud del terremoto y las sub-fallas gruesas con alto deslizamiento cerca de la línea de costa; en el que el evento de Playa Azul localiza sub-fallas en 13 – 15 km, concentrando la energía sísmica en 400 km<sup>2</sup> con un máximo deslizamiento de 3.6 m. Ya que ambos eventos tienen una magnitud pequeña y observaciones dispersas (*e.g.*, registros de amplitudes menores que 0.5 m), una validación de la amplitud es difícil de llevar a cabo. En el futuro, los registros de amplitud generados por terremotos de magnitud superior, en conjunto con perfiles de playa podría reducir los valores atípicos y mejorar esta comparación. Con respecto al ajuste de la tasa de frecuencia acumulada para la Bahía de Acapulco, se cree que un catálogo con mayor densidad de eventos conduciría a una mejor comparación, especialmente para los valores más altos de amplitud. Sin embargo, el *run-up* obtenido por nuestros escenarios muestra que el rango de amplitud es de algún modo compatible con las observaciones obtenidas de registros históricos reportados por Geist et al., (2006).

Vale la pena resaltar que otros fenómenos considerados con baja probabilidad de ocurrencia pero potencialmente tsunamigénicos, tales como: terremotos de fallamiento normal fuera de la costa y eventos del campo lejano, necesitan ser considerados en estudios futuros de PTHA. Un ejemplo reciente de este conjunto, es el terremoto ocurrido el 8 de septiembre de 2017 cuyo hipocentro se localizó cerca de la zona donde existe la hipótesis de que se tienen esfuerzos suficientes para generar una ruptura a lo largo de la brecha sísmica (Singh et al., 1981). También, los terremotos tsunamis deben ser considerados, pues han sido detectados en Costa Rica, Perú y Chile, y por sus características físicas (*i.e.*, fallamiento inverso, procesos de ruptura lenta, baja caída de esfuerzos, radiación de alta frecuencia y gran inundación para su magnitud moderada) se podrían llegar a generar (Kanamori, 1972; Newman et al., 1998; Satake et al., 1999; Hill et al., 2012), sin embargo, todavía no han sido concluyentemente identificados en la ZSM. Igualmente, otro complemento se centraría en el análisis de inundación, el cual no se tuvo en cuenta para este estudio, debido a la alta carga computacional involucrada en el flujo tierra adentro para los miles de eventos.

Asimismo, anticipamos que incluir un arreglo de receptores sintéticos más denso que el empleado en las simulaciones numéricas de este trabajo, sería útil para el registro de la MTA, pues se cree que mejoraría las aproximaciones analíticas, así como también incorporar catálogos con un volumen de eventos mayor, en los que se consideren parámetros obtenidos de evidencia paleo-sismológica y geológica. Igualmente, se deja para un estudio posterior, el contemplar tasas de actividad sísmica a corto y largo plazo, así como también características relacionadas con el acoplamiento sísmico (*e.g.*, Ward, 1994; Kagan, 2002). Por último, se espera que la información mostrada en las curvas y mapas puede ser utilizada en programas regionales de protección civil, administración del riesgo y planeación territorial en los estados relacionados. De igual manera,

#### CAPÍTULO 4. ANÁLISIS REGIONAL DE PELIGRO POR TSUNAMI PARA LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA A PARTIR DE MODELOS ESTOCÁSTICOS DE DESLIZAMIENTO

somos conscientes que puede ser mejorada o utilizada como estudio semilla para el desarrollo de futuros análisis de inundación o mapas de evacuación a lo largo de la ZSM o en sitios específicos de la misma.

## COMENTARIOS FINALES Y CONCLUSIONES

“ *It is by logic that we prove, but by intuition that we discover. To know how to criticize is good, to know how to create is better.* ”

---

Henri Poincaré, 1854-1912

**E**n este Capítulo se plantean los aspectos críticos, las áreas de oportunidad y las conclusiones del proyecto doctoral.

### 5.1. Comentarios

1. **Tasas de recurrencia.** La frecuencia con la que ocurre un sismo está asociada con diversos factores (*e.g.*, tasa de deslizamiento, dinámica sismotectónica, entre otros), dicho aspecto fue incorporado en esta investigación con un proceso de tipo Poisson, recayendo su cálculo en los valores de  $a$  y  $b$ , los cuales tienen un papel fundamental en los resultados de los Capítulos 3 y 4, ya que a partir de estos se computaron el número de escenarios y se ponderaron las estimaciones de peligro.

En este trabajo se emplearon los resultados de Zúñiga et al., (2017), que reconocemos como una herramienta valiosa para la ejecución del proyecto, sin embargo, somos conscientes de la variabilidad que estos pueden tener, pues hay una incertidumbre asociada y posible sesgo

en los parámetros de la fuente que se emplean en su cálculo (*e.g.*, localización, unificación de la escala de magnitud, distribución del deslizamiento, etc.), dado el corto periodo de instrumentación, así como también la clasificación de su génesis (*e.g.*, réplicas de sismos principales e inter de intra placa).

Lo anterior se muestra en la Figura 5.1, donde se compararon la densidad de eventos de magnitudes mayores que 5 por año y región sismotectónica, para los años de 1900 a 2017 utilizando los catálogos de Zúñiga et al., (2017), ISC-GEM (2021), USGS (2021a) y SSN (2022), se delimitaron a 2017 para que todos tuviesen el mismo periodo. Los parámetros  $a$  y  $b$  calculados con el método de máxima curvatura (Chamberlain et al., 2018) (ver Figura 5.2), varían en todas las regiones, lo cual permite reafirmar lo expuesto anteriormente, pues los tipos de magnitud e hipocentros que reporta cada catálogo varían, ya que el del ISC-GEM (2021) y el de la USGS (2021a) reportan  $M_w$ , y el de Zúñiga et al., (2017)  $M_S$ . Asimismo, difieren en los métodos de localización y modelos corticales de velocidades que emplean para su cálculo, que se considera como una fuente de incertidumbre significativa en parámetros como la profundidad.

De igual manera, dicha inestabilidad recalca la necesidad de actualizar y homogeneizar los catálogos, así como también incluir eventos históricos, pues son escasas las observaciones de terremotos interplaca de magnitud mayor que  $M_w 7.5$ . También, es importante resaltar que entre 2017 y 2020 se generaron 115.617 eventos, de los cuales se tienen cuatro con magnitudes importantes (*e.g.*, 2017-09-08  $M 8.2$ , 2018-02-16  $M 7.2$ , 2020-06-23  $M 7.4$  y 2021-09-07  $M 7.1$ ), que podrían afectar la regionalización sísmica empleada.

- 2. Leyes de escalamiento.** Es importante resaltar que las leyes disponibles a la fecha (ver *e.g.*, Wells et al., 1994; Blaser et al., 2010; Strasser et al., 2010; Murotani et al., 2013) producen parámetros de la fuente ligeramente diferentes, que pueden generar variaciones en las amplitudes iniciales y en las guías del tsunami, especialmente en la dirección de la trinchera (Murotani et al., 2013) por lo tanto, considerarlas en un árbol lógico permitiría identificar la incertidumbre asociada a las mismas.
- 3. Tipos de ruptura.** En este trabajo se emplearon fuentes tsunamigénicas convencionales (*i.e.*, mecanismo focal inverso, somero y de magnitud igual o superior a 7.0) aun así, contemplar otro tipo de fallamiento y fenómenos que desencadenen tsunamis ligados a la actividad tectónicas tales como: deslizamiento submarinos (detectados en América central y del sur) (Huene et al., 1989; Harders et al., 2011), sismos tsunamis, fallamiento normal (bastante frecuentes en regiones como el Istmo de Tehuantepec) y fuentes en el campo lejano (Davies et al., 2018), permitiría una evaluación completa del peligro por este fenómeno.
- 4. Escenarios estocásticos de deslizamiento.** Un aspecto importante y quizá novedoso en el trabajo mostrado en el Capítulo 1.7, se relaciona con la generación de escenarios estocásticos de deslizamiento y su aplicación en diversos problemas (*e.g.*, análisis de parámetros de

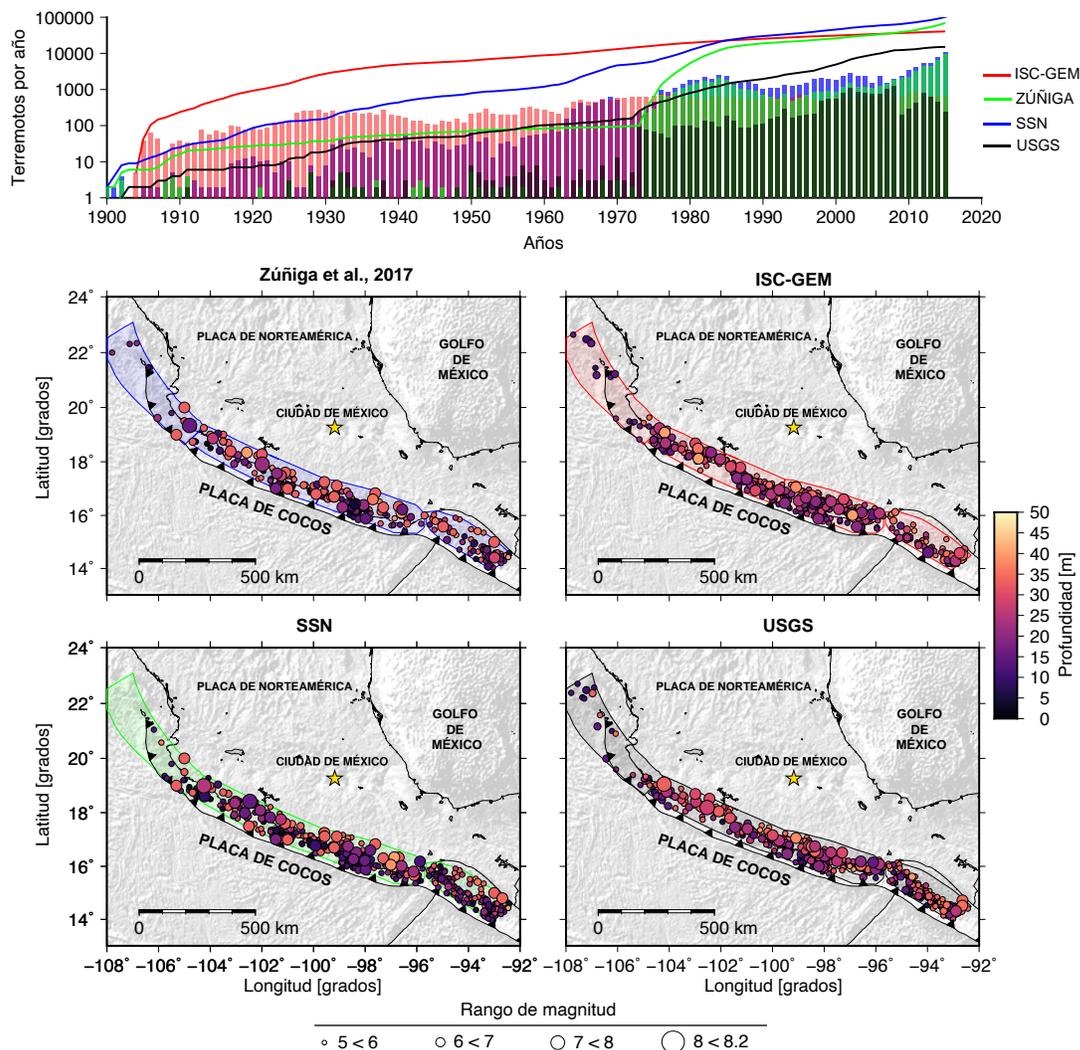


Figura 5.1: Comparación de catálogos sísmicos acorde con la región sismotectónica interplaca de la zona de subducción mexicana. En la parte superior, cada barra denota el número de eventos por año desde 1900 a 2017, las líneas denotan el número de sismos acumulado por año. En los mapas es posible observar la densidad de eventos por color, el rojo representa el catálogo de ISC-GEM (2021), el azul el catálogo de Zúñiga et al., (2017), el verde el del SSN (2022) y el negro el de la USGS (2021a).

