



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

***LA COSTA DEL PACÍFICO SUR DE MÉXICO Y SU
SUSCEPTIBILIDAD A TSUNAMIS***

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

OMAR AURELIO PEÑA RUÍZ

ASEROR: DRA. MARIA TERESA RAMIREZ HERRERA



MÉXICO, D. F.

2012



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

A mis padres que quiero, admiro y respeto, a su gran amor y preocupación por mí, al tiempo y paciencia que me han tenido, a su confianza en mis decisiones, a su infinito apoyo en todas las etapas de mí y al hecho de tener unos padres como ustedes “GRACIAS AURELIO PEÑA MORALES y EVA RUIZ PEREZ”... sin ustedes no podría salir adelante.

A mis hermanos Salvador y Verónica Peña y sus respectivas familias, a mis pequeños hermanitos Sergio, Susana, Mariana, Arath y Leonardo por el apoyo en todo momento.

A Claudia por todos esos momentos juntos de risas y diversión, gracias por tu apoyo.

En especial al Dr. Jorge Caire Lomelí (†) por todas sus enseñanzas.

AGRADECIMIENTOS

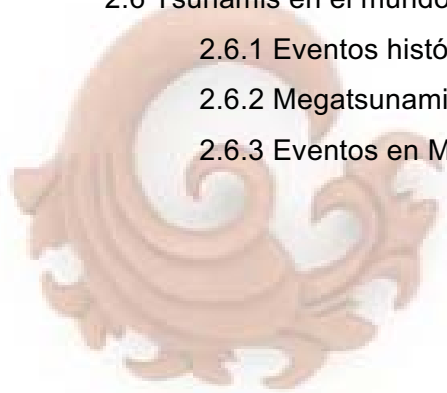
A la Dra. María Teresa Ramírez-Herrera por la oportunidad, enseñanzas, confianza brindada, a su tiempo y esfuerzo. Gracias por su por todo lo que hizo por mí. Al los proyectos de investigación PAPIIT IN123609, SEP-CONACIT 126456 que financiaron mi beca y trabajo de campo.

Al Dr. José Inocente Lugo Hubp, Lic. José Hilarario Maya Fernández, Mtra. Olívía Salmerón García y Mtra. Johanna Morales Whitney que formaron parte de mi sínodo.

A mis amigos y colegas Yenni, Carlos, Alfonso, Raúl, Germain, Sergio-Edgardo, Felipe, ViriHeps, Xochitl, Isabel y Norma; a Milton y Francisco por la bonita amistad que me han brindado.

A la familia Santana-Ruiz y Francisco Ruiz que me acogieron en Morelia durante mi estadía.

ÍNDICE DE CONTENIDOS	Pág.
RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
CAPÍTULO 1. GEOMORFOLOGÍA COSTERA	3
1.1 Morfología de la costa	5
1.2 Clasificación de la costa	7
CAPÍTULO 2. TSUNAMIS - ORÍGENES E HISTORIA	11
2.1 Génesis de los tsunamis	12
2.1.1 Por sismo	13
2.1.2 Por deslizamiento	14
2.1.3 Por erupción volcánica	15
2.1.4 Por impacto de meteoritos	16
2.2 Desarrollo de un tsunami	16
2.2.1 Detonante	17
2.2.2 Ruptura o división	17
2.2.3 Amplificación	18
2.2.4 <i>Run-up</i>	20
2.3 ¿Dónde se forman?	21
2.4 Recurrencia, factor histórico (peor escenario)	22
2.5 Magnitud	23
2.6 Tsunamis en el mundo	26
2.6.1 Eventos históricos	26
2.6.2 Megatsunamis, Indonesia, Chile y Japón	29
2.6.3 Eventos en México	34



CAPÍTULO 3. CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS SUSCEPTIBLES A TSUNAMIS	37
3.1 Definición de susceptibilidad	37
3.2 Elementos de exposición de la costa	39
3.2.1 Morfología	40
3.2.2 Rugosidad	42
3.2.3 Batimetría	44
3.2.4 Mareas	46
3.3 Factores de exposición de la costa	48
3.3.1 Distancia al origen (origen cercano - origen lejano)	48
3.3.2 Magnitud (del fenómeno que lo induce)	50
CAPITULO 4. ZONA DE ESTUDIO	52
4.1 Tectónica y sismicidad	52
4.2 La costa del Océano Pacífico Mexicano	54
4.3 Geología	56
4.4 Clima y vegetación	58
4.5 Características sociales y económicas de la costa mexicana del Pacífico	60
CAPÍTULO 5. ELEMENTOS Y FACTORES DE EXPOSICIÓN A TSUNAMIS DE LA COSTA DEL PACÍFICO DE MÉXICO	66
5.1 Morfología de la costa	66
5.2 Batimetría	75
5.3 Rugosidad	78
5.4 Mareas	80
5.5 Factor Origen lejano-cercano	83
5.6 Factor Magnitud	85



CAPÍTULO 6. METODOLOGÍA	88
6.1 Matriz de tsunamis históricos y sus efectos en la morfología.	90
6.2 Cartografía	91
Fase I. Preparación	91
Fase II. Ejecución	93
CAPÍTULO 7. RESULTADOS	95
DISCUSIÓN	101
CONCLUSIONES	103
Anexo I Descripción de morfologías de la costa y su impacto a tsunamis	105
Anexo II Matriz procesada de tsunamis (efecto-morfología)	106
Anexo III Lugares con muy alta y alta susceptibilidad en la costa a tsunamis	107
Anexo IV Cartas digitales de: “Caracterización morfológica de la costa del Pacífico de México” y “Susceptibilidad de la costa del Pacífico de México” (tamaño original en digital)	108
BIBLIOGRAFÍA	109
ÍNDICE DE FIGURAS	
Figura 1. Partes de la costa (Tarbuck y Lutgens, 2003)	7
Figura 2. Clasificación de Costas de Shepard (1971)	10
Figura 3. Vocablo en japonés <i>Tsu-Nami</i> .	11
Figura 4. Diagrama de la generación de un tsunami por sismos (Tarbuck y Lutgens, 2003)	14
Figura 5. Escenario del tsunami de 1958 en la bahía de Lituy, Alaska	

(Mader y Gitting, 2002)	15
Figura 6. Secuencia de un tsunami (Atwater et al, 2005)	19
Figura 7. Dibujo japonés que representan el antes y el después de un tsunami (Titov, 2010)	21
Figura 8. Zona de alto potencial a tsunamis (Satake y Atwater, 2007).	22
Figura 9. Tsunami teórico	25
Figura 10. Propagación del tsunami de Sumatra 2004 (Titov, 2010)	30
Figura 11. Amplitud del tsunami de Chile 1960 (NOAA, 2011)	31
Figura 12. Amplitud del tsunami de Chile 2010 (NOAA, 2011)	32
Figura 13. Amplitud del tsunami de Japón 2011 (NOAA, 2011)	33
Figura 14. Diagrama de la susceptibilidad a tsunamis	40
Figura 15. Función de la vegetación (Tanaka, 2009)	43
Figura 16. Daños ocasionados por Megatsunamis	51
Figura 17. Regiones sísmicas en México (SSN, 2011)	53
Figura 18. Sismos con magnitud mayor a 5° Mw de 2003-2010, elaboración propia (Datos SSN)	54
Figura 19. Provincias Fisiográficas, Lugo (1990)	55
Figura 20. Sismicidad a lo largo de la Fosa Centroamericana (Ramírez-Herrera et al, 2010)	57
Figura 21. Zona 1, Bahía de Banderas – Punta San Telmo (Lugo y Córdova, 1992; Fotografías: Núñez, 2011)	68
Figura 22. Zona 2, Punta San Telmo - Bahía de Petacalco (Lugo y Córdova, 1992; Fotografías de Igna, Carrera y Ortiz, 2011)	69
Figura 23. Zona 3, Bahía de Petacalco - Tehuantepec Lugo y Córdova, 1992; Fotografías: Flores, Arenzano, 2011)	70
Figura 24. Zona 4, Tehuantepec - Desembocadura del río Suchiate (Lugo y Córdova, 1992; Fotografías: López y John, 2011)	71
Figura 25. Perfiles transversales y paralelos a la costa del Pacífico de México	78
Figura 26. Distribución de los manglares en México (SEMARNAT, 2003)	79
Figura 27. Rangos y tipos de mareas en México (SMN)	81
Figura 28. Datos de estaciones del Sistema Mareográfico Nacional	82
Figura 29. Sismos tsunamigenéticos de origen cercano desde 1732 a 2003 (Sánchez y Farreas, 1993; NOAA, 2011)	86

Figura 30. Diagrama metodológico (DEM por las siglas en ingles de Modelos Digital de Elevación)	89
Figura 31. Parte de la simbología de la carta de la clasificación morfológica de la costa del Pacífico de México	94
Figura 32. Parte de la simbología de la carta de susceptibilidad de la costa del Pacífico de México a tsunamis	96

ÍNDICE DE TABLAS.

Tabla 1. Escala de Grados de Tsunamis según Inamura (Monge, 1993)	21
Tabla 2. Grado de tsunami en relación a su energía y la máxima altura de inundación	24
Tabla 3. Escala de grados de tsunami según Inamura y Ilda, adaptada por Wiegel	25
Tabla 4. Tsunamis en México (Sánchez y Farreras, 1993; Singh et al, 1998; Pararas-Carayannis, 1997, Abe et al, 1986; Suárez y Albin, 2009)	34
Tabla 5. Comportamiento de un tsunami (Mansfield y Malan, 2011)	45
Tabla 6. Características de la población en la zona de estudio, por estado (Padilla 2000)	61
Tabla 7. Efectos de tsunamis sobre morfologías	
Tabla 8. Relación de momento sísmico y altura máxima de olas por sismos tsunamigenéticos en México (Farreras, 1997)	85
Tabla 9. Área Mínima Cartografiable	93
Tabla 10. Ejemplo de efectos sobre morfologías	95
Tabla 11. Relación ente morfologías y el valor de susceptibilidad	97
Tabla 12. Clasificación de geoformas de la costa del Pacífico de México y sus rangos de susceptibilidad	97



RESUMEN

Este trabajo tiene como objetivo principal caracterizar la costa del Pacífico Sur de México,

desde Bahía de Banderas, Nayarit y Jalisco hasta la desembocadura del río Suchiate,

Chiapas, y determinar su susceptibilidad a tsunamis. Se elaboró una clasificación

morfológica de la costa (escala 1: 250 000) basada en el reconocimiento e identificación

de las formas y sus alturas por medio del sistema de ortofotos "Antares" del INEGI. La

identificación morfológica se fundamenta en una matriz que reúne información del

impacto-efecto de los tsunamis sobre la costa a nivel mundial y se incorpora a un Sistema

