



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

CENTRO DE INVESTIGACIONES EN GEOGRAFÍA AMBIENTAL

**“PALEOSISMOLOGIA E INCURSIONES MARINAS EN
LAGUNAS COSTERAS TROPICALES DE GUERRERO,
MÉXICO”.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

MAESTRO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA

VIOLETA RANGEL VELARDE

DIRECTORES DE TESIS: DRA. MARÍA TERESA RAMÍREZ-HERRERA

M. en C. JOSÉ ANTONIO NAVARRETE PACHECO.

CIGA

CENTRO DE INVESTIGACIONES
EN GEOGRAFÍA AMBIENTAL

MORELIA, MICHOACÁN

OCTUBRE 2011



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.

CON AMOR PARA MI FAMILIA.

AGRADECIMIENTOS

Mi más profundo agradecimiento y cariño a la Universidad Nacional Autónoma de México.

Gracias al Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental (CIGA-UNAM) por ser "mi casa" en estos años y una pieza clave en mi formación académica y personal.

El presente trabajo fue posible gracias a la beca de maestría otorgada por CONACYT, con número de registro de CVU: 270695.

Agradezco el apoyo financiero brindado por el Proyecto PAPIIT No. IN123609, "Paleosismicidad de la zona de subducción mexicana buscando candidatos de grandes sismos y tsunamis", así como la beca otorgada para la conclusión de la tesis.

A la Dra. Ma. Teresa Ramírez Herrera por su gran dedicación a mi formación, a su esfuerzo, por compartir este lapso de tiempo conmigo y permitirme soñar y crecer en su proyecto de investigación. Recuerdos muy gratos me han quedado de las experiencias de campo, académicas y personales. Muchísimas gracias.

Al M.C. José Antonio Navarrete Pacheco por sus comentarios, apoyo, te doy las gracias por contar con tu amistad y tener esa calidad humana.

Al Dr. Gerardo Bocco por confiar en mí y siempre brindarme su apoyo incondicional en el transcurso de estos años, por sus atinados comentarios y sus atenciones. Le agradezco de corazón.

Al Dr. Marcelo Lagos por ser un ejemplo a seguir, sus charlas amenas y enseñarme que todo con dedicación, esfuerzo y sentido del humor se puede lograr.

Los estudios interdisciplinarios requieren la ayuda y esfuerzo de muchas personas, que sin su colaboración no es posible obtener resultados satisfactorios y sobre todo, les doy las gracias por su amistad y el ambiente ameno de trabajo que se generó. Me refiero a los laboratorios de las distintas instituciones que me ayudaron, como:

El Laboratorio de Fitoplancton, del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología-UNAM, es especial al Dr. David U. Hernández Becerril por su disposición a colaborar en ésta tesis, sin su ayuda no hubiera sido posible.

Al Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido, de la Facultad de Ciencias-UNAM, así como el gran trabajo realizado por la Dra. Silvia Espinosa Matías (UAM-Cuajimalpa) por el procesamiento, observación y toma de imágenes digitales.

Al Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido, del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la U.M.S.N.H., en especial a la Dra. Isabel Israde Alcántara por su amable apoyo en el procesamiento de las muestras y observación

de las diatomeas. Así como al Ing. Neftali Gonzáles por su paciencia y ayuda en el trabajo de laboratorio.

Al Laboratorio de Análisis de suelos y agua (LASA) del CIGA-UNAM, particularmente a la M. en C. Hilda Rivas y M. en C. Rosaura Páez, por sus porras, disposición y ayuda invaluable en este estudio.

Al Laboratorio Universitario de Geofísica Ambiental, LUGA- UNAM, en especial a la Dra. Bertha Aguilar, al Dr. Avto Gogichaishvili y el Dr. Juan Morales, por dedicarme su tiempo y su empeño a enseñarme y así, mostrarme un universo completamente distinto al conocido. Gracias por ese ambiente solidario y fraternal.

A mis profesores del CIGA, les doy las gracias por su dedicación, por sembrar en mí, ese gusto por investigar y seguir aprendiendo.

A los tres poderosos técnicos del CIGA-UNAM: M. en C. Alejandra Larrazábal, M. en C. Antonio Navarrete y M. en H. Pedro Urquijo; les agradezco su apoyo técnico, atenciones, cariño y actitud siempre servicial. Los quiero mucho!

Al M.I.T. Hugo Zavala e Ing. Raquel Gonzáles por su apoyo técnico y su continua disposición.

Agradezco a la vida por permitirme conocer y convivir con seres tan valiosos y carismáticos: mis compañeros de clase en la maestría de Manejo Integrado del Paisaje, 4^a generación. Son geniales! Así como a mis compañeros: Fernando, Gaby, Chelito, Nestor, Jacky, Teodoro, Daniel, Arturo, Pedro, Ulises y al equipo tsunamita. Los quiero mucho.

A las familias Mendoza-López, Balcázar-Merlo, Papacostas-Sandoval, Alanís-Yépez, Torres-Ramos, Barberis, Calcagnino y Ceja. Gracias por creer en mí y permanecer siempre a mi lado, son una pieza fundamental de mi vida.

A los seres fortuitos de mi vida: Andrea Papacostas, Kinné Gueye, Iván Reina, Alejandra Larrazábal, Arturo Jiménez, Olivia Ruiz, Adriana Núñez, Amed López, Beto Ortiz y Rigel Zaragoza.

Finalmente y no menos importante, mi total agradecimiento a mi familia: a mi ser de luz: mi mamá; a mis cariños incondicionales, mis hermanos Estefi y Beto, a mis pilares preciosos: mis abuelos, a mi sobrina hermosa; a Luna, Amaranta y Chaparrón, por su diario cariño. El día brilla teniéndolos a mi lado. Los quiero muchísimo!

Seguramente he omitido personas valiosas, pero saben que los quiero mucho.

TABLA DE CONTENIDOS

| | PÁGINA |
|--|---------------|
| 1. INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| 2. OBJETIVOS..... | 4 |
| 2.1 OBJETIVO GENERAL..... | 4 |
| 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... | 4 |
| 3. MARCO TEÓRICO..... | 5 |
| 3.1 PALEOSISMICIDAD..... | 5 |
| 3.1.1 SISMO Y TSUNAMI..... | 6 |
| 3.1.2 ZONAS DE SUBDUCCIÓN..... | 8 |
| 3.1.2.1 LICUEFACCIÓN..... | 11 |
| 3.1.2.2 BRECHA SISMICA..... | 12 |
| 3.1.3 CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR..... | 12 |
| 3.1.3.1 CAMBIOS EUSTÁTICOS..... | 15 |
| 3.1.3.2 CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR..... | 16 |
| 3.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS SOBRE PALEOSISMICIDAD..... | 17 |
| 3.2.1 ESTUDIOS A NIVEL MUNDIAL..... | 17 |
| 3.2.2 LOS GRANDES TERREMOTOS MUNDIALES DEL SIGLO XX..... | 18 |
| 3.2.3 PARADIGMA..... | 25 |
| 3.2.4 ESTUDIOS EN MÉXICO..... | 26 |
| 3.2.5 LOS GRANDES TERREMOTOS OCURRIDOS EN MÉXICO..... | 27 |
| 4. ÁREA DE ESTUDIO..... | 29 |
| 4.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA..... | 29 |
| 4.2 GEOLOGIA, TECTÓNICA Y SISMICIDAD..... | 30 |
| 5. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA..... | 33 |
| 5.1 INTRODUCCIÓN..... | 33 |
| 5.1.1 QUE SON LAS ZONAS COSTERAS..... | 33 |
| 5.1.2 GEOMORFOLOGÍA, NIVEL DEL MAR Y TECTÓNICA..... | 36 |
| 5.1.3 GEOMORFOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA EN LOS ESTUDIOS DE PALEOSISMICIDAD..... | 39 |

| | PÁGINA |
|--|---------------|
| 5.2 METODOLOGÍA..... | 42 |
| 5.2.1 HERRAMIENTAS DE ANÁLISIS ESPACIAL..... | 43 |
| 5.2.2 MAPA GEOMORFOLÓGICO..... | 43 |
| 5.2.3 MODELO DIGITAL DEL TERRENO..... | 44 |
| 5.3 RESULTADOS..... | 44 |
| 5.3.1 GEOMORFOLOGÍA DE LAS COSTAS DE LA BAHÍA DE POTOSÍ..... | 44 |
| 5.3.1 CRITERIOS DE SELECCIÓN DE SITIOS PARA LOS ESTUDIOS ESTRATIGRÁFICOS Y SU IMPORTANCIA EN EL MUESTREO..... | 48 |
| 5.3.3 GEOFORMAS POTENCIALES PARA ESTUDIOS DE PALEOSISMICIDAD COSTERA..... | 50 |
| 6. ESTRATIGRAFÍA Y MICROFÓSILES..... | 51 |
| 6.1 INTRODUCCIÓN..... | 51 |
| 6.2 METODOLOGÍA..... | 54 |
| 6.2.1 MICROFÓSILES..... | 54 |
| 6.3 RESULTADOS..... | 57 |
| 6.3.1 ESTRATIGRAFÍA DEL Pit 005-A..... | 57 |
| 6.3.2 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES..... | 59 |
| 6.3.3 DESCRIPCIÓN DE LAS DIATOMEAS..... | 61 |
| 7. DISCUSIÓN..... | 64 |
| 7.1 EVIDENCIAS ESTRATIGRÁFICAS Y DE MICROFÓSILES..... | 64 |
| 7.2 INTERPRETACIÓN DE LAS EVIDENCIAS..... | 65 |
| 7.3 CÓMO OCURRIÓ EL SISMO?..... | 67 |
| 7.4 EDADES HIPOTÉTICAS..... | 68 |
| 7.5 HUBO TSUNAMI?..... | 69 |
| 8. CONCLUSIONES..... | 70 |
| 9. REFERENCIAS..... | 71 |

LISTA DE FIGURAS

| | PÁGINA |
|---|---------------|
| Fig. 1.1. Esquema de estructuración de la tesis..... | 3 |
| Fig. 3.1. Rango de magnitud detectada en los terremotos y el rango de tiempo cubierto por las distintas disciplinas aplicables al estudio de terremotos históricos | 7 |
| Fig. 3.2. Principales tipos de límites de placas..... | 8 |
| Fig. 3.3. Las tres configuraciones fundamentalmente diferentes en placas convergentes..... | 9 |
| Fig. 3.4. Licuefacción | 11 |
| Fig. 3.5. Ubicación de los terremotos de mayor magnitud del siglo XX..... | 18 |
| Fig. 3.6. Epicentro del terremoto Chileno..... | 20 |
| Fig. 3.7. Terremoto Alaska, 1964. Epicentro y tiempo de viaje del tsunami, producido por el terremoto..... | 21 |
| Fig. 3.8. Epicentro del terremoto de Sumatra-Andama, 2004..... | 22 |
| Fig. 3.9. Terremoto Chileno en 2010..... | 23 |
| Fig. 3.10. Terremoto de Japón 2011..... | 25 |
| Fig. 4.1. Mapa de localización de la bahía de Potosí..... | 28 |
| Fig. 5.1. Factores físicos controladores del desarrollo costero | 34 |
| Fig. 5.2. Geomorfología costera..... | 36 |

LISTA DE FIGURAS

| | PÁGINA |
|--|---------------|
| Fig. 5.3. Procesos costeros..... | 37 |
| Fig. 5.4. Análisis de los cambios en las líneas de costa en términos de emergencia y sumergencia, erosión y depositación..... | 38 |
| Fig. 5.5. Esquema de un perfil a lo ancho de una playa progresiva..... | 39 |
| Fig. 5.6. Esquema metodológico..... | 41 |
| Fig. 5.7. Fotografía de la localidad de Barra de Potosí..... | 46 |
| Fig. 5.8. Mapa geomorfológico de la Bahía de Potosí..... | 46 |
| Fig. 5.9. Perfil topográfico desde la línea de costa hacia tierra adentro..... | 41 |
| Fig. 5.10. Formación de suelos enterrados | 48 |
| Fig. 6.1. Localización del área de estudio en la costa de Guerrero | 57 |
| Fig. 6.2. Columna estratigráfica Pit 005-A..... | 59 |
| Fig. 6.3. Diatomeas del Pit 005-A observadas en el Microscopio óptico..... | 61 |
| Fig. 6.4. Diatomeas del Pit 005-A observadas en el Microscopio Electrónico de Barrido | 62 |
| Fig. 7.1. Estructuras de licuefacción | 66 |

LISTA DE TABLAS

| | PÁGINA |
|--|---------------|
| TABLA 3.1. Grandes terremotos mundiales del s. XX de acuerdo a su Mw..... | 18 |
| TABLA 3.2 Parámetros fuente definidos por la magnitud de los terremotos registrados. | 26 |
| TABLA 3.3 Comparación de los tres grandes eventos y la edad de las placas oceánicas y su tasa de convergencia. | 26 |
| TABLA 3.4 Sismos históricos con Mw ≥ 7.5 del siglo XX en México | 27 |
| TABLA 5.5 Geoformas con potencial para estudios de paleosismicidad en la costa. | 49 |
| TABLA 6.6 Escaneo general utilizando el Microscopio Electrónico de Barrido..... | 60 |

RESUMEN

La paleosismología utiliza análogos de terremotos modernos para estudiar las huellas estratigráficas que han dejado antiguos eventos de gran magnitud y/o sus posibles tsunamis. El levantamiento o subsidencia cosísmicos de la corteza terrestre modifica el paisaje drásticamente. Las geoformas sirven como reservorio de la evidencia paleosísmica. La costa del Pacífico del sureste de México se encuentra en la zona de subducción; en donde particularmente en la brecha sísmica de Guerrero, se espera que ocurra un sismo de gran magnitud. Cercano a la brecha, se localizan las costas de la Bahía de Potosí. Estudios en la columna estratigráfica demuestran contactos basales abruptos entre unidades, que evidencian cambios rápidos en los procesos de sedimentación, así como la presencia de una estructura de licuefacción. Esta última, por sus características y las del sitio, es producto únicamente de un sismo de $M \geq 5.5$. Estas evidencias sugieren el acontecimiento de dos eventos sísmicos. Las unidades estratigráficas y los cambios paleoecológicos, inferidos de las diatomeas, sugieren un cambio rápido de ambiente marino a terrestre que refleja un levantamiento cosísmico, que cambió el nivel de la costa. Las tasas de sedimentación estimadas en otro núcleo en este estero y correlacionadas al sitio de estudio (Pit 005), sugieren una edad aproximada para el primer evento como 1905. El catálogo de sismos históricos en México señala dos eventos registrados cercanos a esa fecha: 1907 en las costas de Guerrero (M 8.3) y en 1911 en las costas de Michoacán (M 7.9), como probables candidatos. La estructura de licuefacción, suprayacente al contacto abrupto descrito e inyectada en unidades suprayacentes más jóvenes, la más joven de una edad entre 25 a 32 años (de acuerdo a las tasas de sedimentación), podría asociarse al terremoto de $M_w = 8.1$ ocurrido en las costas de Michoacán, el 19 de septiembre de 1985.

Palabras clave: *Cambios relativos del nivel del mar, Paleosismología, terremoto, licuefacción, tsunami.*

1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de la historia, las civilizaciones se han asentado en la costa adaptándose a los cambios del nivel del mar. Cada lugar marítimo posee una perspectiva única de su línea costera, construida a partir de su historia, cultura y la propia naturaleza física y biológica de la costa (Davidson-Arnott, 2010).

Los asentamientos en zonas costeras han aumentado considerablemente en las últimas décadas, las Naciones Unidas estiman que dos tercios de la población mundial viven a menos de 100 km de la línea de costa (Bloom, 1998). En 1994, se estimó que el 33.5% de la población mundial vivía en un rango de elevación entre 0 y 100m sobre el nivel del mar. Once de quince ciudades con más de 10 millones de habitantes, sugieren que la mayoría de la población vive en elevaciones bajas cerca de las costas. Existe una estrecha relación entre la disminución de la población al incrementar la altitud, y solo las personas de mediana edad, viven por arriba de los 194m. s.n.m.m. Los peligros geofísicos que perjudican a la humanidad son afectados por la altitud. Si se evalúa el peligro de los riesgos costeros solo en las grandes urbes se desestimaría sustancialmente el número de personas afectas. El balance de los beneficios y peligros que la población humana posee en diferentes altitudes, depende de factores físicos, biológicos, económicos e históricos (Cohen y Small, 1998).

En ocasiones, características propias de la línea de costa y áreas adyacentes, como son: su forma, estructura, topografía, perfil, etc. pueden limitar o favorecer la afectación provocada por tsunamis desencadenados por sismos, y marejadas provocadas por huracanes. Lo anterior, aunado a la modificación de la línea de costa por actividades humanas, como son: construcción de infraestructura (espigones, puertos, etc.), cambio de la cobertura y uso del suelo, como la eliminación de bosques de manglar en zonas tropicales, torna más vulnerable a la población.

El estudio de la historia de la tierra y su aplicación en la reconstrucción de escenarios pasados y predicción de escenarios actuales, resultan de vital importancia para poder identificar los posibles eventos que se presentan en una región determinada y así poder cuantificar y evaluar aquellos de mayor importancia en una escala tanto espacial como temporal (McCalpin y Nelson, 2009).

Una excelente explicación a muchos de los procesos geológicos, se basa en la revolución científica de la década de los 1960's definida por la teoría de tectónica de placas. Esta teoría elucida el movimiento observado de la litosfera terrestre por medio de los mecanismos de subducción y de expansión del fondo oceánico, los cuáles generan los principales rasgos geológicos de la tierra (Tarbuck y Lutgens, 2003).

Los estudios de Paleosismología (estudio de antiguos terremotos) en costas tectónicamente activas resultan de vital importancia, debido a la escasez de conocimiento y cultura ante el peligro por grandes terremotos y sus tsunamis. El registro de tsunamis brinda a largo plazo información para predicción y mapeo de peligros ante tsunamis. Los registros históricos no son muy extensos para desarrollar una cronología predictiva de los eventos utilizando solo datos históricos. La forma de obtener datos a largo plazo es estudiando depósitos de tsunamis prehistóricos (Pinegina *et al.*, 2003).

La falta de información básica, de educación y de preparación ante estos fenómenos, ha ocasionado la muerte de miles de personas. Actualmente no se conoce el periodo de recurrencia de grandes eventos en muchas zonas del mundo y aunque estos fenómenos no son frecuentes, sus daños son devastadores.

México se ubica en una zona de convergencia de placas tectónicas, y particularmente en las costas de Guerrero existe una zona de brecha sísmica, que no ha presentado actividad desde 1911, por lo tanto, la tensión sigue acumulándose y es posible que se pueda generar un gran terremoto y un tsunami (Ortiz *et al.*, 2000; Larson *et al.*, 2004, 2007).

El presente estudio se ubica en la localidad de Barra de Potosí, en el municipio de Petatlán, Guerrero; busca identificar evidencias geológicas de grandes sismos históricos (con una deformación cosísmica) y/o sus posibles depósitos de tsunamis, ocurridos en el Holoceno tardío, en sitios preseleccionados del área mediante el enfoque multiproxy.

Estructura de la tesis

La presente tesis de Maestría en algunos apartados se encuentra elaborada bajo el formato de artículo. La redacción al inicio de la misma posee la estructura típica de: Introducción general sobre el tema; objetivos generales y específicos; un marco teórico; la ubicación del área de estudio; discusión y conclusiones. Los métodos y los resultados, se desarrollan en dos capítulos-artículo, correspondiendo cada uno con los dos objetivos específicos: la caracterización geomorfológica y el estudio estratigráfico y paleontológico. Finalmente la integración de los resultados obtenidos en ambos capítulos se exponen en la discusión, que conduce a una conclusión final (Fig. 1.1).

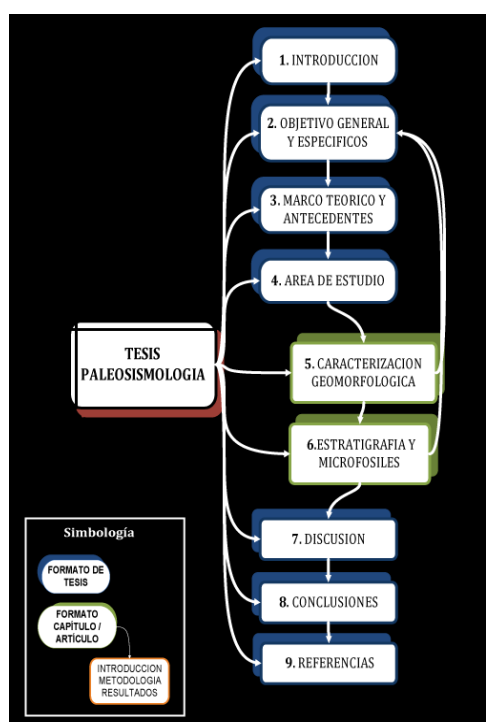


Fig. 1.1 Esquema de estructuración de la tesis.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

El objetivo general del presente estudio es la identificación de paleoambientes como indicadores de cambios para inferir cambios relativos del nivel del mar, o cambios del nivel de la costa, producidos por grandes terremotos y sus posibles tsunamis en las costas de Guerrero.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Determinar los paleoambientes por medio del análisis de las características y principales tipos de diatomeas en sitios preseleccionados del área de estudio.
2. Inferir cambios rápidos de ambientes terrestres a marinos (y viceversa) para derivar información sobre grandes terremotos y sus tsunamis en el área de estudio.

3. MARCO TEÓRICO

3.1 PALEOSISMICIDAD

Grandes avances se han hecho en diversos campos de la sismicidad. Las mediciones antiguas y actuales en la corteza terrestre sobre el comportamiento sísmico, han permitido comprender los procesos físicos básicos involucrados en la ocurrencia de un terremoto, haciendo posible estimar la recurrencia de terremotos de cierta magnitud en una región determinada. Sin embargo, para predecir un sismo, en términos de pronosticar la futura actividad sísmica en una región, basado en los parámetros geofísicos observados y a nuestras interpretaciones aún tenemos muchas incógnitas sobre la física del terremoto, aunado a la dificultad de realizar algunas mediciones detalladas en varias variables de la Tierra: como el esfuerzo o la estructura; imposibilitando la predicción determinista, a corto plazo de los terremotos y acotando solo a predicciones estadísticas con cierta incertidumbre (Kanamori, 2003).

Quizá la mayor aportación del siglo XX en éste campo ha sido el desarrollo de la Paleosismología (Allen, 1986). Los primeros estudios de esta ciencia comenzaron a principios de los 80's (Yongkang y Qidong, 1999) y empezó a ser un campo de investigación activa a finales de la misma década (Pinegina *et al.*, 2003). La paleosismología se encuentra en la frontera de varias ciencias como: la geología estructural, geomorfología tectónica, geografía, geodesia, sismología, biología, arqueología, etc. Esto permite que utilice las herramientas más convenientes de cada campo como la ecología, estadística y sistemas computacionales (McCalpin y Nelson, 2009).

La historia sísmica de las grandes fallas se evidencia solo a través de estudios paleosismológicos (Atwater, 1987; Dawson *et al.*, 1988; Atwater *et al.*, 1995; Minoura *et al.*, 1996; Atwater *et al.*, 2001; Sawai, 2001; De Martini *et al.*, 2003; Atwater *et al.*, 2004; Atwater *et al.*, 2004a; Sawai *et al.*, 2004; Atwater *et al.*, 2005; Cisternas, 2005; Cisternas *et al.*, 2005; Nelson *et al.*, 2005; Ramírez-Herrera *et al.*, 2007; Horton *et al.*, 2007; Sawai *et al.*, 2008; Monecke *et al.*, 2008; Jankaew *et al.*,

2008; Ramírez-Herrera *et al.*, 2009; Goff *et al.*, 2010a; Ramírez-Herrera, 2011) de ahí su importancia.

3.1.1 SISMO Y TSUNAMI

A continuación se explican conceptos clave, con los que se desarrollará el presente estudio.

Un **terremoto** es un complejo stress acumulado en un lapso de tiempo y su proceso de liberación ocurre en un medio altamente heterogéneo. Este proceso ocurre en un sistema entre la corteza y el manto, que comprende estructuras como zonasismogénicas, de fallas y otras estructuras de diversas escalas, ocasionando que el comportamiento de cada terremoto sea caótico (Kanamori, 2003). Los grandes terremotos se definen de acuerdo a la longitud de la ruptura de falla. Los terremotos gigantes son eventos con gran longitud de ruptura de falla (800 a 1,000 km) y con ondas sísmicas de largos periodos (≥ 200 -300s) que duran varios días después del terremoto (Kanamori, 1978).

La **Paleosismicidad** es el estudio de grandes paleosismos (terremotos prehistóricos) individuales, cuya magnitud es mayor a M_w 6.5 y cuya característica principal es que los sedimentos y las geoformas se deforman de manera cosísmica (instantánea y durante el terremoto). Esto hace posible obtener su distribución espacial (localización) y temporal (duración y su magnitud) en un periodo que comprende los últimos diez mil años, hasta evidencias inusuales preservadas en algunas regiones que datan del Pleistoceno tardío (McCalpin y Nelson, 2009).

Debido a que el periodo de transición entre la historia oral y escrita varía mundialmente, se entiende como "terremotos prehistóricos" al tiempo *antes* de que existieran documentos escritos con alguna observación cuantitativa de los terremotos (Fig. 3.1). Estos abarcan un rango desde una deformación local en la superficie terrestre (escarpes de falla), hasta indicadores de repentinos levantamientos o subsidencia de grandes regiones, a través de las fallas en los

límites de las placas; los efectos de fuertes sacudidas y de tsunamis cercanos y lejanos en la evidencia estratigráfica o geomorfológica en una falla sismogénica (deslizamientos, caída de rocas, rasgos de licuefacción, depósitos de tsunami (McCalpin y Nelson, 2009).