la fuente y estudio de peligro), con los cuales se generó una variabilidad en los parámetros de la fuente sísmica (comúnmente asumida como uniforme e instantánea), basados en rasgos físicos, que produjeron un deslizamiento heterogéneo y por ende variaciones importantes en la inundación (Li et al., 2016; Melgar et al., 2016; Salazar-Monroy et al., 2021a). Se reconocen algunos aspectos que de incluirse, podrían mejorar la representación de la

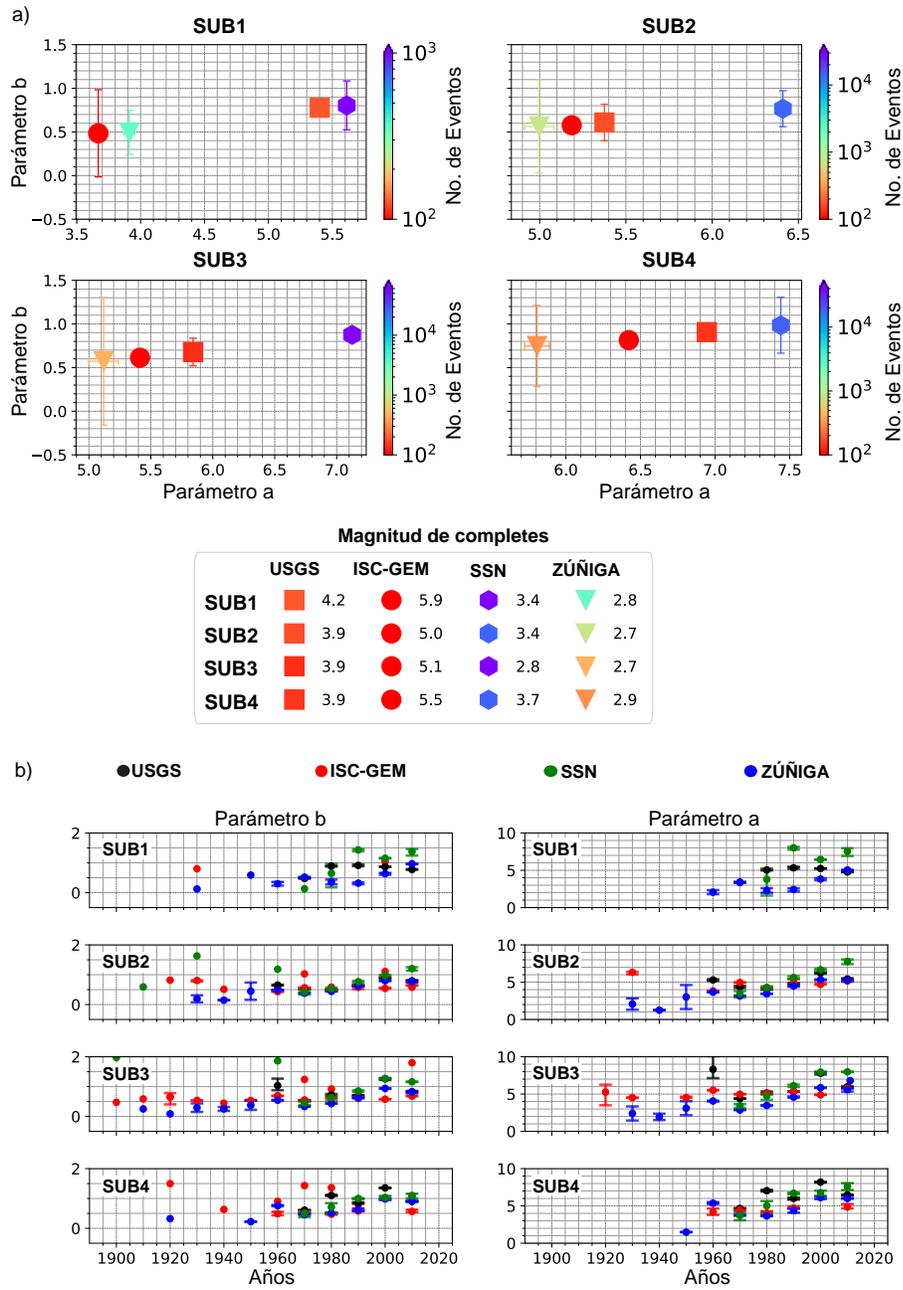


Figura 5.2: Parámetros  $a$  y  $b$  para las regiones sismotectónicas  $SUB1$ ,  $SUB2$ ,  $SUB3$  y  $SUB4$  contemplando un periodo de 117 años **a)** y 10 años **b)**, empleando los catálogos de USGS (2021a), ISC-GEM (2021), SSN (2022) y Zúñiga et al., (2017). La paleta de colores en la Figura **a)**, indica el número de eventos por cada catálogo y su magnitud de completos correspondiente, denotada por cada marcador.

fuerza en los escenarios utilizados en los Capítulos 3 y 4, tales como: la resolución de las sub-fallas en la geometría de la subducción, lo cual sería deseable en estudios posteriores de PTHA (Murotani et al., 2013), así como también incluir la variación del módulo de rigidez, ya que esta afecta de manera directa las estimaciones de amplitud y previenen una sobreestimación sistemática del deslizamiento (Scala et al., 2020).

La amplitud del tsunami se incluyó dentro de las estimaciones probabilistas mostradas en el Capítulo 4 de una manera determinista, sin embargo, esta constituye una fuente de incertidumbre adicional. No obstante, su influencia se analizó con una serie de 200 escenarios generados para tres lugares a lo largo del ZSM (ver Figura 5.3) este número de muestras se consideró, ya que Goda et al., (2021) verificaron esta cantidad como suficiente para representar la variabilidad de la amplitud dado un conjunto de 500 eventos. Lo anterior, permitió identificar que la desviación estándar de la amplitud en receptores cercanos al epicentro es mayor, dicho factor repercutiría de manera directa en los resultados empero, queda fuera de los alcances del trabajo realizado.

## 5.2. Recomendaciones, limitantes y perspectivas

Dado que el método de PTHA no está estandarizado y se tienen diferentes aproximaciones (ver Capítulo 1), se plantea como opción complementaria al enfoque empleado en el Capítulo 4 lo siguiente:

- Incluir diferentes formulaciones para la generación de escenarios (*e.g.*, Ruiz et al., 2015; Melgar et al., 2016; Sepúlveda et al., 2019; Scala et al., 2020), los cuales consideren la influencia del margen de fricción y la rigidez, en la parte más somera de la zona sismogénica y la interfaz.
- Incorporar modelos de sismicidad que permitan la generación simultánea de terremotos (*e.g.*, modelos no Poissonianos).
- Dar un tratamiento como variable aleatoria a la amplitud.
- Considerar sismos de mayor magnitud y generados en el campo lejano (lo que extendería la zona de estudio a toda la costa del Pacífico).
- Realizar simulaciones de inundación y llevar a cabo un análisis probabilista en zonas de interés económico y social.
- Considerar la sensibilidad de la inundación en términos del coeficiente de Manning y la batimetría.
- Construir un árbol lógico contemplando las características más relevantes del tsunami y sismotectónicas de la ZSM.

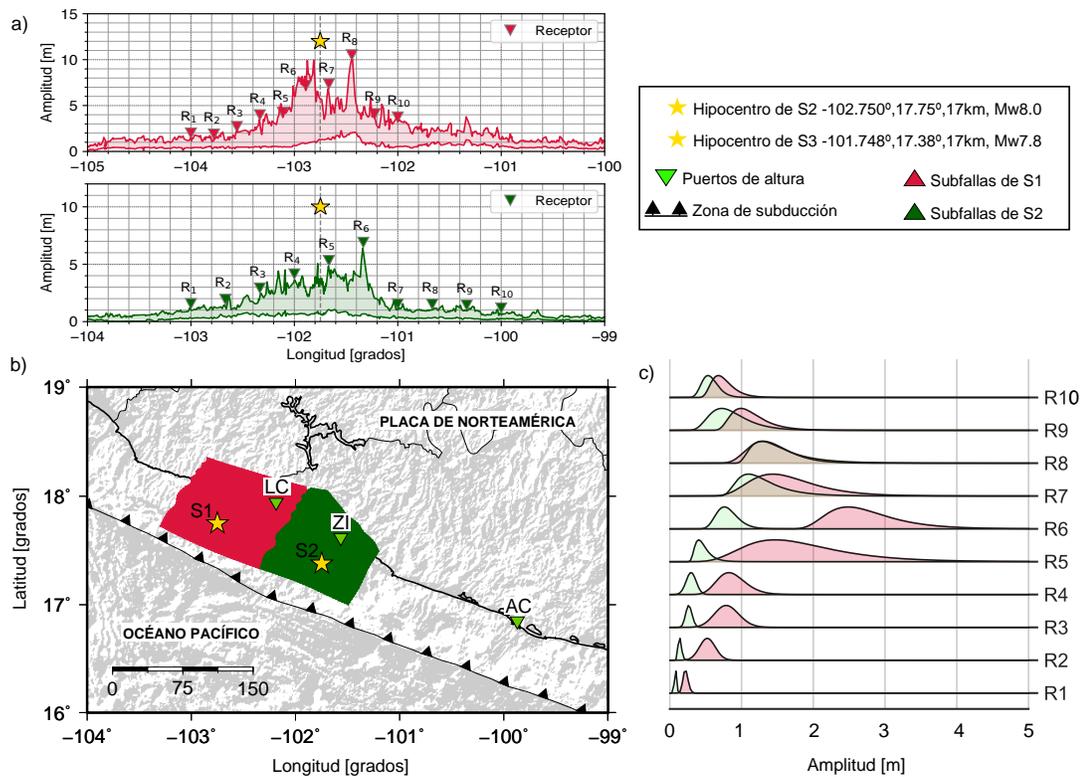


Figura 5.3: Resultados obtenidos para los dos conjuntos de escenarios. **a)** Perfiles de amplitud. **b)** Áreas de ruptura de los tres escenarios contemplados, S1 en rojo y S2 en verde. Las estrellas amarillas denotan el epicentro de cada escenario y los triángulos verdes la ubicación de los puertos de Manzanillo, MA, Lázaro Cárdenas, LC, Zihuatanejo, ZI y Acapulco, AC. **c)** Distribución de amplitud para cada triángulo mostrado en la Figura **a)**.