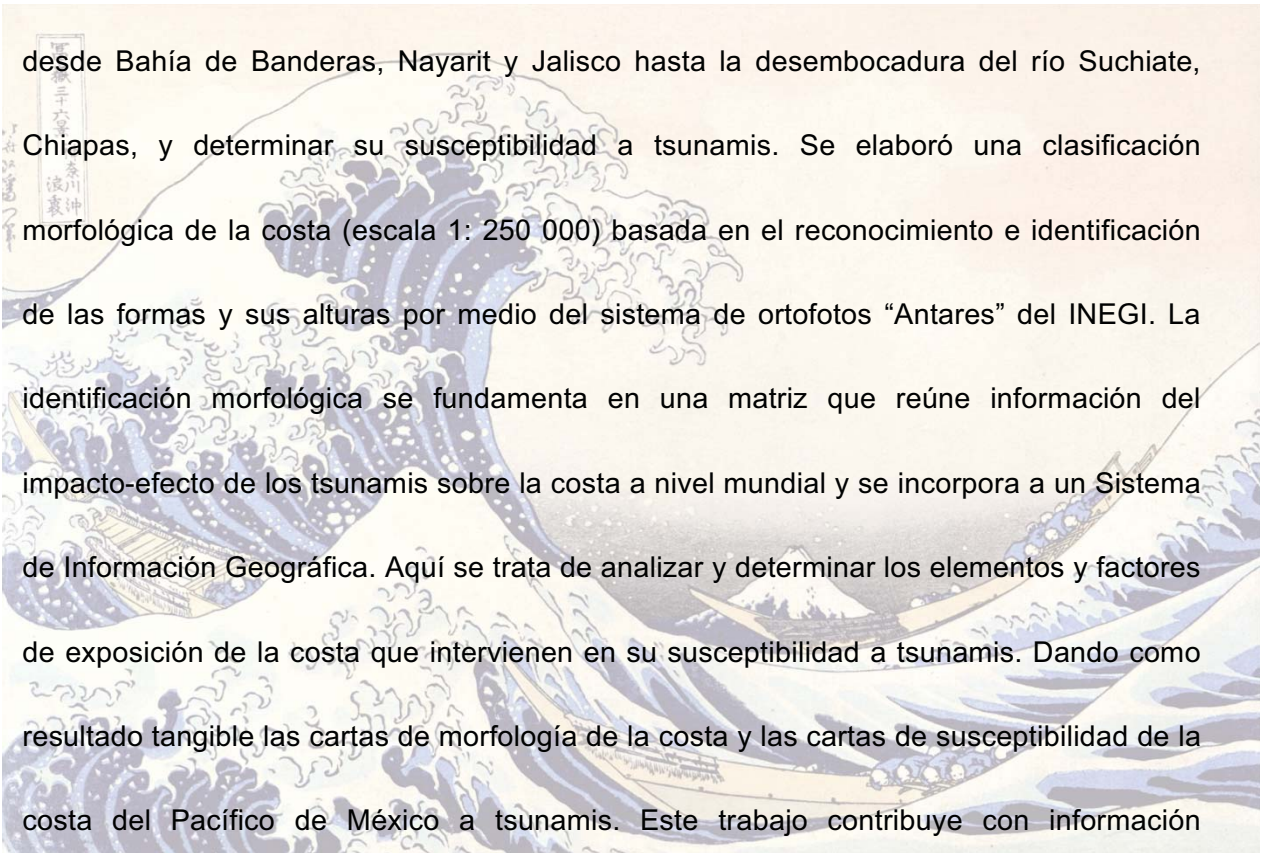
de Información Geográfica. Aquí se trata de analizar y determinar los elementos y factores

de exposición de la costa que intervienen en su susceptibilidad a tsunamis. Dando como

resultado tangible las cartas de morfología de la costa y las cartas de susceptibilidad de la

costa del Pacífico de México a tsunamis. Este trabajo contribuye con información

novedosa y original en los estudios sobre tsunamis en México.



*La gran ola de Kanagawa, obra de Hokusai. Serie Treinta y seis vistas del monte Fuji. Representa una tempestad en alta mar en el momento que la cresta de una ola está a punto de romper sobre la barca de unos marineros, justo en el centro y al fondo se ve el monte Fuji. Algunos la confunden con un tsunami.

INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la costa mexicana del Pacífico ha sufrido cambios debido a la acción humana o a la manifestación y daños de eventos naturales por ciclones tropicales, sismos y tsunamis. Los movimientos sísmicos y otras liberaciones de energía en el mar pueden ocasionar una serie de olas llamadas tsunamis. Los antecedentes históricos señalan que sismos generadores de tsunamis han ocurrido en la costa del Pacífico mexicano, los cuales se originan por la convergencia de la placa Norteamericana con la placa de Cocos. Por lo tanto, en los límites de éstas es más probable la ocurrencia de un evento de esa naturaleza de mayor magnitud.

Este trabajo tiene como hipótesis que la Costa del Pacífico de México tiene características sismotectónicas y morfológicas que elevan la susceptibilidad al peligro por tsunamis al estar en una zona sísmicamente activa y por poseer características morfológicas similares a otras costas donde han ocurrido tsunamis.

Para la comprobación de la hipótesis, se comenzó con el conocimiento de los tipos de costa, las características de los tsunamis y el establecimiento de elementos y factores de exposición de la costa que permitan la comprensión de la susceptibilidad de estas ante tsunamis. El trabajo tiene como objetivos: caracterizar morfológicamente la costa del Pacífico de México frente a la placa de Rivera y la placa de Cocos para poder identificar los grados de susceptibilidad a tsunamis de las zonas diferentes. Este proyecto propone sólo la identificación y caracterización morfológica de la costa, desde Bahía de Banderas, Nayarit hasta el río Suchiate, Chiapas, que servirá como base para la clasificación del grado de susceptibilidad a tsunamis de la costa y los resultados serán expuestos en mapas de las zonas susceptibles a tsunamis para la generación de planes de prevención de desastres y alertas ante este tipo de fenómenos.*

*Tsunami, de Katsushika Hokusai.

CAPÍTULO 1. GEOMORFOLOGÍA COSTERA

Desde hace muchos años cuando comenzó el emplazamiento de poblaciones en la costa surgió la necesidad de estudiar los eventos naturales que suceden ahí. Al estudio de los accidentes geográficos de la Tierra y los procesos que los forman, especialmente los que conducen a la erosión, transporte o deposición de sedimentos, se le conoce como Geomorfología; la Geomorfología costera se encarga del estudio de las morfologías de la costa y como actúan procesos sobre ellas y como pueden dar forma a elementos como, acantilados, playas, dunas, bahías, etc. (Davison-Arnott, 2010).

En otras palabras, la Geomorfología costera es una rama de la Geomorfología que se encarga de estudiar las áreas influenciadas por los grandes cuerpos de agua (grandes lagos, mares y océanos). La Geomorfología costera contempla la formación y características de la costa, los procesos que actúan sobre ella y la evolución que tiene a través del tiempo. Es vista como una ciencia aplicada y auxiliar de otras ciencias aplicadas como: la geología, meteorología, la oceanografía, ingeniería de costas, entre otras (Tarbuck y Lutgens, 2003; Bird, 2008; Davison-Arnott, 2010). Es la encargada del estudio de temas cómo: la conformación o estructura del relieve en relación a la geología, las variaciones climáticas, los niveles relativos entre tierra y mar y los procesos modeladores del terreno; también estudia los cambios en el litoral por medio del análisis de sus causas en periodos de tiempo específicos; los procesos costeros y las respuestas que tiene el relieve a estos. Los vestigios o pruebas geológicas de cambios climáticos y en el nivel del mar; por último, las fuentes de origen y patrones de los movimientos de sedimentos costeros (Bird, 2008).

La Geomorfología costera analiza la evolución de la costa, de esta forma trata de reconstruir la evolución geológica detallada de sus paisajes; basándose en los conceptos de ciclo de erosión y de la interpretación de la morfología del relieve. Pero, la existencia de varios términos usados para describir la costa, sus características y procesos aumentan la dificultad para definir y utilizar esos términos; las diferencias pueden radicar en los contextos de cada disciplina que trabaja la zona costera, como pueden ser, biología, geología, geomorfología, etc. (Davidson-Arnott, 2010).

Generalmente, el término de costa se utiliza en el lenguaje coloquial para denominar al límite entre tierra y el mar. Al pensar en la interface tierra-mar a muchos les viene a la cabeza la palabra playa, por lo que se pretende aclarar el término. El límite de la tierra puede ser indefinido, porque en algunos lugares puede medir unos cuantos cientos de metros desde un acantilado o varios kilómetros si existen dunas de arena o estuarios. Las costas son una de las formas de relieve más dinámicos de la Tierra. Los procesos costeros constituyen uno de los principales modeladores del paisaje.

A través del tiempo, la conformación de morfologías costeras continentales se ha visto influenciada por una serie de factores morfogenéticos. Estos incluyen a la geología (determina el patrón de afloramiento rocoso en la costa o en el fondo marino), los movimientos de la corteza terrestre (se pueden observar elevaciones, plegamientos, fallas y hundimientos), los factores climáticos (inciden en los regímenes que modelan las costas y condiciona a la vegetación y fauna de estas). Los procesos costeros son el viento, olas, mareas, tsunamis y corrientes marinas, que juntos proporcionan la energía que da forma y modifican a la costa por la erosión, transporte y depósito de sedimentos (Bird, 2008).

Otros procesos que conforman la costa son las escorrentías de agua y erosión por agentes físicos, químicos o biológicos; estos procesos se combinan en la circulación cercana en la costa y generan movimiento de sedimentos de la costa y el mar, particularmente en aguas poco profundas. En la costa a través del tiempo se pueden observar estos procesos o la situación del nivel del mar en el pasado.

El viento como proceso modelador de la costa esta relacionado con las olas y corrientes marinos. Los accidentes geográficos costeros están sujetos a la acción modeladora del viento; los fuertes vientos mueven los sedimentos de grano fino (arena, limo y acilla) de las playas y marismas; el cuál reduce sus superficies y trasporta las partículas de la roca y la trasfiere a la zona por encima del nivel de marea alta y la deposita en las dunas. También puede redondear y desgastar las rocas por el choque de las partículas con ellas (Bird, 2008).

Las olas son ondulaciones superficiales producidas por la acción del viento y variaciones de presión, por lo que son considerados como modeladores de la costa. Las costas de acantilados son más resistentes a sus efectos que las playas con suave pendiente y con

material no consolidado; a demás se vuelven más irregulares por los efectos modeladores de las olas (Haggett, 2007; Bird, 2008; Davisson-Arnott, 2010). Otro efecto modelador de la costa es la marea, movimientos del océano establecidos por efectos gravitacionales de la Luna y el Sol con relación a la Tierra. Por su amplitud de onda viajan a través del océano y se transmiten en bahías, ensenadas, estuarios y lagunas de las líneas de costa del mundo. Los cambios en el nivel del mar influyen en las mareas y están íntimamente relacionadas con la acción del oleaje en el proceso modelador de la costa (Bird, 2008).

De manera particular se puede mencionar a los tsunamis (a parte de las tormentas y las perturbaciones normales en el nivel del mar) como una serie de ondas que pueden alcanzar 30 metros de altura, que ocurren después de terremotos, deslizamientos de tierra, erupciones volcánicas o impactos de meteoritos y en el momento que tocan la costa ocasionar grandes modificaciones por erosión-deposito; sus efectos pueden persistir durante mucho tiempo después del evento (Dawson, 1994; Bird, 2008).

Otro proceso costero son las llamadas corrientes marinas, estas fluyen en el mar a través de las olas que rompen a largos intervalos de tiempo a lo largo de la costa; algunas pueden ser lo suficientemente fuerte como para mover arena o gravas, esto contribuye a el suministro de material a una playa o llevar este lejos en altamar. Las corrientes también pueden prevenir la deposición y erosionar o eliminar canales de bancos. En general, las corrientes marinas forman morfologías en el fondo marino que en la playa (Bird, 2008).

1.1 Morfología de la costa

La costa es un cinturón que abarca la tierra influenciada directamente por el mar. Los procesos geomorfológicos de la banda litoral incluyen la erosión, la sedimentación y el transporte. La playa baja es técnicamente la zona costera que se extiende desde el límite de la marea baja a la línea de máxima marea (Fairbridge, 1968).

Los procesos costeros son oscilaciones multidireccionales que actúan de diferente forma debido a los cambios en las mareas y del nivel del mar. La relación entre los procesos y las respuestas de las zonas costeras son particularmente complejos, incluyen autorregulación y bucles de auto-generación (Coates, 1973).

Las fuerzas marinas se encuentran funcionando de forma diferente a lo largo de toda la costa. Sin embargo, existen márgenes de la tierra que apenas han sido afectadas por los procesos marinos, por lo que esencialmente se encuentran en el mismo estado en que se encontraban cuando el mar influyó por primera vez en ellos. A este tipo de litoral se le denomina virgen o primario y se refiere a que no ha tenido modificaciones considerables; por el contrario, el que ha sido modificado por las olas, corrientes y demás agentes marinos se les conoce como costas secundarias (Shepard, 1971).