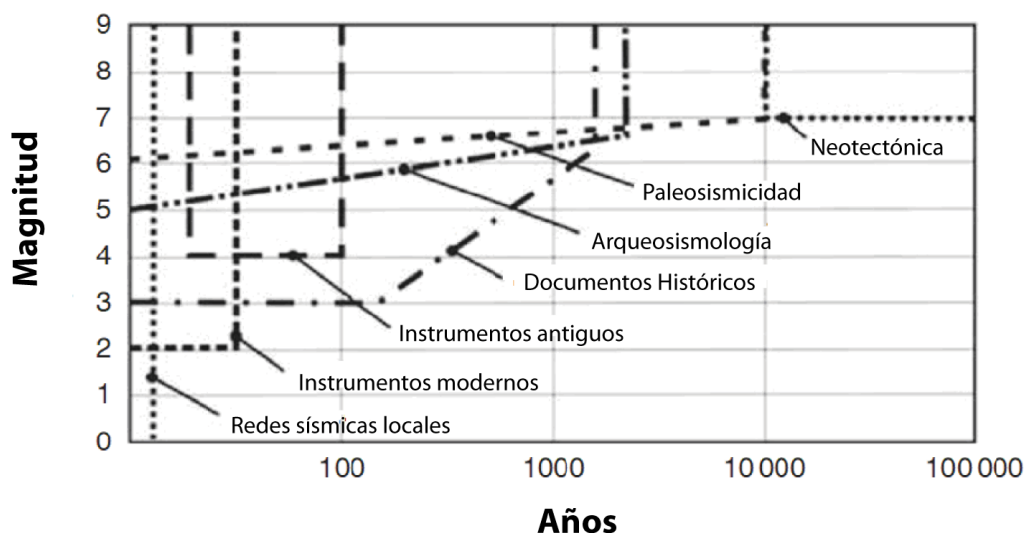


Fig. 3.1: El rango de magnitud detectada en los terremotos y el rango de tiempo cubierto por las distintas disciplinas aplicables al estudio de terremotos históricos. FUENTE: McCalpin y Nelson (2009) (traducción propia).

La palabra **tsunami**, proviene del japonés, “*tsu*” puerto, y “*nami*” ola, que significa “ola en el puerto”. Los tsunamis son *una serie de olas oceánicas, producidas por un repentino desplazamiento del piso oceánico (terremotos), deslizamientos o actividad volcánica*. Pueden viajar a velocidades promedio de 650 a 960 km/hr en el océano abierto (Lisitzin, 1974; NOAA, 2011). Solo algunos terremotos son capaces de producir tsunamis (Minoura *et al.*, 1996).

Los estudios multiproxy permiten conocer mediante varios indicadores (microfósiles, geoquímica, estratigrafía, palinología, geomorfología y dataciones) la identificación de posibles fuentes sismogénicas y tsunamigenéticas (Sawai *et al.*, 2008; Goff *et al.*, 2010, 2010a, 2011; De Martini *et al.*, 2010).

3.1.2 ZONAS DE SUBDUCCIÓN

Las placas tectónicas se encuentran en continuo movimiento generando la actividad sismogénica. En los límites de placa, este movimiento es más evidente. Existen tres tipos de límites: divergentes, convergentes y transformes (Fig. 3.2). En éste estudio nos enfocaremos solo a los límites de placas convergentes.

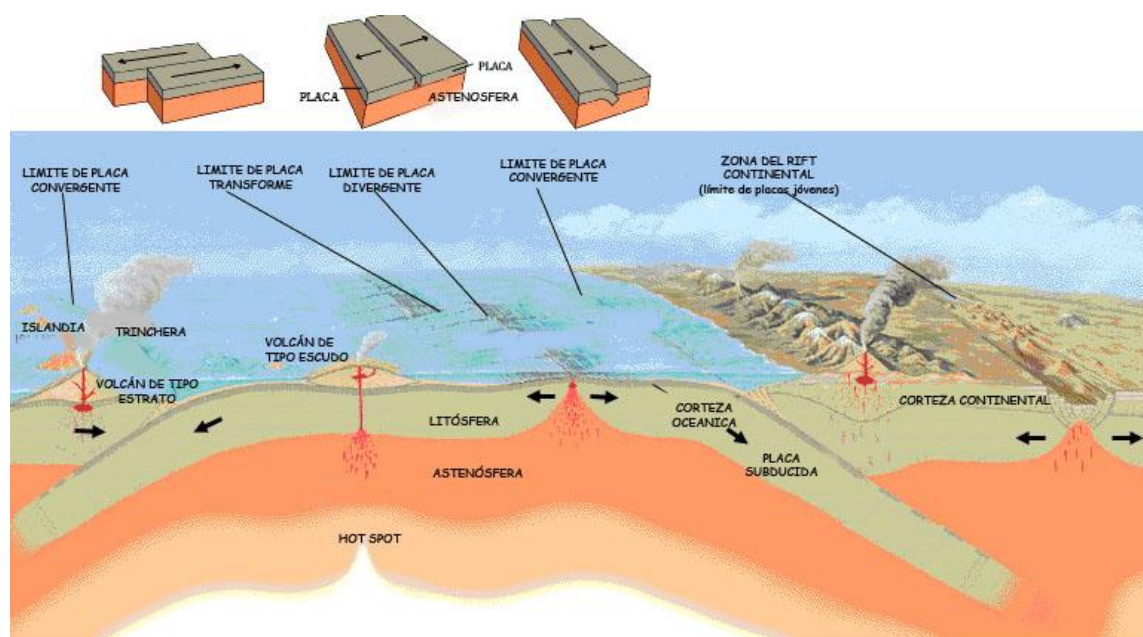


Fig.3. 2 Principales tipos de límites de placas (Vigil, 1999).

Desde hace 600 millones de años, la Tierra no ha cambiado significativamente. La *expansión del fondo oceánico* es un proceso que se da entre los límites de placas convergentes. Aquí se crea nueva corteza oceánica y de igual forma se destruye. La convergencia de placas, es cuando una placa se mueve hacia la otra. Si la placa oceánica se hunde debajo de la placa continental, se denomina *subducción*. El lugar donde este hundimiento en las placas ocurre se llama *zona de subducción* (Kious y Tilling, 1996).

La mayoría de los terremotos son resultado de la convergencia de placas en zonas de subducción. Estas megafallas (megathrusts) producen las colisiones más fuertes por el deslizamiento de los límites de placas a través de éstas fallas. Existen tres configuraciones básicas para la convergencia de placas en una zona de subducción (Fig. 3.3).

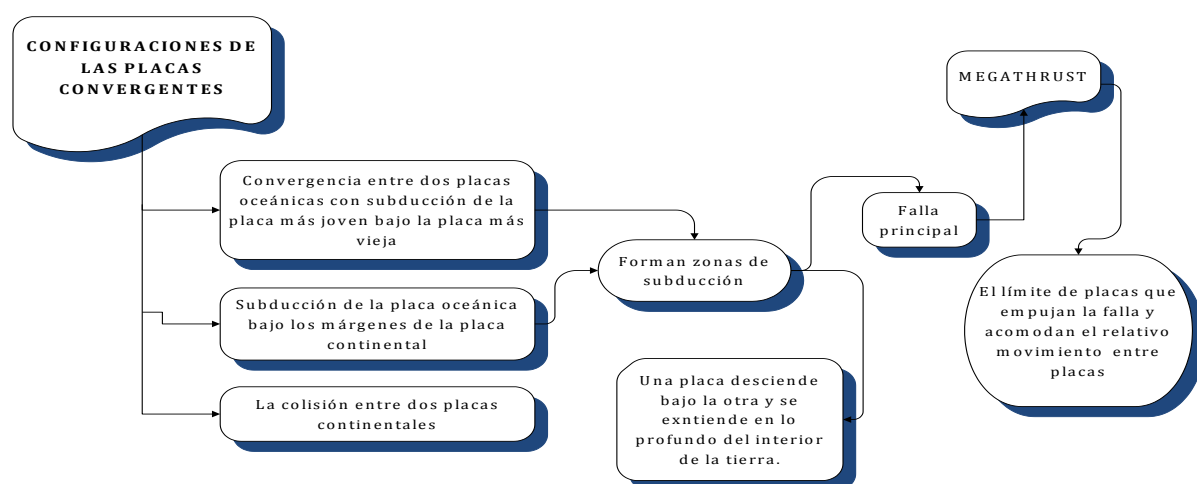


Fig. 3.3 Las tres configuraciones fundamentalmente diferentes en placas convergentes.
FUENTE: McCalpin y Carver (2009).

La estabilidad de la corteza y el estrés del fallamiento varían en función del tiempo. Localmente cada terremoto se ve afectado por el estrés de la corteza que se encuentra en las diversas fallas aledañas, entonces cada terremoto responde a características caóticas, donde su predicción es posible solo mediante aproximaciones estadísticas y no determinísticas, debido a su compleja incertidumbre (Kanamori, 2003)

Los terremotos son un sistema complejo donde las discontinuidades en la superficie de las fallas pueden acelerar o detener la propagación de la ruptura entre distintos segmentos a través de un área; esto no siempre sucede y el evento puede terminar en un terremoto moderado, de lo contrario se dará esta secuencia ocasionando un gran terremoto; este proceso varía de una secuencia a otra (Kanamori, 2006).

Los desplazamientos que ocurren con el terremoto se llaman cosísmicos. Los desplazamientos graduales, pueden ocurrir en pocos años o décadas antes (intersísmicos) (Zong *et al.*, 2003) o después del evento cosísmico (post sísmico). El intervalo promedio entre dos eventos sísmicos (intersísmico) puede variar, dependiendo del área sismo-tectónica considerada, desde pocos siglos hasta más de 10 mil años.

La distribución espacial y profundidad de grandes terremotos no es uniforme; la mayoría de éstos ocurren a lo largo de la zona de subducción del Pacífico (Kanamori, 1983).

Ejemplos de zonas de subducción:

A. La zona de subducción de Kuril-Kamchatka es una de las regiones con mayor actividad tectónica en el mundo; ha generado 124 tsunamis regionales de origen sísmico en los límites de su arco-trinchera generando severos daños a la zona costera (Minoura *et al.*, 1996; Pinegina *et al.*, 2003).

B. La zona de subducción de Cascadia no posee registros escritos de terremotos con una $M > 7.5$; sin embargo, sí posee registros geológicos (Atwater *et al.*, 1977; Atwater, 1987; Atwater *et al.*, 1995; Pinegina *et al.*, 2003) que evidencian un terremoto gigante $M > 8.7$ a 9.2 en el año de 1700. La reconstrucción cronológica de este evento, se realizó a través de los manuscritos que posee el gobierno Japonés.

C. La zona de subducción de Sunda-Andaman, donde las placas de Birmania y la placa de India se mueven al nor-noroeste con respecto al interior de la placa de Eurasia, la mayoría del movimiento relativo de estas ocurre en la trinchera de Sunda y dentro de varios cientos de kilómetros al este de la trinchera. El 26 de diciembre de 2004 ocurrió un sismo de magnitud 9.1 al oeste de la costa de Sumatra del Norte; en un periodo de minutos, el fallamiento liberó la tensión elástica acumulada por cientos de años por la subducción activa de la placa de India, bajo la placa de Birmania (Subarya *et al.*, 2006; Bilek, 2007).

3.1.2.1 LICUEFACCIÓN

Las deformaciones de los sedimentos tienen distintas manifestaciones y pueden ser atribuibles o no, a un fenómeno sismogénico. Una característica que ocurre en los sedimentos, a pequeña escala, con dimensiones típicas de milímetros a algunos metros es el proceso de licuefacción. Dicho proceso es la transformación de un material granular en estado sólido a un estado líquido, como consecuencia de un incremento de la presión que ejerce el agua en los poros (Obermeier, 2009).

Encontrar estructuras de paleolicuefacción no es sencillo, debido a que otros sedimentos pueden cubrirla y su observación se dará solo si se cavan trincheras o bien su exposición es natural. Un terremoto es capaz de generar licuefacción solo si su magnitud es mayor a 5.5 y a las características tectónicas específicas del sitio. En zonas de subducción (Fig. 3.4) los niveles de la vibración (shaking) son típicamente menores que los causados por un sismo que se da en la corteza, esto debido a la gran diferencia que existe en la longitud de la zona de ruptura y las distancias del sitio de origen. Sin embargo, el lapso de tiempo de la vibración de un terremoto en una zona de subducción típicamente es mayor que el dado en un terremoto superficial (Obermeier, 2009).

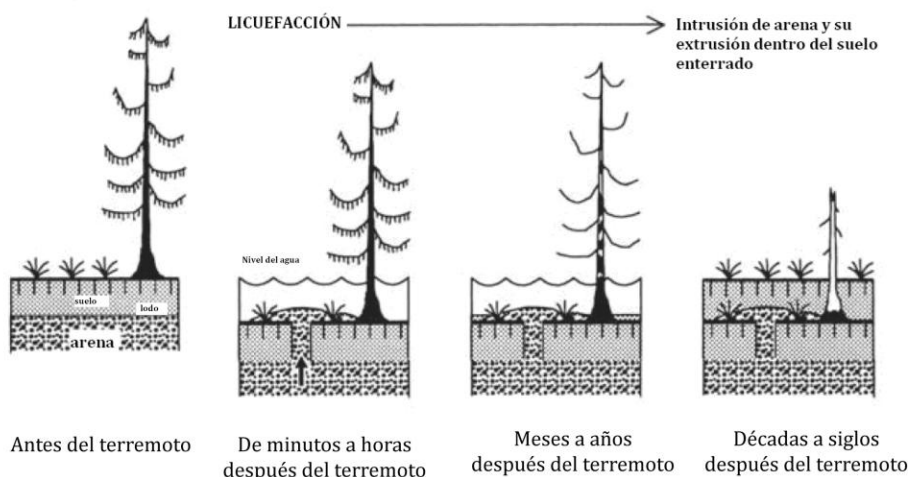


Fig. 3.4 Licuefacción. Diagrama que muestra el diagnóstico paleosísmico de la evidencia causada por terremotos de subducción en ambientes costeros. Licuefacción en los sedimentos abriendo directamente sobre una superficie subsidente. FUENTE: McCalpin y Carver, 2009. (Traducción propia).

3.1.2.2 BRECHA SÍSMICA

Se denomina como brecha o calma sísmica al segmento de falla que no ha experimentado un terremoto en un transcurso de tiempo determinado y que por tanto, va acumulando estrés.

La predicción del tamaño (magnitud) de un terremoto es incierta, debido a que pequeños terremotos pueden disparar otros eventos en áreas adyacentes, generando en "cascada" un evento mucho más grande. No obstante, la extensión de un área "estresada" (ejemplo: una brecha sísmica) puede determinar el tamaño máximo del terremoto, el crecimiento de la ruptura puede tener elementos estocásticos. Cualquier terremoto pequeño puede crecer a un terremoto máximo y este será determinado por el tamaño de la brecha, o puede detenerse a la mitad, dependiendo de pequeñas variaciones en las propiedades mecánicas de las rocas en la zona de falla (Kanamori, 2003).

3.1.3 CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR

En la época de los griegos, se creía que la superficie del océano carecía de pendiente; pero mantenía el mismo nivel que el centro de la tierra; por tanto el nivel del mar debía ser el mismo alrededor de todo el globo. No fue hasta 1732, donde un escalón del palacio Doge, en Venecia, sirvió como un datum del nivel del mar (NM) (Pirazzoli, 1996). En 1872, con la expedición del crucero "Challenger", comenzaron las primeras mediciones del NM desde el punto de vista científico (Lisitzin, 1974).

Los estudios de cambios en el nivel del mar en el Cuaternario tardío, han tenido gran auge debido al desarrollo de métodos radiométricos; al desarrollo de nuevas tecnologías con gran capacidad de almacenaje y manejo de datos; a la implementación de sensores remotos, así como a la contribución de distintas disciplinas (Pirazzoli, 1996; Shennan y Horton, 2002; Shennan *et al.*, 2009).

La superficie terrestre es irregular, posee depresiones y relieves por encima de los 200 metros. El nivel medio del mar (NMM) es el promedio de una serie de mediciones periódicas y que al realizar un filtrado al azar de los factores que pueden modificar la superficie del mar (incrementos y decrementos de las mareas, oleaje, cambios en la presión atmosférica, viento, temperatura y salinidad) es posible obtener un valor estable. Al ser una superficie equipotencial del campo gravitatorio, la exactitud del NMM varía en espacio y tiempo, es decir, que la determinación del NMM en un lugar no necesariamente corresponderá al mismo nivel en otro lugar distinto; ya que puede ser modificado por cualquier factor que ejerza influencia en la fuerza de gravedad: vulcanismo, desplazamientos, factores astronómicos, velocidad angular y la deriva polar. Una estación mareográfica calcula los valores altimétricos para un periodo específico y hace referencia a este NMM (Pirazzoli, 1996).

La deformación de la corteza terrestre por movimientos tectónicos modifica la forma y volumen de las cuencas oceánicas, de manera lenta pero continua (excepto en terremotos de gran magnitud) (Nelson *et al.*, 2005), así como el nivel global del mar, probablemente como consecuencia de desbalances isostáticos. La palabra "isostasia" (del griego: isos= igual y stasis = equilibrio), expresa la teoría de que toda porción de la corteza terrestre (litosfera) que es una capa fría, rígida y liviana se encuentra en un balance, ya que flota sobre una capa más caliente y densa (astenosfera). En el interior de la tierra, cualquier desplazamiento de materiales con distintas densidades cambia el patrón gravitacional de la tierra (Kanamori, 2003). La litosfera es rígida y se deformará en un mayor lapso de tiempo, comparada con el agua, que al ser líquida se adaptará a cualquier cambio gravitacional. Por tanto, podemos decir que el tiempo de retraso que le toma a la litosfera para recuperarse de los ajustes isostáticos (cambios gravitacionales) y sus consecuentes cambios verticales (levantamiento o hundimiento de la litosfera) provocan los cambios relativos del nivel del mar (CRNM) a una escala regional e incluso continental, que diferirán de un lugar a otro (Pirazzoli, 1996).

El movimiento de la superficie del mar y de la superficie terrestre son completamente distintos, su superimposición en cualquier sitio costero, sin tomar en cuenta las velocidades angulares o la deriva polar, causan los CRNM: mediante éstos se pueden conocer los movimientos tectónicos, reconocer y datar desplazamientos sísmicos, inferir cambios climáticos e implementar modelos geofísicos del interior de la tierra (Pirazzoli, 1996).

Otro factor que afecta las masas de agua son los cambios estéricos (CE), definidos como la diferencia entre la dinámica que existe entre el nivel medio del mar y los cambios de densidad controlados por la salinidad, temperatura y presión (un decremento en la densidad del agua causa un incremento en el nivel del mar), la mayoría de los CE se dan por la temperatura, aún cuando en zonas costeras y estuarios el agua dulce tiene un efecto sustancial (Pirazzoli, 1996).

3.1.3.1 CAMBIOS EUSTÁTICOS

Suess en 1885 introdujo el concepto de cambios eustáticos del nivel del mar (Pirazzoli, 1996). Los cambios absolutos en el nivel global del mar se conocen como cambios eustáticos o glacio-eustáticos (relacionados con glaciaciones). Los cambios eustáticos pueden ocurrir de dos formas: aumentando o reduciendo la cantidad de agua en el océano a nivel global o cambiando la temperatura global del océano, lo que hace que el volumen de agua se expanda o contraiga. Un cambio climático global de largo plazo puede cambiar las dos condiciones simultáneamente. Por ejemplo, un clima frío forma capas de hielo y por tanto atrapa agua en los glaciares al mismo tiempo que baja la temperatura del océano, lo que reduce el volumen del océano mundial. Lo inverso ocurre con un clima cálido (Douglas *et al.*, 2000).

En el Cuaternario (aproximadamente hace 2 millones de años) el nivel del mar parece haber cambiado rápidamente comparado con otros períodos en la historia de la tierra, debido al avance y retroceso de los casquetes glaciares en periodicidades de aproximadamente 100.000 años, predecibles por teoría astronómica (ciclos de Milancovitch), a estos cambios del nivel del mar, se les conoce como eustáticos.

El Holoceno (últimos 10.000 años de historia de la tierra) está caracterizado por un deshielo interrumpido por unas "pequeñas edades de hielo" o períodos de clima anormalmente frío (como el Younger Dryas y la pequeña edad de hielo).

Las variaciones durante los últimos 7.000 años son controvertidas, debido a la gran cantidad de datos que existen. Hay quienes afirman que el nivel del mar estuvo 1 o 2 m por encima del actual durante este tiempo, pero otros han rechazado esta hipótesis. En todo caso el nivel del mar ha estado casi en su posición actual durante los últimos 4.000 años (Douglas *et al.*, 2000).

3.1.3.2. CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR

Los cambio relativos del nivel del mar pueden ocurrir debido a cuatro causas: clima, tectónica, subsidencia e isostacia.

- **Clima:** El nivel del mar está afectado por cambios en la temperatura del agua e intensidad del viento debidos a la variabilidad climática estacional o interanual (El Niño), que es diferente para cada región. Los cambios en el nivel del mar ocurren por cambios en el volumen del agua debido a la expansión y contracción térmica o a apilamientos por vientos y tormentas asociadas.
- **Subsidencia:** Hundimiento de la tierra por compactación de sedimentos o por la extracción de agua. Por ejemplo, el Delta del Mississippi sufre un ascenso del nivel del mar 3 veces mayor que el global debido a este efecto.
- **Isostacia:** Ajuste de la litosfera en respuesta a cambios en el peso por aumento o disminución de la cobertura de hielo.
- **Tectónica:** Los movimientos de la corteza terrestre por actividad sísmica en una porción inestable tectónicamente generan cambios del nivel del mar hundiendo o levantando la costa (Pirazzoli, 1996). Por ejemplo, un terremoto en Alaska produjo levantamientos de hasta 12 m en algunas islas. Este es el objeto de este estudio al cual nos referiremos posteriormente.

3.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS SOBRE PALEOSISMICIDAD

3.2.1 ESTUDIOS A NIVEL MUNDIAL

Los estudios de Paleosismicidad de grandes terremotos y sus tsunamis a nivel mundial cuentan con gran aceptación; sin embargo, debido a la complejidad del tema existen muy pocos estudios (Goff *et al.*, 2011) y son más escasos en zonas costeras tropicales. Los primeros trabajos se realizaron paralelamente en los años 80's por Atwater, en las costas de EE.UU y Dawson, en Europa (Atwater, 1987; Dawson *et al.*, 1988). Otros trabajos de Paleosismicidad de grandes terremotos y sus tsunamis se han hecho en la costa de Washington y Oregon, EE.UU (Atwater *et al.*, 1995; Atwater *et al.*, 2001; Satake *et al.*, 2003; Hemphill-Haley & Lewis, 2003; Atwater *et al.*, 2005; Nelson *et al.*, 2005); Reino Unido (Charman *et al.*, 1998); Rusia (Pinegina *et al.*, 2003; Sawai *et al.*, 2004); Indonesia (Horton *et al.*, 2007; Monecke *et al.*, 2008; Jankaew *et al.*, 2008); Japón (Atwater *et al.*, 2004a; Sawai *et al.*, 2008); Chile (Cisternas, 2000; Lagos y Cisternas, 2004; Cisternas *et al.*, 2005; Cisternas, 2005); Australia (Hutchinson y Attenbrow, 2009) y Nueva Zelanda (Goff *et al.*, 2010, 2010a).

El descubrimiento de un terremoto que provocó un tsunami transoceánico generado en la zona de subducción de Cascadia, fue posible gracias a los estudios de paleosismicidad. La noche (9: 00 p.m.) del 26 de enero del año 1700 (era de Genroku 1688-1704) los habitantes de Japón, se trasladaron a "tierras altas" ya que habían sufrido un tsunami: "*el tsunami huérfano*", denominado así, ya que no se conocía su fuente de origen, pues no se observó en ningún otro lugar del Pacífico. Mediante el estudio de paleodepósitos de tsunamis, simulaciones numéricas y narraciones de los nativos, se pudo concluir que la causa fue un terremoto de $M_w = 8.7$ a 9.2 originado en la megafalla de la zona de subducción de Cascadia (EE.UU y Canadá), con una continua ruptura de segmentos mayor a 1,000 Km. De acuerdo con información histórica, los manuscritos del gobierno Japonés relatan olas de tsunami de 4.5 metros de altura que inundaron varias costas a lo largo de 800 Km de la Isla Honshu (Atwater *et al.*, 2005). Con una cota de inundación (run up) de 1-3 metros (Satake *et al.*, 1996).

3.2.2 LOS GRANDES TERREMOTOS DEL SIGLO XX

Los grandes terremotos, son aquellos cuyo momento sísmico (M_w) es mayor a 8.0. Después de que Gutenberg y Richter escribieran la segunda edición de su obra "Sismicidad de la Tierra", que eran catálogos de los grandes terremotos ocurridos de 1897 a 1952 (Kanamori, 1978), una serie de grandes eventos ocurrieron (Tabla 3.1). En ésta sección nos enfocaremos solo en los terremotos de mayor magnitud que han generado un tsunami (Fig. 3.5).

Tabla 3.1. Grandes terremotos mundiales del s. XX de acuerdo a su M_w . A partir de USGS, 2011b.

| FECHA | LUGAR | M_w |
|--------------------------------|---|------------|
| 22 de mayo de 1960 | Chile | 9.5 |
| 28 de marzo de 1964 | Prince William Sound, Alaska | 9.2 |
| 26 de diciembre de 2004 | Islas de Sumatra-Andama | 9.1 |
| 11 de marzo de 2011 | Cerca de la costa Este de Honshu, Japón. | 9.0 |
| 4 de noviembre de 1952 | Kamchatka | 9.0 |
| 27 de febrero de 2010 | Bio-Bio, Chile (offshore) | 8.8 |
| 31 de enero de 1906 | Fuera de las costas de Esmeraldas, Ecuador. | 8.8 |
| 4 de febrero de 1965 | Islas Rat, Alaska | 8.7 |
| 28 de marzo de 2005 | Norte Sumatra, Indonesia | 8.6 |
| 9 de marzo de 1957 | Andreanof Islas, Alaska | 8.6 |
| 15 de agosto de 1950 | Assam, Tíbet | 8.6 |
| 12 de septiembre de 2007 | Sur Sumatra, Indonesia | 8.5 |
| 1 de febrero de 1938 | Banda Sea, Indonesia | 8.5 |
| 11 de noviembre de 1922 | Borde de Chile-Argentina | 8.5 |



Fig. 3.5 Ubicación de los terremotos de mayor magnitud del siglo XX.

FUENTE: Google Maps, 2011.