### 5.3. Conclusiones

- Los modelos de desplazamiento generados para el sismo de Tehuantepec  $M_w$ 8.2 del 8 de septiembre de 2017, mostraron ser consistentes con las observaciones, sin embargo, fueron sensibles a parámetros de la fuente como la localización, la extensión del plano de falla y aproximación temporal empleada. De estos, el modelo de Okuwaki et al., (2017) generó las mayores amplitudes en sus tres versiones y el modelo de Melgar et al., (2018), el mejor ajuste en su versión cinemática. Las tres aproximaciones determinaron con precisión los tiempos de arribo, por el contrario, los residuales de amplitud fueron de  $\sim 0.7$  m en la estación de Salina Cruz. Asimismo, se destacaron factores que pueden influir en su variación, tales como: el modelo de velocidad, la velocidad de ruptura y la batimetría.
- Se exploró la variabilidad de la amplitud del tsunami con un conjunto de escenarios

estocásticos de deslizamiento generados para el terremoto de San Sixto del 28 de marzo de 1787, con magnitudes  $M_w$  entre 8.1 y 8.6, de estos solo aquellos que están arriba de  $M_w 8.3$  registraron amplitudes mayores a las reportadas por investigaciones previas, valores de deslizamiento máximo entre 11.3 y 20 m y desplazamiento entre 1 y 3 m. La región de mayor impacto según los resultados, incluye las ciudades de Acapulco, Barra Vieja, Barra Tecuanapa, Punta Maldonado, Corralero, Puerto Escondido, entre otras más. El papel de este sismo tsunamigénico en la evaluación del peligro sísmico para el país es preponderante, sin embargo, aún son muchas las preguntas que rodean el evento, dada la limitante de observaciones. En este trabajo, se trató de dilucidar las características de la fuente sísmica, empleando mediciones de tsunamis generados alrededor del mundo, los cuales mostraron una variación de hasta 0.5 unidades en la magnitud  $M_w$ , por lo tanto, dado que la magnitud empleada en este estudio se obtuvo a partir de análisis históricos (Suárez et al., 2009), la incertidumbre es aún mayor. No obstante, se señala la necesidad explorar otras consideraciones tanto físicas como de modelado, ya que eventos como este son plausibles en la zona, pues entre 1911 y 2020 se han generado siete sismos tsunamigénicos.

- El estudio de PTHA llevado a cabo para la ZSM empleó 7946 escenarios con magnitudes  $M_w$  entre 7.6 y 8.4, generados a partir de las características sismo-tectónicas develadas con modelos publicados a 2017, registraron una amplitud máxima del tsunami que varía entre los 0.05 y 10 m y un tiempo de arribo entre 5 min y 1.5 hr. Con este conjunto de resultados se generaron curvas y mapas para un conjunto de periodos de retorno promedio, de los cuales se señaló como zona crítica el estado de Colima, pues el 12% de las amplitudes superan el umbral de 2 m. De igual manera, las costas de los estados de Michoacán, Guerrero, el norte de Oaxaca y el norte de Chiapas, reportaron un  $\sim 8.5\%$ . Si bien dentro del estudio de PTHA no se proveen mediciones de inundación, pues no se cuenta con una resolución batimétrica que lo permita, la amplitud obtenida permite inferir la severidad que puede llegar a tener el tsunami, e identificar áreas que pueden ser potencialmente inundadas. Igualmente, se destacan aspectos que podrían afectar la confiabilidad de los resultados en zonas donde la amplitud es baja, tales como la inclusión de modelos batimétricos refinados, aproximaciones de amplitud y variación del deslizamiento acumulado con la rigidez. Por último, la contribución de los modelos con aproximación estocástica fue comparada con otros estudios llevados a cabo para la bahía de Acapulco por Geist et al., (2006), mostrando resultados coherentes acorde con las limitaciones en las observaciones. Las estimaciones probabilísticas mostradas para las zonas de *SUB1*, *SUB2*, *SUB3* y *SUB4* pueden emplearse en estudios complementarios de sismos tsunamigénicos, tales como: la predicción de inundación a lo largo de localizaciones costeras en la ZSM, análisis de riesgo, estudios de uso de suelo y planeación urbana.





## APÉNDICE

**A** continuación se muestran las características de las bases de datos empleadas y generadas en el proyecto de investigación.

### **A.1. Batimetría**

La representación de la superficie del piso oceánico en las simulaciones numéricas del tsunami, fue llevada a cabo con el modelo *SRTM15*, el cual tiene una resolución aproximada de ~ 500 m y se basa en predicciones batimétricas del último modelo de gravedad global de *CryoSat-2* y *Jason-1*, junto con 494 millones de sondeos con cobertura multihaz de profundidad editados cuidadosamente. Asimismo, se utilizaron cartas batimétricas locales, las cuales fueron utilizadas en conjunto con los datos de la batimetría global, para las simulaciones de los Capítulos 2, 3 y 4, con espaciamiento mínimo de 150 m entre sondeos y resolución de 350 m.

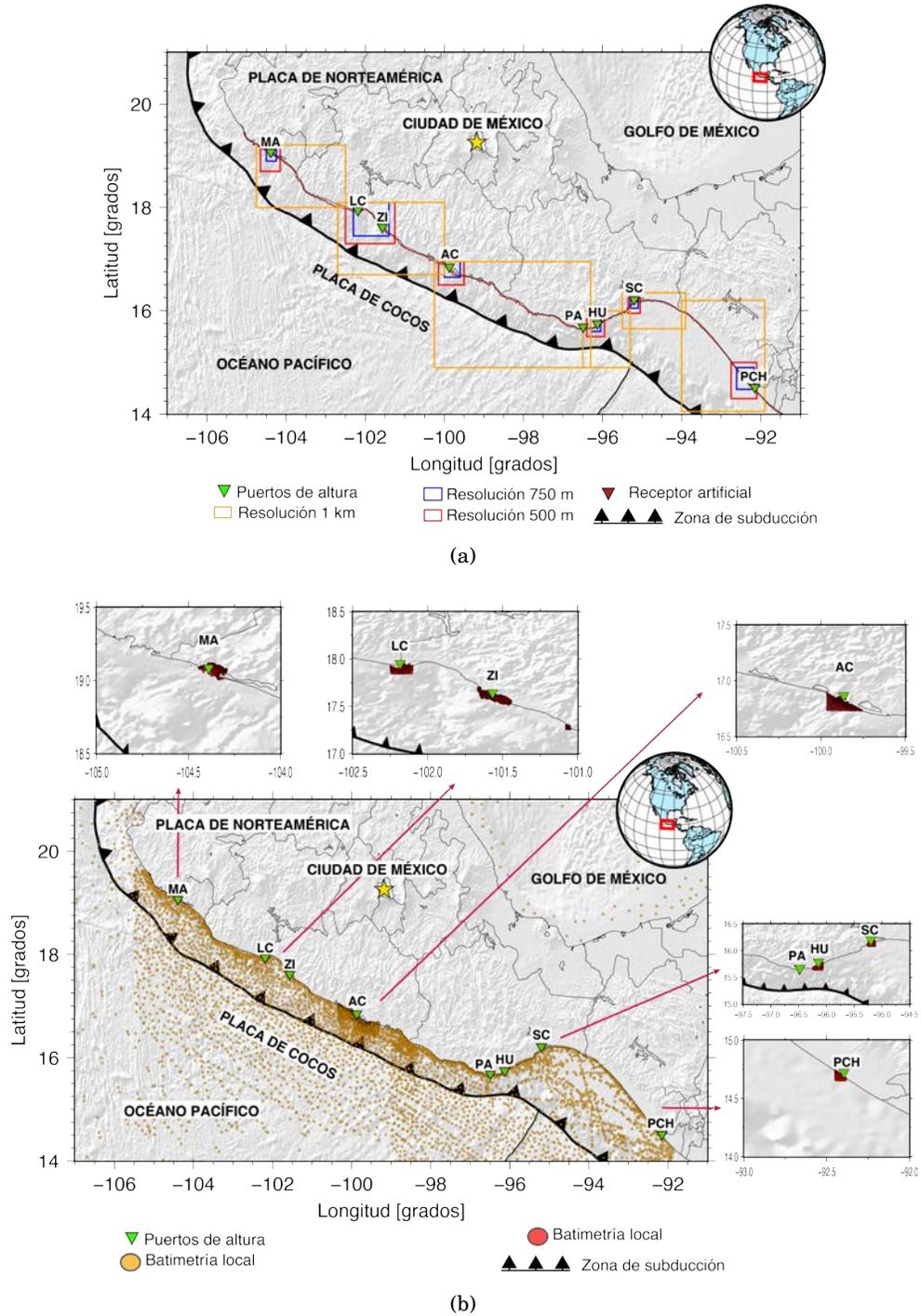


Figura A.1: Características de las bases de datos batimétricos. **a)** Zonas de resolución empleadas en la simulaciones de los Capítulos 2, 3 y 4. **b)** Puntos con mediciones batimétricas a lo largo de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, utilizados en la interpolación con zonas de resolución de 350 m.

## A.2. Características de los modelos utilizados en las simulaciones con Hércules

Tabla A.1: Parámetros físicos y geométricos utilizados para las simulaciones computacionales de deformación del piso oceánico del Capítulo 2.

	Okuwaki	Autores Melgar	USGS	Unidades
<b>Discretización temporal</b>				
Tiempo	200	200	200	s
$\Delta_t$	0.005	0.005	0.005	s
<b>Discretización espacial</b>				
Rango - longitud	660000	660000	660000	m
Rango - latitud	330000	330000	330000	m
$\Delta_{Lon}$	3666.6	3666.6	3666.6	m
$\Delta_{Lat}$	1833.3	1833.3	1833.3	m
<b>Fuente sísmica</b>				
Latitud	-94.11	-94.11	-93.899	grados
Longitud	14.85	14.85	15.022	grados
Profundidad	58	58	47.4	km
Strike	316.00	316.00	314	grados
Dip	81.00	81.00	73	grados
Rake	-77.55	-77.55	-100	grados
Magnitud $M_w$	8.084996	7.991302	8.116250	-
Momento sísmico	1.669143e+21	1.207682e+21	1.859411e+21	N-m
Desliz. máximo	18.64	10.56	17.29	m

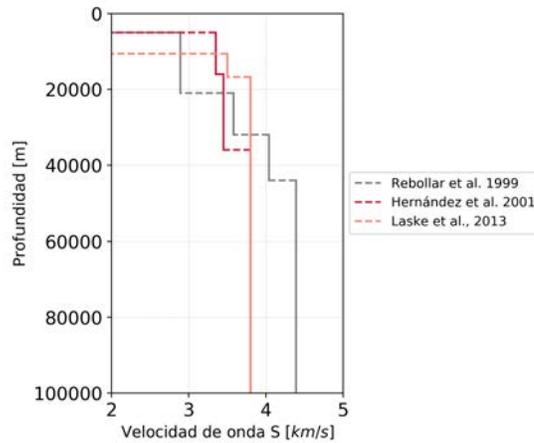


Figura A.2: Modelos de velocidad de ondas sísmicas considerados en las simulaciones con Hércules.