La línea de costa es la marca del contacto entre tierra y mar conforme a las mareas diarias, por lo que es posible que esta se mueva, durante periodos prolongados de tiempo y su posición cambia de forma gradual (Tarbuck y Lutgens, 2003).

El litoral es la zona que se extiende entre el nivel de la marea más bajo y la mayor elevación de la tierra afectada por el oleaje de temporal. Por el contrario, la costa se extiende tierra adentro desde el litoral hasta donde termine la presencia de estructuras relacionadas con el océano. La línea de costa marca el límite en el lado del mar del litoral, mientras que el límite en el lado del continente no es siempre evidente ni fácil de determinar.

El litoral (Figura 1) se divide en playa baja y playa alta. La playa baja es la zona que queda expuesta cuando la marea es baja y es sumergida cuando la marea es alta. La playa alta se sitúa en el lado continental de la línea de litoral de marea alta, suele estar seca y las olas la afectan sólo durante los temporales. Se pueden encontrar otras dos zonas, la zona de ribera cercana que yace entre la línea litoral de marea baja y la línea en la que las olas rompen en marea baja, y la zona pre-ribera, que se encuentra en el lado del mar de la zona de ribera cercana (Tarbuck y Lutgens, 2003).

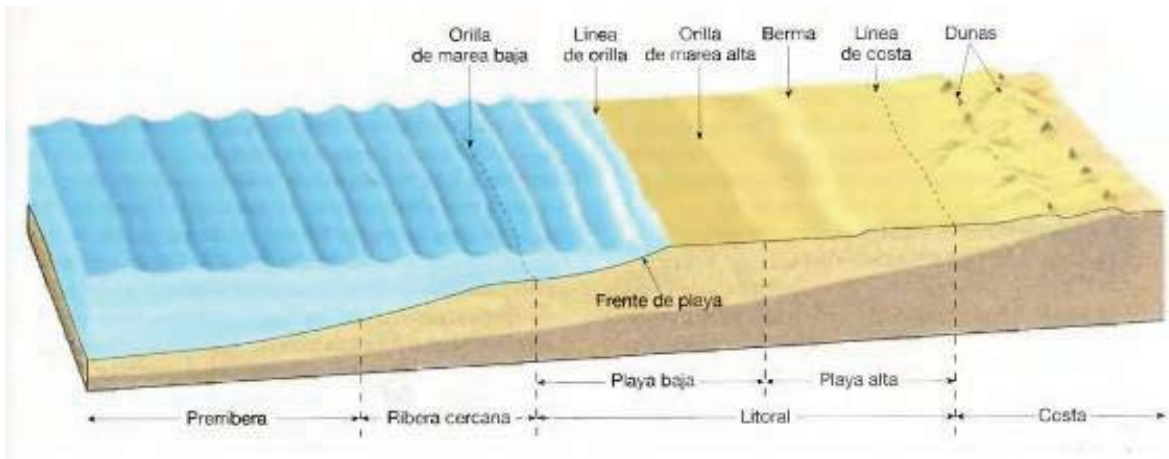


Figura 1. Partes de la costa (Tarbuck y Lutgens, 2003).

La playa es una acumulación de sedimentos que se encuentra a lo largo del margen continental del océano. En las costas rectas, las playas pueden extenderse decenas de kilómetros; cuando las costas son irregulares, la formación de playas puede quedar confinada a las aguas tranquilas de las bahías. Las playas consisten en una o más bermas, que son plataformas relativamente planas que suelen estar compuestas por arena y son adyacentes a las dunas costeras o a los acantilados y están marcadas por un cambio de pendiente en el límite del lado del mar (Tarbuck y Lutgens, 2003).

El frente de playa es la superficie inclinada húmeda que se extiende desde la berma hasta el litoral. Las playas están compuestas por cualquier material abundante en la zona. El sedimento de algunas playas se deriva de la erosión de acantilados adyacentes o de las montañas costeras próximas y otras se pueden formar a partir de los sedimentos de los ríos depositan en la costa (Tarbuck y Lutgens, 2003).

1.2 Clasificación de la Costa

Las características de las zonas costeras varían considerablemente en todo el mundo, y pueden hacerlo en incluso distancias relativamente cortas. Para la comprensión de las áreas costeras se debe considerar varios factores: el tipo de roca, el tamaño y dirección de las olas, la frecuencia de las tormentas, las mareas, la topografía del litoral, entre otras. Prácticamente la totalidad de las zonas costeras se vieron afectadas por la elevación del nivel del mar en todo el mundo por la glaciación del Pleistoceno. Por último, se debe

considerar los acontecimientos tectónicos que elevan o hacen descender el terreno y cambian el volumen de las cuencas oceánicas. Por la variedad de factores que influyen en la conformación de la costa se dificulta su clasificación (Tarbuck y Lutgens, 2003; Davidson-Arnott, 2010).

Las costas se pueden clasificar en función de los cambios que se han producido con respecto al nivel del mar. Se denominan costas de emersión a las desarrolladas debido a levantamientos que experimenta un área, o bien, como consecuencia de un descenso del nivel del mar; se puede evidenciar una costa de este tipo si la tierra que eleva o el nivel del agua desciende porque dejan expuestos acantilados litorales y plataformas de abrasión por encima del nivel del mar. Por el contrario, las llamadas costas de inmersión se crean cuando el nivel del mar se eleva o cuando la tierra adyacente al mar se hunde, donde la línea de costa ha estado sumergida en su pasado relativamente reciente suele ser irregular por que el mar inunda normalmente los tramos inferiores de los valles fluviales, fluyendo con dirección al océano. No obstante, las lomas que separan los valles permanecen por encima del nivel del mar y se proyectan en el mar como frentes de tierra, denominadas estuarios (Tarbuck y Lutgens, 2003).

Las costas de sumersión son el resultado del hundimiento parcial de la costa. Comprenden orillas de ríos (valles fluviales) y orillas de fiordos (valles glaciares), las costas de emersión (llanura costera y orillas neutras) comprenden las costas de los deltas, llanos aluviales, llanuras de depósitos glaciares, de origen volcánico, arrecifes de coral y las originadas por fallas (Figura 2). Por otra parte, existen las denominadas costas compuestas que son combinaciones de las anteriores (Shepard, 1971).

Se debe tener en cuenta que la mayoría de las costas tienen una historia geológica diferente y compleja. Con respecto al nivel del mar muchas han emergido y luego se han hundido varias veces y cada vez pueden conservar algo de las características creadas durante su pasado (Tarbuck y Lutgens, 2003).

La clasificación propuesta por Shepard (1971) se basa en la edad relativa de la costa, la cual prioriza de la manera siguiente:

1. Costas jóvenes o primarias. Originadas por acción de los efectos no marinos, erosión terrestre e inundación por desglaciación o hundimiento como pueden ser: los valles fluviales invadidos por el mar, costas de fiordo (golfo estrecho y profundo), las originadas por deposición terrestre, costas de deposición fluvial (deltas y llanuras aluviales de inundación), de deposición glacial (morrenas parcialmente sumergidas), costas de deposición eólica (médanos, costas de vegetación extendida sobre la orilla, manglares), las constituidas por corrientes de lavas recientes (costas de derrumbe o explosión volcánica) y las originadas por procesos orogénicos (costas con escarpes y por plegamiento).
2. Las costas secundarias o también llamadas maduras, están formadas por agentes marinos y constituidas por sedimentación; entre ellas se encuentra las costas rectificadas por deposición de barras frente a estuarios, costas de deposición creadas por los sedimentos depositados por olas y corrientes, costas con barras, lenguas litorales y costas de arrecifes de coral.
3. Las costas formadas por agentes continentales: costas de montañas recientes (Terciario o Cuaternario), costas de montañas antiguas (antes del Terciario), las costas con llanos costeros formadas por deltas y llanos de aluvión, costas glaciares.

Por su parte, Davies (1964) clasifica la costa de acuerdo a la amplitud absoluta de la marea. Entonces, él considera a la costa Micromareal (H o altura < 2 metros), Mesomareal (H de 2 a 4 metros), Macromareal (H de 4 a 6 metros) y la Megamareal ($H > 6$ metros).

Las costas han evolucionado a diferentes tasas de respuesta de los variaciones graduales de los procesos costeros, con cambios bruscos durante las tormentas, terremotos, tsunamis y erupciones volcánicas. Las modificaciones en el litoral pueden ser medidas en escalas de tiempo diferentes. Algunos cambios son cíclicos en diversos períodos, mientras que otros continúan a medida que avanza la erosión o la deposición (Bird, 2008).

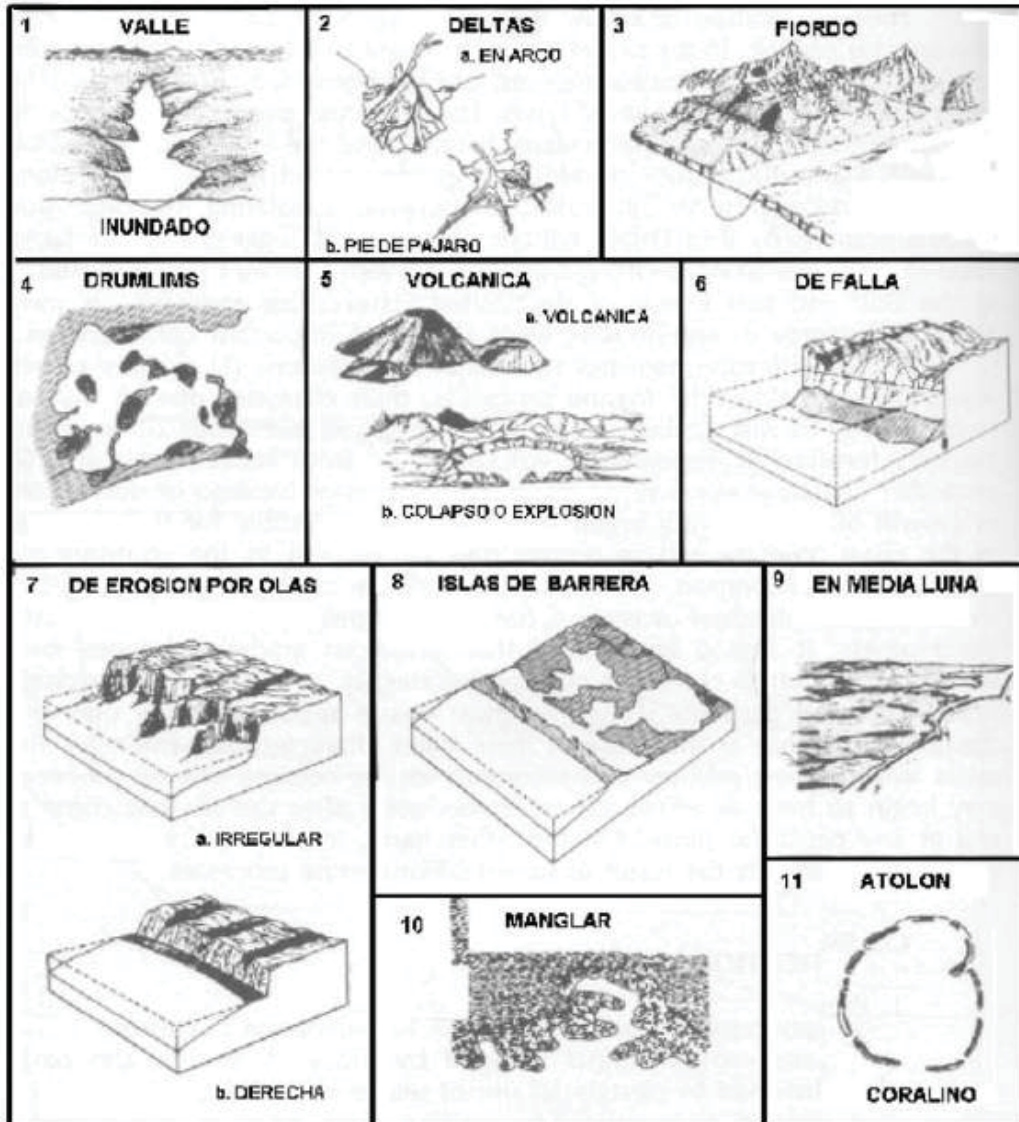
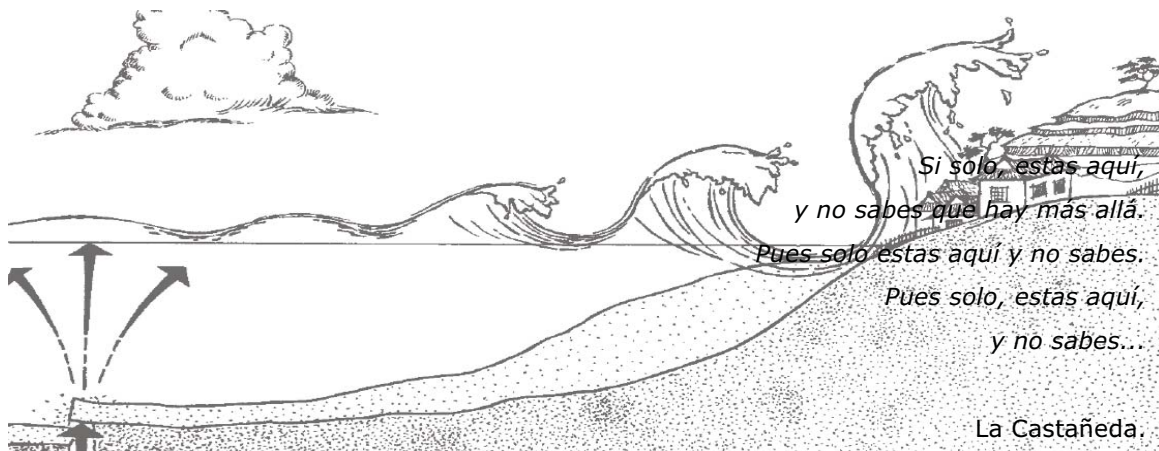