A. CHILE, 1960

El 22 de mayo de 1960, los habitantes que se encontraban en el centro sur de Chile, atardecieron (15:10 hrs) con la fuerza de una energía liberada, que había sido acumulada por 385 años (Cisternas *et al.*, 2005). El terremoto de $M_w = 9.5$, el mayor registrado en la historia instrumental (Kanamori, 1977)(Fig. 3.6) causó un tsunami con alturas de ola promedio de 10 a 15 metros (Cisternas *et al.*, 2005), éstas ondas fueron generadas con un periodo de 12 a 15 minutos, provocando la muerte de 2,000 personas (sin que exista la diferenciación entre víctimas por terremoto y por tsunami) y pérdidas económicas estimadas de USD\$ 550.000.000 (dólar de 1960) (Atwater *et al.*, 1999; Lagos y Cisternas, 2004). *"La población costera Chilena, como bien lo menciona también Charles Darwin en 1835, han aprendido que un movimiento en la tierra que los lleva al suelo, les da la señal para evacuar a zonas elevadas y ese comportamiento es aprendido y repetitivo"* (Lagos, 2010). Esas lecciones de sobrevivencia, no las conocía toda la población de Hawai, cuando este gran tsunami se propagó por el océano Pacífico y arribó a Hilo alrededor de la media noche, matando a 61 personas e hiriendo gravemente a 282; debido a que las señales de alarma fueron interpretadas de diversas formas, minimizando el peligro y por la falta de memoria o tradición oral de sus habitantes, pues sus costas ya habían estado expuestas a tsunamis lejanos en 1837, 1877 y 1946; horas más tarde, la madrugada del 23 de mayo el "tren de olas" llegaba a las 4:40 a.m., a Japón y cobró la vida de 122 personas (Atwater *et al.*, 2001).

El teletsunami Chileno (1960), también impactó la zona de subducción de Kamchatka-Kuril, sin otro precedente desde hace 263 años (1737-2000) y registró un *run up*¹ máximo de 5 metros (Pinegina *et al.*, 2003).

¹ *Run up*: máximo alcance de la inundación producida por el tsunami (Lagos y Gutiérrez, 2005).

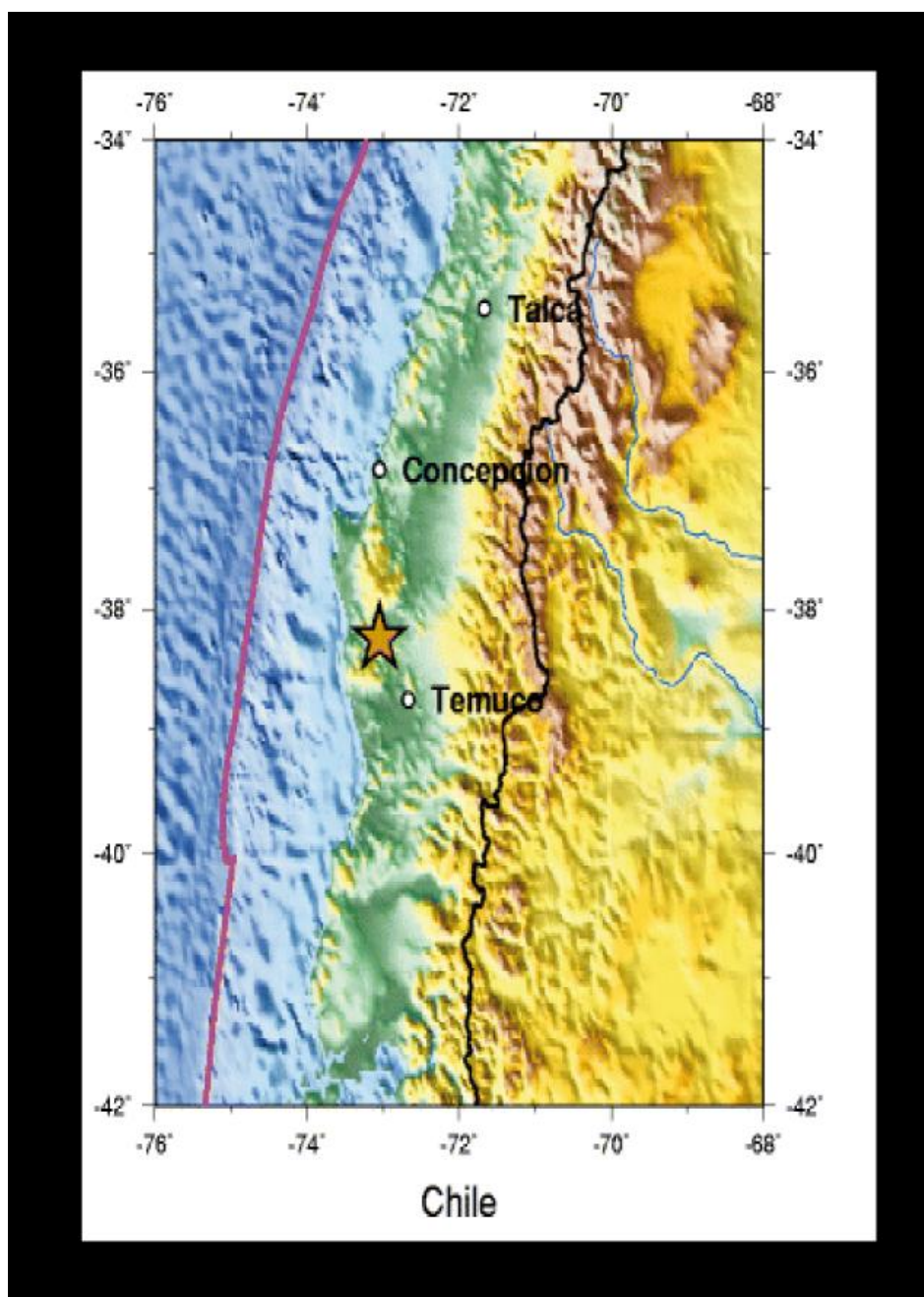


Fig. 3. 6 Epicentro del terremoto Chileno, 1960. Fuente: USGS, 2011b.

B. Prince William Sound, Alaska; 1964

Años más tarde, el 27 de marzo de 1964, a las 5:36 p.m. ADT (03:36 3/28 UTC) un segundo gran sismo registrado instrumentalmente $M_w = 9.2$ ocurrió en Prince William Sound, en la región de Alaska. El epicentro se localizó a los 61.04 de latitud norte y a los 147.73 de longitud oeste, a una profundidad aproximada de 25 km. La ruptura duró aproximadamente 240 segundos (AEIC, 2011); provocando desplazamientos verticales en un área de 520,000 Km^2 , el rango de mayor levantamiento fue de 11.5 metros y 2.3 metros de subsidencia relativa sobre el nivel del mar. La ruptura de segmentos fue seguida de deslizamientos submarinos aumentando la altura máxima de ola (height up) a 67 metros en la ensenada de Valdez (Fig.3.7) y un tsunami con alturas de ola de 10-15 metros a lo largo de las costas del sur de Alaska y la Columbia Británica. El número de víctimas fue de 128 personas (113 por tsunami y 15 por el terremoto) y pérdidas estimadas en \$311 millones (USGS, 2011a).

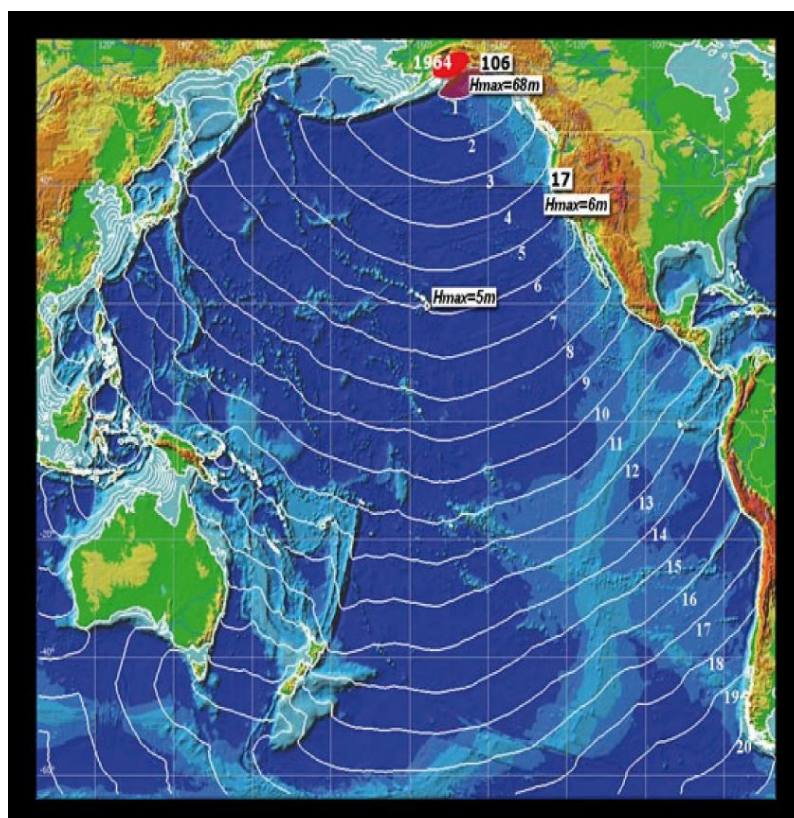


Fig. 3.7 Terremoto Alaska, 1964. Epicentro y tiempo de viaje del tsunami, producido por el terremoto. FUENTE: NTL, 2011.

C. Sumatra, Indonesia, 2004

La mañana (07:58:53 a.m.) del 26 de diciembre del 2004, a 250 km al suroeste de Banda Aceh, al noreste de Sumatra, en Indonesia ocurrió un terremoto sin precedentes. La zona de subducción de la placa Indo-Australiana y la placa Euroasiática, convergieron a lo largo del noroeste de Sumatra, la isla Nicobar y la isla de Andama, causando un terremoto de una magnitud no esperada, $M_w = 9.1$, a 30 Km de profundidad, el tercero más grande registrado instrumentalmente (Fig.3.8) (Kanamori, 2006; USGS, 2011b). El número de víctimas para el 2005 se estimaba 286,000 muertos, 50,000 desaparecidos y cerca de 1.7 millones de personas fueron desplazadas por el sismo y el posterior tsunami en 14 países del Sur de Asia y Este de África (USGS, 2011b) (Fig. 3.8).

Este gran terremoto creó un nuevo foco de atención hacia este laboratorio geológico. El mundo aprendió que comprender el pasado tectónico y la historia geológica de un lugar, ayuda a mitigar grandes catástrofes geológicas como ésta, pues su frecuencia es "rara", solo desde el punto vista de la corta vida del hombre y nos torna sumamente vulnerables ante estos eventos (McCaffrey, 2009).

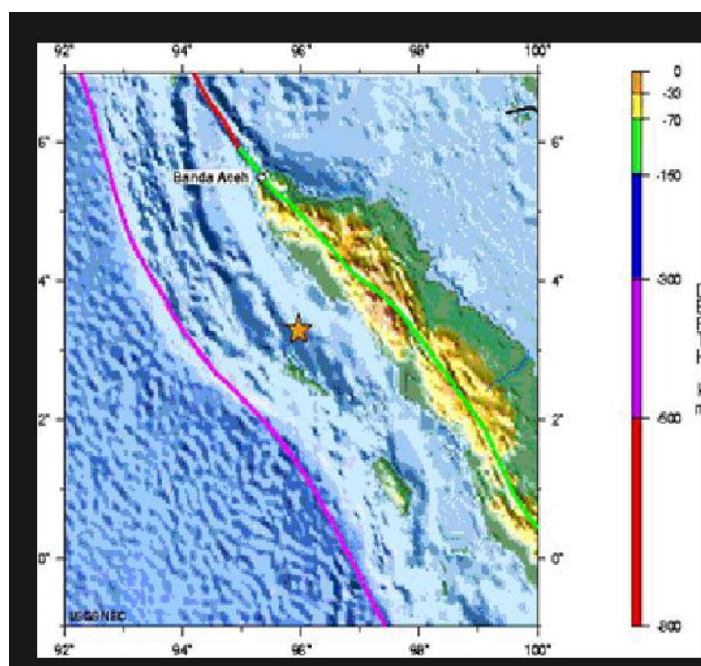


Fig. 3.8 Epicentro del Terremoto de Sumatra-Andama, 2004.

FUENTE: USGS, 2011b.

D. Chile 2010

El **terremoto de Chile de 2010** fue un sismo ocurrido a las 03:34:14 hora local (UTC-3), del sábado 27 de febrero de 2010, que alcanzó una magnitud de 8.8 M_w . El epicentro se ubicó en el Mar Chileno, frente a las localidades de Curanipe y Cobquecura, y a 30.1 kilómetros de profundidad bajo la corteza terrestre. El sismo, tuvo una duración de cerca de 2 minutos 45 segundos, al menos en Santiago. El terremoto ocurrió en el borde convergente entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. En la región en que tuvo lugar el terremoto las placas convergen a un ritmo de unos 68 mm/año. El terremoto estuvo caracterizado por un mecanismo focal de falla inversa causado por la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana (USGS, 2010a). El sismo es considerado como el segundo más fuerte en la historia del país y uno de los seis más fuertes registrados por la humanidad (USGS, 2010b). Un gran tsunami impactó las costas chilenas como producto del terremoto, destruyendo varias localidades. Debido a la localización submarina del epicentro y su proximidad con la costa, gran parte de los estragos fueron ocasionados por el tsunami asociado al movimiento sísmico sobre las localidades costeras. Esta masa de agua a gran velocidad azotó las costas chilenas en pocos minutos, alcanzando las localidades costeras de las regiones del Maule y del Bio-bío (NOAA, 2010) (Fig. 3.9).

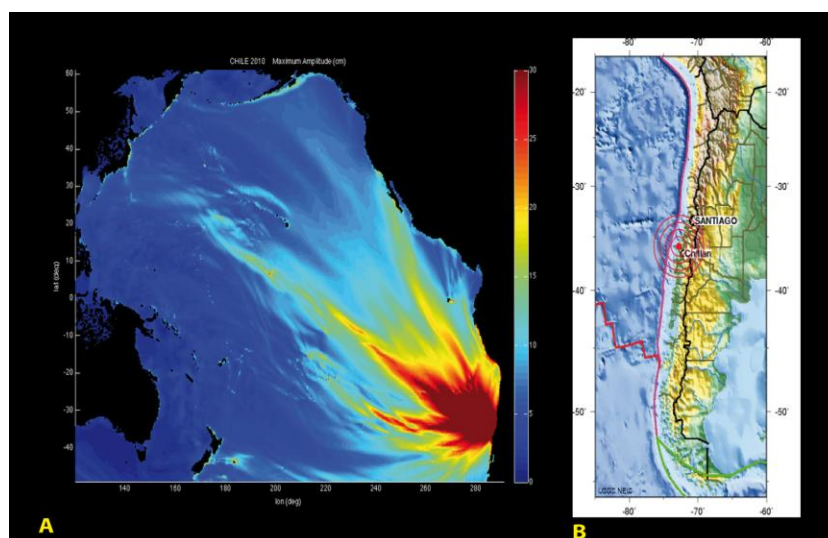


Fig. 3.9 Terremoto Chileno del 2010 A. Proyección de la amplitud máxima del tsunami (U.S. NOAA, 2010). B. Epicentro del terremoto Chileno del 2010 (USGS, 2010a).

E. JAPÓN 2011

El terremoto del 11 de marzo de 2011 de magnitud 9.0, con epicentro cerca de la costa noreste de Honshu, Japón, tiene lugar en una falla de tipo compresivo en las proximidades de la zona de subducción entre las placas Pacífica y Norteamericana. El terremoto del 11 de marzo fue precedido por una serie de grandes premonitores durante los dos días anteriores, comenzando por el sismo del 9 de marzo de M 7.2 a unos 40 km del terremoto y del 11 de marzo, continuando con tres eventos mayores de M =6, ese mismo día.

En la zona de subducción en la Trinchera o Fosa de Japón se han producido 9 eventos de magnitud igual o mayor que 7 desde 1973. El mayor de ellos fue un terremoto en diciembre de 1994 de M 7.8, aproximadamente 260 km al norte del terremoto ocurrido el 11 de marzo, produciendo 3 muertos y casi 700 heridos. En junio de 1978, un terremoto de M 7.7 con epicentro 35 km al suroeste, ocasionó 22 muertes y más de 400 personas heridas. Otros grandes terremotos han ocurrido en la misma zona de subducción en 1611, 1896 y 1933 produciendo devastadores tsunamis en la costa de Sanriku, en el océano Pacífico al noreste de Japón. Esta línea de costa es particularmente vulnerable a las olas de los tsunamis debido a las numerosas y profundas bahías, las cuales amplifican estas olas dando lugar a grandes inundaciones. El terremoto de M 8.5 de 1896 provocó olas de tsunami de hasta 25 m causando 22,000 víctimas. El sismo de M 8.4 del 2 de marzo de 1933, produjo olas de tsunami de hasta 29 m en la costa de Sanriku y ocasionó más de 3,000 víctimas (USGS, 2011c) (Fig. 3.10).

El terremoto del 11 de marzo de 2011 ha sido una catástrofe excepcional y que superó sobradamente a otros terremotos ocurridos en el siglo XX en la parte sur de la Fosa de Japón, ninguno de los cuales alcanzó la magnitud 8. Un terremoto similar pudo haber ocurrido el 13 de julio de 869, cuando el área de Sendai fue barrida por un gran tsunami que los científicos japoneses han identificado a partir de registros escritos e indicios en depósitos de arena (USGS, 2011 c).

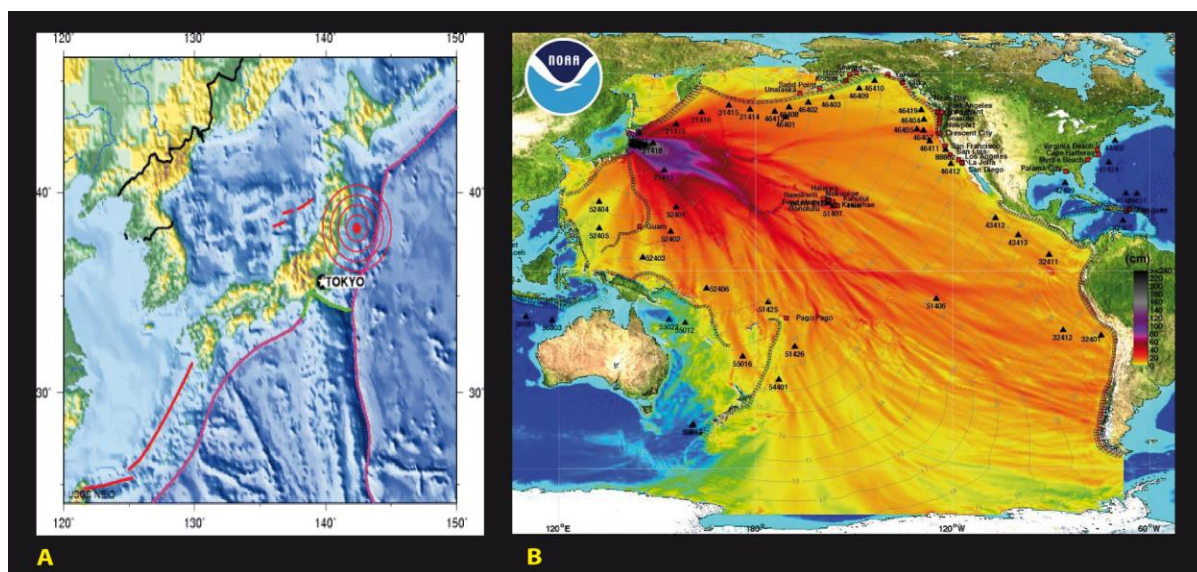


Fig. 3.10 Terremoto de Japón 2011. A. Epicentro del terremoto, cerca de la costa este de Honsu, Japón. (USGS, 2011). B. Proyección de la amplitud máxima del tsunami ocurrido (U.S. NOAA, 2011).

3.2.3 PARADIGMA

En términos de magnitud el terremoto de Sumatra puede compararse con los otros dos más grandes terremotos en la historia: el de Chile y Alaska (Tabla 3.2). El terremoto de Sumatra generó un tsunami que causó severos daños en 11 países, la inmensa devastación cobró la vida de aproximadamente 280 mil personas (la mayor mortalidad registrada para un solo evento tsunamigenético conocido en la historia) en un lugar donde no se esperaba un terremoto de tal magnitud ($M > 9$) (Kanamori, 2006). Antes de éste gran evento los sismólogos se basaban en la relación empírica desarrollada por Ruff y Kanamori (1980) para determinar las zonas con potencial sismogénico (McCaffrey, 2009). Dicha relación sugería que la magnitud del terremoto estaba en relación directa a la edad y a la velocidad de convergencia de las placas tectónicas en las zonas de subducción: se esperaba que las placas de edad joven con velocidades altas de convergencia provocaran sismos de magnitudes mayores. Sin embargo, las placas convergentes en la zona de subducción de Andaman-Sumatra no son jóvenes y sus velocidades de convergencia no son altas (Tabla. 3.3). Esto provocó el replanteamiento del paradigma que existía (Ramírez-Herrera, 2011) y la investigación de nuevas metodologías (Lockwood y Kanamori, 2006).

Tabla 3.2. Parámetros fuente definidos por la magnitud de los terremotos registrados. FUENTE: Kanamori (2006).

| Año | Lugar | Magnitud M _w | Duración de la ruptura ↑ seg | Longitud de la ruptura L km | Magnitud del tsunami M _t |
|------|----------------|----------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|--|
| 1960 | Chile | 9.5 | 350 | 800 - 1000 | 9.4 |
| 1964 | Alaska | 9.2 | 350 | 500 - 700 | 9.1 |
| 2004 | Sumatra-Andama | 9.2? | 500 | 1200 - 1300 | 9.1 |

Tabla 3.3. Comparación de los tres grandes eventos y la edad de las placas oceánicas y su tasa de convergencia. FUENTE: Kanamori (2006).

| Año | Lugar | Magnitud M _w | Edad de placas oceánicas de subducción (m.a.) | Explicación | Tasa normal de convergencia cm/año |
|------|-----------------------|----------------------------|--|--|--|
| 1960 | <i>Chile</i> | 9.5 | 20 | Cuando la placa que subyace es joven, es más ligera, lo que genera un acoplamiento más fuerte entre la placa oceánica que subduce y la placa continental | 11 |
| 1964 | <i>Alaska</i> | 9.2 | 40 | | Larga |
| 2004 | <i>Sumatra-Andama</i> | 9.1 | Zona de ruptura: <i>Norte</i> (~ joven); <i>Sur</i> (muy vieja). 55 90 | Discordancia entre las zonas de subducción donde habían ocurrido grandes terremotos históricos | 0 3 |

3.2.4 ESTUDIOS EN MEXICO

México es un país sísmico. Conocer la historia de éstos procesos ayuda a comprender su complejidad y permite realizar mejores aproximaciones cualitativas de cuándo, dónde y con qué intensidad sucedieron antiguos eventos. A partir de estos documentos se puede inferir cuáles son las regiones con mayor propensión a que estos eventos ocurran, así como aplicar esta información y conocimientos en la prevención del riesgo sísmico.

El registro histórico más antiguo en el país data del periodo prehispánico tardío (siglo XV), y finaliza a principios del siglo XIX con la implementación de la etapa instrumental de la sismología, a través de la instalación de la red Sismológica Nacional (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996). Los catálogos de eventos sísmicos en su mayoría, presentan una carencia de información acerca de eventos de gran magnitud, lo cual justifica la realización de estudios paleosísmicos, para tratar de

subsancar dicha carencia de información y poder así realizar estimaciones de periodos de recurrencia de los grandes terremotos.

En la República Mexicana la investigación sobre paleosismos y sus paleotsunamis usando los registros sedimentarios son pocos (Ramírez-Herrera *et al.*, 2007; 2009; Ramírez-Herrera, 2011) tema en el cual nos enfocaremos.

3.2.5 LOS GRANDES TERREMOTOS OCURRIDOS EN MÉXICO

El potencial de eventos sísmicos mayores ($M > 8$) en la zona de subducción mexicana se confirma con el gran sismo de Jalisco de 1932 ($M_w = 8.1$), el evento de Colima-Jalisco de 1995 ($M_w = 8.0$) y el sismo de Michoacán de 1985 ($M_w = 8.1$) (Ramírez-Herrera *et al.*, 2009); este último devastó áreas densamente pobladas de la Ciudad de México (actualmente con una población de ~20 millones) (Tabla 3.4).

Tabla 3.4. Sismos históricos con $M_w \geq 7.5$ del siglo XX en México. A partir de USGS, 2011e. El número estimado de víctimas corresponde a cifras oficiales.

| FECHA | EPICENTRO | M_w | No. Víctimas |
|---------------------------------|---------------------|------------|----------------------|
| 15 de abril de 1907 | Guerrero | 7.7 | — |
| 07 de junio de 1911 | Off Guerrero | 7.7 | 45 |
| 15 de enero de 1931 | Oaxaca | 7.8 | 114 |
| 03 de junio de 1932 | Jalisco | 8.1 | 45 |
| 18 de junio 1932 | Colima | 7.8 | — |
| 29 de julio 1957 | Guerrero | 7.9 | 68 |
| 19 de septiembre de 1985 | Michoacán | 8.0 | 9,500 ~35,000 |
| 30 de septiembre de 1999 | Oaxaca | 7.5 | — |
| 22 de enero de 2003 | Offshore Colima | 7.6 | 29 |

Realizar una estimación real sobre el peligro sísmico, implica el análisis tanto del registro histórico como instrumental de una zona determinada. La ausencia de dicha información sesgará la evaluación sobre su potencial sísmico, el cual podría ser desestimado y sus consecuencias devastadoras (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996).

En los fenómenos naturales, como inundaciones, tormentas y en éste caso los sismos, existe una relación inversamente proporcional entre el periodo de recurrencia y la magnitud de los sismos. La frecuencia de sismos moderados es mucho mayor que la ocurrencia de los grandes terremotos. En términos de destrucción (daños a la propiedad y número de víctimas) los sismos de Mw 6.5 a 7.5 causan grandes daños y no siempre son los grandes terremotos los que causan mayores estragos, los cuales ocurren más esporádicamente que los primeros; y esto depende de la localización del terremoto, duración, cantidad de población y tipo de construcción (Kanamori, 1983).

Debido a la falta de cultura e información, es necesario mediante la tradición oral difundir el conocimiento que se tiene acerca de la ocurrencia de los sismos y tsunamis asociados y tomar conciencia, por parte de la población y autoridades del riesgo a éste tipo de peligros en el mundo y en la zona de estudio (Ludwin *et al.*, 2005; Monecke *et al.*, 2008, McAdoo, 2009; Ramírez-Herrera *et al.*, 2009). Sin embargo, antes del gran terremoto ocurrido en el Océano Indico el 26 de diciembre del 2004, la palabra "tsunami" era poco popular en la concepción mental de la mayoría de la población mundial (Lagos, 2009 *com. Pers*).