### A.3. Escenarios generados para el terremoto San Sixto ~ M8.6

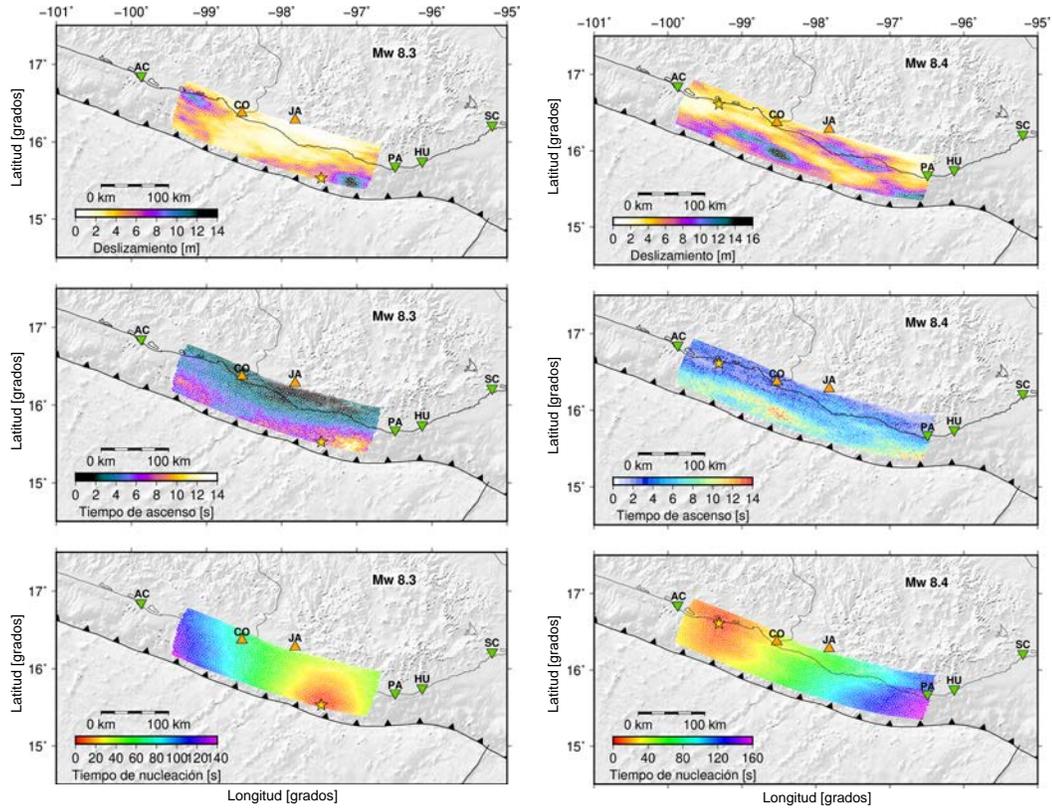


Figura A.3: Modelos de deslizamiento generados con *Fakequakes* (Melgar et al., 2016) para sismos de magnitud  $M_w 8.3$  y  $M_w 8.4$  en los que se muestra el deslizamiento máximo (imagen superior), el tiempo de ascenso (imagen del medio) y tiempo de nucleación (imagen inferior). Los triángulos verdes representan la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional y los naranjas, los puntos con valores reportados por el estudio de Núñez-Cornú et al., (2008).

A.3. ESCENARIOS GENERADOS PARA EL TERREMOTO SAN SIXTO ~ M8.6

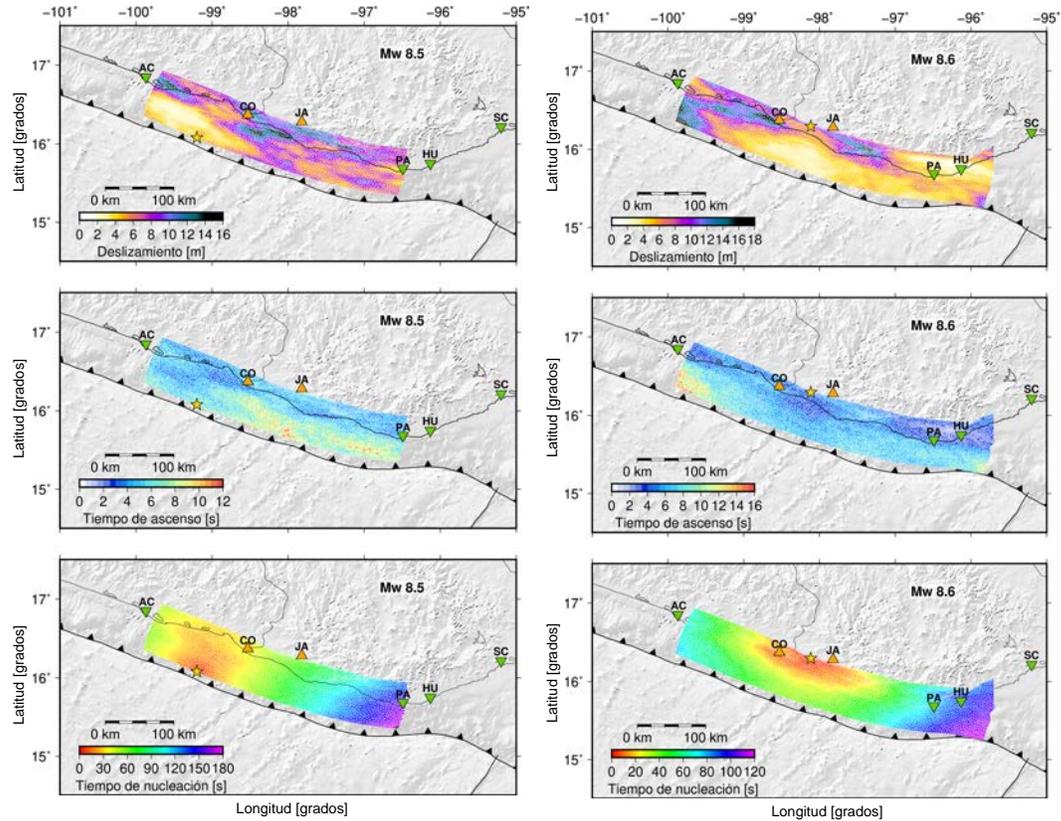


Figura A.4: Modelos de deslizamiento generados con *Fakequakes* (Melgar et al., 2016) para sismos de magnitud  $M_w 8.5$  y  $M_w 8.6$  en los que se muestra el deslizamiento máximo (imagen superior), el tiempo de ascenso (imagen del medio) y tiempo de nucleación (imagen inferior). Los triángulos verdes representan la localización de las estaciones mareográficas del Servicio Mareográfico Nacional y los naranjas, los puntos con valores reportados por el estudio de Núñez-Cornú et al., (2008).

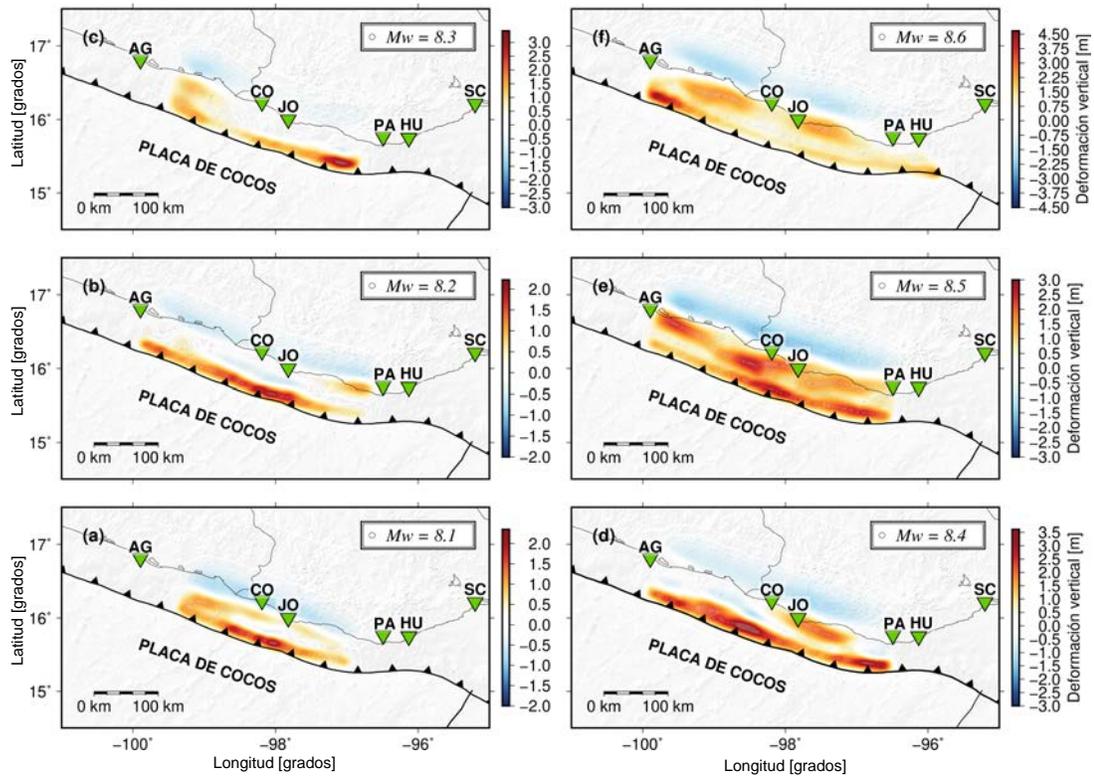


Figura A.5: Modelos de deformación para cada modelo mostrado en el Capítulo 3 por rango de magnitud  $M_w$  desde 8.1 hasta 8.6. Los triángulos verdes representan las estaciones en Acapulco -AG, Corralero -CO, Jamiltepec -JO, Puerto Ángel -PA, Huatulco -HU y Salina Cruz -SC.

## A.4. Catálogo de sismos utilizado en las estimaciones probabilistas

Tabla A.2: Catálogo de tsunamis generados por sismo registrados en Acapulco por estaciones mareográficas (GR) y registros históricos (HR). 1. Sánchez et al., (1993). 2. Farreras et al., (2005). 3. SSN (2022). 4. SMN (2020), 5. Zavala-Hidalgo et al., (2020).

Fecha	Latitud [°N]	Longitud [°W]	Magnitud $M_w$	Run-Up [m]	Fuente
Febrero 25 de 1732	—	—	—	4.0	HR - 1, 2
Septiembre 01 de 1754	—	—	—	5.0	HR - 1, 2
Marzo 28 de 1787	—	—	8.6	8	HR - 1, 2
Mayo 04 de 1820	17.2	99.6	7.6	4	HR - 1, 2
Marzo 10 de 1833	—	—	—	—	HR - 1, 2
Marzo 11 de 1834	—	—	7.9	—	HR - 1, 2
Abril 14 de 1907	16.7	-99.2	7.6	2	HR - 1, 2
Julio 30 de 1909	16.8	-99.9	7.2	—	HR - 1, 2
Diciembre 14 de 1950	17.22	-98.120	7.2	0.3	GR - 1, 2
Julio 28 de 1957	17.11	-99.1	7.8	2.6	GR - 1, 2
Mayo 11 de 1962	17.25	-99.580	7.2	0.8	GR - 1, 2
Mayo 19 de 1962	17.12	-99.57	7.1	0.3	GR - 1, 2
Agosto 23 de 1965	16.178	-95.877	7.3	0.4	GR - 1, 2
Enero 30 de 1973	—	—	7.6	0.4	GR - 1, 2
Marzo 14 de 1979	17.75	-101.263	7.4	1.3	GR - 1, 2
Septiembre 19 de 1985	18.419	-102.468	8.1	1	GR - 1, 2
Septiembre 21 de 1985	17.828	-101.681	7.6	1.2	GR - 1, 2
Septiembre 29 de 2009	-15.53	-171.87	8.1	0.4	GR - 4, 5
Febrero 27 de 2010	-36.29	-73.239	8.8	0.9	GR - 4, 5
Marzo 03 de 2011	38.322	142.369	9.1	1.78	GR - 4, 5
Marzo 20 de 2012	16.25	98.520	7.6	0.34	GR - 3, 4
Abril 01 de 2014	-19.642	-79.817	8.2	0.36	GR - 4, 5
Abril 18 de 2014	17.30	-101.316	7.2	0.85	GR - 3, 4
Septiembre 16 de 2015	-31.570	-71.654	8.4	0.5	GR - 4, 5
Septiembre 07 de 2017	15.42	-94.183	8.2	1.6	GR - 3, 4
Febrero 16 de 2018	16.42	-98.050	7.2	0.3	GR - 3, 4



## REFERENCIAS

- Abe, K. (1995). Estimate of tsunami run-up heights from earthquake magnitudes. En *Tsunami: Progress in prediction, disaster prevention and warning* (pp. 21–35). Springer.
- Ablowitz, M., Baldwin, D., y Hoefler, M. (2009). Soliton generation and multiple phases in dispersive shock and rarefaction wave interaction. *Physical Review E*, 80(1), 016603.
- Acosta, V. G., y Suárez, G. (1996). *Los sismos en la historia de México: el análisis social* (Vol. 2). Ciesas.
- Aki, K. (1965). 17. maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log n = a - bm$  and its confidence limits. *Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo*, 43(2), 237–9.
- Anagnos, T., y Kiremidjian, A. S. (1988). A review of earthquake occurrence models for seismic hazard analysis.
- Annaka, T., Satake, K., Sakakiyama, T., Yanagisawa, K., y Shuto, N. (2007). Logic-tree approach for probabilistic tsunami hazard analysis and its applications to the Japanese coasts. En *Tsunami and its hazards in the Indian and Pacific Oceans* (pp. 577–592). Springer.
- Becker, J., Sandwell, D., Smith, W., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S., y cols. (2009). Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: Srtm30\_plus. *Marine Geodesy*, 32(4), 355–371.
- Berger, M. J., George, D. L., LeVeque, R. J., y Mandli, K. T. (2011). The geoclaw software for depth-averaged flows with adaptive refinement. *Advances in Water Resources*, 34(9), 1195–1206.
- Bilek, S. (2010). Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. *Tectonophysics*, 495, 2–14.
- Bilek, S. L. (2010). The role of subduction erosion on seismicity. *Geology*, 38(5), 479–480.
- Bilek, S. L., y Engdahl, E. R. (2007). Rupture characterization and aftershock relocations for the 1994 and 2006 tsunami earthquakes in the Java subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 34(20).
- Blaser, L., Krüger, F., Ohrnberger, M., y Scherbaum, F. (2010). Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2914–2926.
- Bock, Y., Melgar, D., y Crowell, B. W. (2011). Real-time strong-motion broadband displacements from collocated GPS and accelerometers. *Bulletin of the Seismological Society of America*,

101(6), 2904–2925.