Figura 2. Clasificación de Costas de Shepard (1971).

En resumen, es necesario el reconocimiento de la costa, para lo cual, este estudio se apoya en la Geomorfología Costera, por que ella puede explicar las morfologías presentes en las costas. Por otra parte, es fundamental saber de los eventos que la afectan, como ciclones, sismos, tsunamis, marejadas, etc. La costa recibe el embate de un tsunami y es ahí donde tiene los impactos más visibles, sobre todo si es un sector con población, por lo que es de suma importancia saber el comportamiento de estos eventos en la costa del país. La forma de la costa aunado con la batimetría, las mareas locales, la vegetación juegan un papel importante en la susceptibilidad de la costa a tsunamis, el cual es el objetivo de este trabajo y se explicará en los capítulos siguientes.

CAPÍTULO 2. TSUNAMIS. ORÍGENES E HISTORIA



La población de las comunidades costeras de todo el mundo aumenta cada año. Las comunidades costeras tienen mucho que ofrecer, 33 sh ,vegetación y fauna endémica, cultura, etc., pero muchos residentes no son conscientes de que pueden estar en riesgo. ¿Qué tipo de riesgo? Una de las fuerzas más poderosas y peligrosas de la naturaleza: los tsunamis (Valdés et al, 2005).

La palabra tsunami proviene de los vocablos japoneses, *tsu* (津): “ferri” o “puerto”, y *nami* (波): “ola”, (Figura 3) por lo que se interpreta: ola de ferri o popularmente ola de puerto, a pesar de que puerto realmente es *minato* y no guarda relación con *tsu* o *nami* (Nielson, 2005). “*Tsunami*” es la pronunciación japonesa de dos personajes iconográficos de origen chino, a saber, *Jin* y *Bo*, que significan “puerto” y “ola”, respectivamente. En el mundo de habla china, también es conocido como *Haixiao* o *Haizhen*, que significa “rugido del mar” y “terremoto de mar” respectivamente. El término tsunami ha sido adoptado convencionalmente por la comunidad científica, a veces los términos antiguos también son utilizados, como “*zeebeben*” y *maremoto* (Levin y Nosov, 2009).

津波

Figura 3. Vocablo en japonés *Tsu-Nami*.

La palabra *tsunami* se utiliza para nombrar al fenómeno que ocurre en el mar generado, principalmente, por un disturbio sísmico que impulsa y desplaza verticalmente una columna de agua que origina un tren de olas largas con un período cuya duración puede ser de algunos minutos o hasta una hora; éste se propaga a gran velocidad en todas direcciones desde la zona de origen y sus olas, al aproximarse a las costas, alcanzan alturas de grandes proporciones descargando su energía sobre ellas con gran poder destructivo y de inundación (Wiegel, 1970, Lagos, 2000; Lee et al, 2002).

El clima y las condiciones meteorológicas presentan los llamados tsunamis meteorológicos o seiches (onda estacionaria en un cuerpo de agua encerrado o parcialmente encerrado) en trabajos recientes se habla de meteoro-tsunamis, provocados por cambios bruscos en la presión atmosférica pero, en sentido estricto, no producen tsunamis. Las características de las ondas de los tsunamis difieren notablemente de las olas generadas por el viento. Toda onda tiene un efecto orbital que alcanza una profundidad igual a la mitad de su longitud de onda; así una ola generada por viento, sólo en grandes tormentas, puede alcanzar unos 300 metros de longitud de onda indicando que ejercerá efecto hasta 150 metros de profundidad (Levin y Nosov, 2009).

La Comisión Oceanográfica Intergubernamental o *IOC*, por sus siglas en Inglés, (2006) define a los tsunamis como una serie de ondas de longitud y periodo sumamente largos normalmente generados por perturbaciones asociadas con terremotos, derrumbes o erupciones volcánicas que ocurren bajo o cerca del piso oceánico y su origen no tiene relación con la marea, sin embargo esta influye en el impacto de los tsunamis en la costa (Dawson, 1994; Shi y Smith 2003; Valdés et al, 2005).

2.1 Génesis de los tsunamis

Como se mencionó, los tsunamis son ondas oceánicas que se presentan comúnmente como tren de olas, el cual es generado por una deformación en el fondo marino asociado con un terremoto submarino, deslizamientos de tierra, erupciones volcánicas, impacto de un asteroide o por cualquier perturbación que desplaza una gran masa de agua desde su posición de equilibrio o reposo; en otras palabras, por el desplazamiento vertical repentino a gran escala en el océano. (Damen, 2005; Satake y Atwater, 2007; Levin y Nosov, 2009).

En el caso de los tsunamis originados por terremotos, la columna de agua se ve perturbada por el levantamiento o hundimiento del fondo del mar acompañados, generalmente, por deslizamientos de tierra submarinos o colapsos. Del mismo modo, una violenta erupción volcánica submarina puede crear una fuerza que impulsa y eleva la columna de agua que genera un tsunami. Por el contrario, los deslizamientos submarinos y los impactos de cuerpos cósmicos perturban el agua desde la superficie, donde el impulso de la caída de materiales se transfiere al agua. Los tsunamis generados por estos mecanismos, a diferencia de los tsunamis causados por terremotos, se disipan rápidamente y rara vez afecta a costas distantes de la zona de origen (Atwater et al, 2005; Satake y Atwater, 2007).

2.1.1 Por sismo

Los terremotos son el principal mecanismo generador de tsunamis en el mundo, siempre y cuando éstos presenten magnitudes superiores a 6.5 Mw (escala de Magnitud de Momento), con hipocentros superficiales (no inferiores a 60 kilómetros) y epicentros oceánicos o continentales cercanos a la línea de costa. Iida (1983) postula que terremotos con hipocentros profundos (mayores a 60 kilómetros), con magnitudes inferiores de 6.4 en la escala de Richter no pueden generar un tsunami, por el contrario, mientras se den magnitudes superiores a 7.75 en la misma escala originan tsunamis de alto riesgo. La Figura 4 representa la generación de un tsunami por sismo (Satake y Atwater, 2007).

A medida que aumenta la magnitud (M) de un terremoto y disminuye la profundidad del foco, la magnitud (m) del tsunami se incrementa, por lo que sus efectos se verán potenciados de acuerdo a las características batimétricas, distancia del epicentro a la línea de costa y su configuración; estado de la marea y morfología de la topografía en superficie, incluyendo pendientes y grado de rugosidad derivado de construcciones, vegetación y otros obstáculos en tierra (Lagos, 2000; Satake y Atwater, 2007).

Los grandes movimientos verticales de la corteza terrestre pueden ocurrir en los límites de placas. Alrededor de los márgenes del Océano Pacífico, por ejemplo, las placas oceánicas más densas se deslizan bajo las placas continentales en un proceso conocido como subducción (Satake y Atwater, 2007).

Los terremotos gigantes son eventos que alcanzan magnitudes iguales o superiores a 9.0 Mw; generalmente ocurren en el fondo oceánico en las zonas de subducción donde una placa tectónica se sumerge bajo otra y potencialmente puede generar tsunamis devastadores o “Megatsunamis” (Lagos, 2008).

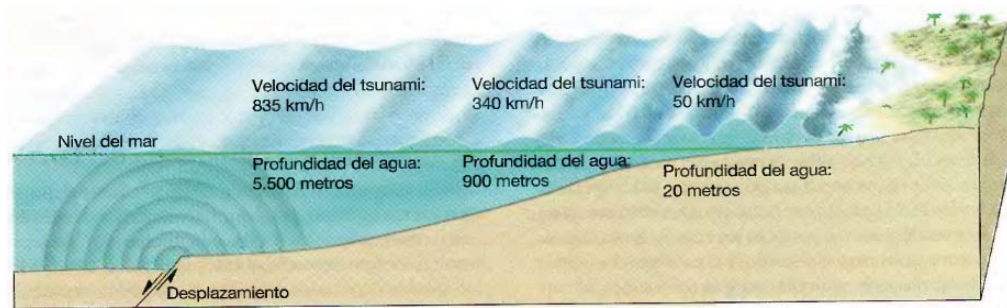


Figura 4. Diagrama de la generación de un tsunami por sismos (Tarbuck y Lutgens, 2003).

2.1.2 Por deslizamiento

Los deslizamientos de tierra en el agua pueden producir tsunamis. No está claro hasta qué punto un tsunami generado por deslizamientos de tierra se puede propagar porque sus ondas son más agudas que las de un tsunami producido por un terremoto. El principio es similar a la propagación de las ondas sonoras; se pueden oír las ondas sonoras de tono bajo, mientras que el agudo se dispersa más rápidamente y es absorbido por obstáculos (Nielson, 2005).

La Figura 5 muestra la bahía de Lituy, Alaska después de un enorme tsunami originado por un deslizamiento de tierra que ocurrió el 9 de julio de 1958. Un sismo ocasionó un desprendimiento de rocas que generó olas de 525 metros; de inmediato en la bahía arrasó árboles disipándose en las aguas abiertas del Golfo de Alaska. (Mader y Gitting, 2002; Sokolowski, 2011).