4. ÁREA DE ESTUDIO

4.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La Bahía de Potosí se encuentra en el municipio de Petatlán, Guerrero (Fig. 4.1). Sus coordenadas geográficas son: latitud $17^{\circ}32'14.55''\text{N}$ y longitud $101^{\circ}26'26.12''\text{W}$.

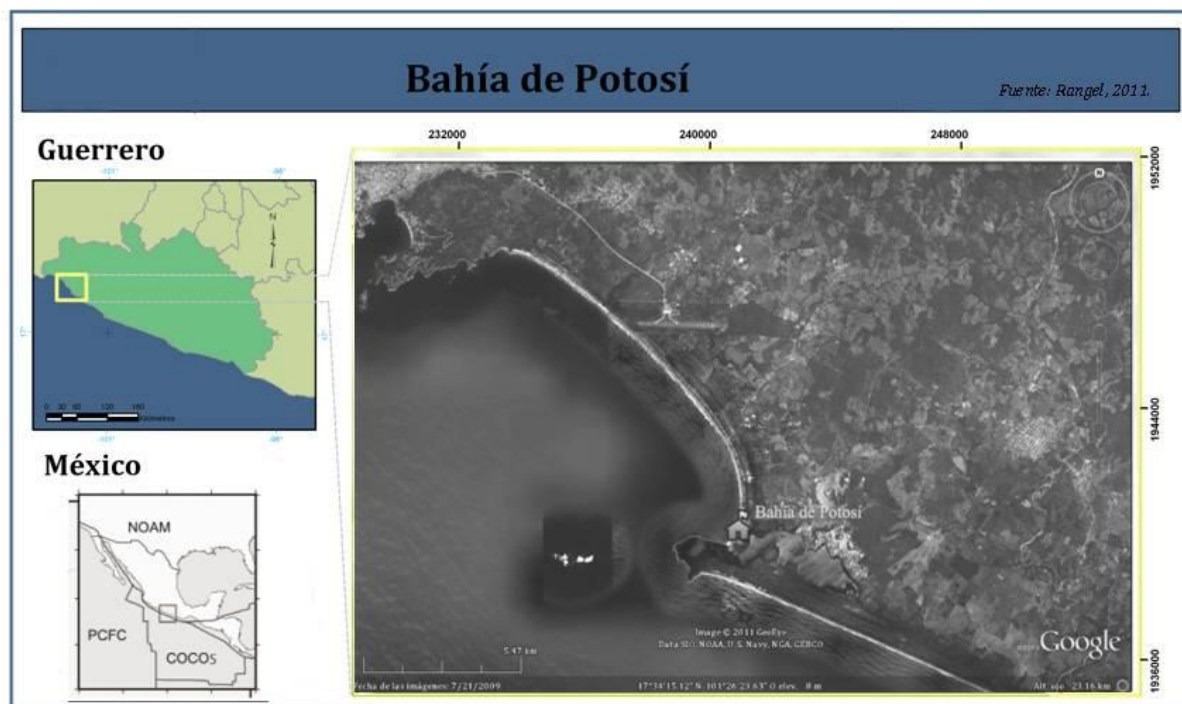


Fig 4.11. Mapa de localización de la bahía de Potosí. Recuadro a) República Mexicana, b) Estado de Guerrero, c) bahía de Potosí. FUENTE: Ramírez-Herrera y Urrutia (1999); Google Earth (2009).

- **FISIOGRAFÍA**

El estado de Guerrero, está dividido orográficamente en cuatro grandes unidades fisiográficas: I. Sierra de Taxco; II. Depresión del Balsas; III. Sierra Madre del Sur y IV. Costa Pacífica. Este estudio se enfocará en un segmento de la cuarta unidad, que comprende la Costa Grande y la Costa Chica (Meza y López, 1997).

- **CLIMA**

La variabilidad altitudinal y latitud en el estado de Guerrero generan cambios en los tipos de climas. La Sierra Madre del Sur y la zona costera influyen en la distribución de franjas climáticas (García, 1998). Pueden distinguirse de forma general que en las planicies costeras predomina el clima cálido-subhúmedo (Awo), se caracteriza por

una temperatura media anual mayor de 22°C y temperatura del mes más frío mayor de 18°C, precipitación del mes más seco entre 0 y 60 mm; lluvias de verano con índice P/T menor de 43.2 y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual (García, 1998).

- **HIDROLOGÍA**

El estado se divide en tres regiones hidrológicas 1. Balsas, 2. Costa Grande y 3. Costa Chica-Río Verde. Presenta cuatro grandes lagunas: Nuxco, Mitla, Coyuca y Tres Palos (Meza y López, 1997).

- **VEGETACIÓN**

La cobertura y uso del terreno predomina la selva baja, el 35% por bosque y el 16% es agricultura, solo el 1.3% esta constituido por manglares, con especies como mangle candelilla (*Rhizophora mangle*) y mangle salado (*Avicennia germinans*), mangle bobo (*Laguncularia racemosa*) (INEGI, 2011).

4.2 GEOLOGIA, TECTÓNICA Y SISMICIDAD

Geología. Geológicamente presentan rocas metamórficas del Jurásico en el norte, este y oeste de Acapulco, con intrusiones graníticas más recientes (Meza y López, 1997). En la sección del área de estudio las rocas que afloran pertenecen al subterreno tectonoestratigráfico Zihuatanejo, perteneciente al terreno compuesto Guerrero (Alvarado-Hernández, 2011). Esta región está constituida por rocas vulcanosedimentarias pertenecientes a la Formación Camalotito y la Formación Zihuatanejo, el gneis cuarzofeldespático Ximalcota, las rocas básico ultrabásicas metamorfoseadas pertenecientes al Litodema Papanoa y los sedimentos de tipo flysch metamorfoseados en asociación con rocas volcánicas y metamórficas del Complejo Las Ollas y la Formación Lagunillas (Alvarado-Hernández, 2011).

La Secuencia Zihuatanejo está conformada por una serie de rocas sedimentarias y volcánicas sin deformación que incluye dacitas y andesitas en la base, intercaladas

con laminaciones de turbiditas vulcanoclásticas y hacia la cima ignimbritas ácidas y depósitos vulcano sedimentarios de caída (Alvarado -Hernández, 2011).

Los estudios más recientes sugieren la existencia de un conjunto de rocas sedimentarias, volcánicas y vulcanoclásticas de origen continental a marino somero, intrusionadas por granitoides nombrado conjunto la Unión-Zihuatanejo, cuyas características las diferencian del Terreno Guerrero. De acuerdo con lo anterior una descripción precisa de las rocas que afloran en el área de estudio comprende los flujos de lava de composición basalto-dacita, con intercalaciones de brecha volcánica, y conglomerado vulcanoclástico en conjunto con las rocas intrusivas principalmente ácidas del tipo granito-granodiorita y en menor grado básicas e intermedias que conforman la asociación (Alvarado -Hernández, 2011).

De forma general en el área de estudio afloran mayoritariamente las rocas pertenecientes al complejo Xolapa, que consiste de una secuencia potente de rocas metasedimentarias y metaígneas con metamorfismo de intensidad variada. Las unidades litológicas principales comprenden ortogneises, granitoides, cuerpos intrusivos graníticos, diques de diabasa y anfibolita, intrusiones de gabro, mármoles y esquistos de muscovita (Alvarado - Hernández, 2011).

Tectónica. La costa del Pacífico de México se ubica en una zona de convergencia de placas tectónicas. En el sur de México la subducción de la placa Rivera-Cocos bajo la placa Norteamericana se extiende en una distancia de más de 1500 km. La convergencia de placas en la zona de subducción mexicana (ZSM), presenta tasas de velocidad que varían de 2.0 a 5.0 cm/año en el límite de placas Rivera-Norteamérica, y de 5.2 a 6.8 cm/año en el límite de placas Cocos-Norteamérica (DeMets *et al.*, 1994). Los sismos superficiales grandes que ocurren en la ZSM son generalmente eventos de falla inversa, y representan el desplazamiento de las placas de Cocos-Rivera y la cabalgante placa de Norteamérica (Singh y Suárez, 1986). Durante los dos últimos siglos han ocurrido sismos superficiales grandes ($M_w > 7$) en la ZSM, en segmentos de 100-200 km de longitud, con intervalos de recurrencia de 30-60 años (Singh *et al.*, 1981; Singh y Suárez, 1986). La máxima

longitud de la ruptura en la ZSM en tiempos históricos se estima en *ca.* 200 km, correspondiendo al evento de Jalisco en 1932 (Kostoglodov y Ponce, 1994).

Brecha Sísmica de Guerrero. Dos rasgos batimétricos del piso de la placa de Cocos, la fractura de Orozco al norte y la de O’Gorman al sur, se extienden casi perpendiculares a la trinchera, definiendo la zona sismogénica completa en Guerrero (Nishenko y Singh, 1987). La brecha sísmica de Guerrero, donde se espera que ocurra un sismo grande Mw 8.1-8.4, está subdividida en los segmentos noroeste y sureste (Suárez *et al.*, 1990; Anderson y Menking, 1994; Valdés-González y Novelo-Casanova, 1998). El segmento noroeste aparentemente se rompió el 16 de diciembre de 1911 produciendo un sismo grande (Ms 7.8), y el segmento sureste se rompió el 28 de julio de 1957 y el 15 de abril de 1907, produciendo otros de escala igual de grandes (Ms 7.8 y 7.9, respectivamente) (Ortiz *et al.*, 2000). Sin embargo, el segmento noroeste de la brecha de Guerrero, entre Acapulco y Petatlán, sobresale como la región con mayor potencial sísmico, porque se sabe que esta región ha sufrido sismos grandes destructivos pero no ha experimentado ninguno desde 1911 (Ramírez-Herrera *et al.*, 2007, 2009, Ramírez-Herrera, 2011). Por lo tanto, la tensión sigue acumulándose y es posible que se pueda generar un gran terremoto.

El área de estudio se definió de acuerdo a las características geomorfológicas de la zona, y al antecedente de un terremoto de magnitud Mw = 8.1 originado en las costas de Michoacán el 19 de septiembre de 1985, a las 13:17:47 UTC, con una profundidad de 27.9 Km y cuyo epicentro se localiza a unos 50 Km al oeste de un puerto comercial importante, Lázaro Cárdenas. El terremoto no solo causó graves y fuertes daños en partes de la Ciudad de México, sino también en los estados de Colima, Jalisco, Michoacán, Guerrero y parte del estado de Veracruz (USGS, 2011f); y generó un tsunami que se propagó a lo largo del Pacífico. En el estado de Guerrero, un equipo japonés realizó el reconocimiento del desastre post-terremoto, en un estudio que abarca las localidades desde Petatlán hasta Playa Azul, a través de breves entrevistas a los residentes locales y mediciones específicas en algunos lugares. La magnitud del tsunami mediante datos instrumentales registrados en Hilo, fue de Mt ~ 7.8. Las mayores alturas de ola del tsunami se dieron en la

localidades Lázaro Cárdenas (4-5m), Barra de Potosí (4 m) y Playa Linda (3-4 m). Estas alturas se refieren más a la elevación del run -up, que a la altura de la ola. Ninguna corrección de la marea se realizó. (Abe *et al.*, 1986).

5. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLOGICA

5. 1. INTRODUCCION:

5.1.1 Qué son las zonas costeras

La vida en la tierra, tal y como la concebimos actualmente, es resultado de múltiples procesos que moldean la superficie terrestre; determinada por factores como el clima, la vegetación y el suelo. El 70% de nuestro planeta se encuentra cubierto por agua y el resto por tierra. En medio de éstos dos elementos se encuentra una zona de alta energía y por ende de constantes cambios: *la zona costera* (Ritter *et al.*, 2002; Tarbuck y Lutgens, 2003).

La zona costera es de suma importancia desde la perspectiva humana. Más de la mitad de la población se encuentra asentada en esta zona, donde realiza actividades de todo tipo; éste continuo cambio a la estructura y topografía de la línea de costa, torna vulnerable a la forma en que el sistema natural se regula, generando un impacto ambiental, que favorece el aumento a peligros naturales en estos sitios. Actualmente, se invierte grandes montos de dinero, para rellenar las playas y algunas costas son completamente artificiales, así mismo, se invierte en generar conocimientos sobre los procesos costeros y cómo afectan a la costa. La finalidad es aminorar los efectos y mejorar los planes de manejo y desarrollo costero, no obstante, existen errores no permisibles: aquellos que modifiquen los principios geomorfológicos costeros (Davidson-Arnott, 2010).

Algunas costas se encuentran a lo largo o cerca de las fronteras de las placas tectónicas, las cuales modelan los paisajes a escalas globales y regionales. Las geoformas actuales no han variado significativamente desde el Pleistoceno, esto

sugiere que los procesos tectónicos se han dado de manera uniforme a través del tiempo (Lajoie, 1986).

Los factores controladores del desarrollo costero se utilizan para clasificar los tipos de costa. Davidson-Arnott (2010), realizó una revisión sobre los factores y procesos que influyen en la geomorfología costera. En éste texto Davidson-Arnott afirma que Valentin (1952), clasifica a las costas de acuerdo a la dirección del movimiento de la línea de costa: en costas progresivas (avanzan) o de retroceso (retroceden), lo que le permite conocer los cambios relativos del nivel del mar (levantamiento/hundimiento) y aquellos cambios relacionados con la progradación o erosión costera. Así mismo, Davidson señala que Inman y Nordstrom (1971) se enfocaron en las geoformas primarias, de acuerdo a su relación con la escala continental y relacionada con las placas tectónicas. Finalmente Davidson-Arnott reconoce el trabajo realizado por Davis (1972), a los factores físicos terrestres, físicos oceánicos y biológicos (Fig. 5.1), como los tres grandes grupos que controlan la costa; su trabajo actualmente es de gran utilidad en varias aplicaciones. Sin embargo, cualquier avance en la clasificación costera, tienen el defecto de que las geoformas, responden a diferentes rangos y procesos, a distintas escalas espaciales y temporales. Por ejemplo las islas de barrera, son afectadas por tormentas y pueden crecer o desaparecer en un lapso de décadas a algunos cientos de años. Por otra parte, las costas modernas con plataformas de abrasión, se formaron antes del actual nivel del mar, por lo tanto, su erosión es lenta y el origen de estas geoformas se atribuye a un periodo previo al interglacial del nivel del mar (hace varios millones de años) (Davidson-Arnott, 2010).

El presente estudio se enfoca en la línea de costa (shore), y hacia dentro de la línea de costa, donde encontramos lagunas, estuarios, canales, lomeríos, etc; que se han desarrollado en el transcurso del tiempo y deja claro que el nivel del mar no ha permanecido en un nivel constante. A continuación, se describen breves conceptos de la terminología costera que se emplearán en este capítulo:

La zona costera se refiere al área próxima a la costa: región geográfica adyacente a la orilla del mar (Bloom, 1998); delimitada por las zonas imprecisas dentro y fuera de la línea de costa (términos definidos en base al nivel de la marea). Se extiende unos cientos de metros tierra adentro hasta el límite de un cambio de pendiente, o por varios kilómetros en zonas de dunas, o a lo largo de marismas y estuarios; en el océano abarca un rango entre el borde continental y varios kilómetros hacia el mar (Davidson-Arnott, 2010).

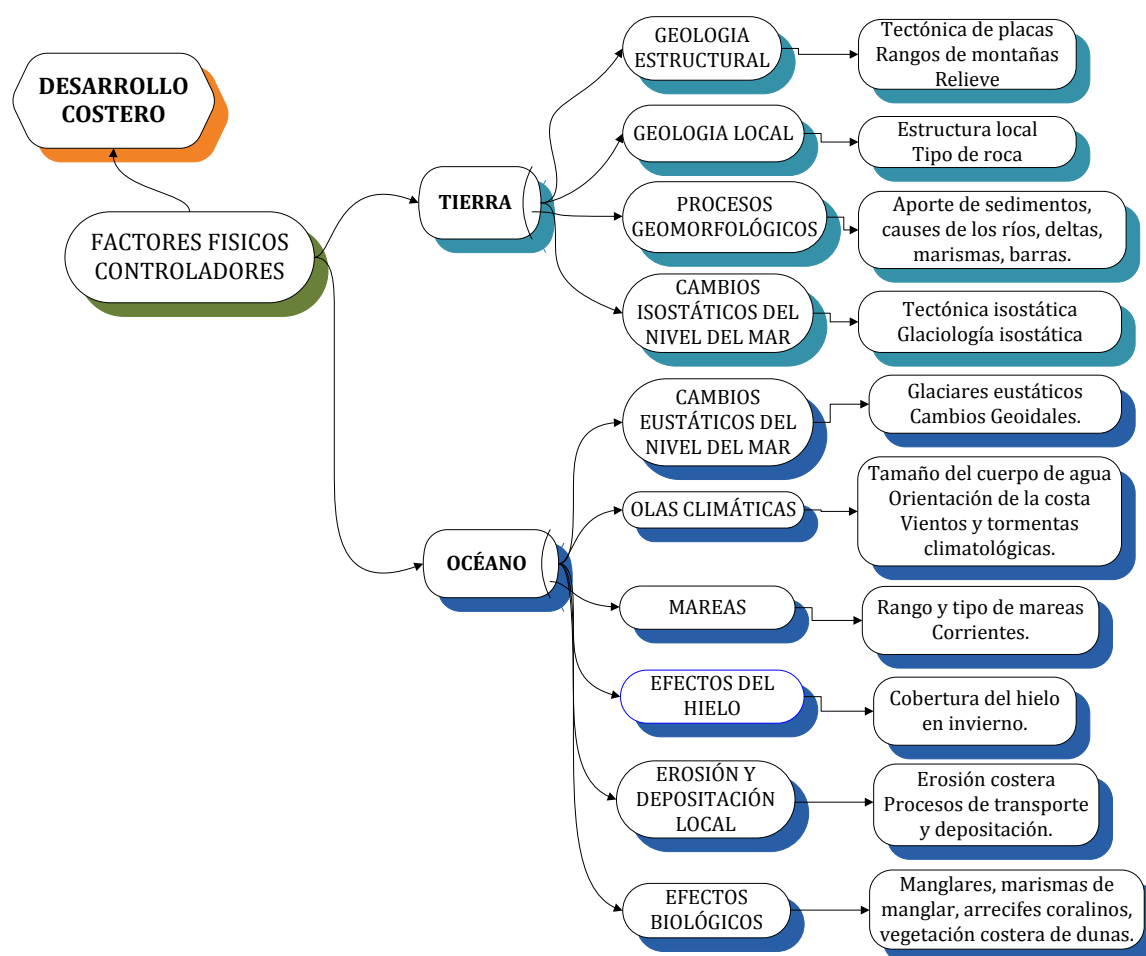


Fig. 5.1 Factores físicos controladores del desarrollo costero. FUENTE: Davidson-Arnott (2010).

La línea de costa es el límite entre el nivel más bajo de marea y el más alto del oleaje (Bird, 2008). Su principal modelador son las olas, generadas por lo general por el viento (Ritter *et al.*, 2002), modificadas en tiempo y espacio por las corrientes que fluyen en todas direcciones, fracturando la roca y tornándola vulnerable a la

solubilidad, favoreciendo su erosión (Bloom, 1998). Es también, una zona de transferencia de materiales desde la superficie terrestre hacia el océano, donde los sedimentos erosionados serán conducidos hacia la playa y cerca del "nearshore", y finalmente hacia el piso oceánico (Davidson-Arnott, 2010).

Las playas son uno de los sistemas más dinámicos, donde confluyen olas, corrientes y mareas que crean el perfil costero específico, debido al sedimento que van dejando o erosionando a lo largo de la línea de costa (van Zuidam, 1985; Bloom, 1998; Ritter *et al.*, 2002).

Las barras y las lagunas, se extienden a lo largo del 15% del territorio costero y la mayoría se originó en la fase final del periodo posglacial sumergido, hace unos 6,000 años (Bloom, 1998).

5.1.2 Geomorfología, nivel del mar y tectónica

Existen varias regiones costeras donde ocurren rápidos y significativos cambios geomorfológicos, modelados por un lento y pequeño incremento en el nivel del mar, así como la energía de erosión y sedimentación transportada, que brindan el poder a las tormentas costeras (Ritter *et al.*, 2002).

La geomorfología costera estudia las geoformas (Fig. 5.2). Permite conocer la evolución en la línea de costa; los procesos de erosión, transporte y depositación que se dan en ella, así como sus cambios (Bird, 2008).

El origen de las rocas constituye un factor relevante para formar geoformas en el paisaje; que pueden ser de dos tipos: erosivas y de depositación. Las geoformas de depositación y erosión son términos aplicados de manera local y no se pueden utilizar a nivel regional (Ritter *et al.*, 2002).

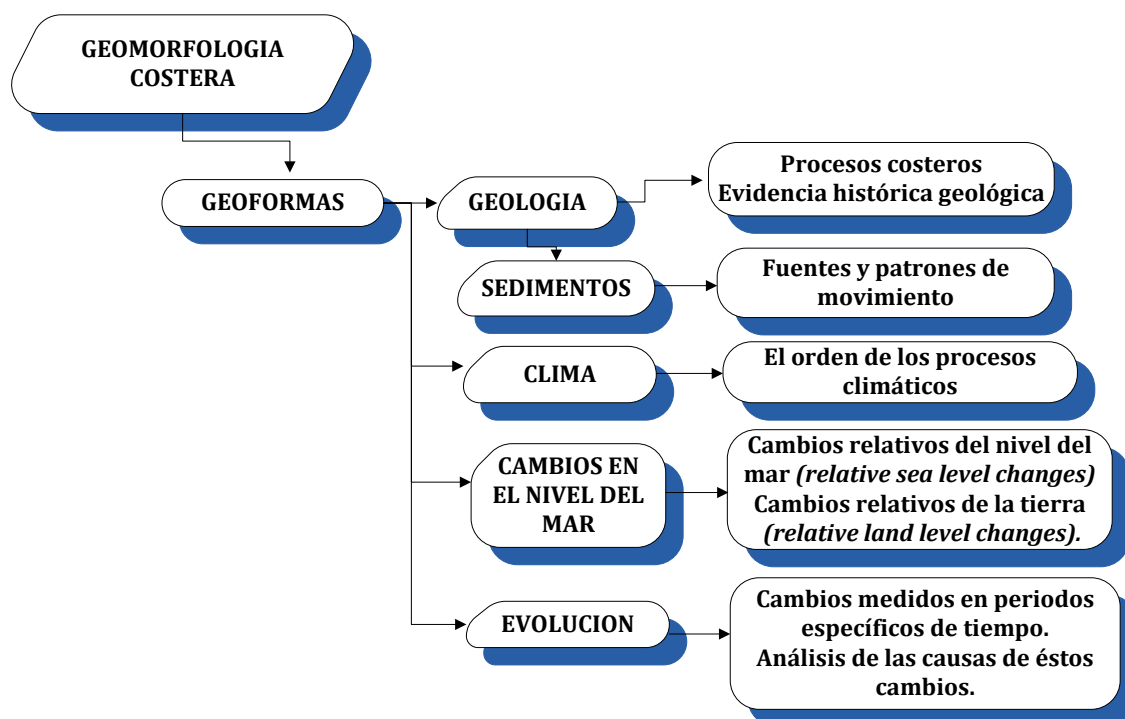


Fig. 5.2 Geomorfología Costera. FUENTE: Bird (2008) (Traducción propia).

La geomorfología costera actual es compleja, como consecuencia de la interrelación de procesos geológicos múltiples (Fig.5.3) (Ritter *et al.*, 2002; Tarbuck y Lutgens, 2003). Los mecanismos de energía transferida son fundamentalmente diferentes y muy cercanos al rango vertical de los procesos en la línea de costa (Bloom, 1998), esto garantiza que un pequeño cambio relativo en el nivel de la tierra o del nivel del mar, puede producir relictos de geoformas costeras (palimpsestos paisajísticos) encima o debajo de los actuales; produciendo mezcla y/o confusión; aunado a procesos subaereos como el agua (acción pluvial y fluvial de ríos y formación de deltas) y viento (acción eólica y formación de dunas) (Bloom, 1998).

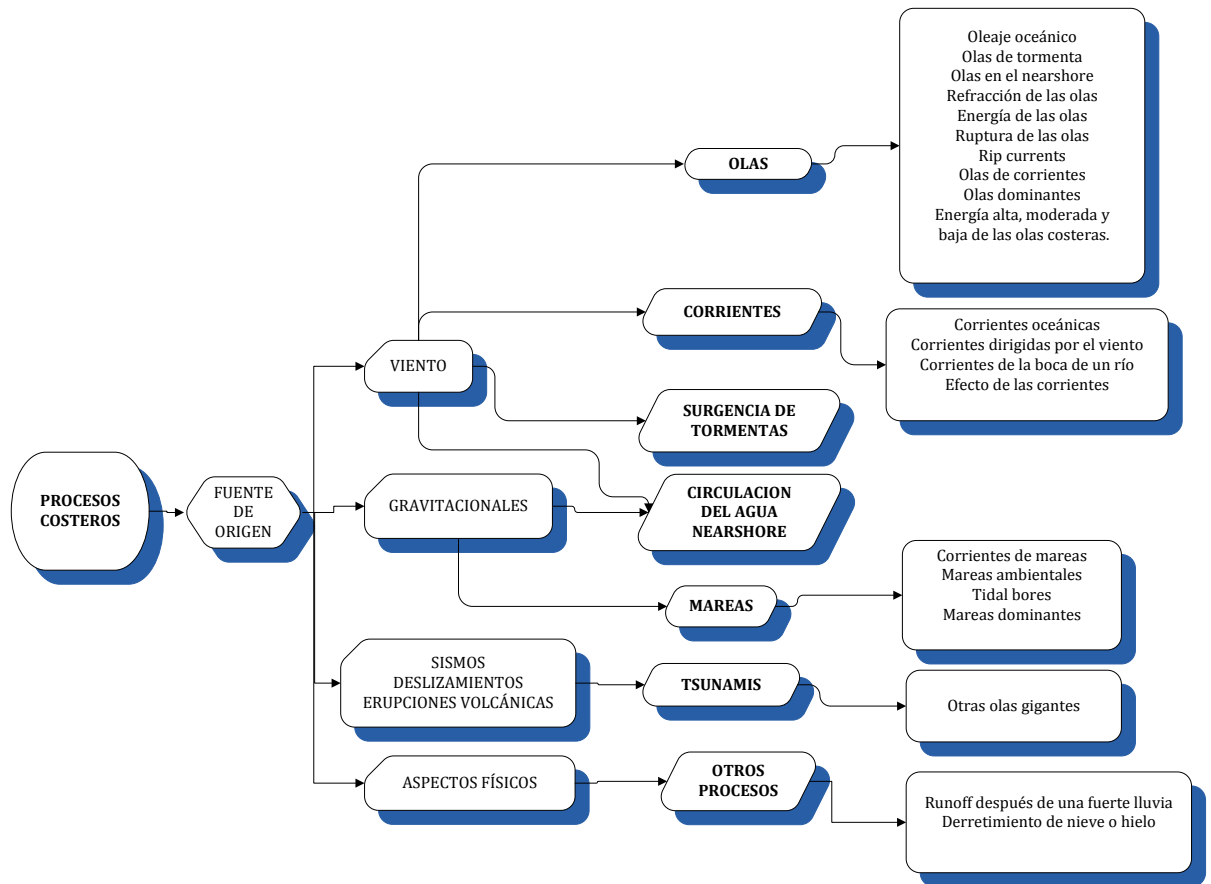


Fig. 5.3 Procesos costeros. FUENTE: Davidson-Arnott (2010).