- Bravo, H., Rebollar, C. J., Uribe, A., y Jimenez, O. (2004). Geometry and state of stress of the wadati-benioff zone in the gulf of tehuantepec, mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B4).
- Brudzinski, M. R., Hinojosa-Prieto, H. R., Schlanser, K. M., Cabral-Cano, E., Arciniega-Ceballos, A., Diaz-Molina, O., y DeMets, C. (2010). Nonvolcanic tremor along the Oaxaca segment of the middle America subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8).
- Burbridge, D., Cummins, P. R., Mleczko, R., y Thio, H. K. (2008). A probabilistic tsunami hazard assessment for western Australia. En *Tsunami science four years after the 2004 Indian Ocean tsunami* (pp. 2059–2088). Springer.
- Campillo, M., Gariel, J., Aki, K., y Sanchez-Sesma, F. (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, path, and site effects during great 1985 Michoacán earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(6), 1718–1735.
- Castillo-Aja, R., y Ramírez-Herrera, M. T. (2017). Updated tsunami catalog for the Jalisco-Colima coast, Mexico, using data from historical archives. *Seismological Research Letters*, 88(1), 144–158.
- Chamberlain, C. J., Hopp, C. J., Boese, C. M., Warren-Smith, E., Chambers, D., Chu, S. X., Michailos, K., y Townend, J. (2018). Eqcorrscan: Repeating and near-repeating earthquake detection and analysis in python. *Seismological Research Letters*, 89(1), 173–181.
- Chen, Q. (2006). Fully nonlinear Boussinesq-type equations for waves and currents over porous beds. *Journal of Engineering Mechanics*, 132(2), 220–230.
- Chow, V. T. (1959). Open-channel hydraulics. *McGraw-Hill civil engineering series*.
- Cienfuegos, R., Catalán, P. A., Urrutia, A., Benavente, R., Aránguiz, R., y González, G. (2018). What can we do to forecast tsunami hazards in the near field given large epistemic uncertainty in rapid seismic source inversions? *Geophysical Research Letters*, 45(10), 4944–4955.
- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(5), 1583–1606.
- Corona, N., y Ramírez-Herrera, M. (2012). Mapping and historical reconstruction of the great Mexican 22 June 1932 tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(5), 1337–1352.
- Cosenza-Murales, B., DeMets, C., Márquez-Azúa, B., Sánchez, O., Stock, J., Cabral-Cano, E., y McCaffrey, R. (2022). Co-seismic and post-seismic deformation for the 1995 Colima-Jalisco and 2003 Tecoman thrust earthquakes, Mexico subduction zone, from modelling of GPS data. *Geophysical Journal International*, 228(3), 2137–2173.
- Costas, S., y cols. (2008). *Advanced numerical models for simulating tsunami waves and runup* (Vol. 10). World Scientific.
- Courboux, F., Singh, S. K., Pacheco, J. F., y Ammon, C. J. (1997). The 1995 Colima-Jalisco,

- mexico, earthquake (mw 8): A study of the rupture process. *Geophysical Research Letters*, 24(9), 1019–1022.
- Cruz, G., y Wyss, M. (1983). Large earthquakes, mean sea level, and tsunamis along the pacific coast of mexico and central america. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(2), 553–570.
- Davies, G. (2019). Tsunami variability from uncalibrated stochastic earthquake models: tests against deep ocean observations 2006–2016. *Geophysical Journal International*, 218(3), 1939–1960.
- Davies, G., y Griffin, J. (2019). Sensitivity of probabilistic tsunami hazard assessment to far-field earthquake slip complexity and rigidity depth-dependence: Case study of australia. *Pure and Applied Geophysics*, 1–28.
- Davies, G., Griffin, J., Løvholt, F., Glimsdal, S., Harbitz, C., Thio, H. K., Lorito, S., Basili, R., Selva, J., Geist, E., y cols. (2018). A global probabilistic tsunami hazard assessment from earthquake sources. *Geological Society, London, Special Publications*, 456(1), 219–244.
- Davies, G., Horspool, N., y Miller, V. (2015). Tsunami inundation from heterogeneous earthquake slip distributions: Evaluation of synthetic source models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(9), 6431–6451.
- DeMets, C., Gordon, R. G., y Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80.
- De Risi, R., y Goda, K. (2016). Probabilistic earthquake–tsunami multi-hazard analysis: application to the tohoku region, japan. *Frontiers in Built Environment*, 2, 25.
- Dutykh, D., y Dias, F. (2008). Energy of tsunami waves generated by bottom motion. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 465(2103), 725–744.
- Dutykh, D., Dias, F., y Kervella, Y. (2006). Linear theory of wave generation by a moving bottom. *Comptes Rendus Mathématique*, 343(7), 499–504.
- Ekström, G., Nettles, M., y Dziewoński, A. (2012). The global cmt project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200, 1–9.
- Elbanna, A., Abdelmeguid, M., Ma, X., Amlani, F., Bhat, H. S., Synolakis, C., y Rosakis, A. J. (2021). Anatomy of strike-slip fault tsunami genesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(19).
- Esteva, L. (1967). Criterios para la construcción de espectros para diseño sísmico. En *3er simposio panamericano de estructuras*.
- Farreras, S., Domínguez, R., y Gutiérrez, C. (2005). Tsunamis: Serie-fascículos. *Centro Nacional de Prevención de Desastres, Mexico DF*, 44p.
- Farreras, S., Ortiz, M., y Gonzalez, J. I. (2007). Steps towards the implementation of a tsunami detection, warning, mitigation and preparedness program for southwestern coastal areas of

- mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 164(2-3), 605–616.
- Fasola, S., Brudzinski, M. R., Ghouse, N., Solada, K., Sit, S., Cabral-Cano, E., Arciniega-Ceballos, A., Kelly, N., y Jensen, K. (2016). New perspective on the transition from flat to steeper subduction in Oaxaca, Mexico, based on seismicity, nonvolcanic tremor, and slow slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(3), 1835–1848.
- Faulkner, D., Mitchell, T., Behn, J., Hirose, T., y Shimamoto, T. (2011). Stuck in the mud? earthquake nucleation and propagation through accretionary forearcs. *Geophysical Research Letters*, 38(18).
- Field, E. H., Jordan, T. H., y Cornell, C. A. (2003). Opensha: A developing community-modeling environment for seismic hazard analysis. *Seismological Research Letters*, 74(4), 406–419.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M., y Kanazawa, T. (2011). Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 815–820.
- Geist, E. L. (1998). Local tsunamis and earthquake source parameters. En *Advances in Geophysics* (Vol. 39, pp. 117–209). Elsevier.
- Geist, E. L. (2002). Complex earthquake rupture and local tsunamis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5), ESE–2.
- Geist, E. L., y Dmowska, R. (1999). Local tsunamis and distributed slip at the source. En *Seismogenic and tsunamigenic processes in shallow subduction zones* (pp. 485–512). Springer.
- Geist, E. L., y Parsons, T. (2006). Probabilistic analysis of tsunami hazards. *Natural Hazards*, 37(3), 277–314.
- Gibbons, S. J., Lorito, S., Macías, J., Løvholt, F., Selva, J., Volpe, M., Sánchez-Linares, C., Babeyko, A., Brizuela, B., Cirella, A., y cols. (2020). Probabilistic tsunami hazard analysis: High performance computing for massive scale inundation simulations. *Frontiers in Earth Science*, 8, 623.
- Glimsdal, S., Løvholt, F., Harbitz, C. B., Romano, F., Lorito, S., Orefice, S., Brizuela, B., Selva, J., Hoechner, A., Volpe, M., y cols. (2019). A new approximate method for quantifying tsunami maximum inundation height probability. *Pure and Applied Geophysics*, 176(7), 3227–3246.
- Gobbi, M. F., Kirby, J. T., y Wei, G. (2000). A fully nonlinear Boussinesq model for surface waves. part 2. extension to  $O(kh)^4$ . *Journal of Fluid Mechanics*, 405, 181–210.
- Goda, K., De Risi, R., De Luca, F., Muhammad, A., Yasuda, T., y Mori, N. (2021). Multi-hazard earthquake-tsunami loss estimation of Kuroshio town, Kochi prefecture, Japan considering the Nankai-Tonankai megathrust rupture scenarios. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 54, 102050.
- Goda, K., Mai, P. M., Yasuda, T., y Mori, N. (2014). Sensitivity of tsunami wave profiles and inundation simulations to earthquake slip and fault geometry for the 2011 Tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 66(1), 105.
- Goda, K., Yasuda, T., Mai, P. M., Maruyama, T., y Mori, N. (2018). Tsunami simulations of megathrust earthquakes in the Nankai–Tonankai trough (Japan) based on stochastic rupture

- scenarios. *Geological Society, London, Special Publications*, 456(1), 55–74.
- Goda, K., Yasuda, T., Mori, N., y Maruyama, T. (2016). New scaling relationships of earthquake source parameters for stochastic tsunami simulation. *Coastal Engineering Journal*, 58(3), 1650010–1.
- González, F., Geist, E. L., Jaffe, B., Kânoğlu, U., Mofjeld, H., Synolakis, C., Titov, V. V., Arcas, D., Bellomo, D., Carlton, D., y cols. (2009). Probabilistic tsunami hazard assessment at seaside, oregon, for near-and far-field seismic sources. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11).
- Goto, C., Ogawa, Y., Shuto, N., y Imamura, F. (1997). Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. *IOC Manuals and Guides*, 35, 130.
- Graves, R., y Pitarka, A. (2015). Refinements to the graves and pitarka (2010) broadband ground-motion simulation method. *Seismological Research Letters*, 86(1), 75–80.
- Graves, R. W., y Pitarka, A. (2010). Broadband ground-motion simulation using a hybrid approach. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 2095–2123.
- Grezio, A., Babeyko, A., Baptista, M. A., Behrens, J., Costa, A., Davies, G., Geist, E. L., Glimsdal, S., González, F. I., Griffin, J., y cols. (2017). Probabilistic tsunami hazard analysis: Multiple sources and global applications. *Reviews of Geophysics*, 55(4), 1158–1198.
- Grilli, S. T., Harris, J. C., Bakhsh, T. T., Kirby, J. T., Shi, F., Masterlark, T. L., Kyriakopoulos, C., y cols. (2012). Numerical simulation of the 2011 tohoku tsunami: Comparison with field observations and sensitivity to model parameters. En *The twenty-second international offshore and polar engineering conference*.
- Gusman, A. R., Mulia, I. E., y Satake, K. (2018). Optimum sea surface displacement and fault slip distribution of the 2017 tehuantepec earthquake (mw 8.2) in mexico estimated from tsunami waveforms. *Geophysical Research Letters*, 45(2), 646–653.
- Gusman, A. R., Supendi, P., Nugraha, A. D., Power, W., Latief, H., Sunendar, H., Widiyantoro, S., Wiyono, S. H., Hakim, A., Muhari, A., y cols. (2019). Source model for the tsunami inside palu bay following the 2018 palu earthquake, indonesia. *Geophysical Research Letters*, 46(15), 8721–8730.
- Hall, J. F., y Beck, J. L. (1986). Structural damage in mexico city. *Geophysical Research Letters*, 13(6), 589–592.
- Harders, R., Ranero, C. R., Weinrebe, W., y Behrmann, J. H. (2011). Submarine slope failures along the convergent continental margin of the middle america trench. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6).
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., y Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58–61.
- Heidarzadeh, M., Ishibe, T., y Harada, T. (2018). Constraining the source of the m w 8.1 chiapas, mexico earthquake of 8 september 2017 using teleseismic and tsunami observations. *Pure*