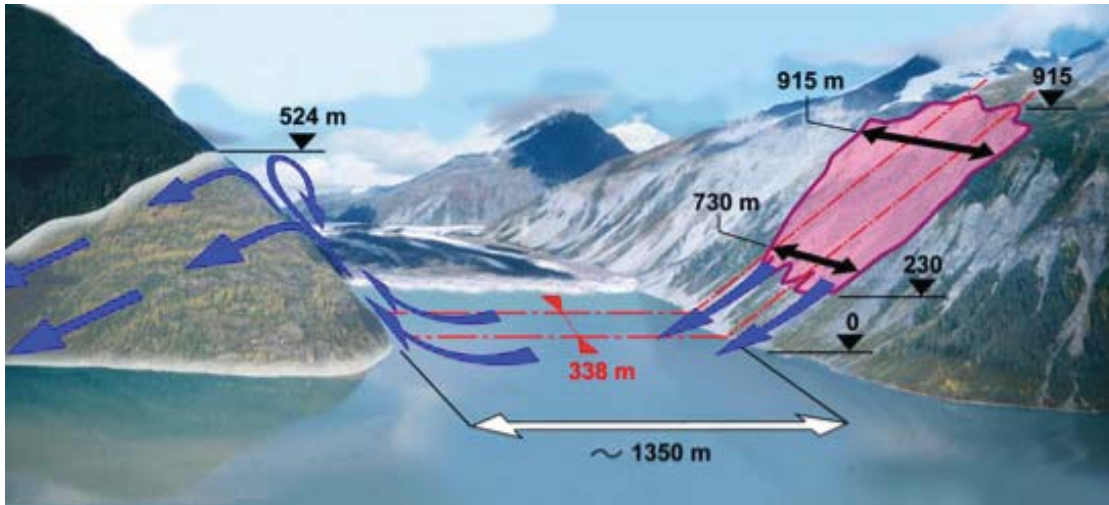


Figura 5. Escenario del tsunami de 1958 en la bahía de Lituya, Alaska (Mader y Gitting, 2002).

2.1.3 Por erupción volcánica

Los volcanes pueden estar en silencio durante cientos de años y de repente estallar con una fuerza colosal. Los volcanes que están situados cerca del mar o de la costa pueden originar un tsunami por causa de los sismos previos a su erupción, flujos piroclásticos, explosiones submarinas, avalanchas de detritos, colapsos de calderas, olas piroclásticas, lahares u ondas de explosión y flujos de lava dentro del mar. Los factores que inciden directamente con la magnitud del tsunami son la cantidad de detritos que entran en el mar, la velocidad de la avalancha y la profundidad del agua en la zona de falla (Waythomas y Waitt, 1998; Levy y Salvadori, 2009).

Una de las mayores explosiones volcánicas en la historia tuvo lugar en la pequeña isla de Krakatoa, Indonesia en 1883. El sonido de la explosión se escuchó a más de 2 000 kilómetros de distancia. Los científicos creen que la erupción del volcán provocó que gran parte de la isla se hundiera en el mar. El tsunami se produjo por la explosión hidrovolcánica y el choque asociado a las olas con los flujos piroclásticos. Las olas de tsunami arrasaron más de 300 ciudades y pueblos costeros matando a más de 40 000 personas y su propagación recorrió todo el mundo (Mader y Gittings, 2006; Ward, y Steven, 2010).

Las olas del tsunami de Krakatoa llegaron a lugares distantes; las oscilaciones del nivel del mar de la explosión del volcán fueron registradas por los mareógrafos tan lejanos como Hawái, la costa oeste de América, América del Sur e incluso, tan lejos como el Canal Inglés, entre Francia e Inglaterra (Pararas-Carayannis, 2003).

2.1.4 Por impacto de meteoritos

Durante más de dos siglos, se ha debatido la posibilidad de que la Tierra sea golpeada por cuerpos celestes se ha debatido y surgen preguntas que se han planteado desde el principio: ¿Podría un meteorito golpear la Tierra? y, en caso afirmativo ¿Podría el impacto dar lugar a la extinción de especies? ¿Es posible que las leyendas de muchas culturas, en todo el mundo, podrían explicar el choque de un objeto en los océanos y provocar enormes tsunamis en el pasado? (Keller et al, 2004).

Un cráter debajo del pueblo de Chicxulub en Yucatán es la huella de que al menos un meteorito se ha estrellado contra la Tierra, entre la eras Mesozoica y Cenozoica, hace 65 millones de años. En aquel entonces la Península de Yucatán estaba por debajo del nivel del mar, a unos 100 metros de profundidad y el impacto produjo deslizamientos de tierra que originaron un tsunami; aunado con la consecuencia directa del accidente, literalmente vació el Caribe por un breve tiempo. Después, cuando el agua regresó debió haber creado una conmoción alrededor de sus costas y ecosistemas (Verschurr, 1996; Keller et al, 2004).

2.2 Desarrollo de un tsunami

Las zonas costeras con mayor riesgo de tsunami son generalmente las que están a menos de quince metros sobre el nivel del mar y dentro de los primeros 1.5 kilómetros de la línea de costa. Las principales fuentes de daños causados por tsunamis son la inundación, el impacto de las olas (tanto *run-up* como las corrientes del *backwash*) y la erosión costera. Mientras que la dirección y origen del evento, la energía de las olas, la configuración de la costa y la batimetría influyen en la altura de la ola terminal y por lo

tanto en el potencial de daño (Dawson, 1994; Lagos, 2000). La evolución de un tsunami se explica en las etapas siguientes y se muestra esquemáticamente en la Figura 6.

2.2.1 Detonante

Dadas las diferentes causas de la formación de un tsunami, en términos de Física se dice que la energía potencial que resulta del empuje del agua sobre el nivel medio del mar se transfiere a la propagación horizontal de la ola del tsunami (energía cinética) (Zink, 2008).

Cuando el tsunami es producto de un sismo se puede presentar su ruptura en la base del talud continental en aguas relativamente profundas o también pueden surgir situaciones donde la ruptura del terremoto se produce por debajo de la plataforma continental en aguas mucho más profundas (Zink, 2008).

2.2.3 Ruptura o división

Unos minutos después del comienzo del terremoto, el tsunami se desplaza fuera de su origen como una serie de ondas en todas direcciones con longitudes de onda larga y veloces; el tsunami inicial viaja en las profundidades del océano (tsunami distante) y hacia la costa cercana (tsunami local). La velocidad a la que viaja el tsunami es igual a la raíz cuadrada de la profundidad del agua, la cual puede ser variable. Por lo tanto, el tsunami del océano profundo viaja más rápido que el tsunami local (Zink, 2008).

En el océano profundo un tsunami viaja a la velocidad de un avión aproximadamente pero la amplitud de onda es comúnmente menor de un metro. A menores profundidades en aguas cercanas a la costa, el tsunami desacelera a la velocidad de un automóvil, pero aumenta su amplitud de onda hasta llegar a ser destructiva (Satake y Atwater, 2007).

La velocidad de las ondas está en función de la batimetría y, por consiguiente, éstas sufren aceleraciones o desaceleraciones. Las áreas con más profundidad generan olas más rápidas que a veces pueden exceder los 480 km/h (Satake, 2007). Cerca de la playa, donde las profundidades son menores, un tsunami disminuye su velocidad a unas decenas de kilómetros por hora (Valdés, 2005; IOC, 2006).

Durante un tsunami la altura de las olas suele ser menor en el océano abierto (a menudo no más de uno o dos metros) que en la costa, donde los niveles máximos de inundación (*run-up*) son parte de la dimensiones en la propagación de ondas y se ven influenciados por la topografía y batimetría de la zona costera. Los tsunamis tienen períodos (el tiempo de un solo ciclo de la onda) que pueden ser entre unos minutos hasta una hora, y excepcionalmente, mayores y en la orilla puede dejar un impacto más visibles que en mar abierto (Valdés, 2005 y IOC, 2006).

2.2.3 Amplificación

Cuando el tsunami local viaja sobre el talud continental, la amplitud aumenta y disminuye la longitud de onda dando lugar a una inclinación de la ola principal (factor para la inundación). La parte de la onda que llega primero a la costa (local) es una depresión que se presentará después del retroceso del mar en la costa. Este es un signo común de alerta de tsunamis naturales (Zink, 2008).

Cuando un tsunami se acerca a la costa, al igual que otras ondas de agua, empieza a perder energía por su precipitación en tierra y parte de la energía de la onda se refleja hacia alta mar. Mientras tanto, la energía de las olas se multiplica hacia la costa disipándose a través de la fricción con el fondo del mar y las turbulencias (Zink, 2008).

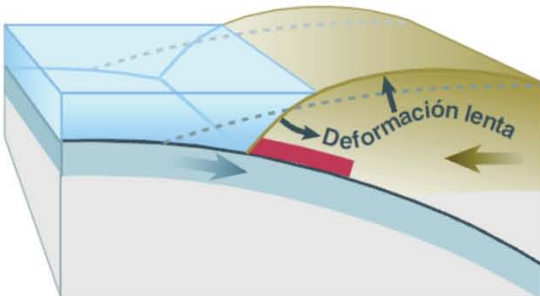
A pesar de la pérdida de energía, los tsunamis llegan a la costa con suficiente fuerza para impactarla. Los tsunamis tienen un potencial erosivo enorme, golpean las playas de arena, socavan bajo los árboles costeros y construcciones antropogénicas. En la costa son capaces de inundar cientos de metros tierra adentro más allá del nivel típico de aguas altas. Los tsunamis pueden alcanzar una altura vertical máxima en tierra sobre el nivel del mar, a menudo se llama una altura del *run-up* de 10, 20 y hasta 30 metros (Zink, 2008).

Tomando en cuenta que un tsunami de las profundidades del océano ha viajado más lejos que el tsunami local debido a la velocidad de propagación mayor, a medida que el tsunami se acerca a una playa lejana, la onda se desestabiliza y genera turbulencia por la amplificación y contracción de la misma (Zink, 2008).



Corte vertical en una zona de subducción

Una zona de subducción se produce cuando una placa tectónica desciende o "subduce" bajo otra adyacente. Un desplazamiento repentino en donde se encontraban trabadas, genera un terremoto.



Entre terremotos

La zona trabada ocasiona que la placa superior se comprima por tensión. Esto produce que el borde frontal de la placa baje y que la parte posterior se abulte. Esta deformación demora décadas o siglos, incrementando la tensión con el paso del tiempo.

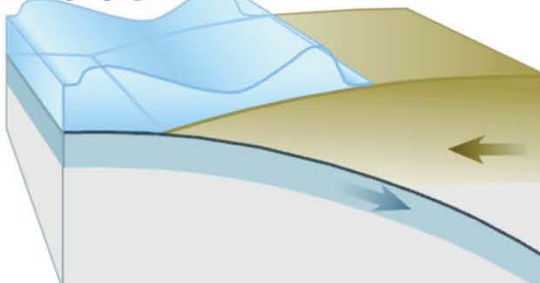
El tsunami comienza durante el terremoto



Durante un terremoto

Un terremoto en una zona de subducción ocurre cuando el borde frontal de la placa superior se libera por la tensión y empuja al mar que está sobre ella. Este levantamiento del piso marino genera el tsunami. Al mismo tiempo, el abultamiento detrás del borde frontal colapsa, adelgazando la placa y bajando las áreas costeras.

Las olas del tsunami se propagan



Minutos después

Una parte del tsunami se dirige a tierra, ganando altura a medida que se acerca a la costa. La otra parte cruza el océano hacia costas lejanas.

Figura 6. Secuencia de un tsunami (Atwater et al, 2005).

Contrario a las olas del océano causadas por el viento, consideradas como una perturbación de la superficie del mar, la energía de las olas de tsunami se extiende hasta el fondo del océano. Cerca de la costa, esta energía se concentra en la dirección vertical por la reducción en la profundidad del agua y en la dirección horizontal por una reducción de la longitud de onda debido a que disminuye su velocidad (IOC, 2006).

2.3.4 Run-up

El *run-up* es una medida de la altura del agua en tierra observada por encima de un nivel del mar de referencia, producida cuando la cresta de la onda del tsunami viaja a la costa cercana de la región (Zink, 2008).