Los movimientos tectónicos, interactúan directamente con la geomorfología costera a escala global y regional. La inestabilidad de la corteza terrestre se expresa en el terreno por medio de plegamientos y fallas en los sedimentos marinos, levantamientos (terrazas marinas) o subsidencia en las líneas costeras. Las modificaciones tectónicas significativas son cósmicas, dramáticas y son el mejor laboratorio para estudiar procesos tectónicos activos (Lajoie, 1986).

Las antiguas líneas de costa, son un testimonio geológico e histórico de las fluctuaciones que ha tenido el nivel del mar. Estas tienen su origen en la erosión y deposición de sedimentos, a lo largo de la línea costa, a través del tiempo. Las geoformas de erosión (producidas por la acción de las olas) y/o las geoformas de deposición (generadas por un exceso de sedimento) (van Zuidam, 1985/1986), se

expresan en la zona costera a un nivel local y no regional (Ritter *et al.*, 2002), con un comportamiento transgresivo (avance de la línea de costa hacia el mar) o por el avance regresivo (avance de la línea de costa hacia el continente) respectivamente (Fig. 5.4)(Ortiz-Pérez y de la Lanza-Espino, 2006).

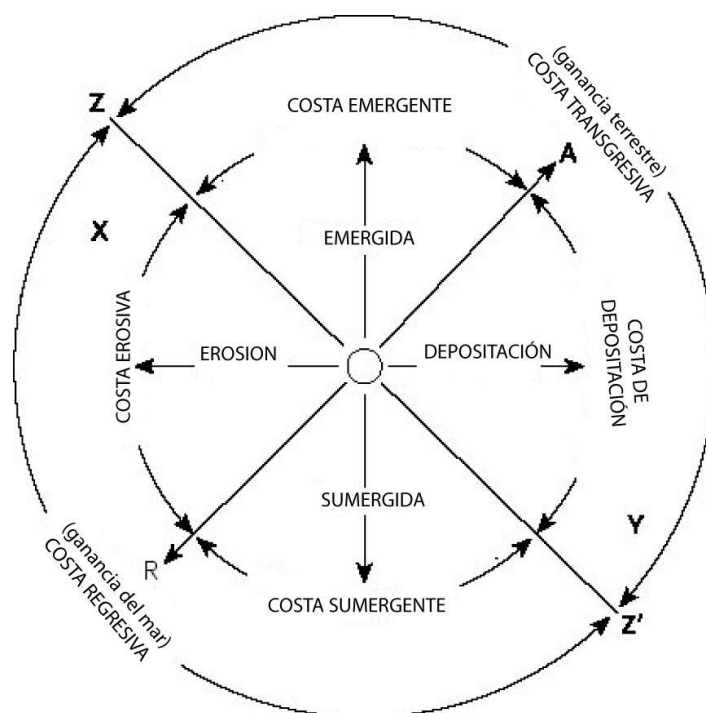


Fig. 5.4 Análisis de los cambios en las líneas de costa, en términos de emergencia y sumergencia, erosión y depositación. FUENTE: Davidson-Arnott (2010)(Traducción propia).

5.1.3 Geomorfología y estratigrafía en los estudios de paleosismicidad.

Tanto los procesos sísmicos como asísmicos (procesos de erosión, depositación y deformación no relacionada con terremotos), crean geoformas o deformaciones similares. Una interpretación minuciosa y diferentes metodologías permiten determinar mediante evidencias estratigráficas o geomorfológicas la edad aproximada de paleosismos (sismos que no se registran de forma instrumental o en la historia). La estratigrafía infiere el desplazamiento de la falla y recurrencia del sismo mediante el grosor y datación de los estratos expuestos; la geomorfología rara vez brinda una edad precisa de los paleosismos ya que requiere de métodos radiométricos (como C_{14}) u otros métodos como la luminiscencia óptica estimulada

(OSL por sus siglas en inglés) para determinar la edad de estos (McCalpin y Nelson, 2009).

Las investigaciones en paleosismología utilizan análogos de sismos modernos, para estudiar las huellas que han dejado antiguos eventos (Atwater, 1987; Dawson *et al.*, 1988; Lagos, 2000; Ramírez-Herrera *et al.*, 2007,2009; Lagos y Cisternas, 2008; Goff *et al.*, 2010, 2010a). Los levantamientos y/o hundimientos cosísmicos de la corteza terrestre, modifican el paisaje de forma drástica, así, encontramos que cuando existen subsidencia, en las zonas dónde existía vegetación, de pronto, se ven inundadas por el agua salina, modificando por completo la dinámica que existía en el lugar. Caso contrario, en las zonas donde hay levantamientos, la sucesión ecológica comenzará a colonizar el nuevo sustrato. Dependiendo de las tasas de sedimentación del lugar y el tipo de sustrato, harán susceptible que se forme un nuevo suelo, preservando así, la evidencia de los eventos que han ocurrido en el sitio a través del tiempo (Cisternas *et al.*, 2000).

Las geoformas entonces sirven como reservorio de la evidencia paleosísmica (Pinegina *et al.*, 2003). Para conocer la recurrencia de los sismos, es necesario que la evidencia se haya preservado a través del tiempo, esto se aprecia en terreno, en la depresión que se forma entre los cordones litorales ("beach ridges") (Fig. 5.5). Sin embargo, los depósitos de tsunami en ambientes costeros son extremadamente difíciles de detectar y preservar (Scheffers y Kelletat, 2003).

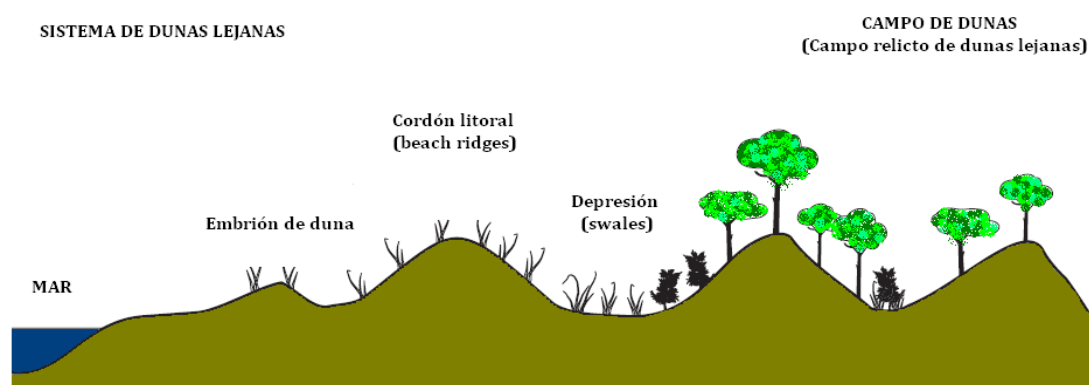


Fig. 5.5 Esquema de un perfil a lo ancho de una playa progresiva. Muestra las características del sistema de dunas y de relictos de antiguos cordones litorales. Modificado de Davidson-Arnott, 2010.

Las lagunas costeras usualmente funcionan como receptáculos de materiales orgánicos adyacentes al océano. Están sujetas a una rápida sedimentación y eventualmente forman otros tipos de ambientes, inducidos por actividad tectónica, cambios eustáticos en el nivel del mar y actividades de uso del terreno. El tiempo de transición de estos ambientes, es geológicamente rápido y puede ser esperado que ocurra en décadas o siglos (Kjerfve, 1989; Davidson-Arnott, 2010).

En éste apartado se realizó la caracterización geomorfológica de Bahía de Potosí, Guerrero, con la finalidad de seleccionar las formas del relieve con potencial para retener el registro geológico de antiguos terremotos y/o sus posibles tsunamis. Posteriormente se hizo la selección de sitios de muestreo idóneos para explorar en campo.

5.3 METODOLOGIA

El desarrollo de los sistemas de información geográfica (SIG) en la década de los 80's, han sido de gran utilidad en el manejo de las costas, ya que permiten el manejo de grandes volúmenes de información y brindan la capacidad de realizar análisis espacial. Los estudios de paleosismología requieren un reconocimiento previo de la zona de trabajo. Utilizando una serie de insumos (Fig. 5.6), se realizó la caracterización geomorfológica de la BP, lo cual permitió la selección de sitios potencialmente idóneos de muestreo. Esto es importante, debido a que los cambios relativos del nivel del mar y posibles incursiones marinas, se preservan en evidencias que se pueden encontrar en sitios con condiciones específicas. Es decir, aquellos sitios donde se preserven los sedimentos sin alteraciones antrópicas, donde la dinámica de los procesos de erosión no modifiquen drásticamente el paisaje, idealmente donde las tasas de sedimentación sean constantes, como en las lagunas. Esto permite observar el contraste de fenómenos extraordinarios en la estratigrafía.

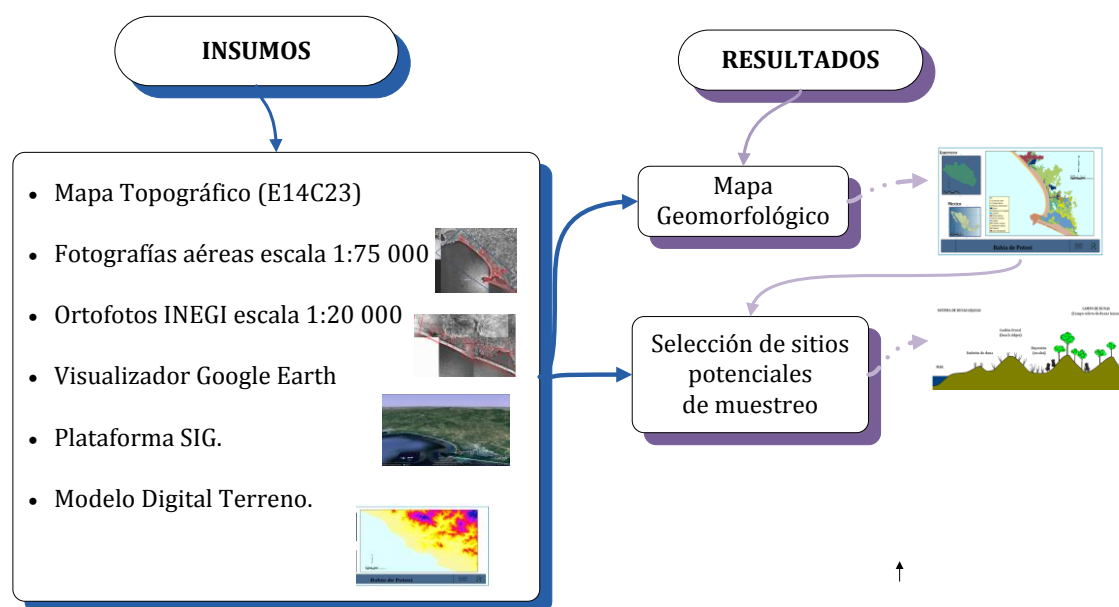


Fig. 5. 6 Esquema Metodológico

5.3.1 HERRAMIENTAS DE ANÁLISIS ESPACIAL

El uso de fotografías aéreas constituye una herramienta muy útil en los paisajes costeros, ya que permite realizar interpretaciones detalladas de los fenómenos donde existe una rápida erosión y depositación (Paisajes marinos) a través de patrones como: forma, textura, tono y patrón.

Se delimitó la zona costera del Pacífico (estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca), con la finalidad de ubicar espacialmente la mayor información posible y localizar la posible área de estudio. Se utilizaron fotografías aéreas pancromáticas escala 1:75 000, realizadas por INEGI de líneas de vuelo de diversos años de las costas del Pacífico Mexicano. Para facilitar el acceso a la información, se delimitaron las áreas que cuentan con fotografías aéreas. INEGI en su página WEB, proporciona un mosaico en línea de ortofotos a escala 1:20 000 disponibles para el país. Utilizando el visualizador de imágenes "Antares" en una plataforma SIG, referidas al datum ITRF92 con resolución de 3 metros, se delimitó un mosaico ortoreferenciado de las tripletas que se podían utilizar.

5.3.2 MAPA GEOMORFOLÓGICO

Analizando los antecedentes de estudios previos (Ramírez-Herrera *et al.*, 2007, Ramírez-Herrera *et al.*, 2009). Se definió el área de estudio. La caracterización geomorfológica de la Bahía de Potosí se realizó mediante una interpretación de las geoformas de la costa, a través del uso de fotografías aéreas pancromáticas escala 1:75 000; esta técnica permitió el reconocimiento previo de la zona al reconocimiento en campo. La escala 1:75 000 era la única disponible en INEGI, lo cual es una limitante pero facilitó el reconocimiento general de la zona. Idealmente la escala requerida en este tipo de investigación, sería la que brindan los vuelos bajos (escala ~1:10 000) para mayor detalle en los análisis geomorfológicos.

Para elaborar el mapa geomorfológico de la BP, escala 1:50 000 se utilizaron las ortofotos en línea de INEGI, escala 1: 20 000, una plataforma SIG y simultáneamente, se utilizaron imágenes Quickbird de alta resolución con el visualizador Google Earth,

de la fecha más reciente disponible (2007), para obtener mejor detalle sobre las elevaciones de la zona.

5.3.3 MODELO DIGITAL DEL TERRENO

Un modelo digital de elevación, (MDE) (DEM, por sus siglas en inglés), son estructuras raster matriciales que contienen la distribución espacial de la elevación. La República Mexicana, cuenta con Cartografía Topográfica a escala 1:50 000, esto es, que la equidistancia entre curvas de nivel es cada 20 metros. Esto dificulta generar un MDE adecuado para nuestros propósitos, que exige mayor detalle. Existen otros modelos que interpolan la superficie por medio de curvas de nivel, en éste caso se obtuvo un MDE mediante el sistema ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) construido a partir de escenas tomadas por el satélite TERRA y que brinda la elevación real del terreno con una resolución de 30x30.

5.4 RESULTADOS

5.4.1 Geomorfología de las costas de la bahía de Potosí.

La distribución espacial de la zona costera y su red hidrográfica, forman el paisaje del área de estudio. La geomorfología de la bahía de Potosí (BP) (Fig. 5.8), como describe Davidson-Arnott (2010), indica que esta es una costa progresiva. La topografía esta compuesta por una serie de largos **cordones litorales**, que constituyen antiguas líneas de costa (Playa Larga), planicies que en el Pleistoceno estuvieron sumergidas y con las transgresiones marinas, hace aproximadamente 5,000 años emergieron (Kjerfve, 1989). Estos puentes, abrían y cerraba canales por donde fluía el agua de mar, canales que corren en paralelo a la actual línea de costa. Estos cordones alternan con las pequeñas dunas inactivas o remanentes, que se encuentran al norte de la BP y con las dunas activas, ubicadas al sur oeste de BP, totalmente expuestas al océano Pacífico.

Entre estos cordones, se encuentran depresiones, llamadas "swamps" en inglés (Fig. 5.5), con corredores de interdunas remanentes. Detrás y paralelo a la línea de costa a más de 500 metros, tierra adentro, una serie de **sistemas estuarinos** (del Latin *aestus*: marea) (Kjerfve, 1989) se distribuyen en la planicie costera, donde el drenaje no es fluido, con una profundidad menor a los 20 metros (Kjerfve, 1989), permanente o semipermanente, y abundante sedimento en descomposición, que queda atrapado en el flujo continuo de agua marina y su disolución en agua dulce, a través de los **canales** que se ramifican en éstos cuerpos de agua.

Debido a las características de los sistemas fluviales en México, las bocas de los ríos no conforman esteros característicos, y sí, forman **barreras de playa** (Ortiz-Pérez y de la Lanza-Espino, 2006). En la BP, la barra se sitúa al suroeste de la zona y esta constituida por depósitos continuos de sedimentos, ocasionados por la acción del oleaje (procesos marinos) dejando uno o más canales estrechos ("inlets"), sistemáticamente espaciados, por donde fluye el agua de mar, formando un sistema de una superficie de 4.5 km² que, según Kjerfve (1986), denominó **laguna costera** de tipo "cuña" (*choked*), de acuerdo a su hidrodinámica: costas con fuerte oleaje y deriva del litoral. En una escala temporal geológica, las lagunas costeras son sistemas que tienden a envejecer rápidamente, perdiendo su superficie (Kjerfve, 1994; Ortiz-Pérez y de la Lanza-Espino, 2006). Tanto los **estuarios como las lagunas**, comparten: procesos de formación, características de mareas y regímenes de salinidad, lo que las diferencia es: su geomorfología, la primera depende de la mezcla de mareas y la segunda, no necesariamente (Kjerfve, 1989).

En nuestra área de estudio, la barra abre en dirección al mar (sureste), a la **Bahía** de Potosí, originada por procesos tectónicos regionales (Ramírez-Herrera *et al.*, 2010) y a la refracción de las olas que van socavando el sedimento (Ritter *et al.*, 2002). Es flanqueada por una antigua isla, que se unió a puntas de arena ("spits"), cuando el nivel de la marea se elevó (Bird, 2008), formando un **tómbolo** (Fig. 5.7), de composición granítica (INEGI, 2010c) con una altura aproximada de 80 metros, cuya base son cordones litorales, que se extienden en una larga línea costera, sobre

las cuales se desarrollan **dunas activas**, alimentadas por arena que proviene de la costa.

Los límites entre marismas y marismas de manglar, no son del todo exactos, ya que son perfectibles a empalmes entre ellos, como consecuencia incluso de la evolución geológica costera regional (Ortiz-Pérez y de la Lanza-Espino, 2006). A través de la red de **canales**, el torrente de agua que fluye permite el flujo hacia las depresiones que conservarán un nivel elevado de agua, sedimentos y nutrientes para el establecimiento de las **marismas**. Estas últimas son predominantes en la zona y se localizan en la parte posterior a los cordones litorales. En las zonas menos perturbadas, las **marismas de manglar**, se distribuyen socavando el fondo, para su expansión, a lo largo de la costa. En una parte más elevada, con marcados ritmos mareales, se encuentran las **marismas salinas** ("*salt pans*"), que han sido explotadas por los locales.

La zona cuenta con algunos lomeríos bajos, de roca granítica, con elevaciones entre 5 y 20 metros, sobre uno de éstos se localiza la zona antropizada, donde se encuentra el aeropuerto Internacional de Ixtapa, Zihuatanejo.

Existen **dunas inactivas** de poca altura, con escasos manchones de vegetación halófila rastrera y arbórea.



Fig. 5.7 Localidad de Barra de Potosí. Fotografía propia del autor.

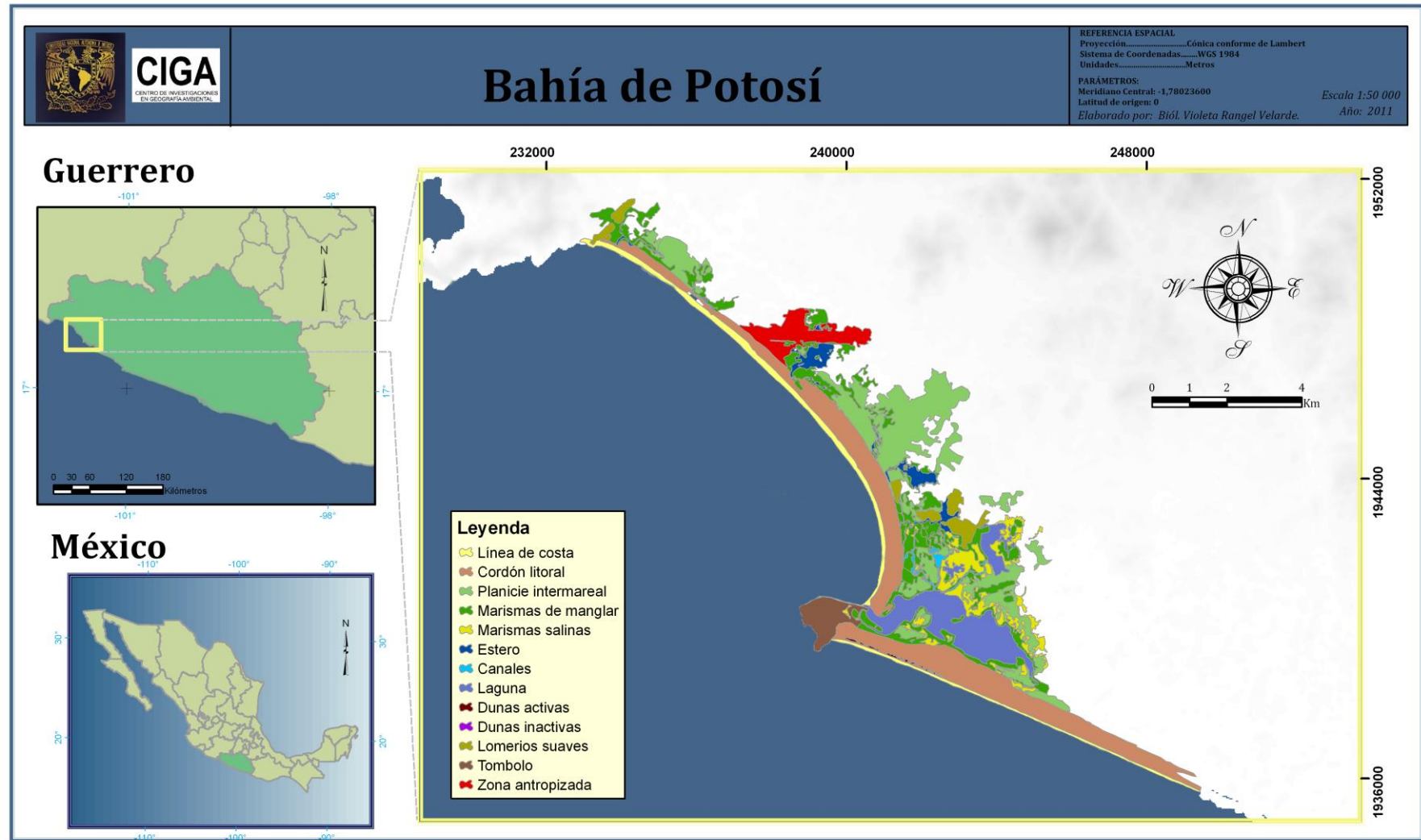


Fig. 5. 8 Mapa geom orfológico de la Bahía de Potosí.

5.4.2 Criterios de selección de sitios para los estudios estratigráficos y su importancia en el muestreo.

Los estudios paleosismológicos, utilizan análogos modernos de terremotos, para argumentar y estudiar las huellas estratigráficas que deja un evento de gran magnitud y/o su posible tsunami. Debido a que no es posible que un solo sitio preserve la evidencia, se requieren de múltiples excavaciones exploratorias, como las realizadas para este estudio y de las correlaciones que se hagan para establecer la historia de grandes terremotos y sus tsunamis (Pinegina, 2003).

Los criterios de selección del sitio de muestreo se basaron en las características geomorfológicas del área de estudio, así como: (1) las depresiones ("swales") entre cordones litorales (Figura 5.9).

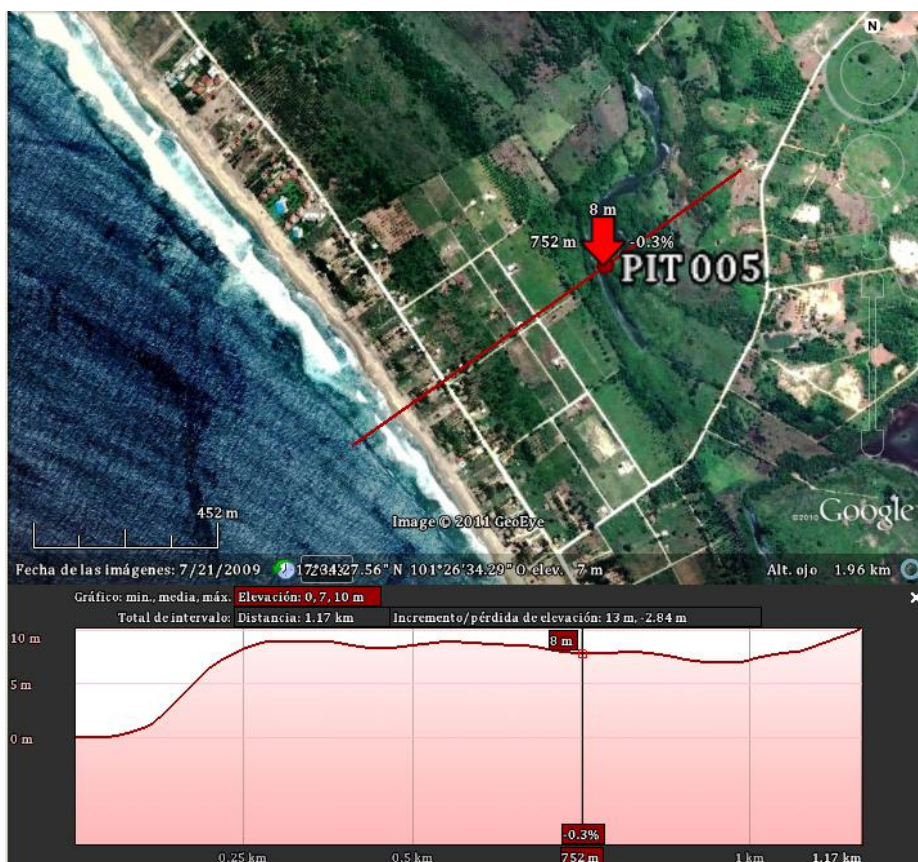


Fig 5.9 Perfil topográfico desde la línea de costa hacia tierra adentro. La flecha indica la zona de muestreo. Alturas exageradas. FUENTE: Google Earth, 2011.

Las marismas por su potencial de rápida sedimentación y preservación de la evidencia de cambios del nivel de la costa y de depósitos de tsunami preservados (Figura 5.10).