- and Applied Geophysics*, 175(6), 1925–1938.
- Hernandez, B., Shapiro, N., Singh, S., Pacheco, J., Cotton, F., Campillo, M., Iglesias, A., Cruz, V., Gómez, J., y Alcántara, L. (2001). Rupture history of september 30, 1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico (mw= 7.5) from inversion of strong-motion data. *Geophysical research letters*, 28(2), 363–366.
- Higaki, H., Goto, K., Yanagisawa, H., Sugawara, D., y Ishizawa, T. (2021). Three thousand year paleo-tsunami history of the southern part of the Japan Trench. *Progress in Earth and Planetary Science*, 8(1), 1–19.
- Hill, E. M., Borrero, J. C., Huang, Z., Qiu, Q., Banerjee, P., Natawidjaja, D. H., Elosegui, P., Fritz, H. M., Suwargadi, B. W., Pranantyo, I. R., y cols. (2012). The 2010 mw 7.8 Mentawai earthquake: Very shallow source of a rare tsunami earthquake determined from tsunami field survey and near-field GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).
- Horspool, N., Pranantyo, I., Griffin, J., Latief, H., Natawidjaja, D., Kongko, W., Cipta, A., Bustaman, B., Anugrah, S., y Thio, H. (2014). A probabilistic tsunami hazard assessment for Indonesia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(11), 3105–3122.
- Huerta, B., Ordaz, M., Reinoso, E., Salgado-Gálvez, M., Rodríguez, J.-C., Aguado, A., y Hinojoza, O. (2017). Implementación de nuevos modelos de sismo y tsunami a un sistema experto de estimación de pérdidas en Latinoamérica y el Caribe. *XXI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Guadalajara, Jalisco*.
- Huerta, B., Ordaz, M., Salgado-Gálvez, M., y Rodríguez, J.-C. (2019). Consideración de impactos simultáneos: Integración del riesgo tsunamigénico a evaluaciones de sismo. *XXII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Nuevo León, Monterrey*.
- Husker, A., Ferrari, L., Arango-Galván, C., Corbo-Camargo, F., y Arzate-Flores, J. A. (2018). A geologic recipe for transient slip within the seismogenic zone: Insight from the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geology*, 46(1), 35–38.
- INEGI, I. N. d. E. y. G. (s.f.). Estadísticas sobre las afectaciones de los sismos de septiembre de 2017 en las actividades económicas. Descargado de [http://www.inegi.org.mx/saladeprensa/boletines/2017/afectaciones/afectaciones2017\\_09.pdf](http://www.inegi.org.mx/saladeprensa/boletines/2017/afectaciones/afectaciones2017_09.pdf)
- ISC-GEM. (2021). ISC-GEM earthquake catalogue, International Seismological Centre. Descargado de <https://doi.org/10.31905/d808b825>
- Jaimes, M. A., Reinoso, E., Ordaz, M., Huerta, B., Silva, R., Mendoza, E., y Rodríguez, J. C. (2016). A new approach to probabilistic earthquake-induced tsunami risk assessment. *Ocean & Coastal Management*, 119, 68–75.
- Jaimes, M. A., Reinoso, E., Ordaz, M., Silva, R., Mendoza, E., Huerta, B., Durán, G., Chávez, X., y Rodríguez, J. C. (2016). An earthquake-event-based method for mapping tsunami hazards. *Proc. Inst. Civ. Eng.*, 169, 148–162.
- Ji, C., Helmberger, D. V., Wald, D. J., y Ma, K.-F. (2003). Slip history and dynamic implications of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,

108(B9).

- Juárez, A. (2016). Tomografía sísmica de forma de onda completa del centro de México. *Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México*, 99.
- Kagan, Y. Y. (2002). Seismic moment distribution revisited: II. moment conservation principle. *Geophysical Journal International*, 149(3), 731–754.
- Kajiura, K. (1970). 45. tsunami source, energy and the directivity of wave radiation.
- Kakinuma, T., y Akiyama, M. (2007). Numerical analysis of tsunami generation due to seabed deformation. En *Coastal engineering 2006: (in 5 volumes)* (pp. 1490–1502). World Scientific.
- Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the earth and planetary interiors*, 6(5), 346–359.
- Kennedy, A. B., Chen, Q., Kirby, J. T., y Dalrymple, R. A. (2000). Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and runup. I: 1d. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 126(1), 39–47.
- Kennedy, A. B., Kirby, J. T., Chen, Q., y Dalrymple, R. A. (2001). Boussinesq-type equations with improved nonlinear performance. *Wave Motion*, 33(3), 225–243.
- Kikuchi, M., y Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves—III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2335–2350.
- Kirby, J. T., Wei, G., Chen, Q., Kennedy, A. B., y Dalrymple, R. A. (1998). Funwave 1.0: fully nonlinear boussinesq wave model-documentation and user's manual. *Research report NO. CACR-98-06*.
- Kostoglodov, V., y Pacheco, J. (1999). Cien años de sismicidad en México. *Instituto de Geofísica*.
- Kramer, S. L., y Stewart, J. P. (2004). Geotechnical aspects of seismic hazards (chapter 4). 2004., 4–1.
- Kuehn, N., Hainzl, S., y Scherbaum, F. (2008). Non-poissonian earthquake occurrence in coupled stress release models and its effect on seismic hazard. *Geophysical Journal International*, 174(2), 649–658.
- Kundu, A. (2007). *Tsunami and nonlinear waves* (Vol. 316). Springer.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., y Pasyanos, M. (2013). Update on crust1.0—a 1-degree global model of earth's crust. En *Geophys. res. abstr* (Vol. 15, p. 2658).
- Lay, T., y Kanamori, H. (1981). An asperity model of large earthquake sequences.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., y Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Nettles, M., Ward, S. N., Aster, R. C., Beck, S. L., Bilek, S. L., Brudzinski, M. R., Butler, R., y cols. (2005). The great sumatra-andaman earthquake of 26 december 2004. *Science*, 308(5725), 1127–1133.
- Le Gal, M., Violeau, D., Ata, R., y Wang, X. (2018). Shallow water numerical models for the 1947 gisborne and 2011 tohoku-oki tsunamis with kinematic seismic generation. *Coastal*

- Engineering*, 139, 1–15.
- Le Gal, M., Violeau, D., y Benoit, M. (2017). Influence of timescales on the generation of seismic tsunamis. *European Journal of Mechanics-B/Fluids*, 65, 257–273.
- LeVeque, R. J., George, D. L., y Berger, M. J. (2011). Tsunami modelling with adaptively refined finite volume methods. *Acta Numerica*, 20, 211.
- LeVeque, R. J., Waagan, K., González, F. I., Rim, D., y Lin, G. (2016). Generating random earthquake events for probabilistic tsunami hazard assessment. En *Global tsunami science: Past and future, volume i* (pp. 3671–3692). Springer.
- Levin, B. W., Nosov, M., y cols. (2009). *Physics of tsunamis* (Vol. 327). Springer.
- Li, L., Switzer, A. D., Chan, C.-H., Wang, Y., Weiss, R., y Qiu, Q. (2016). How heterogeneous coseismic slip affects regional probabilistic tsunami hazard assessment: A case study in the south china sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 6250–6272.
- Li, Z., An, C., y Liu, H. (2020). Evaluation of different earthquake scaling relations on the generation of tsunamis and hazard assessment. *Ocean Engineering*, 195, 106716.
- Liu, P. L.-F., Cho, Y.-S., Yoon, S., y Seo, S. (1995). Numerical simulations of the 1960 chilean tsunami propagation and inundation at hilo, hawaii. En *Tsunami: Progress in prediction, disaster prevention and warning* (pp. 99–115). Springer.
- Lorito, S., Selva, J., Basili, R., Romano, F., Tiberti, M., y Piatanesi, A. (2015). Probabilistic hazard for seismically induced tsunamis: accuracy and feasibility of inundation maps. *Geophysical Journal International*, 200(1), 574–588.
- Lotto, G. C., y Dunham, E. M. (2015). High-order finite difference modeling of tsunami generation in a compressible ocean from offshore earthquakes. *Computational Geosciences*, 19(2), 327–340.
- Løvholt, F., Kaiser, G., Glimsdal, S., Scheele, L., Harbitz, C. B., y Pedersen, G. (2012). Modeling propagation and inundation of the 11 march 2011 tohoku tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(4), 1017–1028.
- Lynett, P. J., Borrero, J. C., Liu, P. L.-F., y Synolakis, C. E. (2003). Field survey and numerical simulations: A review of the 1998 papua new guinea tsunami. En *Landslide tsunamis: Recent findings and research directions* (pp. 2119–2146). Springer.
- Lynett, P. J., Wu, T.-R., y Liu, P. L.-F. (2002). Modeling wave runup with depth-integrated equations. *Coastal Engineering*, 46(2), 89–107.
- Madsen, P. A., y Schäffer, H. A. (1999). A review of boussinesq-type equations for surface gravity waves. *Advances in coastal and ocean engineering*, 1–94.
- Mai, P. M., y Beroza, G. C. (2000). Source scaling properties from finite-fault-rupture models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(3), 604–615.
- Mai, P. M., y Beroza, G. C. (2002). A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), ESE–10.
- Mai, P. M., Spudich, P., y Boatwright, J. (2005). Hypocenter locations in finite-source rupture