Los tsunamis no se detienen llegando a tierra, parte de la energía del tsunami se refleja de nuevo al mar abierto y se dispersa por las variaciones bruscas de la costa. Además, un tsunami puede generar un tipo determinado de olas costeras, llamadas *ondas de borde*, que viajan hacia adelante y hacia atrás, paralelas a la costa. Estos efectos resultan por la llegada del tren de olas del tsunami en un punto determinado de la costa (Zink, 2008).

Debido al comportamiento complejo de las ondas del tsunami cerca de la costa, el primer *run-up* no suele ser el más grande, de ahí que se recomiende no regresar a una playa varias horas después de la llegada del tsunami (Zink, 2008).

A menudo se presenta el caso donde el tren de olas generará un retroceso mayor (*backwash*) como resultado de los efectos de resonancia de ondas dentro de los estuarios confinados; entonces ocurre el efecto de depósito-erosión-depósito. Un tsunami no es necesariamente de grandes proporciones, los puede haber pequeños, llamados micro-tsunamis de sólo unas pocas pulgadas de altura y no suelen ser peligrosos. Cuando un tsunami se desencadena, las olas se alejan rápidamente de su fuente, igual que las ondulaciones que se alejan cuando una piedra es arrojada a un estanque de agua (Valdés, 2005).

Con excepción de los tsunamis más grandes, como el ocurrido en el Océano Índico en 2004, la mayoría de los tsunamis no da lugar a olas gigantes (como las olas normales de surf que se curvan más cuando se acercan a la costa); o bien, su llegada es como las

mareas fuertes y de rápido movimiento con cambios repentinos en el nivel del mar. Son pocos los tsunamis que se rompen y forman paredes verticales de agua turbulenta (agujeros). Gran parte de los daños causados por los tsunamis en zonas urbanas se deben a las fuertes corrientes y los escombros flotantes. La Figura 7 muestra un dibujo japonés antiguo que refleja el durante y después de un tsunami, además esquematiza esos daños. Los tsunamis suelen viajar mucho más tierra adentro que las olas normales, por lo que su estudio se realiza en estos lugares (Zink, 2008).

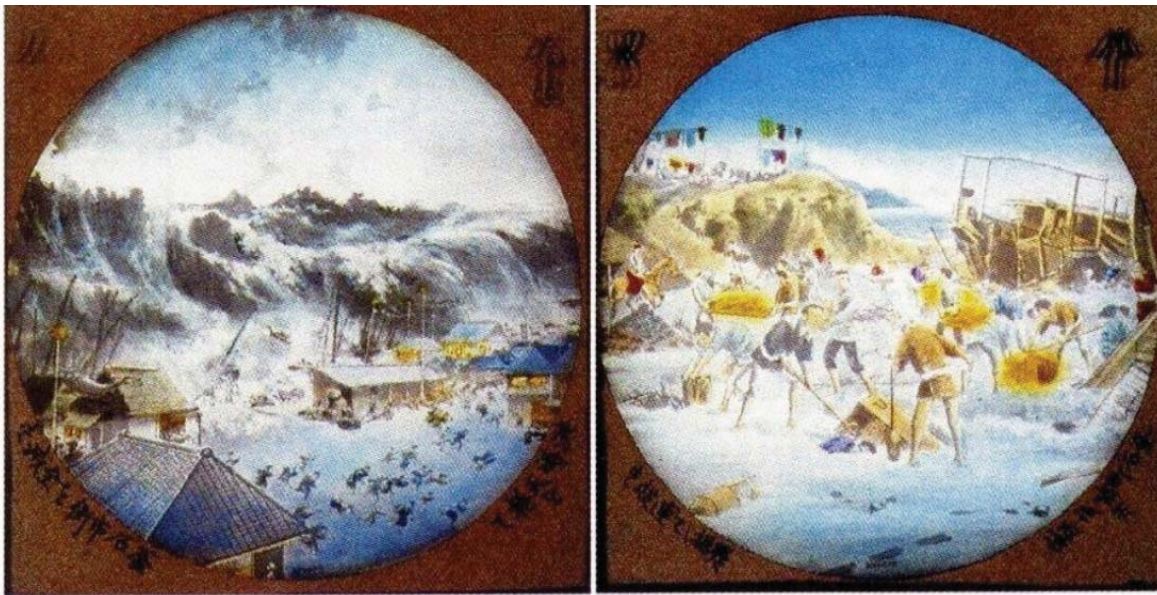


Figura 7. Dibujo japonés que representan el durante y el después de un tsunami (Titov, 2010).

2.3 ¿Dónde se forman?

Para la investigación de los tsunamis la comunidad científica se ha enfocado en estudiar los depósitos de los eventos recientes, ya que es importante para su reconocimiento en los registros geológicos y la comprensión de sus efectos sobre las regiones costeras mediante el cálculo de los límites de inundación y de *run-up* (Lagos, 2005; Zink, 2008). En la Figura 8 se ve la cuenca del Océano Pacífico, la zona donde se han manifestado más sismos generadores de tsunamis en el mundo (Satake y Atwater, 2007).

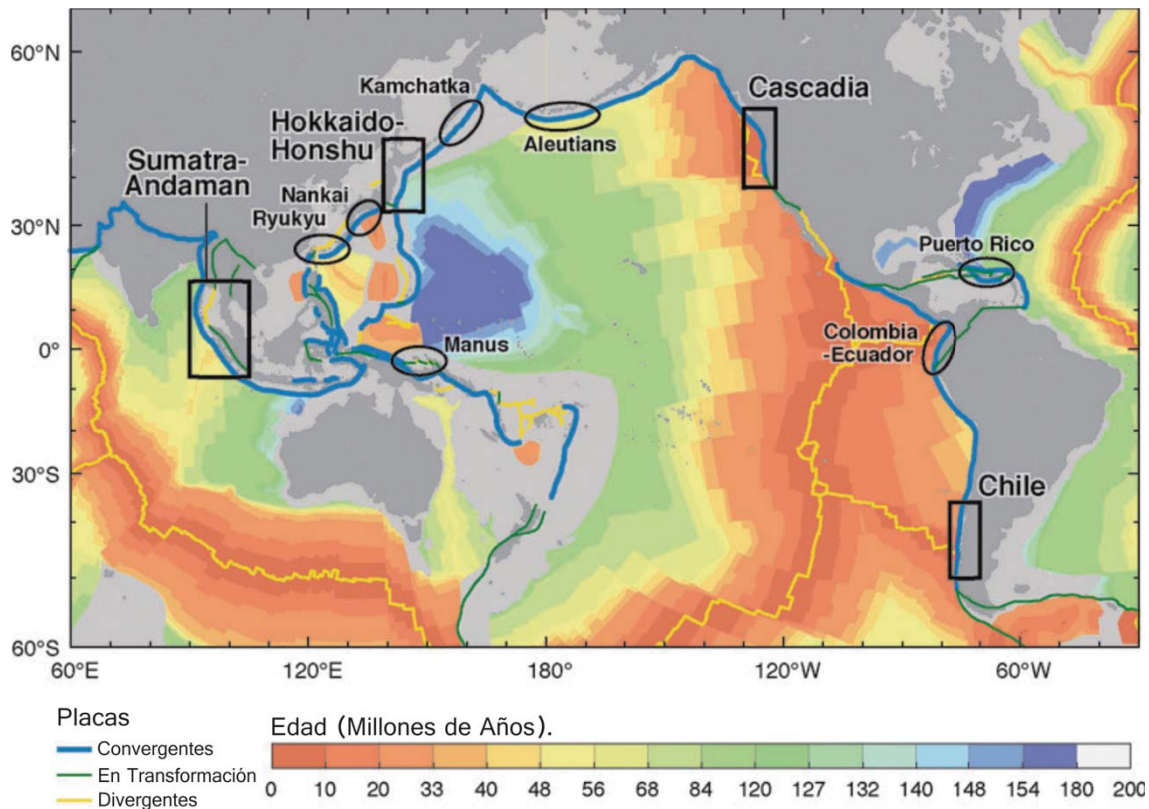


Figura 8. Zona de alto potencial a tsunamis (Satake y Atwater, 2007).

El Océano Pacífico es considerado como la región más susceptible a tsunamis, pues en se conocen cerca de 1 300 tsunamis generados en esta región, algunos de más de 7 000 años de antigüedad. Por otra parte, se conoce de aproximadamente de 300 tsunamis en el Mar Mediterráneo (Dawson, 1994; Levin y Nosov, 2009). En la Figura 8 se marcan zonas donde han existido grandes tsunamis.

2.4 Recurrencia, factor histórico (peor escenario)

Los tsunamis son una amenaza constante traducida en riesgo permanente para las comunidades costeras. De forma inmediata al gran tsunami del 2004 en el Océano Índico, que marcó un antes y un después en la percepción que se tenía del riesgo de tsunami, pues su último antecesor es de hace más de 500 años, se puso al descubierto el costo elevado del desconocimiento y la subestimación del pasado de los territorios, y mucho más de los afectados por tsunamis de gran magnitud (Satake y Atwater, 2007; Lagos, 2008).

En el estudio de la recurrencia de tsunamis, las observaciones geológicas, tales como identificación de depósitos de tsunamis y los cambios de nivel de las costas, producidos por grandes terremotos, han confirmado que los tsunamis presentan algún grado de ciclicidad referente a su periodicidad y magnitud, permitiendo identificar zonas de riesgo (Pontes, 2005; Lagos et al, 2008).

Los siglos de registros escritos y la corta historia de la sismología instrumental, son parte de la base que construyó un paradigma científico errado, incapaz de prever una catástrofe. En el largo camino del aprendizaje acerca de eventos excepcionales cuya ocurrencia es prolongada en el tiempo, la principal lección aprendida es que no se debe subestimar una zona de subducción (McCaffrey, 2007).

A pesar de la poca recurrencia de sismos tsunamigenéticos gigantes, estos representan los peores escenarios conocidos y se deben considerar con mayor atención implicando la consideración, para un mismo territorio, de nuevos escenarios de riesgo, con amenazas potenciales de mayor magnitud, incluso peores que las conocidas y maneras diferentes o nuevas de manejar el riesgo. Para considerar la recurrencia de tsunamis en la costa es necesario saber que los sismos que generan tsunamis se dan en una zona de ruptura y esta puede pasar más de 100 años para que vuelva a romper, por lo que la recurrencia a pesar de ser un factor temporal también es espacial, pues la recurrencia depende de la escala que se utilice (Lagos et al, 2008).

2.5 Magnitud

La magnitud de los efectos de un tsunami en zonas costeras depende de una serie de factores físicos y de la existencia de emplazamientos humanos. A continuación se describen las escalas de intensidad de tsunamis, su poder destructivo, sus efectos en la costa y daños ocasionados (Lagos, 2000).

Siendo que la mayoría de los tsunamis son generados por sismos, su impacto e intensidad están determinados por la topografía submarina del sitio donde se produce el sismo (por ejemplo, profundidad y consistencia del suelo marino) y, por ello, los daños

que un tsunami puede provocar en las áreas costeras dependen de la existencia y características de los asentamientos humanos presentes, a semejanza de la escala Mercalli que mide la intensidad de un sismo de acuerdo con los daños causados, Inamura (Monge, 1993) propone una escala en función de la altura de la ola y los daños que ésta produce en las áreas costeras; de este modo, el grado de un tsunami (m) o magnitud es clasificado de acuerdo con lo estipulado en la Tabla 1 (Lagos, 2000).

Tabla 1. Escala de grados de tsunamis según Inamura (Monge, 1993).

Grado de tsunami m	Altura de ola H (metros)	Descripción de los daños
0	1 - 2	No produce daños.
1	2 - 5	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 - 10	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10 - 20	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.
4	> 30	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera.