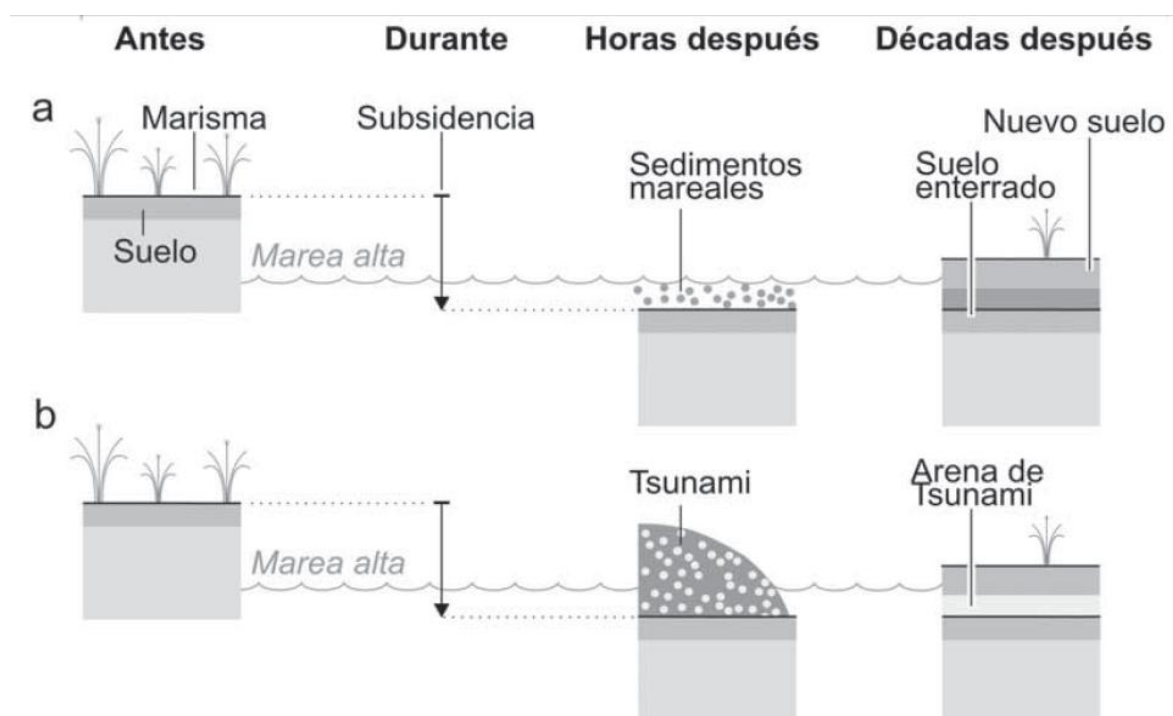


Fig.5. 10 Formación de suelos enterrados. a) Durante el terremoto la subsidencia hunde a las marismas, dejándolas bajo el nivel de las altas mareas. Posteriormente, la sedimentación mareal sepulta al suelo. Décadas más tarde, sea por sedimentación o por levantamiento intersísmico, comienza a desarrollarse, y ser colonizado por plantas, un nuevo suelo. b) El mismo proceso anterior, solo que los sedimentos que sepultan al suelo son dejados por el tsunami (Cisternas, 2005b).

5.4.3 GEOFORMAS POTENCIALES PARA PALEOSISMICIDAD COSTERA.

Las lagunas y esteros, anteriormente utilizados en otros estudios demuestran que estos sitios tienen potencial para preservar el registro geológico (Tabla 5.5).

Tabla 5.5 Geoformas con potencial para estudios de paleosismicidad en la costa.

| Georforma | Referencia |
|-----------------------------------|--|
| <i>Cordón litoral</i> | Monecke <i>et al.</i> , 2008; Jankaew <i>et al.</i> , 2008. |
| <i>Lagunas</i> | Ramírez-Herrera <i>et al.</i> , 2007; Ramírez-Herrera <i>et al.</i> , 2009; Hutchinson <i>et al.</i> , 2009. |
| <i>Estero</i> | Cisternas <i>et al.</i> , 2000; Atwater <i>et al.</i> , 2004.; Cisternas <i>et al.</i> , 2005. |
| <i>Marismas de manglar</i> | Ramírez-Herrera <i>et al.</i> 2007; Ramírez-Herrera <i>et al.</i> , 2009; Ramírez-Herrera, 2011. |
| <i>Marismas salinas</i> | Monecke <i>et al.</i> , 2008; Jankaew <i>et al.</i> , 2008. |
| <i>Marisma</i> | De Martini <i>et al.</i> , 2003. |
| <i>Canales</i> | Atwater <i>et al.</i> , 1995. |

Además se aplicaron un serie de criterios que incluyen: (1) la historia sísmica de la región y el registro de tsunamis históricos; el terremoto y tsunami de 1985 afectaron esta zona y probablemente dejaron la huella en el registro geológico; (2) las marismas y laguna del área de estudio, es probable que preserven el depósito de tsunami en su estratigrafía debido las altas tasas de sedimentación que las caracterizan; (3) aunque solo hay un estudio de evidencias de terremotos y tsunamis en esta costa (Ramírez-Herrera *et al.*, 2007; 2009, Ramírez-Herrera, 2011), se pueden establecer correlaciones con otros sitios estudiados en esta área, (4) la distancia a la zona de influencia de tormentas / huracanes; (5) distancia a la zona de erosión del tsunami y (6) ubicación en la zona "plana"/baja de alcance de los tsunamis.

6. ESTRATIGRAFIA Y ESTUDIO DE MICROFÓSILES

6.1 INTRODUCCIÓN

Las investigaciones sobre los cambios en el nivel del mar en las fronteras de costas activas brindan estimaciones de tiempo y frecuencia de terremotos y sus tsunamis (Sawai, 2001; De Martini *et al.*, 2003; Hemphill-Haley y Lewis, 2003; Sawai *et al.*, 2004; Cisternas *et al.*, 2005a; Nelson *et al.*, 2005; Dominey-Howes, *et al.*, 2006; Ramírez-Herrera *et al.*, 2007; 2009; Jankaew *et al.*, 2008; Monecke *et al.*, 2008; Sawai *et al.*, 2008; Goff *et al.*, 2010, 2010a; De Martini *et al.*, 2010; Ramírez-Herrera, 2011). Diversos métodos se han utilizado para determinar cuales son los mejores ensambles de bioindicadores de estos cambios, usando diatomeas, foraminíferos, ostrácodos y macrofitas (Patterson *et al.*, 2005; James *et al.*, 2009). En la última década, se han incrementado los estudios en ensambles de microfósiles debido a su extrema sensibilidad a factores de cambio como salinidad (Emeis *et al.*, 2003), disponibilidad de sedimento y condiciones hidrodinámicas, que controlan la evolución costera en los cuerpos de agua (Cooper, 1999; Denys y De Wolf, 1999; Kemp *et al.*, 2009).

En los estudios paleoambientales, los cambios relativos del nivel del mar, se ven reflejados en las secuencias sedimentarias costeras a pequeña escala y con una alta resolución (Horton *et al.*, 2007). El estudio de los microfósiles permite una validación de índices puntuales del paleonivel del mar (Zong y Horton, 1999; Platter *et al.*, 2000; Patterson *et al.*, 2005; Hill *et al.*, 2007) a través de los cambios en la salinidad de los sustratos (Taffs, 2001; Vos y De Wolf, 1993; Hassan *et al.*, 2008), cambios en las antiguas líneas de costa (Denys y De Wolf, 1999; Sawai, 2001, 2001a), en recientes cambios ambientales para la reconstrucción de su historia ambiental (Taffs, 2001).

Las diatomeas son algas pardas, del phylum Bacillariophyceae (Round *et al.*, 1990) y constituyen el grupo de fitoplacton más importante, por su abundancia y diversidad (de 10 a 12 mil especies) (Mann, 1999). Son seres microscópicos y eucariotas que realizan un quinto de la fotosíntesis del planeta (Nelson *et al.*, 1995; Armbrust, 2009), su producción de carbono orgánico es consumida rápidamente y sirve como base para las cadenas tróficas marinas (Armbrust, 2009). El crecimiento de las diatomeas

depende de la cantidad de sílice y su tasa de reciclaje es crítica para mantener su población. Su distribución está relacionada con la profundidad del cuerpo de agua (en marismas de manglar y esteros). Los factores que controlan la relativa abundancia de las diatomeas son: el tiempo, la frecuencia de exposición intermareal y las características del sustrato (Zong y Horton, 1999; Horton *et al.*, 2007).

La composición de sus especies en las comunidades responde a factores químicos, físicos y bióticos, muy específicos en el ambiente (Taffs, 2001). Son una herramienta muy útil en el estudio de paleoambientes debido a que sus valvas están formadas por sílice biogénico, lo que permite su preservación y fosilización al brindar las últimas condiciones paleoecológicas que existieron en la depositación del sedimento (Hassan *et al.*, 2008, Hemphill-Haley y Lewis, 2003). Especialmente resisten la degradación en condiciones alcalinas, en donde la columna del suelo se humedece y se seca (Taffs, 2001).

Clasificar a las diatomeas en sus taxones, como el tipo de hábitat en que viven, si es marino, dulce o salobre, permite realizar estimaciones cualitativas de las condiciones ecológicas en que se encontraban (James *et al.*, 2009; Goff *et al.*, 2010). La mayoría de los estudios utilizando diatomeas, se realizan en zonas templadas (Zong y Horton, 1999; Cearreta *et al.*, 2003; Hill *et al.*, 2007); y son muy limitados en los hábitats intermareales, como son las zonas de lagunas costeras tropicales (Horton *et al.*, 2007; Jankaew *et al.*, 2008; Monecke *et al.*, 2008).

Es posible establecer la historia de los cambios en el nivel del mar a través de la bioestratigrafía, utilizando datos de la ecología de los taxones. Sin embargo, la tanocenosis (ciencia que estudia los restos de los individuos, tanto alóctonos como autóctonos) (Hassan *et al.*, 2008) indica que las diatomeas pueden ser alóctonas, es decir, que no pertenecen a un sitio particular de la columna estratigráfica, ya que se ven afectadas por factores de transporte como: aire, animales, agua (Hemphill-Haley y Lewis, 2003). Otra forma es utilizando funciones transferidas (Horton *et al.*, 2007), que se basan en la relación entre los ensambles de diatomeas y los datos altitudinales.

Esta estimación cuantitativa es más precisa que la estimación basada solamente en los datos de la ecología de los taxones (Zong y Horton, 1999).

El estudio de los depósitos de tsunamis prehistóricos se puede realizar mediante el análisis de los sedimentos o bien de la combinación detallada de la sedimentología y la bioestratigrafía (Hemphill-Haley y Lewis, 2003). En general los microfósiles en éste tipo de depósitos no son abundantes y no se encuentran bien preservados (Pinagina *et al.*, 2003). La evidencia bioestratigráfica de los cambios relativos que el nivel del mar ha tenido en la BP es posible, debido a que en estos "eventos de disturbio" la cantidad y variabilidad de taxones se modifican, es decir, existe un ensamble de diatomeas de agua dulce, que se ve allanada por diatomeas de origen marino y/o de agua salobre; esto podría deberse a un aumento en la salinidad del estero, una tormenta o un tsunami. Para resolver estas incursiones anómalas se utilizan otros proxys que brinden la mayor cantidad de información, que permitan obtener las pruebas suficientes para evidenciar ó destacar la existencia de un tsunami.

En este capítulo se identificó la ecología de las diatomeas presentes en un núcleo dado y se determinó si existen cambios de ambiente por su correlación con cambios abruptos en la estratigrafía

6.3 METODOLOGIA

6.3.1 MICROFÓSILES

Se recuperaron tres núcleos (Pit 005-A, B, C) de 40 cm de un estero, ubicado en playa larga (Fig. 6.1). En cada núcleo se tomaron muestras discretas de sedimento con una espátula, encima y debajo de cada contacto abrupto. En el laboratorio, las muestras se conservaron en frascos con agua destilada y en refrigeración. Para la investigación, se escanearon todas las muestras de diatomeas, utilizando un microscopio invertido de luz marca Carl Zeiss, con la técnica de contraste de fases, en magnificaciones de 400X veces, debido a que la mayoría de las muestras presentaban una matriz de arena, haciendo muy difícil obtener una placa fijada en la resina NAFRAX® (medio de montaje con un alto índice de refracción), que permita reconocer las estructuras con una magnificación de 1000X veces, para su preservación, este paso fue omitido. Los ejemplares se observaron y midieron, en microscopios ópticos marca Olympus BX40F-3 y Olympus BMAX. Se fotografiaron con una cámara a color digital HITACHI KP-D50 y una cámara Olympus.

La presencia de material no deseable (arcillas y/o minerales), puede obscurecer la observación y favorece el traslape de algunos pequeños taxones, por su distribución en parches a los lados del cubre objetos (Hassan *et al.*, 2008). Debido a la poca cantidad de diatomeas completas encontradas y a la abundancia de restos fragmentados, se siguieron dos técnicas:

A) Técnica Modificada del estándar de Simonsen (1974):

Para seguir esta técnica se ha de:

1. Extraer 0.5cm³ de sedimento y colocar en un tubo de ensayo.
2. Centrifugar con 10 ml de agua destilada a 3,600 rpm/5min. Repetir el proceso cinco veces más. En cada ocasión, es necesario tirar el sobrenadante con sumo cuidado y despacio, para evitar tirar las diatomeas que se encuentran en él.
3. Agregar a las muestras el permanganato de potasio (KMnO₄) en igual cantidad que el precipitado (alícuota sólida). Dejar reposar las muestras al menos 12 horas.

4. Agregar la misma cantidad que la alícuota sólida, de ácido clorhídrico (HCl). Cuidar que se agregue por las paredes del tubo.
5. Calentar los tubos de ensaye durante aproximadamente 2 minutos. Se utiliza un mechero de alcohol, debido a que con éste se tiene un mayor control de la flama. La muestra se debe agitar suavemente y retirar del fuego, con la finalidad de evitar que el ácido salte. La muestra pasa de un color oscuro (casi negro) a un verde ámbar.
6. Tirar el sobrenadante y agregar 12 ml de agua destilada.
7. Centrifugar a 3,500 rpm/5 min. Repetir el proceso por 5 veces.
8. Conservar el precipitado (alícuota sólida) en viales tapados y con agua destilada.
9. Observar la muestra al microscopio invertido de luz para detectar la presencia o ausencia de diatomeas. Es posible que la materia orgánica no se disuelva completamente y que varios granos de arena dificulten la visibilidad.

B) Técnica de observación al microscopio en agua destilada

Esta técnica se utilizó con el objetivo de evitar la pérdida de materia orgánica, así como la disolución de carbonato de calcio (CaCO_3), al agregar el ácido clorhídrico (HCl). Para la observación de las muestras se utilizó una lupa Olympus SZ61, Foco SZ-PO y se fotografió con una cámara Olympus, sin tratamiento previo a la muestra. No obstante, hubo muestras que no fue posible observar, debido a su composición coloidal. A éstas se les aplicó un tratamiento previo a la observación en lupa, que consistió en colocar 0.5 cm^3 de sedimento en un tamiz de pruebas físicas, de apertura de malla No. 60 y No. 59. Se lavó cada muestra hasta que se deshicieran los agregados. Se buscó y observó la presencia de cualquier microfósil (Ej.: diatomeas, foraminíferos, ostrácodos). Se fotografió y se describió en detalle cada submuestra.

El número de valvas observadas dependerá de la concentración del sedimento y de las diatomeas que se encuentren en el portaobjetos. Por lo tanto, en éste método se pesó la cantidad de sedimento, para tener control de la alícuota de muestra.

Para seguir esta técnica se requiere de:

1. Se pesó el sedimento en húmedo (0.5 gr.) y posteriormente se calentó a 75°C en una Horno Thermo durante 36 hrs.
2. El sedimento seco (1.5 gr) se pesó en una balanza analítica Sartorius Serie Talen. Se agregó cada una de las muestras a un vaso de precipitado con 50 ml., de H₂O₂ (30%), por duplicado. Se dejó reposar por 2 días.
3. En una parrilla eléctrica, se calentaron las muestras durante 48 horas, evitando su desecación. Posteriormente se agregaron 300 ml de agua destilada y se volvieron a calentar hasta que evaporó el peróxido de sodio (Na₂O₂)
4. Se centrifugó en viales de 45 ml, a 1,100-1,200 rpm/8 mins. Se repitió el proceso 5 veces.
5. Se agregó a la alícuota sólida, agua destilada para preservarla.

Ambos métodos se probaron para tratar de obtener un mejor resultado, y evitar la pérdida de individuos poco silidificados al utilizar procesos cruentos. Las diatomeas se identificaron consultando información y placas fotográficas en Round *et al.* (1990) y Barber y Carter (1996) en Sims (1996). La nomenclatura de las especies de diatomeas y su clasificación ecológica se basó en las claves de Hartley (1986) especificadas en Sims (1996).

Un factor crítico en la reconstrucción de paleoambientes utilizando ensamblajes de diatomeas es el problema de la mezcla de ejemplares alóctonos y autóctonos, tanto superficiales como en sedimentos del pasado. Esta mezcla ocurre porque en estos ambientes de alta energía intermitente se favorece la mezcla de los taxones locales con los taxones transportados (Zong, 1997; Zong y Horton, 1999; Sawai, 2001a; Horton *et al.*, 2007). Si los hábitats de dos grupos ecológicos no se traslapan (ejemplo: individuos exclusivos de agua marina e individuos de agua dulce), es posible distinguir taxones alóctonos y taxones autóctonos por la evaluación de los requerimientos ecológicos de cada taxón. Probablemente el taxón menos abundante, debe ser alóctono (Hassan *et al.*, 2008). No obstante, en paleosedimentos, es posible que exista mezcla de taxones alóctonos y autóctonos (Zong, 1997; Sawai, 2001a;

Horton *et al.*, 2007), por lo tanto, no se realizó la distinción entre éstos en esta investigación.

6.4 RESULTADOS

6.4.1 ESTRATIGRAFIA DEL Pit 005

Entre mayo del 2009 y marzo del 2010, se realizaron una serie de perforaciones en la Bahía de Potosí (BP). De éstas, tres perforaciones (dos núcleos y una trinchera) fueron representativos de posibles cambios de nivel de la costa (Fig. 6.1-A), ya que presentaban características estratigráficas con discordancias, es decir, contactos abruptos, que sugieren un cambio rápido en el ambiente. En el sitio denominado Pit 005 (Fig. 6. 1-B), se extrajeron tres núcleos denominados: 005-A, 005-B y 005-C, con una similitud en sus características estratigráficas. En éste estudio se describirá la trinchera (005-A), con una profundidad de 40 cm, altura a la cual se encuentra el nivel freático, ubicada en un estero a 655 metros de la línea de costa. Los esteros, son cuerpos de agua lénticos, que permiten el depósito de la materia orgánica e inorgánica. Los sedimentos de los núcleos, fueron descritos y fotografiados en campo.



Fig. 6.1. Localización del área de estudio en la costa de Guerrero. Recuadro indica la zona de estudio. (A) Bahía de Potosí. (B) Localización del sitio de perforación y de la trinchera. (C) Mapa Geomorfológico del sitio de estudio.

6.4.2 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

En campo se realizó la observación con lente de mano para determinar el tamaño de grano de los sedimentos y su contenido orgánico. La estratigrafía del Pit 005-A (Fig. 6.2) consiste de cuatro grandes unidades:

- Unidad A:

La unidad de los 21 a 40 cm de profundidad, está constituida por arenas media a fina de color gris-olivo (característico de las reacciones REDOX), subredondeadas, con motas de oxidación de color café rojizo brillante, de consistencia firme y húmeda. Presenta fragmentos de plantas fibrosas y raíces.

- Unidad B:

De los 19 a los 21 cm de profundidad, se observa una unidad de arena media a gruesa, con cuarzos subredondeados, de color negro-olivo, de consistencia húmeda, con unas pocas raíces finas, que se adelgaza en dirección opuesta al mar hasta casi desaparecer; hacia el mar registra un grosor de 2.0 cm. Contiene estructuras en forma de "flamas" o "diques" en la parte superior. El contacto basal es abrupto.

- Unidad C:

Esta unidad abarca de los 14 a los 19 cm, compuesta de arcillas de color negro, con consistencia firme y húmeda, laminaciones intercaladas de color gris, de espesores desde 0.5 a 1 cm. Contiene fragmentos de plantas y raíces muy finas. Presenta algunas estructuras de flamas de arena inyectadas en la arcilla. El contacto basal es abrupto.

- Unidad D:

La unidad superior va de 0 a 14 cm, está constituida en su mayoría de arcillas con muy poco limo, de consistencia firme y húmeda. Presenta fragmentos de plantas y raíces, con un contacto basal abrupto.

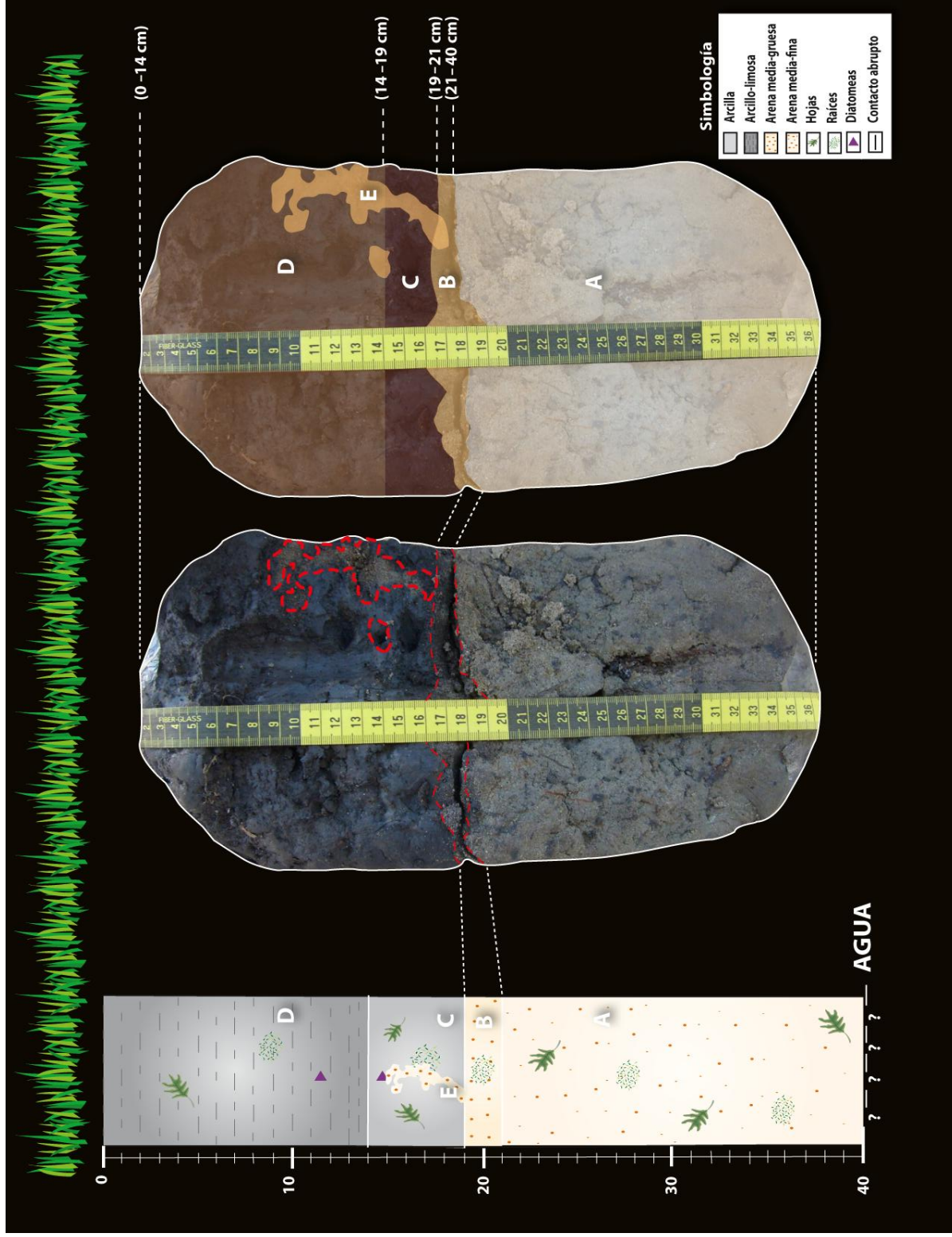


Fig. 6. 2 Columna estratigráfica Pit 005-A.

6. 4.3 DESCRIPCIÓN DE LAS DIATOMEAS

Identificamos 5 especies de diatomeas de 8 submuestras analizadas del Pit-005-A, usando el microscopio óptico marca Olympus BX40F-3. En dos submuestras hubo presencia de diatomeas. El intervalo que comprende de los 11.5 - 12 cm de profundidad, constituido de arcillas (Fig. 6.2), presenta especies dominantes del género *Gomphonema*, de hábitat de agua dulce y muy pocos individuos (3) de la especie *Diploneis notabilis*, de origen marino, con marcas de abrasión. El ensamble esta dominado por especies de agua dulce. Se realizó un submuestreo puntual a una profundidad de 15 cm, en donde la estratigrafía presenta estructuras en forma de flamas inyectadas, compuestas de arena, completamente distinta a la matriz principal de arcillas limosas (Fig. 6.3). En esta muestra se observó abundancia de *Diploneis notabilis*, de origen marino. A ésta profundidad se encuentra la mayor cantidad de diatomeas de todas las muestras analizadas, dominando las *Diploneis notabilis*, así como varios fragmentos del mismo Género y otras especies como *Pinnularia abaujensis* y *Gomphonema olicaceum*, todas representativas de ambientes de agua dulce, así como *Tryblionella balatonis* y *Eunotia pectinalis* var. *Undulata*, de ambientes de agua salobre. Además, se observaron unas pocas espículas, que no se identificaron.

Adicionalmente, se realizó un patrón de mapeo general de las muestras en un Microscopio Electrónico de Barrido con Analizador EDS (Jeol JSM-6400). Se colocaron 3 submuestras (Tabla 6.6). En la Fig. 6.4-A se muestran diatomeas de agua dulce del Género *Eunotia* y fragmentos de *Cyclotella* sp. de agua salobre.