- models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3), 965–980.
- Mai, P. M., y Thingbaijam, K. (2014). Srcmod: An online database of finite-fault rupture models. *Seismological Research Letters*, 85(6), 1348–1357.
- Masinha, L., Smylie, D., y Beck, A. (1970). *Earthquake displacement fields and the rotation of the earth: A nato advanced study institute. conference organized by the department of geophysics, university of western ontario, london, canada, 22 june 28-june 1969*. Springer Verlag.
- McCloskey, J., Antonioli, A., Piatanesi, A., Sieh, K., Steacy, S., Nalbant, S. S., Cocco, M., Giunchi, C., Huang, J. D., y Dunlop, P. (2007). Near-field propagation of tsunamis from megathrust earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 34(14).
- McGuire, R., y Arabasz, W. (1990). An introduction to probabilistic seismic hazard analysis. *Geotechnical and environmental geophysics*, 1, 333–353.
- Medina, M., Riquelme, S., Fuentes, M., y Campos, J. (2021). Tsunami modeling in the south american subduction zone inferred from seismic coupling and historical seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, 178(12), 4941–4965.
- Melgar, D., y Bock, Y. (2015). Kinematic earthquake source inversion and tsunami runup prediction with regional geophysical data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(5), 3324–3349.
- Melgar, D., y Hayes, G. P. (2017). Systematic observations of the slip pulse properties of large earthquake ruptures. *Geophysical Research Letters*, 44(19), 9691–9698.
- Melgar, D., LeVeque, R. J., Dreger, D. S., y Allen, R. M. (2016). Kinematic rupture scenarios and synthetic displacement data: An example application to the cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(9), 6658–6674.
- Melgar, D., y Pérez-Campos, X. (2011). Imaging the moho and subducted oceanic crust at the isthmus of tehuantepec, mexico, from receiver functions. *Pure and applied geophysics*, 168(8), 1449–1460.
- Melgar, D., Ruiz-Angulo, A., Garcia, E. S., Manea, M., Manea, V. C., Xu, X., Ramirez-Herrera, M. T., Zavala-Hidalgo, J., Geng, J., Corona, N., y cols. (2018). Deep embrittlement and complete rupture of the lithosphere during the m w 8.2 tehuantepec earthquake. *Nature Geoscience*, 11(12), 955–960.
- Melgar, D., Ruiz-Angulo, A., Pérez-Campos, X., Crowell, B. W., Xu, X., Cabral-Cano, E., Brudzinski, M. R., y Rodriguez-Abreu, L. (2021). Energetic rupture and tsunamigenesis during the 2020 m w 7.4 la crucecita, mexico earthquake. *Seismological Society of America*, 92(1), 140–150.
- Melgar, D., Williamson, A. L., y Salazar-Monroy, E. F. (2019). Differences between heterogeneous and homogenous slip in regional tsunami hazards modelling. *Geophysical Journal International*, 219(1), 553–562.
- Mena, B., Mai, P. M., Olsen, K. B., Purvance, M. D., y Brune, J. N. (2010). Hybrid broadband ground-motion simulation using scattering green's functions: Application to large-magnitude events. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 2143–2162.

- Mendoza, C. (1993). Coseismic slip of two large mexican earthquakes from teleseismic body waveforms: Implications for asperity interaction in the michoacan plate boundary segment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B5), 8197–8210.
- Mendoza, C., y Hartzell, S. (1999). Fault-slip distribution of the 1995 colima-jalisco, mexico, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1338–1344.
- Mendoza, C., y Martínez-López, M. R. (2021). Rupture models of recent  $m_w > 7$  thrust earthquakes in the guerrero–oaxaca region of the mexico subduction zone using teleseismic body waves. *Seismological Research Letters*.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., y cols. (2012). Toward understanding tectonic control on the  $m_w$  8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321, 152–165.
- Mori, N., Muhammad, A., Goda, K., Yasuda, T., y Ruiz-Angulo, A. (2017). Probabilistic tsunami hazard analysis of the pacific coast of mexico: case study based on the 1995 colima earthquake tsunami. *Frontiers in built environment*, 3, 34.
- Mulia, I. E., Ishibe, T., Satake, K., Gusman, A. R., y Murotani, S. (2020). Regional probabilistic tsunami hazard assessment associated with active faults along the eastern margin of the sea of japan. *Earth, Planets and Space*, 72(1), 1–15.
- Murotani, S., Satake, K., y Fujii, Y. (2013). Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for  $m_w > 9$  subduction-zone earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 40(19), 5070–5074.
- Newman, A. V., y Okal, E. A. (1998). Teleseismic estimates of radiated seismic energy: The  $e/m_0$  discriminant for tsunami earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11), 26885–26898.
- NGDC-WDS, N. G. D. C. W. D. S. (s.f.). Ncei/wds global historical tsunami database. noaa national centers for environmental information. Descargado de doi:10.7289/V5PN93H7
- NOAA. (2017). Tsunami sources 1610 b.c. to a.d. 2017 from earthquakes, volcanic eruptions, landslides, and other causes. Descargado de <https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/data/publications/tsunami-sources-2017.pdf>
- NOAA. (2021). Tsunami data and information. Descargado de <https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>
- Núñez-Cornú, F. J., Ortiz, M., y Sánchez, J. J. (2008). The great 1787 mexican tsunami. *Natural hazards*, 47(3), 569–576.
- Nwogu, O. (1993). Alternative form of boussinesq equations for nearshore wave propagation. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 119(6), 618–638.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135–1154.
- Okal, E. A. (1988). Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: A review. *Natural Hazards*, 1(1), 67–96.

- Okal, E. A., y Synolakis, C. E. (2004). Source discriminants for near-field tsunamis. *Geophysical Journal International*, 158(3), 899–912.
- Okuwaki, R., y Yagi, Y. (2017). Rupture process during the mw 8.1 2017 chiapas mexico earthquake: Shallow intraplate normal faulting by slab bending. *Geophysical Research Letters*, 44(23), 11–816.
- Olson, C., Becker, J., y Sandwell, D. (2016). Srtm15\_plus: Data fusion of shuttle radar topography mission (srtm) land topography with measured and estimated seafloor topography (ncei accession 0150537). *NOAA National Centers for Environmental Information. Dataset. Accessed*, 3, 2020.
- Orbit, S., y Center, P. A. (2020). Local tsunami warning. Descargado 2020-05-05, de <http://sopac-csrc.ucsd.edu/index.php/tsunami-warning/>
- Ordaz, M., Salgado-Gálvez, M. A., Huerta, B., Rodríguez, J. C., y Avelar, C. (2019). Considering the impacts of simultaneous perils: The challenges of integrating earthquake and tsunamigenic risk. *Disaster Prevention and Management: An International Journal*.
- Orozco. (2021). Oaxaca. los eternos segundos de una sismicidad histórica. Descargado de <https://relatosehistorias.mx/nuestras-historias/oaxaca-los-eternos-segundos-de-una-sismicidad-historica>
- Ortiz, M., Kostoglodov, V., Singh, S., y Pacheco, J. (2000). New constraints on the uplift of october 9, 1995 jalisco-colima earthquake (mw 8) based on the analysis of tsunami records at manzanillo and navidad, mexico. *Geofísica Internacional*, 39(4), 349–357.
- Pardo, M., y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted rivera and cocos plates in southern mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357–12373.
- Park, H., y Cox, D. T. (2016). Probabilistic assessment of near-field tsunami hazards: Inundation depth, velocity, momentum flux, arrival time, and duration applied to seaside, oregon. *Coastal Engineering*, 117, 79–96.
- Parsons, T. (2005). Significance of stress transfer in time-dependent earthquake probability calculations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5).
- Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., y Clayton, R. W. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35(7).
- Pelayo, A. M., y Wiens, D. A. (1992). Tsunami earthquakes: Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B11), 15321–15337.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., y Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical research letters*, 35(18).
- Plata-Martínez, R., Ide, S., Shinohara, M., Garcia, E., Mizuno, N., Dominguez, L., Taira, T., Yamashita, Y., Toh, A., Yamada, T., y cols. (2021). Shallow slow earthquakes to decipher

- future catastrophic earthquakes in the guerrero seismic gap. *Nature Communications*, 12(1), 1–8.
- Polet, J., y Kanamori, H. (2000). Shallow subduction zone earthquakes and their tsunamigenic potential. *Geophysical Journal International*, 142(3), 684–702.
- Ramadan, K. T., Hassan, H. S., y Hanna, S. N. (2011). Modeling of tsunami generation and propagation by a spreading curvilinear seismic faulting in linearized shallow-water wave theory. *Applied mathematical modelling*, 35(1), 61–79.
- Ramírez-Herrera, M. T. (2011). Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del pacífico de México: Terremotos y tsunamis. *Revista de Geografía Norte Grande*(49), 99–124.
- Ramírez-Herrera, M. T., Castillo-Aja, M., Cruz, S., Corona, N., Rangel Velarde, V., y Lagos, M. (2014). Unrevealing the history of earthquakes and tsunamis of the Mexican subduction zone. En *Agu fall meeting abstracts* (Vol. 2014, pp. NH13A–3719).
- Ramírez-Herrera, M. T., Cerny, J., Corona, N., Lagos, M., Goguitchaichvili, A., Machain-Castillo, M. L., Caballero, M., Ruiz-Fernández, A. C., y Ortuño, M. (2019). Geologic record of the great San Sixto 1787 tsunami, Oaxaca-Guerrero, Mexico: Implications for tsunami hazard in Mexico. En *Agu fall meeting abstracts* (Vol. 2019, pp. NH41A–06).
- Ramírez-Herrera, M.-T., Corona, N., Cerny, J., Castillo-Aja, R., Melgar, D., Lagos, M., Goguitchaichvili, A., Machain, M. L., Vazquez-Caamal, M. L., Ortuño, M., y cols. (2020). Sand deposits reveal great earthquakes and tsunamis at Mexican Pacific coast. *Scientific Reports*, 10(1), 1–10.
- Ramírez-Herrera, M. T., Corona, N., Ruiz-Angulo, A., Melgar, D., y Zavala-Hidalgo, J. (2018). The 8 September 2017 tsunami triggered by the Mw 8.2 intraplate earthquake, Chiapas, Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 175(1), 25–34.
- Rebollar, C. J., Espíndola, V. H., Uribe, A., Mendoza, A., y Vertti, A. P. (1999). Distributions of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, Mexico. *Geofísica Internacional*, 38(2), 95–106.
- Ren, Z., Liu, H., Zhao, X., Wang, B., y An, C. (2019). Effect of kinematic fault rupture process on tsunami propagation. *Ocean Engineering*, 181, 43–58.
- Rikitake, T., y Aida, I. (1988). Tsunami hazard probability in Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(3), 1268–1278.
- Rodríguez-Pérez, Q., y Ottemöller, L. (2013). Finite-fault scaling relations in Mexico. *Geophysical Journal International*, 193(3), 1570–1588.
- Rosenblueth, E. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—self-stimulated seismicity for noncharacteristic earthquakes. *Earthquake Spectra*, 4(3), 531–550.
- Ruiz, J., Fuentes, M., Riquelme, S., Campos, J., y Cisternas, A. (2015). Numerical simulation of tsunami runup in northern Chile based on non-uniform  $k=2$  slip distributions. *Natural Hazards*, 79(2), 1177–1198.
- Sahakian, V., Melgar, D., y Muzli, M. (2019). Weak near-field behavior of a tsunami earthquake:

- Toward real-time identification for local warning. *Geophysical Research Letters*, 46(16), 9519–9528.
- Saito, T., y Furumura, T. (2009). Three-dimensional tsunami generation simulation due to sea-bottom deformation and its interpretation based on the linear theory. *Geophysical Journal International*, 178(2), 877–888.
- Salazar-Monroy, E., Melgar, D., Jaimes, M., y Ramirez-Guzman, L. (2021). Regional probabilistic tsunami hazard analysis for the mexican subduction zone from stochastic slip models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(6), e2020JB020781.
- Salazar-Monroy, F., Melgar, D., y Jaimes, M. A. (2021, enero). *Mexican Subduction Zone rupture scenarios for Probabilistic Tsunami Hazard Analysis*. Zenodo. Descargado de <https://doi.org/10.5281/zenodo.4511145> doi: 10.5281/zenodo.4511145
- Salvador, M. (2013). Tsunami. méxico: <http://www.cenapred.unam.mx/es/documentospublicos/pdf/SerieFasciculos/fasciculotsunami.pdf>.
- Sánchez, A., y Farreras, S. (1993). Catalog of tsunamis on the western coast of mexico, world data center a for solid earth geophysics. *Publication SE-50, National Geophysical Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Washington*.
- Sanchez, A. J., y Farreras, S. F. (1993). *Catálogo de tsunamis (maremotos) en la costa occidental de méxico*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center.
- Santoyo, M. A., Singh, S. K., Mikumo, T., y Ordaz, M. (2005). Space–time clustering of large thrust earthquakes along the mexican subduction zone: an evidence of source stress interaction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5), 1856–1864.
- Satake, K., y Tanioka, Y. (1999). Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones. *Pure and Applied Geophysics*, 154(3-4), 467–483.
- Scala, A., Lorito, S., Romano, F., Murphy, S., Selva, J., Basili, R., Babeyko, A., Herrero, A., Hoehner, A., Løvholt, F., y cols. (2020). Effect of shallow slip amplification uncertainty on probabilistic tsunami hazard analysis in subduction zones: use of long-term balanced stochastic slip models. *Pure and Applied Geophysics*, 177(3), 1497–1520.
- Schmitt, S. V., DeMets, C., Stock, J., Sánchez, O., Márquez-Azúa, B., y Reyes, G. (2007). A geodetic study of the 2003 january 22 tecoman, colima, mexico earthquake. *Geophysical Journal International*, 169(2), 389–406.
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.
- Sepúlveda, I., Liu, P. L.-F., y Grigoriu, M. (2019). Probabilistic tsunami hazard assessment in south china sea with consideration of uncertain earthquake characteristics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(1), 658–688.
- Sepúlveda, I., Liu, P. L.-F., Grigoriu, M., y Pritchard, M. (2017). Tsunami hazard assessments with consideration of uncertain earthquake slip distribution and location. *Journal of*

- Geophysical Research: Solid Earth*, 122(9), 7252–7271.
- Sepúlveda, I., Tozer, B., Haase, J. S., Liu, P. L.-F., y Grigoriu, M. (2020). Modeling uncertainties of bathymetry predicted with satellite altimetry data and application to tsunami hazard assessments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(9), e2020JB019735.
- Shi, F., Kirby, J. T., Harris, J. C., Geiman, J. D., y Grilli, S. T. (2012). A high-order adaptive time-stepping tvd solver for boussinesq modeling of breaking waves and coastal inundation. *Ocean Modelling*, 43, 36–51.
- Simmons, N. A., Myers, S. C., Johannesson, G., y Matzel, E. (2012). Llnl-g3dv3: Global p wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10).
- Singh, S., Astiz, L., y Havskov, J. (1981). Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the mexican subduction zone: A reexamination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(3), 827–843.
- Singh, S., y Mortera, F. (1991). Source time functions of large mexican subduction earthquakes, morphology of the benioff zone, age of the plate, and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B13), 21487–21502.
- Singh, S., Ponce, L., y Nishenko, S. (1985). The great jalisco, mexico, earthquakes of 1932: Subduction of the rivera plate. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(5), 1301–1313.
- Singh, S., Suárez, G., y Domínguez, T. (1985). The oaxaca, mexico, earthquake of 1931: lithospheric normal faulting in the subducted cocos plate. *Nature*, 317(6032), 56–58.
- SMN. (2020). Reporte de tsunamis en la costa de méxico. Descargado de <http://www.mareografico.unam.mx/portal/index.php?page=reportes>
- SMN, S. M. N. (2017). Registro de variaciones del nivel del mar en las estaciones del servicio mareográfico nacional causadas por el sismo del 7 de septiembre de 2017 al suroeste de pijijiapan, chiapas. Descargado de [http://www.mareografico.unam.mx/portal/docu/Pdfs/Reporte\\_tsunami\\_Pijijiapan\\_2017\\_09\\_08.pdf](http://www.mareografico.unam.mx/portal/docu/Pdfs/Reporte_tsunami_Pijijiapan_2017_09_08.pdf)
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., y Kowada, A. (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismological Research Letters*, 70(1), 59–80.
- Sørensen, M. B., Spada, M., Babeyko, A., Wiemer, S., y Grünthal, G. (2012). Probabilistic tsunami hazard in the mediterranean sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).
- SSN. (2022). México. universidad nacional autónoma de méxico, i. d. g., servicio sismológico nacional, catálogo de sismos. Descargado de <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/doi:10.21766/SSNMX/EC/MX>
- SSN, S. S. N. d. M. (2017). Reporte sismo de tehuantepec 2017. Descargado de [http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX\\_rep\\_esp\\_20170907\\_Tehuantepec\\_M82.pdf](http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX_rep_esp_20170907_Tehuantepec_M82.pdf)

- Stirling, M., Pettinga, J., Berryman, K., y Yetton, M. (2001). Probabilistic seismic hazard assessment of the canterbury region, new zealand. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 34(4), 318–334.
- Stirling, M., Rhoades, D., y Berryman, K. (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 812–830.
- Storchak, D. A., Di Giacomo, D., Bondár, I., Engdahl, E. R., Harris, J., Lee, W. H., Villaseñor, A., y Bormann, P. (2013). Public release of the isc–gem global instrumental earthquake catalogue (1900–2009). *Seismological Research Letters*, 84(5), 810–815.
- Strasser, F. O., Arango, M., y Bommer, J. J. (2010). Scaling of the source dimensions of interface and intraslab subduction-zone earthquakes with moment magnitude. *Seismological Research Letters*, 81(6), 941–950.
- Suárez, G. (2021). Large earthquakes in the tehuantepec subduction zone: evidence of a locked plate interface and large-scale deformation of the slab. *Journal of Seismology*, 25(2), 449–460.
- Suárez, G., y Albini, P. (2009). Evidence for great tsunamigenic earthquakes (m 8.6) along the mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2A), 892–896.
- Suárez, G., Jaramillo, S. H., y Bandy, W. (2013). Relative motion between the rivera and north american plates determined from the slip directions of earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 170(12), 2163–2172.
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., y David, C. (1990). Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the guerrero gap, mexico. *Nature*, 345(6273), 336–338.
- Suárez, G., Santoyo, M. A., Hjorleifsdottir, V., Iglesias, A., Villafuerte, C., y Cruz-Atienza, V. M. (2019). Large scale lithospheric detachment of the downgoing cocos plate: The 8 september 2017 earthquake (mw 8.2). *Earth and Planetary Science Letters*, 509, 9–14.
- Subarya, C., Chlieh, M., Prawirodirdjo, L., Avouac, J.-P., Bock, Y., Sieh, K., Meltzner, A. J., Natawidjaja, D. H., y McCaffrey, R. (2006). Plate-boundary deformation associated with the great sumatra–andaman earthquake. *Nature*, 440(7080), 46–51.
- Thio, H. K., Somerville, P., y Ichinose, G. (2007). Probabilistic analysis of strong ground motion and tsunami hazards in southeast asia. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 1(02), 119–137.
- Titov, V. V., y Gonzalez, F. I. (1997). Implementation and testing of the method of splitting tsunami (most) model. *NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112*.
- Tkalich, P. (2011). *Evolution of tsunami science*. Asia Pacific Mathematics Newsletter.
- Todorovska, M., y Trifunac, M. (1992). Effect of input base rocking on the relative response of long buildings on embedded foundations. *European Earthquake Engineering*, 6(1), 36–46.
- Trejo-Gómez, E., Ortiz, M., y Núñez-Cornú, F. J. (2015). Source model of the october 9, 1995 jalisco-colima tsunami as constrained by field survey reports, and on the numerical simulation of

- the tsunami. *Geofísica internacional*, 54(2), 149–159.
- Tu, T., Yu, H., Ramirez-Guzman, L., Bielak, J., Ghattas, O., Ma, K.-L., y O'hallaron, D. R. (2006). From mesh generation to scientific visualization: An end-to-end approach to parallel supercomputing. En *Sc'06: Proceedings of the 2006 acm / iee conference on supercomputing* (pp. 12–12).
- Ulrich, T., Vater, S., Madden, E. H., Behrens, J., van Dinther, Y., Van Zelst, I., Fielding, E. J., Liang, C., y Gabriel, A.-A. (2019). Coupled, physics-based modeling reveals earthquake displacements are critical to the 2018 palu, sulawesi tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 176(10), 4069–4109.
- UNAM-Seismology-Group. (2015). Papanoa, mexico earthquake of 18 april 2014 (m w 7.3). *Geofis. Intl*, 363–386.
- USGS. (2017). Magnitude 8.2 earthquake in mexico. Descargado de <https://www.usgs.gov/news/magnitude-82-earthquake-mexico>
- USGS. (2020). M 7.4 - 9 km se of santa maría xadani, mexico. Descargado de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000ah9t/executive>
- USGS. (2021). *Earthquake catalog, united states geological survey*. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.
- USGS, U. S. G. S. (s.f.). What is it about an earthquake that causes a tsunami? Descargado de [https://www.usgs.gov/faqs/what-it-about-earthquake-causes-a-tsunami?qt-news\\_science\\_products=0#qt-news\\_science\\_products](https://www.usgs.gov/faqs/what-it-about-earthquake-causes-a-tsunami?qt-news_science_products=0#qt-news_science_products)
- von Huene, R., Bourgois, J., Miller, J., y Pautot, G. (1989). A large tsunamogenic landslide and debris flow along the peru trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B2), 1703–1714.
- Wang, K., y Bilek, S. L. (2014). Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief. *Tectonophysics*, 610, 1–24.
- Ward, S. N. (1994). A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1293–1309.
- Wei, G., Kirby, J. T., Grilli, S. T., y Subramanya, R. (1995). A fully nonlinear boussinesq model for surface waves. part 1. highly nonlinear unsteady waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 294, 71–92.
- Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974–1002.
- Wen, Y., Xiao, Z., He, P., Zang, J., Liu, Y., y Xu, C. (2021). Source characteristics of the 2020 mw 7.4 oaxaca, mexico, earthquake estimated from gps, insar, and teleseismic waveforms. *Seismological Research Letters*.
- Williamson, A., Rim, D., Adams, L., LeVeque, R. J., Melgar, D., y Gonzalez, F. (2020). A source clustering approach for efficient inundation modeling and regional scale ptha.

- Woessner, J., y Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), 684–698.
- Yagi, Y., y Fukahata, Y. (2011). Introduction of uncertainty of green's function into waveform inversion for seismic source processes. *Geophysical Journal International*, 186(2), 711–720.
- Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., y Rivera, L. (2016). Rupture characteristics of major and great (mw 7.0) megathrust earthquakes from 1990 to 2015: 1. source parameter scaling relationships. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(2), 826–844.
- Yeh, H. H., Liu, P. L., y Synolakis, C. (2008). *Advanced numerical models for simulating tsunami waves and runup* (Vol. 10). World Scientific.
- Youngs, R. R., y Coppersmith, K. J. (1985). Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 939–964.
- Zavala-Hidalgo, J., Trujillo-Rojas, K., Gómez-Ramos, O., Zarza-Alvarado, M., Hernández-Maguey, F., y Gutiérrez-Quijada, V. (2020). Tsunamis in the mexican coasts during the period 2009-2018 and their behavior. *Coastal Engineering Journal*, 62(3), 429–444.
- Zhao, X., Wang, B., y Liu, H. (2009). Modelling the submarine mass failure induced tsunamis by boussinesq equations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36(1), 47–55.
- Zoller, G., y Hainzl, S. (2007). Recurrence time distributions of large earthquakes in a stochastic model for coupled fault systems: the role of fault interaction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(5), 1679–1687.
- Zúñiga, F. R., Suárez, G., Figueroa-Soto, Á., y Mendoza, A. (2017). A first-order seismotectonic regionalization of mexico for seismic hazard and risk estimation. *Journal of Seismology*, 21(6), 1295–1322.
- Zuñiga, R. A. A., y Hernández, S. L. (2019). La prensa y la participación social frente a los desastres: desde el sismo de oaxaca de 1787 al sismo de tehuantepec de 2017. *Revista de Salud Pública*, 23(2), 94–106.