Por su parte, Iida (1963) propone (Tabla 2), una escala de grados del tsunami relacionando la máxima altura alcanzada de la ola en tierra (*run-up* = R) medida sobre el nivel medio del mar; y la energía de los tsunamis correspondiente a diferentes grados de intensidad.

Tabla 2. Grado de tsunami en relación con su energía y la máxima altura de inundación (Iida, 1963).

Grado de tsunami m	Energía (Erg.)	Máxima altura de inundación R (metros)
5.0	25.6×10^{23}	> 32
4.5	12.8×10^{23}	24 - 32
4.0	6.4×10^{23}	16 - 24
3.5	3.2×10^{23}	12 - 16
3.0	1.6×10^{23}	8 - 12
2.5	0.8×10^{23}	6 - 8
2.0	0.4×10^{23}	4 - 6
1.5	0.2×10^{23}	3 - 4
1.0	0.1×10^{23}	2 - 3
0.5	0.05×10^{23}	1.5 - 2
0.0	0.025×10^{23}	1 - 1.5
-0.5	0.0125×10^{23}	0.75 - 1
-1.0	0.006×10^{23}	0.50 - 0.75
-1.5	0.003×10^{23}	0.30 - 0.50
-2.0	0.0015×10^{23}	< 0.30

Posteriormente, Wiegel (1970) combina las escalas propuestas por Inamura e Iida (Tabla 3). Adiciona a la escala de Inamura la cota máxima de inundación R, definida por Iida. Como la escala de Iida se extiende desde $m = -2$ hasta $m = 5$ y además contiene medios grados, la adaptación de la variable R a la escala de Inamura se presenta con intervalos discontinuos (Lagos, 2000).

Tabla 3. Escala de grados de tsunami según Inamura y Iida, adaptada por Wiegel (1970).

ID	Altura de la ola H (metros)	Cota máxima de inundación R (metros)	Descripción de los daños
0	1 - 2	1 - 1.5	No produce daños.
1	2 - 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 - 10	4 - 6	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10 - 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera.

La altura de la ola H corresponde a la diferencia de nivel entre cresta y valle. Por otra parte, la cota máxima de inundación R, corresponde al lugar de la costa donde los efectos del tsunami alcanzan el máximo (Figura 9).

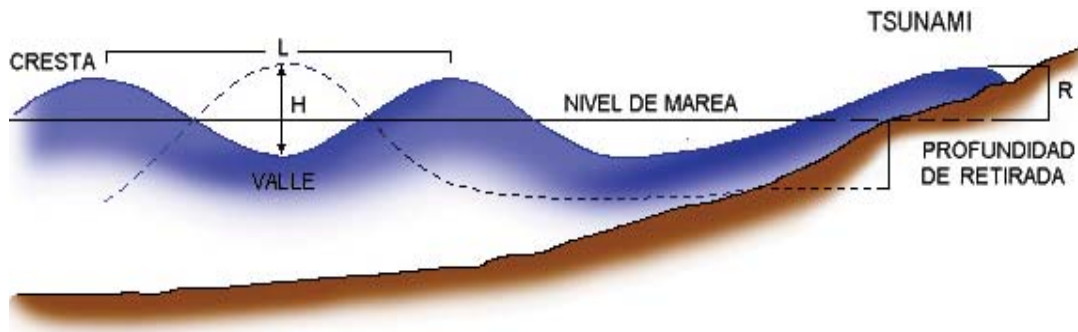


Figura 9. Tsunami teórico (Wiegel,1970).

Con la escala de tsunami descrita se puede identificar y diferenciar la magnitud de un evento. De este modo, al señalar que la costa de una determinada región ha sido afectada por 10 tsunamis en 400 años, se puede precisar que de los diez tsunamis acontecidos sólo uno fue de magnitud dos y nueve fueron de magnitud cero. Además, esta escala permite clasificar a los tsunamis basándose en documentos y descripciones históricas que hacen referencia a la magnitud de los daños y a la cota máxima de inundación (Lagos, 2000).

2.6 Tsunamis en el mundo

Desde la antigüedad existen diferentes descripciones de embates de tsunamis y de sus repercusiones, principalmente en zonas habitadas desde ese entonces (Japón, costa mediterránea, etc.). Ahora existen diferentes sistemas de alarmas en caso de tsunami en el mundo que permiten el registro de datos para el estudio de estos eventos. A continuación se presentan algunos datos de eventos en el mundo.

2.6.1 Eventos históricos

Noruega, hace aproximadamente 8 000 años. Un deslizamiento submarino ocurrió en la costa suroeste de ese país. Este evento inundó las costas de las Islas Faroes, Islandia, Escocia e Inglaterra. Esto se sabe por el estudio de la sedimentología de la costa, estos estudios se pueden reforzar tratando de encontrar muestras de diatomeas, las cuales pueden afianzar los estudios (Shi y Smith, 2003).

Escocia, hace 7 000 años. En la costa este de Escocia se encuentra la evidencia de una capa extensa de sedimentos marinos del Holoceno conocida por más de 20 años, y durante mucho tiempo se atribuyeron a un aumento del nivel del mar por una tormenta. Recientemente, se ha demostrado que los sedimentos fueron depositados por un tsunami muy complejo en términos de su composición y estructuras sedimentarias. En la mayoría de los casos la capa de sedimentos se apoya en discordancia sobre sus depósitos de turba (Dawson, 1994).

Lisboa 1755. El denominado terremoto de Lisboa, Portugal, ocurrido el 1 de noviembre con una magnitud aproximada de 9.0 Mw, su epicentro se localizó en la falla Azores-Gibraltar, a 800 kilómetros al suroeste de la punta sur de Portugal. Además de destruir Lisboa, las ondas sísmicas llegaron hasta Alemania provocando un tsunami. Entre 30 minutos y una hora después de producirse el sismo, olas de entre 6 y 20 metros embistieron el puerto de Lisboa y ciudades del suroeste de la península Ibérica, ocasionando miles de muertes y destrucción. Las costas de Marruecos y Huelva quedaron gravemente afectadas. Antes de la llegada de las enormes olas, las aguas del estuario del Tajo se retiraron hacia el mar (Bryant, 2008; Levin y Nosov, 2009).

Islas Vírgenes, 1867. Las olas se propagaron, entre otros lugares, hasta las costas de Martinica, Barbados, América del Sur y Finlandia. Testigos informan de un tsunami de altura de ola máxima de más de siete metros en Frederiksted (USGS, 2001).

Mesina, 1908. El 28 de diciembre se produjo un terremoto en el sur de Italia, en las regiones de Sicilia y Calabria acompañado de un tsunami que arrasó completamente la ciudad de Mesina en Sicilia; la ciudad quedó totalmente destruida y tuvo que ser levantada de nuevo en el mismo lugar. Se tiene un antecedente de tsunami, pero es vulcano-genético, en la Isla Santorini en 1650 a. C. que destruyó por completo la ciudad de Tebas. Sus olas (según los registros pudieron alcanzar hasta 150 metros de altura) habrían llegado a Creta asolando puertos importantes de la costa norte de la isla (Lander et al, 2003).

Tsunami del Pacífico, 1946. El 1 de abril de 1946 ocurrió un terremoto en las Islas Aleutianas de Alaska provocando un tsunami en todo el Pacífico, que tuvo una magnitud de superficie de onda de 7.8 Ms y una profundidad focal de 25 kilómetros. Costó la vida a más de 165 personas en Hawai y Alaska. Este evento hizo que los estados de la zona del Pacífico creasen un sistema de alertas, que entró en funcionamiento en el año 1949 (NOAA, 2011).

Puerto Rico, 1946. Según datos del Servicio Geológico de Estados Unidos, USGS por sus siglas en Inglés, (2001), inmediatamente después del terremoto de 1946, un tsunami golpeó el noreste de La Española propagándose por varios kilómetros tierra adentro y algunos informes indican que cerca de 1,800 personas se ahogaron.

Rusia, 1952. Un terremoto de magnitud 8.2 Mw creó un gran tsunami que afectó todo el Océano Pacífico. Alcanzó Kamchatka y las islas Kuriles causando muerte y destrucción con olas de entre cuatro y 18 metros. Fue ampliamente observado en Japón, donde no causó daños; sin embargo, causó problemas en Hawai, Perú y Chile. También fue observado en todas las islas del Pacífico, en Nueva Zelanda la ola detectada midió un metro (Pontes 2005).

Alaska, 1958 y 1964. El 9 de julio de 1958, en la bahía Lituya, al noreste del Golfo de Alaska, un fuerte sismo de 8.3 Mw, provocó un deslizamiento generando una ola que se

elevó sobre los 520 metros, convirtiéndose en la ola más grande de la que se tenga registro, llegando a calificarse el suceso de megatsunami. Posteriormente, en marzo de 1964, otro sismo afectó algunas zonas del territorio costero donde éstas se elevaron quince metros mientras que otras se hundieron. Ocasionando gran cantidad de tsunamis locales, el desplazamiento vertical de casi dos metros de la corteza terrestre en una zona de cerca de 300 000 km² y provocó un gran tsunami en todo el Pacífico que afectó toda la costa oeste de Canadá, EEUU y Hawai (Fritz et al, 2001).

Tumaco, 1979. Un terremoto importante de magnitud 7.9 Mw ocurrió a lo largo de la costa pacífica de Colombia y Ecuador. Terremoto y tsunami fueron los responsables de la destrucción de por lo menos seis aldeas de pesca y de la muerte de centenares de personas en el departamento de Nariño en Colombia. El tsunami al romper contra la costa provocó gran destrucción en la ciudad de Tumaco y las poblaciones de El Charco, San Juan, Mosquera y Salahonda (Pararas-Carayannis, 1980a; 1980b).

Nicaragua, 1992. Un terremoto ocurrido en las costas del Pacífico de Nicaragua de entre 7.2 y 7.8 grados en la escala de Richter. El 1 de septiembre de 1992 un tsunami que azotó gran parte de la costa del Pacífico de este país provocó más de 170 muertos afectando a más de 40 000 personas en al menos una veintena de comunidades, entre ellas San Juan del Sur (ONU, 1992).

Hokkaido, Japón, 1993. Un tsunami ocurrió a lo largo de la costa de Hokkaido en Japón, como consecuencia del terremoto del 12 de julio de 1993. Como resultado 202 personas de la pequeña isla de Okushiri perdieron la vida y centenares resultaron heridas. Este tsunami provocó que algunas oficinas y negocios cayeran en quiebra. El tsunami adquirió una altura de 31 metros, pero sólo afectó a la isla Hokkaido (Tsunami Survey Group, 1993).

Indonesia 1994. En la Isla de Flores las aéreas más afectadas en la línea de costa fueron inundadas por el tsunami con valores de *run-up* que fluctuaban entre 1.5 y cuatro metros, mientras que el *run-up* fue de hasta 26 metros bajo el agua. Lo que significó cambios generalizados en el paisaje de la costa por las fuerzas hidráulicas del tsunami debido a la batimetría y la configuración de la línea de costa. La escala de los cambios geomorfológicos fueron encontrados en relación con el *run-up* sobre un área amplia. El

grado de erosión se encontró que era visiblemente relacionado con la altura del *run-up* (Shi y Smith, 2003).

Aitape, Papúa Nueva Guinea, 1998. Este tsunami fue provocado por un terremoto de magnitud de 7.0 Mw el 17 de julio de ese año. Causó la muerte de por lo menos 2 183 personas aunque la cifra sería mucho mayor ya que cerca de 500 personas quedaron desaparecidas. Ésta es un área de llanuras costeras bajas interrumpida por elevaciones aisladas, delimitada por una barrera de arena de la costa que se encuentra entre uno o dos metros sobre el nivel del mar.