Tabla 6.6 Escaneo general utilizando el Microscopio Electrónico de Barrido.

| No. Muestra | Profundidad cm | Unidad Estratigráfica cm | Diatomeas | Ambiente | Observaciones |
|-------------|----------------|--------------------------|---|----------------|---|
| 05.1 | 11.5 - 12 | 0-14 | <i>Cyclotella menengheniana</i> | Marino | Escaneo general, presenta pocos fragmentos de diatomeas. |
| 05.8 | 15 | 14-19 | <i>Cyclotella menengheniana</i> y <i>Eunotia</i> sp | Marino y Dulce | Escaneo general, presenta muchos fragmentos de diatomeas. Matriz conformada de arena y arcilla. |
| 05.5 | 20 | 19-22 | | | Presenta costras de arcilla, que impiden observar las estructuras. |

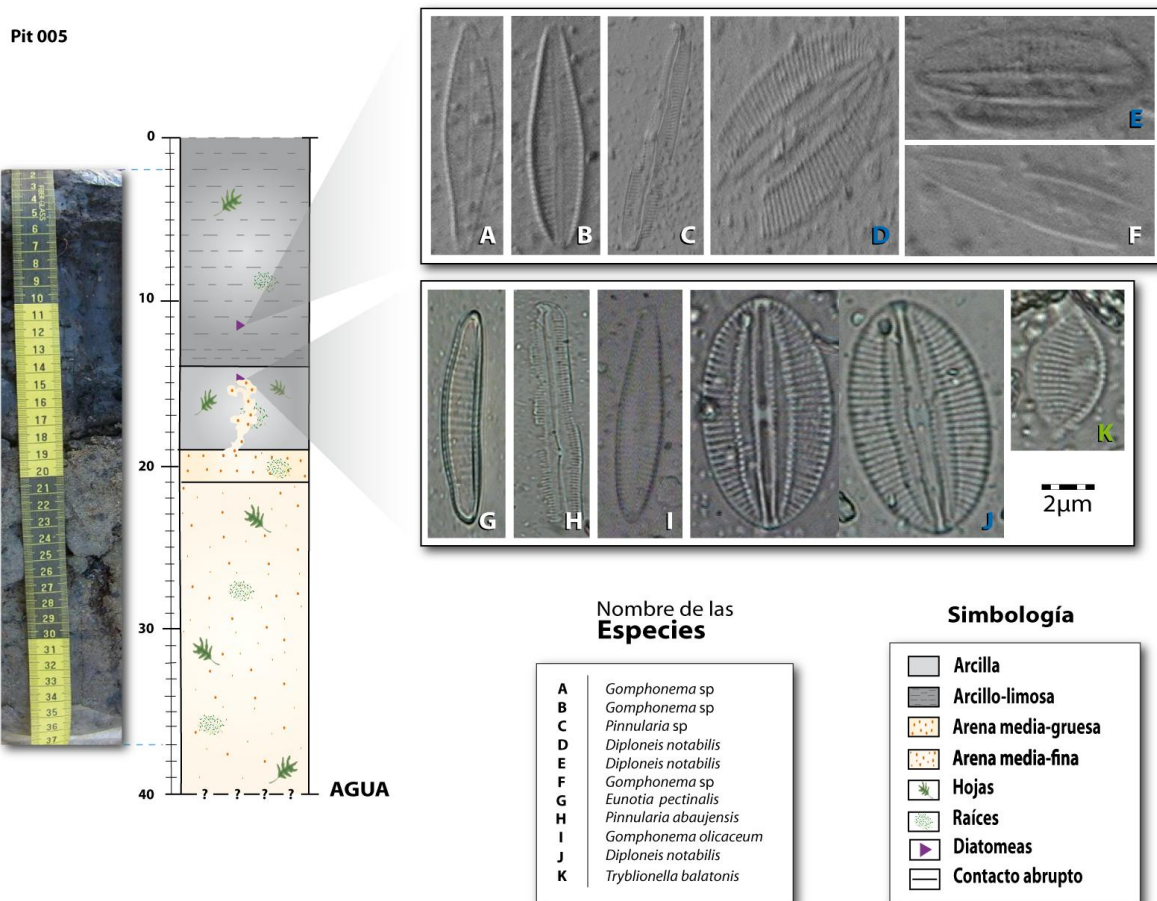


Fig. 6.3 Diatomeas del Pit 005-A observadas en el microscopio óptico.

Las especies "D, E y J" (resaltadas en color azul), corresponden a organismos de hábitat marino. La especie "K" (resaltada en color verde) es de hábitat salobre.

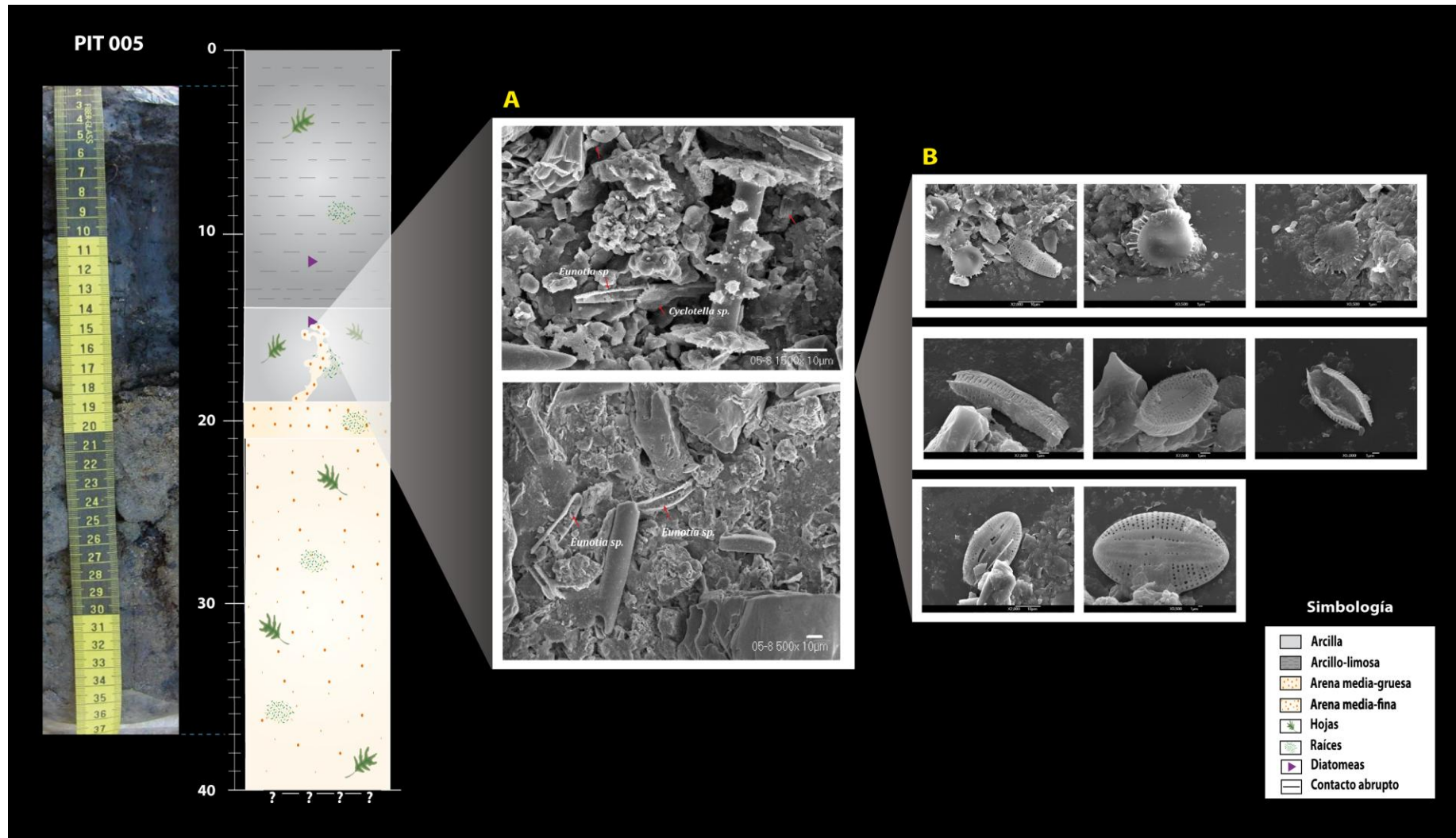


Fig. 6.4 Diatomeas del Pit 005-A observadas en el Microscopio Electrónico de Barrido A. Ejemplo del patrón de mapeo general de la muestra. B. Diatomeas observadas: *Cyclotella meneghiniana* (agua salobre).

7. DISCUSIÓN

El análisis e interpretación de distintos proxys (geomorfología, estratigrafía y microfósiles) en éste estudio permite encontrar evidencias en el registro geológico de terremotos y sus efectos en las costas de la bahía de Potosí.

7.1 EVIDENCIAS ESTRATIGRÁFICAS Y DE MICROFÓSILES

1. La trinchera excavada en la BP denominada Pit 005-A presenta contactos abruptos de las unidades en la columna estratigráfica, que evidencian los distintos cambios rápidos en los procesos de sedimentación. Se distinguen cuatro unidades, A, B, C, y D en orden cronológico del más antiguo al más joven y una estructura incluida en la unidad C y D, denominada E (Figura 6.2); las unidades y estructura A, B y E, se caracterizan por una granulometría de arenas que van de finas a gruesas; las unidades C y D están constituidas por arcillas y limos.

2. La identificación de diatomeas permite inferir cambios en la salinidad del ambiente (Fig. 6. 3). Las diatomeas están presentes en dos unidades: la estructura E (15 cm) y la unidad D (11.5 cm).

Las diatomeas en la estructura E, representan un ambiente marino o salobre con una granulometría de arenas media a gruesa. En ésta, se encuentran diatomeas marinas (*Diploneis notabilis*) en perfecto estado que habitan en la parte somera de la columna de agua. Es notable que en ella se encontrara la mayor cantidad de diatomeas marinas, seguida por una menor cantidad de diatomeas de hábitats salobres, como *Tryblionella balatonis* (2 individuos) y *Cyclotella meneghiniana* (3 individuos), que habitan en la zona del fitoplancton en agua dulce y en aguas someras costeras. La estructura E también muestra diatomeas que representan ambientes de agua dulce, pero no son abundantes y sólo un espécimen representativo de cada especie fue identificado: *Eunotia pectinalis*, *Gomphonema olicaceum* y un fragmento de *Pinnularia abaujensis*.

La **unidad D**, compuesta por una matriz de arcillas y limos, donde las diatomeas encontradas son de origen de agua dulce, en su mayoría del género *Gomphonema* sp, un

resto fragmentado de *Pinnularia* sp y solo dos diatomeas marinas, *Diploneis* sp. en estado bastante desgastado.

3. En la trinchera Pit 005 se observan estructuras en forma de "flamas" o diques-estrato, aquí nombrada estructura E. En contraste con la litología que la rodea, estas estructuras están constituidas de arena media a gruesa, con cuarzos subredondeados, conformando una estructura de dique-estrato (sill), que se inyecta en la matriz de la unidad C y D (arcillas).

7.2 INTERPRETACIÓN DE LAS EVIDENCIAS

Los cambios en los ambientes que se observan en el Pit 005-A se pueden dar por el proceso de erosión, propia de la dinámica costera o bien por la erosión ocasionada por un tsunami, cuyo origen está dado por el fenómeno de un terremoto, que puede dar lugar a procesos erosivos o bien a un cambio de nivel del mar (levantamiento o subsidencia repentino).

Si el contacto abrupto que se observa entre las unidades B y C estuviera dado exclusivamente por **procesos erosivos**, no cambiaría la granulometría de las unidades, como sucede entre las unidades B de composición arenosa y C de composición arcillosa; y no se observaría un reestablecimiento de ambientes (inferidos por medio de las diatomeas en la unidad D y en la estructura E).

El segundo factor causal son los cambios del nivel del mar o **cambios eustáticos**. Este argumento se descarta, toda vez que el nivel del mar ha permanecido sin cambios significativos desde hace aproximadamente 6 mil años (Pirazzoli, 1996), por lo tanto, se considera estable. En la actualidad, México no posee estudios detallados de cambios de nivel del mar. Los estudios más cercanos a nuestras costas, son las costas de California, que indican que el nivel del mar se estabilizó hace aproximadamente 5 mil a 6 mil años (Atwater *et al.*, 1977), así como en las costas del Golfo de California (Curry *et al.*, 1969). Ramírez-Herrera *et al.* (2007, 2009) propone que el nivel del mar se estabilizó hace 5 mil a 6 mil años también en la costa del Pacífico de México. Considerando las tasas de sedimentación de este sitio, estimadas por Ramírez-Herrera (*com.per.*), el cambio que

observamos debió haber sucedido después de que el mar alcanzó su nivel actual. Además, los cambios que se observan en la estratigrafía del sitio de estudio denotan que fueron abruptos, es decir, que ocurrieron en un lapso de tiempo corto (segundos a minutos), no graduales, por tanto no se deben a cambios eustáticos que suceden durante largos períodos de tiempo (miles de años). Por otra parte, podemos asumir dada la profundidad de estos sedimentos, que se trata de sedimentos muy jóvenes, de unas cuantas decenas de años a quizá una centena.

El último proceso causal de los cambios observados puede deberse a **terremotos**. Los terremotos de magnitud grande o muy grande ($M > 6$) pueden provocar cambios del nivel de la costa (hundimiento y/o levantamiento) que a su vez inducen cambios en los ambientes de ésta. Además, los terremotos de $M \geq 6.5$ pueden dejar una "huella" en los sedimentos (McCalpin y Nelson, 2009), cambiando la posición relativa de la costa con respecto al mar (hundimiento y/o levantamiento), y de provocar estructuras de licuefacción como las observadas. Estos argumentos favorecen la explicación de cambios de nivel de la costa por terremotos en esta zona tectónicamente activa, donde los eventos de esta magnitud han ocurrido en la historia reciente.

Por otro lado, las estructuras de dique-estrato (sill) observadas en la trinchera y el Pit 005 son características del proceso de licuefacción, que se presenta únicamente como producto de sismos de $M \geq 5.5$ (Obermeier 1996a, 1996b; Obermeier & Pond, 1999) (Figura 7.1).

La estratigrafía de la trinchera Pit 005 sugiere dos posibles interpretaciones:

1) La evidencia de dos eventos sísmicos (Fig. 6.2).

La evidencia del primero de ellos corresponde al contacto basal abrupto entre la unidad C, con litología de arcillas y la unidad B, con características litológicas de arena media a gruesa. Un cambio probable de ambiente es inferido; la unidad suprayacente C, de arcillas, aunque carece de diatomeas, presenta raíces y un color café oscuro característico de ambiente palustre; por otro lado, la unidad A, por debajo de B, contiene arenas con color característico de procesos de reducción (gris olivo). El segundo probable evento está representado por estructuras de dique-estrato (sill), la estructura E, con litología de arena media a gruesa, con cuarzos subredondeados, que se inyecta en

la matriz de la unidad C y D (arcillas), en la última no en su totalidad, indicando un proceso de licuefacción, asociado a un sismo de $M \geq 5.5$ (Obermeier, 1996a, 1996b; Obermeier y Pond, 1999).

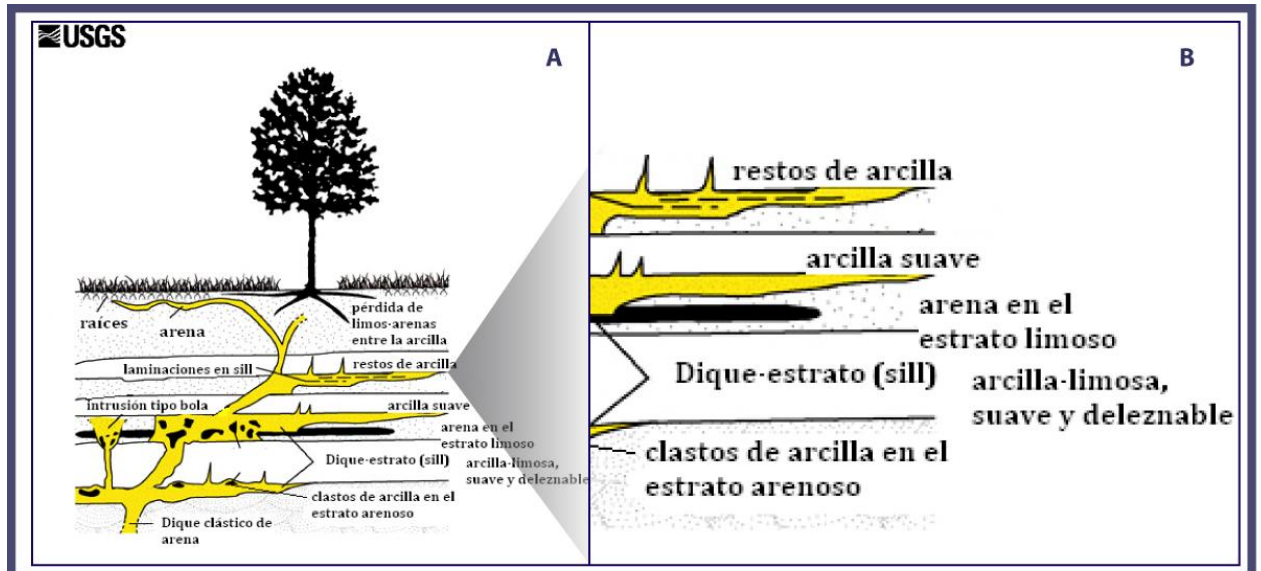


Fig.7.1 Estructuras de licuefacción. A El dique esta asociado con fracturas hidráulicas, usualmente acompañada por sills (dique-estratos), generalmente en intrusiones de forma vertical. Los sills normalmente son mucho más delgados en relación con su longitud y su grosor se encuentra en el rango de los centímetros hasta los metros, dependiendo de la severidad de la licuefacción. B. Estructura de flamas de arena inyectadas en la arcilla. Fuente: USGS, 1998.

2) La segunda hipótesis o interpretación sugiere la posibilidad de un solo evento sísmico representado por el dique-estrato (sill) de arena (E) que penetró en la unidad C y D durante un terremoto. Esta estructura podría extenderse más allá de la trinchera, como se muestra en la Fig. 7.1-A y quizá lo que se aprecia es solo parte de ésta estructura (Fig. 7.1-B).

7.3 ¿CÓMO OCURRIÓ EL SISMO?

Las evidencias encontradas sugieren que, si la hipótesis 1 se cumple, entonces hubo dos terremotos. El primero ocurrió entre el depósito de la unidad B y el de la unidad C; este terremoto hipotético provocó un cambio de nivel de la costa cósmico representado en el cambio de ambiente (marino a terrestre), reflejado en el cambio abrupto que se da entre las unidades B y C. Mientras que el segundo terremoto está representado por la estructura de dique-estrato (sill), de edad más joven que la unidad C y D, ya que las estructuras de licuefacción están inyectadas en ellas.

En el segundo escenario planteado, es que un solo evento sísmico produjo un dique-estrato (sill) de arena (E) que penetró en la unidad C y D durante un terremoto. En este caso el evento ocurrió posterior a la depositación de C y en un momento dado durante la formación del suelo D (Fig. 7.1-B).

7.4 EDADES HIPOTÉTICAS

Los sedimentos de Pit 005 son muy recientes (jóvenes), por lo que la sección de la columna donde se observan los probables eventos en cuestión no son posibles de fechar con C_{14} . De acuerdo a los datos de las concentraciones de isótopos de Pb^{210} , en un núcleo que se encuentra en el mismo sitio y paralelo al Pit 005-A, podemos hacer correlaciones en cuanto a la edad de este último ya que las unidades estratigráficas son similares (ver Ramírez *et al.*, 2010). Ramírez *et al.*, 2010 estimaron la tasa de sedimentación en 0.03 a 0.04 cm $año^{-1}$. La correlación del Pit 005 con las unidades observadas por Ramírez-Herrera *et al.* (2010) y las tasas de sedimentación propuestas, sugieren que el cambio en los ambientes, de marino a terrestre, debió ocurrir aproximadamente en 1905. Mientras que los sedimentos en la parte superior de la columna, la unidad C a D, se depositaron rápidamente e indican una edad post-1905, entre 1977 y 1985 anterior a la fecha de la toma de las muestras en el 2010 (Ramírez-Herrera *et al.*, 2010).

Las edades propuestas a partir de las tasas de sedimentación junto con los proxies antes descritos (geomorfología, estratigrafía y diatomeas) sugieren una transición de ambiente marino a terrestre que refleja un levantamiento rápido, cosísmico, como consecuencia de un cambio en el nivel de la costa en aproximadamente 1905. El catálogo de sismos históricos en México (catálogo NOAA, 1993) señala dos eventos registrados cercanos a esa fecha: el de 1907 en la costa de Guerrero (M 8.3) y el de 1911 en la costa de Michoacán (M 7.9) como probables candidatos. La cercanía del epicentro de 1911 lo hace un candidato más factible. Sin embargo, el sismo de 1907, de mayor magnitud, pudo también causar esta deformación. Se requiere confirmar este dato, para lo cual sugerimos la modelación de la deformación cosísmica de ambos eventos para diferir con mayor precisión que evento produjo este levantamiento de la costa.

Por otra parte, la estructura dike-estrato (sill), se encuentra inyectada en las unidades C y D; las tasas de sedimentación muestran que la unidad D se depositó rápidamente, hace aproximadamente 25 a 32 años. Esto significa que el segundo evento, inferido por rasgos de licuefacción asociados a deformación cosísmica, podrían asociarse con el terremoto, $M_w = 8.1$, ocurrido en las costas de Michoacán, el 19 de septiembre de 1985. En la costa aledaña de Lázaro Cárdenas, se observaron procesos de licuefacción asociados al evento de 1985 (Santoyo, 1986 y Valverde y Moreno, 1986). Debido a la cercanía al epicentro, es muy probable que este evento también produjera estos rasgos en la Bahía de Potosí.

En consecuencia, las edades inferidas apoyan la hipótesis de que dos terremotos pueden identificarse en la estratigrafía del Pit 005-A.

7.5 HUBO TSUNAMI?

La única investigación post-tsunami realizada inmediatamente después del terremoto de 1985 en la costa de Guerrero indica que este terremoto fue acompañado por un tsunami (Abe *et al.*, 1986). Sin embargo, en este sitio a 655 metros de la costa no es clara la evidencia del fenómeno.

La estructura de dike-estrato E, presenta una litología de arenas, con presencia de diatomeas marinas (*Diploneis notabilis*), algunas salobres (*Tryblionella balatonis*) y muy pocas de agua dulce; pero con mayor diversidad (*Gomphonema olicaceum*, *Pinnularia abaujensis* y *Eunotia pectinalis*). El dike-estrato parece surgir de la unidad B. Otros estudios demuestran la predominancia de diatomeas de origen de agua dulce en depósitos recientes de tsunami (Monecke *et al.*, 2008). La escasez de diatomeas en los depósitos de tsunami es común en los ambientes de lagunas tropicales costeras. Dicha escasez de diatomeas podría deberse a la disolución del sílice debido a las altas temperaturas ambientales y al ambiente rico en materia orgánica, que favorece su descomposición (Nelson *et al.*, 1995; Monecke *et al.*, 2008), así como a la dificultad de su preservación en depósitos arenosos (Jankaew *et al.*, 2008). Sin embargo, no son suficientes las evidencias observadas de este sitio para establecer la presencia de un depósito de tsunami.

8. CONCLUSIONES

El Pit 005-A, analizado en éste estudio, presenta contactos abruptos en las unidades de la columna estratigráfica, que evidencian diferentes cambios rápidos en los procesos de sedimentación. Los posibles factores causales como la erosión, cambios eustáticos, se descartan por las razones antes mencionadas. Por lo tanto, los distintos proxys, la geomorfología, estratigrafía y el análisis de diatomeas, sugieren que los cambios rápidos de sedimentos y de sus ambientes son atribuibles a terremotos. Las estratigrafía y las edades inferidas a través de las tasas de sedimentación por Ramírez-Herrera *et al.* (2010), apoyan la hipótesis de que dos probables terremotos pueden identificarse en la estratigrafía del Pit 005-A, justificados de la siguiente manera:

1) Las unidades A y B, de la columna estratigráfica demuestran un cambio abrupto de ambiente de marino a terrestre, interpretado como un cambio del nivel de la costa que se estima pudo ocurrir en ~1905. Este evento podría corresponder al terremoto registrado en 1907 en la costa de Guerrero (M 8.3) o bien al evento de 1911 en la costa de Michoacán (M 7.9).

2) La estructura dike-estrato (sill), se encuentra inyectada en las unidades C y D. La tasa de depositación fue rápida en la parte superior de la columna (14 cm), la unidad D, que sugieren una edad entre 25 a 32 años. Por lo tanto el segundo evento, inferido por los rasgos de licuefacción, asociados a deformación cosísmica, podrían deberse al terremoto de $M_w = 8.1$, ocurrido en las costas de Michoacán, el 19 de septiembre de 1985.

9. REFERENCIAS

- Abe, K., Motohiko, H., Mikio, T., y Toshiyuki, K. (1986), Survey Report on the Tsunami of the Michoacan, Mexico Earthquake of September 19, 1985. *Bulletin of the Earthquake*. University of Tokyo, 61: 475-481.
- AEIC (2011), Alaska Earthquake Information Center. Geophysical Institute, UAF. http://www.aeic.alaska.edu/quakes/Alaska_1964_earthquake.html [acceso:04/02/2011].
- Alvarado-Hernández, L.A. (2011), Estudio sedimentológico de arenas de playa del estado de Guerrero, México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, 74p.
- Allen, C.R. (1986), Seismological and paleoseismological techniques of active tectonics research. En: Active Tectonics. Lajoie, K.R.(Ed). *Geophysics, National Academy Press*. Washington, D.C. 148-154p.
- Anderson, R.S. y Menking, K.M. (1994), The Quaternary marine terraces of Santa Cruz, California: evidence for coseismic uplift on two faults. *Geological Society of America*, Bulletin 106: 649-664p.
- Armbrust, V.E. (2009), The life of diatoms in the world's oceans. *Nature*, 459:185-192p.
- Atwater, B.F., Hedel, C.W. y Helley, E.J. (1977), Late Quaternary depositional history, Holocene sea-level changes, and vertical crustal movement, Southern San Francisco Bay, California. *U.S. Geological Survey*, Professional Paper 1014.
- Atwater, B.F. (1987), Evidence for Great Holocene Earthquakes along the Outer Coast of Washington State. *Science*, 236 (4804): 942-944p.
- Atwater, B.F., Nelson, A., Clague, J., Carver, G., Yamaguchi, D., Bobrowsky, P., Bourgeois, J., Darienzo, M., Grant, W., Hemphill-Haley, E., Kelsey, H., Jacoby, G., Nishenko, S., Palmer, S., Peterson C. y Reinhart, M. (1995), Summary of coastal geologic evidence for past great earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Earthquake Spectra* 11: 1-18p.
- Atwater, B.F., Cisternas, M., Bourgeois, J., Dudley, W., Hendley, J., Stauffer, P. (1999), Surviving a Tsunami - Lessons from Chile, Hawaii and Japan". *U.S. Geological Survey*. 18, Circular 1187.
- Atwater, B.F., Yamaguchi, D.K., Bondevik, S., Barnhard, W.A., Amidon, L.J., Benson, B.E., Skejerdal G., Shulne J.A., Nanayama, F. (2001), Rapid resetting of an estuarine recorder of the 1964 Alaska earthquake. *Geological Society of America Bulletin* 113: 1193-1204p.

- Atwater, B.F., Tuttle, M.P., Schweig, E.S., Rubin, C.M., Yamaguchi, D.K., Hemphill-Haley, E. (2004), Earthquake recurrence inferred from paleoseismology. *Developments in Quaternary Science* (1): 331-350p.
- Atwater, B.F., Furukawa, R., Hemphill-Haley, E., Ikeda, Y., Kashima, K., Kawase, K., Kelsey, M.H., Moore, L.A., Nanayama, F., Nishimura, Y., Odagiri, S., Ota, Y., Park, S.Ch., Satake, K., Sawai, Y., Shimokawa, K. (2004a), Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. *The Holocene* 14 (4): 487-501p.
- Atwater, B.F., Musumi-Rokkaku, S., Satake, K., Tsuji, Y., Ueda, K., Yamaguchi, D.K. (2005), The orphan tsunami of 1700. *U.S. Geological Survey*, UW Press.
- Bilek, S.L. (2007), Using earthquake source durations along the Sumatra-Andaman subduction system to examine fault-zone variations. *Seismological Society of America*, Bulletin 97(1): S62-S70p.
- Bird, E. (2008), *Coastal Geomorphology: An Introduction*. 2^a Ed. England: John Wiley y Sons, Ltd. 436p.
- Bloom, A.L. (1998), *Geomorphology: A systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. 3^a.Ed. Prentice-Hall, Inc. 482p.
- Gearreta, A., Cachão, M., Cabral, M.C., Bao, R. y Ármalo, M.J. (2003), Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 2: microfossil multiproxy reconstruction of the Santo André coastal area. *The Holocene* 13(3): 447-458p.
- Cisternas, M., Araneda, A. y Contreras, I. (2000), Reconocimiento y caracterización de las facies sedimentarias depositadas por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 27(1):3-11p.
- Cisternas, M. (2005), Suelos enterrados revelan la prehistoria sísmica del centro-sur de Chile durante los últimos dos milenios. *Revista de Geografía, Norte Grande*, 033: 19-31.
- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejon, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C.P., Malik, J. K., Riza, Y., Husni, M. (2005), Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437:404-407p.
- Cohen, J.E. y Small, C. (1998), Hypsographic demography: The distribution of human population by altitude. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. Applied Physical Sciences, Social Sciences. 95:14009-14014p. <http://www.pnas.org/content/95/24/14009.full.pdf> [acceso: 09/2011].
- Cooper, S.R. (1999), Estuarine paleoenvironmental reconstructions using diatoms. En: Stoermer, E.F. y Smol, J.P. (eds.) *The diatoms: applications for the environmental and earth sciences*. Cambridge University Press. 352-373p.

- Curry, J.R., Emmel F.J., Crampton P.J.S. (1969), Holocene history of a strain plain lagoonal coast, Nayarit, Mexico. En: *Lagunas Costeras, Memorias Simposio Internacional. UNAM-UNESCO*, Nov. 28-30, 1967, Mexico, D.F., 63-100p.
- Charman, D. J., Roe, H. M. y Gehrels, W. R. (1998), The use of testate amoebae in studies of sea-level change: A case study from the Taf Estuary, South Wales, UK. *The Holocene*, 8:209-218p.
- Davidson-Arnott, R. (2010), *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. New York: Cambridge University Press. 439p.
- Dawson, A. G., Long, D., Smith, D. E. (1988), The Storage Slides: Evidence from Eastern Scotland for a Possible Tsunami, *Marine Geology*, 82:271-276p.
- Denys, L. y De Wolf, H. (1999), Diatoms as indicators of coastal paleoenvironments and relative sea-level change. En: Stoermer, E. F. y Smol, J.P. (eds.). *The diatoms: applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press. 277-297p.
- De Martini, P.M., Burrato, P., Pantosti, D., Maramai, A., Graziani, L., Abramson, H. (2003), Identification of tsunami deposits and liquefaction features in the Gargajo area (Italy): paleoseismological implication. *Annals of Geophysics*, 46(5): 883-902p.
- De Martini, P.M., Barbano, M.S., Smedile, A., Gerardo, F., Pantosti, D., Del Carlo, P., Pirota, C. (2010), A unique 4000 year long geological record of multiple tsunami inundations in the Augusta Bay (eastern Sicily, Italy). *Marine Geology*, 276:42-57p.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F y Stein, S. (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research, Letter* 21:2191-2194p.
- Dominey-Howes, D.T.M., Humphreys, G.S., Hesse, P.P. (2006), Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the late-Holocene tsunami record. *The Holocene*, 16(8): 1095-1107p.
- Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (2000), *Sea Level Rise. USA: International Geophysics Series* 75: 232p.
- Emeis, K-Ch., Struck, U., Blanz, T., Kohly, A., Voß, M. (2003), Salinity changes in the central Baltic Sea (NW Europe) over the last 10 000 years. *The Holocene*, 13(3): 411-421p.
- García, E. (1998), Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). "Climas" (clasificación de Köppen, modificado por García). Escala 1:1000000. México. Datos vectoriales.
- Goff, J., Parce, S., Nichol, S., Chagué-Goff, C., Harrocks, M., Strotz, L. (2010), Multi-proxy records of regionally-sourced tsunamis, New Zealand. *Geomorphology*, 118:369-382p.

- Goff, J., Parce, S., Nichol, S., Chagué-Goff, C., Horrocks, M., McFadgen, B., Cisternas M. (2010a), Predecessor to New Zealand's largest historic trans-South Pacific tsunami of 1968 A.D. *Marine Geology*, 275:155-165.
- Goff, J., Chagué-Goff C., Dominey-Howes, D., McAdoo, B., Cronin, S., Bonté-Grapetin, M., Nichol, S., Horrocks, M., Cisternas, M., Lamarche, G., Pelletier, B., Jaffe, B., Dudley, W. (2011), Paleotsunamis in the Pacific Islands. *Earth-Science Reviews*, 107:141-146p.
- Google Maps (2011), <http://maps.google.com/maps?hl=en&tab=wl> [Acceso: Junio de 2011].
- Google Earth (2009), [Acceso: 15 y 16 enero 2009].
- Hassan, S.G., Espinosa, A.M., Isla, I.F. (2008), Fidelity of dead diatom assemblages in estuarine sediments: how much environmental information is preserved? *PALAIOS*, 23: 112-120p.
- Hemphill-Haley, E. y Lewis, R.C. (2003), Diatom Data from Bradley Lake, Oregon: downcore analyses. *U.S. Geological Survey*, Open-File Report 03-190.
- Hill, C.B.T., Woodland, W.A., Spencer, C.D. y Marriott, S.B. (2007), Holocene sea-level change in the Severn Estuary, southwest England: a diatom-based sea-level transfer function for macrotidal settings. *The Holocene*, 15(5):639-648p.
- Horton, B.P., Zong, Y., Hillier, C., Engelhart, S. (2007), Diatoms from Indonesian mangroves and their suitability as sea-level indicators for tropical environments. *Marine Micropaleontology*, 63:155-168p.
- Hutchinson, I. y Attenbrow, V. (2009), Late-Holocene mega-tsunamis in the Tasman Sea: an assessment of the coastal archaeological record of New South Wales. *The Holocene*, 19(4): 599-609p.
- INEGI. (2011), Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Carta de Uso del Suelo y Vegetación. 1:250000. México. [Acceso: Septiembre 2009]
http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/gro/agr_veget.cfm?c=1215&e=12&CFID=1397586&CFTOKEN=68536755.
- Jankaew, K., Atwater, B.F., Sawai, Y., Choowong, M., Charoentitirat, T., Martiin, M.E. y Prendergast, A. (2008), Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. *Nature*, 455: 1228-1231p.
- James, T., Gowan E.J., Hutchinson, I., Clague, J.J., Barrie, V., Conways, K.W. (2009), Sea-level change and paleogeographic reconstructions, southern Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Quaternary Science*, Reviews, 28: 1200-1216p.
- Jiang, H., Seidenkrantz, M-S., Knudsen, K.L. y Eirísson, J. (2002), Late-Holocene summer sea-surface temperatures based on a diatom record from the north Icelandic shelf. *The Holocene*, 12(2):137-147.

- Kanamory, H. (1977), The Energy Release in Great Earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20): 2981-2987p.
- Kanamori, H. (1978), Quantification of Earthquakes. *Nature*, 271(5644): 411-414p.
- Kanamori, H. (1983), Global Seismicity (LXXXV Corso). En: *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*. Kanamori, H. y Boschi, E. (eds). North Holland, Amsterdam. 596-608p.
- Kanamori, H. (2003), Earthquake Prediction: An Overview. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81B:1205-1216p.
- Kanamori, H. (2006), Lessons from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *The Royal Society A: Mathematical, Physical & Engineering Sciences*, 364:1927-1945p.
- Kemp, A.C., Horton, B.P., Corbett, D.R., Culver, S.J., Edwards, R.J., Van de Plassche, O. (2009), The relative utility of foraminifera and diatoms for reconstructing late Holocene sea-level change in North Carolina, USA. *Journal of Quaternary Research*, 71:9-21p.
- Kjerfve B. y B. Baruch. 1986. Comparative oceanography of coastal lagoons. En *Estuarine variability. Marine Biology and Coastal Research*. Columbia, South Carolina, U.S.A. 63-81 p
- Kjerfve B. 1994. Coastal lagoon processes. Chapter 1, coastal lagoon processes. *Elsevier oceanography series*; 60, Amsterdam: the Netherlands. 574 p
- Kious, J. y Tilling R.I. (1996), This Dynamic Earth: The Story of Plate Tectonics. En: *U.S. Geological Survey*. On line edition.
URL:<http://pubs.usgs.gov/publications/text/understanding.html>
Última actualización: 05/05/99 [Acceso: 25 abril 2011].
- Kostoglodov, V. y Ponce, L. (1994), Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench. *Journal of Geophysical Research* 99:729-742p.
- Lagos, M. (2000), Tsunamis de campo cercano a las costas de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande Sci.* 27: 93-102p.
- Lagos, M., y Cisternas, M. (2004), Depósitos de Tsunami como indicadores de riesgo: evidencias sedimentarias. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 49: 329-351p.
- Lagos, M., y Gutiérrez, D. (2005), Simulación del tsunami de 1960 en un estuario del centro-sur de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 33: 5-18p.
- Lagos, M. (2009), *pers. com.* Paleoseismicity of the Mexican Subduction zone: searching for great earthquakes and tsunamis candidates. UNAM. Co-investigador. 2009 - 2011.

- Lagos, M. (2010), Magnitude and Impact from the 2010 Chilean Tsunami. *AGU Chapman Conference*, Valparaíso, Chile. 17 mayo 2010.
- Lajoie, K.R. (1986), Coastal Tectonics. En: Active Tectonics. Washington, D.C.: *National Academy Press*, 95-154p.
- Larson, K.M., Kostoglodov, V., Lowry, A., Hutton, W., Sanchez, O., Hudnut, K. y Suárez, G. (2004), Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico. *J. Geophysical Research*, 109, B04409.
- Larson, K. M., Kostoglodov, V., Miyazaki, S. y Santiago, J. A. (2007), A seismic slow slip event in Guerrero, Mexico: new results from GPS. *Geophysical Research Letters*, 34, L13309.
- Lisitzin, E. (1974) *Sea- Level Changes*. Series, 8. The Netherlands: Elsevier Oceanography. 286p.
- Lockwood, O.G y Kanamori, H. (2006), Wavelet analysis of the seismograms of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake and its application to tsunami early warning. *Geochemistry, Geophysics & Geosystems*, 7(9). AGU y Geochemical Society.
- Ludwin, R.S., Dennis, R., Carver, D., McMillan A.D., Losey, R., Clague, J., Jonientz-Trisler, C., Bowe chop, J., Wray, J., James, K. (2005), Dating the 1700 Cascadia Earthquake: Great Coastal Earthquakes in Native Stories. *Seismological Research Letters*, 76(2):140-148.
- Mann, D.G. (1999), The species concept in diatoms. *Phycologia*, 38:437-495p.
- Meza, L y López-García, J. (1997), Vegetación y Mesoclima de Guerrero. En: Estudios Florísticos en Guerrero. Pérez, D. y Fonseca, M. (eds). México: *Prensa de Ciencias, UNAM*. 53p.
- Minoura K., Gusiakov, V.G., Kurbatov, A., Takeuti, S., Svendsen, JT., Bondevik, S., Oda, T. (1996), Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka Earthquake. *Sedimentary Geology*, 106:145-154p.
- Monecke, K., Finger, W., Klarer, D., Kongko, W., McAdoo, B., Moore, L.A., Sudrajat, U.S. (2008), A 1,000-year sediment record of tsunami recurrence in northern Sumatra. *Nature*, 455: 1232-1234p.
- McAdoo, B.G., Moore, A., Baumwoll, J. (2009), Indigenous knowledge and the near field population response during the 2007 Solomon Islands tsunami. *Natural Hazards* 48, (1): 73-83p.
- McCaffrey, R. (2009), The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37:345-366p.

- McCalpin, J.P. y Nelson, A. (2009), Introduction to Paleoseismology. En: *Paleoseismology*. 2ª Ed. Mc Calpin, J.P. (ed). *International Geophysics*. 612p.
- McCalpin, J.P. y Carver G. (2009), Paleoseismology of Compressional Tectonic Environments. En: *Paleoseismology*. 2ª Ed. McCalpin, J.P. (ed). *International Geophysics*. 612p.
- Nelson, D.M. Treguer, P., Brzezinski, M.A., Leynaert, A. y Queguiner, B. (1995), Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles* 9: 359-372p.
- Nelson, C.H., Goldfinger, C., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E. (2005), Holocene turbidite Paleoseismic record of Great earthquakes on the Cascadia Subduction Zone: Confirmation by onshore records and the Sumatra 2004 Great Earthquake. *Geophysical Research Abstracts*, 7.
- Nishenko, S.P. y Singh, S.K. (1987), Conditional probabilities for the recurrence of large and great interpolate earthquakes along the Mexican subduction zone. *Seismological Society of America, Bulletin*, 77:2095-2114p.
- NOAA. (1993), National Oceanic and Atmospheric Administration. Center for Tsunami Research. Catalog of tsunamis on the Western Coast of Mexico. Sánchez-Devora, J.A. y Farreras-Sanz S.F. USA.
- NOAA. (2010), National Oceanic and Atmospheric Administration. Center for Tsunami Research. <http://nctr.pmel.noaa.gov/chile20100227/> [Acceso: Marzo, 2010].
- NOAA. (2011), National Oceanic and Atmospheric Administration. Center for Tsunami Research. <http://www.tsunami.noaa.gov/terminology.html> [Acceso: Febrero 2011].
- NTL. (2011), Novosibirsk Tsunami Laboratory. Institute of Computational Mathematics and *Mathematical Geophysics of Siberian Division of Russian Academy of Sciences*. [http://tsun.sccc.ru/TTT rep.htm](http://tsun.sccc.ru/TTT_rep.htm) [Acceso: Febrero 2011].
- Obermeier, S.F. (1996a), Use of liquefaction-induced features for seismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes: *Engineering Geology*, 44:1-76p.
- Obermeier, S.F. (1996b), Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. *Paleoseismology*, 1ª Ed. McCalpin, J.P.(ed). San Diego, California: Academic Press, 7:331-396.
- Obermeier, S.F. y Pond, E.C. (1999), Issues in using liquefaction features for paleoseismic analysis: *Seismological Research, Letters*, 70(1).

- Obermeier, S.F. (2009), Using liquefaction-induced and other soft-sediment features for Paleoseismic Analysis. *Paleoseismology*, 2^a Ed. McCalpin, J.P.(ed). San Diego, California, Academic Press, 7:497-564.
- Ortiz, M., Kostoglodov, V., Singh, S.K. 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, *Geofísica Internacional*, 39: 349-357p.
- Ortiz-Pérez, M.A. y De La Lanza-Espino, G. (2006), Diferenciación del espacio costero de México: Un inventario regional. *Geografía para el siglo XXI*. IG-UNAM. México.
- Patterson, R.T., Dalby, A.P., Roe, H.M., Guilbault, J-P., Hutchinson, I., Clague, J.J. (2005), Relative utility of foraminifera, diatoms and macrophytes as high resolution indicators of paleo-sea level in coastal British Columbia, Canada. *Quaternary Science, Reviews*, 24:2002-2014p.
- Pinegina, T.K., Bourgeois, J., Bazanova, L.I., Melekestsev, I.V. & Braitseva, O.A. (2003), A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia. *Quaternary Research*, 59: 36-47p.
- Pirazzoli, P.A. (1996), *Sea-Level Changes. The last 20 000 years*. UK: *Jonh Wiley & Sons*. 211p.
- Platter, A.J., Horton, B.P., Hawarth, E.Y., Appleby, P.G., Zong, Y., Wright, M.R., y Rutherford, M.M.(2000), Holocene tidal levels and sedimentation rates using a diatom-based palaeo-environmental reconstruction: the Tees estuary, northeastern England. *The Holocene*, 10(4):441-452p.
- Ramírez-Herrera, M.T., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1999), Morphotectonic zones along the coast of the Pacific continental margin, southern Mexico. *Geomorphology*, 28: 237-250p.
- Ramírez-Herrera, M.T., Cundy, A., Kostoglodov, V., Carranza-Edwards, A., Morales, E., Metcalfe, S. (2007), Sedimentary record of late-Holocene relative sea-level change and tectonic deformation from the Guerrero Seismic Gap, Mexican Pacific Coast. *The Holocene*, 17,8: 1211-1220p.
- Ramírez-Herrera, M.T., Cundy, A.B., Kostoglodov, V., Ortiz, M. (2009), Late Holocene tectonic land-level changes and tsunamis at Mitla lagoon, Guerrero, Mexico. *Geofísica Internacional*, 48(2):195-209p.
- Ramírez-Herrera, M.T., Lagos-Lopez, M., Hutchison, I., Ruíz-Fernández, A., Machain, M., Caballero, M., Rangel-Velarde, V., Nava, H., Corona, N., Bautista, F., Kostoglodov, V., Gogichaisvili A., Morales, J., Quintana, P. (2010), Geologic Evidence of Earthquakes and Tsunamis in the Mexican Subduction zone–Guerrero. San Francisco (CA. EUA.): Fall Meeting, *American Geophysical Union*.

- Ramírez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V., Urrutia-Fucugauchi, J. (2010), Overview of Recent Coastal Tectonic Deformation in the Mexican Subduction Zone. *Pure and Applied Geophysics*. Springer Basel AG.
- 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*, 48:1-29p.
- Ritter, D.F., Kochel, C.R., y Miller, J.R., (2002), *Process Geomorphology*. 4ª Ed. Kochel, R.C. y Miller, J.R., (eds). *McGraw Hill*.
- Round, F.E., Crawford, R.M. y Mann, D.G. (1990), *The Diatoms: Biology and Morphology of the Genera*. New York: Cambridge University Press., 744p.
- Santoyo, E. (1986), Desarrollo de las cimentaciones en el Puerto Industrial Lázaro Cárdenas. Simposio Los sismos de 1985, Casos de Mecánica de Suelos. *Sociedad Mexicana de Mecánicas de Suelos*, México.
- Satake, K., Shimazaki, K., Tsuji, Y., Ueda, K. (1996), Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami record of January 1700. *Nature* 379:246–249p.
- Satake, K., Wang, K., Atwater, B. (2003), Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions. *J Geophysical Research*, 108(b11) 2535.
- Sawai, Y. (2001), Episodic Emergence in the Past 3000 Years at the Akkeshi Estuary, Hokkaido, Northern Japan. *Quaternary Research*, 56:231-241p.
- Sawai, Y. (2001a), Distribution of living and dead diatoms in tidal wetlands of northern Japan: relations to taphonomy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173: 125-141p.
- Sawai, Y., Satake K., Kamataki, T., Nasu, H., Shishikura, M., Atwater, B.F., Horton, B.P., Kelsey, H.M., Nagumo, T., Yamaguchi, M. (2004), Transient uplift after a 17th-century along the Kuril Subduction Zone. *Science*, 306:1918-1920p.
- Sawai, Y., Fujii Y., Fujiwara O., Kamataki T., Komatsubara J., Okamura Y., Satake K., Shishikura M. (2008), Marine incursions of the past 1500 years and evidence of tsunamis at Suijin-numa, a coastal lake facing the Japan Trench. *The Holocene*, 18(4): 517-528p.
- Singh, S.K., Astiz L y Havskov, J.H. (1981), Seismic gaps and recurrence periodo f large earthquakes in the Mexican subduction zone: are-examination. *Seismological Society of America, Bulletin*, 71: 827-843p.
- Singh, S.K. y Suárez, G. (1986), Review of the seismicity of Mexico with emphasis on the September 1985, Michoacan Earthquakes, *Instituto de Geofísica, UNAM*.

- Sims, P.A. (1996), *An Atlas of British Diatoms*. UK: Biopress Ltd, Dorchester.
- Scheffers, A. y Kelletat, D. (2003), Sedimentologic and Geomorphologic Tsunami Imprint Worldwide – a Review. *Earth Science, Reviews*, 63(1-2):83-92p.
- Shennan, I., y Horton, B.P. (2002), Holocene land- and sea-level changes in Great Britain. *Journal of Quaternary Science*, 17: 511–526p.
- Shennan, I., Milne, G., Bradley, S. (2009), Late Holocene relative land- and sea-level changes: Providing information for stakeholders. *Geological Society of America Today*, 19(9):52-53p.
- Shimada, CH., Ikehara, K., Tanimura, Y. y Hasegawa, S. (2004), Millennial-scale variability of Holocene hydrography in the southwestern Okhotsk Sea: Diatom Evidence. *The Holocene*, 14(5):641-650p.
- Stirling, M., Rhoades, D. y Berryman, K. (2002), Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Seismological Society of America, Bulletin*, 92:812-830p.
- Suárez, G. Montfret, T., Wittlinger, G. y David, C. (1990), Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero Gap, Mexico. *Nature*, 345: 336-338p.
- 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*, 440:46–51p.
- Taffs, K.H. (2001), Diatoms as indicator on salinity in the Upper South East of South Australia. *The Holocene*, 11(3):281-290p.
- Tarback, E.J. y Lutgens, F.K. (2003), *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología Física*. 6ª Ed. Madrid: Prentice Hall, 616p.
- USGS. (1998), U.S. Geological Survey. [Acceso: Junio/2011].
<http://pubs.usgs.gov/of/1998/of98-488/slide8.html>
- USGS. (2010a), U.S. Geological Survey. "Magnitude 8.8 - Offshore Maule, Chile/". [Acceso: 27/02/2010].
<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/us2010tfan.php>.
- USGS. (2010b), U.S. Geological Survey. "Historic Earthquakes, The Largest Earthquake in the World". [Acceso: 01/03/2010]
http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/events/1960_05_22.php
- USGS. (2011a), U.S. Geological Survey. [Acceso: Febrero/2011].
URL:http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/states/events/1964_03_28.php

- USGS (2011b), U.S. Geological Survey. [Acceso: Febrero/2011]. http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2004/eq_041226/neic_slav_ts.html
- USGS (2011c), U.S. Geological Survey. Earthquake Hazard Program. [Acceso mayo/2011]. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/>
- USGS. (2011d), U.S. Geological Survey. Earthquake Hazard Program. [acceso: junio/2011]. http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2011/eq_110311_c0001xgp/neic_c0001xgp_l.html
- USGS. (2011e), U.S. Geological Survey http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/historical_country.php#mexico
- USGS. (2011f), U.S. Geological Survey: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/events/1985_09_19.php
- Valdes-González, C. y Novelo-Casanova, A. (1998), The western Guerrero, Mexico, seismogenic zone from the microseismicity associated to the Petatlan 1979 Petatlan and 1985 Zihuatanejo earthquakes. *Tectonophysics*, 287:271-277p.
- Valverde, H. y Moreno, H. (1986), Comportamiento de las estructuras de la terminal de recibo y distribución de PEMEX en Lázaro Cárdenas, Mich. Durante el sismo del 19 de septiembre de 1985. Simposio "Los sismos de 1985, Casos de Mecánica de Suelos". *Sociedad Mexicana de Mecánicas de Suelos*, México.
- Van Zuidam, R.A. (1985/1986), *Aerial Photo-Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping*, The Hage, The Netherlands: Smits Publishers. 442p.
- Verleyen, E., Hodgson, D.A., Sabbe, K., Vanhoutte, K., Vyverman, W. (2003), Coastal oceanographic conditions in the Prydz Bay region (East Antarctica) during the Holocene recorded in an isolation basin. *The Holocene*, 14(2): 246-257p.
- Vigil, J.F. (1999), Illustrating the main types of plate boundaries. En: *U.S. Geological Survey*. [Acceso: 25/04/2011]. <http://pubs.usgs.gov/publications/text/Vigil.html>
- Vos, P.C. y De Wolf, H. (1993), Diatoms as tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands: Methodological aspects. *Hydrobiologia*, 269: 285-296p.
- Wells, D.L., y Coppersmith, K.J. (1994), Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Seismological Society of America Bulletin*, 84: 974-1002p.
- Yongkang, R y Qidong, D. (1999), History, status and trend about the research of paleoseismology. *Chinese Science Bulletin*, 44(10):880-889p.
- Zong, Y. (1997), Mid and Late Holocene sea-level changes in Roudsea Marsh, northwest England: a diatom biostratigraphical investigation. *The Holocene*, 7:311-323p.

Zong, Y y Horton, B.P. (1999), Diatom-based tidal-level transfer functions as an aid in reconstructing Quaternary history of sea-level movements in the UK. *Journal of Quaternary Science*, 14(2):153-167p.

Zong, Y., Shennan, I., Combellick, R.A., Hamilton, S.L., Rutherford, M.M. (2003), Microfossil evidence for land movements associated with the AD 1964 Alaska earthquake. *The Holocene*, 13(1):7-20p.