2.6.2 Megatsunamis: Indonesia, Chile y Japón

El 26 de diciembre de 2004 ocurrió en Sumatra un sismo de 9.3 Mw que originó un tsunami que afectó directamente las Islas Andaman y Nicobar e Indonesia. Ocasionó un tsunami devastador a lo largo de la costa en la mayoría de los países que bordean el océano Índico, matando aproximadamente a 250 000 personas a su paso e inundando comunidades costeras a través de casi todo el sur y sureste de Asia. En general, la mayor parte de la zona a lo largo de la costa occidental se caracteriza por acantilados rocosos, mientras que la parte oriental muestra suave pendiente. Esta costa rocosa comprende rocas sedimentarias (Narayana et al, 2007).

Las olas del tsunami, con su longitud de onda larga y substancialmente veloces, fueron influenciadas por la batimetría y la topografía que la encaminó a diferentes lugares en varios países de Asia y África. En India no sólo fueron devastadas las Islas Nicobar y Andamán (Figura 10), sino también el este de la costa de Mainland, el suroeste de la costa (Kerala), donde fueron encontradas zonas de sombra con respecto a la propagación del tsunami (Narayana et al, 2007).

Después del tsunami de 2004 en Sumatra se supo que existe la posibilidad de que los segmentos de las zonas de subducción que se creían apagados podían generar terremotos gigantes. Para explicar esta situación, la sismología se apoyó en investigaciones para determinar que factores geológicos y tectónicos (edad y velocidad de la placa en subducción, sus movimientos laterales en el manto y el grosor de los

sedimentos en la trinchera), en algunas zonas de subducción eran capaces de generar sismos gigantes; entre ellas se incluía la zona de Sumatra-Andamán. Por lo tanto, para muchos el terremoto gigante de 2004 ocurrió en un lugar muy improbable para el conocimiento que se tenía hasta entonces (Lagos et al, 2008).

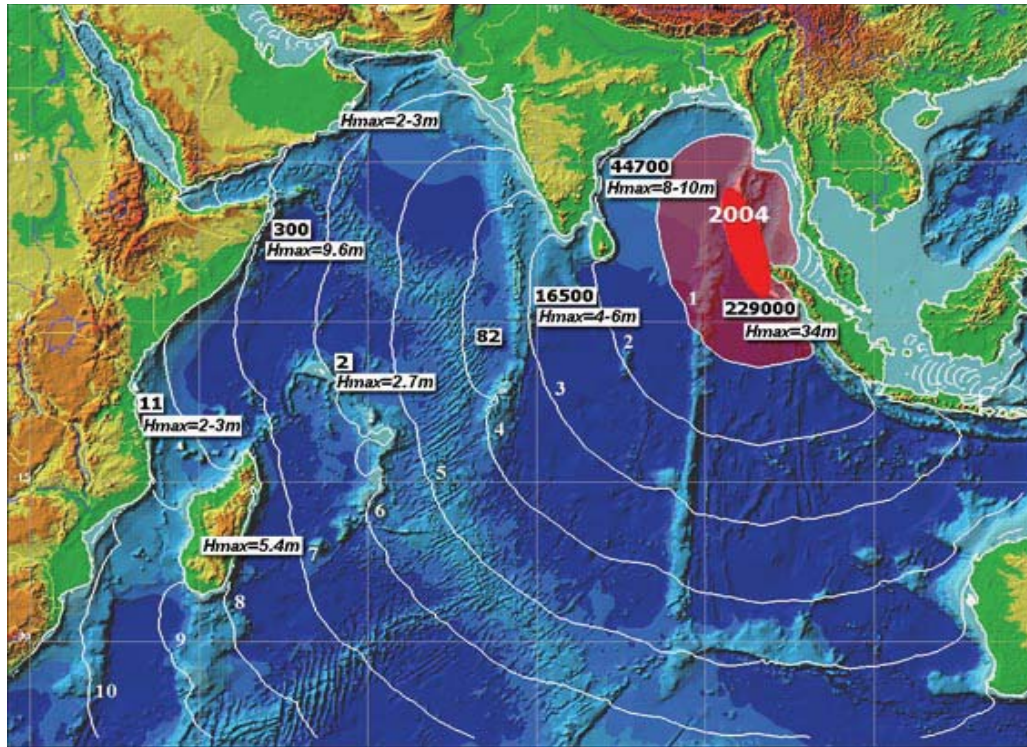


Figura 10. Propagación del tsunami de Sumatra 2004 (NOAA, 2011).

El terremoto de Valdivia en 1960 también llamado el Gran Terremoto de Chile, ocurrió el 22 de mayo de 1960, es el sismo de mayor intensidad registrado por sismógrafos, tuvo una magnitud de 9.5 y de XI a XII en la escala de Mercalli y afectó al sur de Chile. Su epicentro se localizó en Valdivia, a 39.5° de latitud sur y 74.5° de longitud oeste; el hipocentro se localizó a 60 kilómetros de profundidad, aproximadamente 700 kilómetros al sur de Santiago. El sismo causó un tsunami que se propagó por el Océano Pacífico y devastó Hilo a 10 000 kilómetros del epicentro, como también las regiones costeras de Suramérica, causando aproximadamente 3 000 muertes. Este tsunami tuvo repercusiones mundiales alcanzando lugares como Hawai y Japón. En Hilo, Hawai, causó inundaciones y las olas llegaron de 2.7 a cuatro metros de altura y en Ognagawa, Japón, no hubo muertes porque la gente se dirigió a sectores altos. En la Figura 11, se observa que la

amplitud del tsunami de Chile de 1960 es mayor que el de 2010 o del de Japón 2011 y es considerado el mayor evento de la era moderna (Cisternas, 2008; Lagos, 2005).

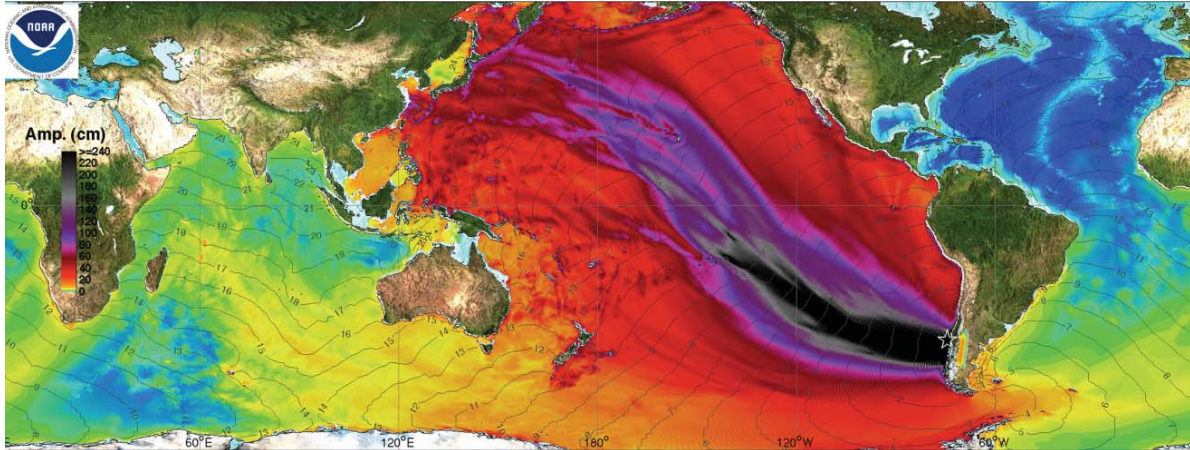


Figura 11. Amplitud del tsunami de Chile 1960 (NOAA, 2011).

Terremoto de Constitución en 2010. El 27 de febrero de 2010 un terremoto de magnitud 8.8 Ms (escala de magnitud de onda) con epicentro en Cobqueuca (400 kilómetros al suroeste de Santiago de Chile) originó un tsunami en las costas del Maule, Constitución, Iloca, Talcahuano y Dichato (Figura 12), las cuales fueron afectadas. Olas de hasta quince metros de altura impactaron en el archipiélago de Juan Fernández, a 650 kilómetros de la costa de Chile continental (Andrade et al, 2010).

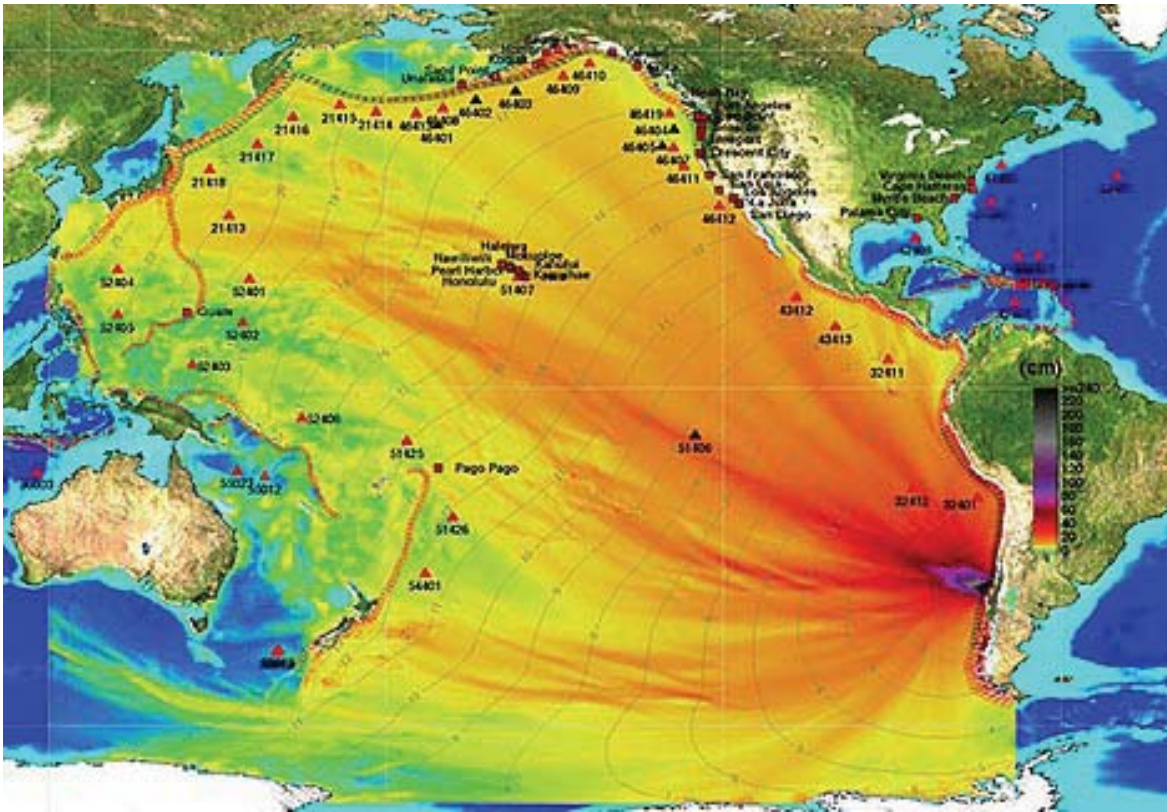


Figura 12. Amplitud del tsunami de Chile 2010 (NOAA, 2011).

En otro caso, el tsunami de Tohoku o Honshu, Japón (Figura 13) fue generado por un terremoto de 9.0 Mw el 11 de marzo de 2011 a las 05:46 UTC; ubicado a 130 kilómetros de la costa de la región de Tohoku y 373 kilómetros al noreste de Tokio, Japón (38.322 N, 142.369 E), tuvo una profundidad de 24 kilómetros (NOAA, 2011). Esta magnitud sitúa al terremoto como el cuarto más grande en el mundo desde 1900 y el más grande en Japón desde el monitoreo instrumental que comenzó hace 130 años (USGS, 2011).

El sismo, se sintió en Japón, Rusia, China, Taiwán, Islas Marianas y Corea del sur. El evento generó un tsunami en toda la cuenca del Pacífico. En las costas de Japón el tsunami alcanzó alturas de más de ocho metros y causó grandes pérdidas tanto de vidas humanas como de infraestructura, vivienda y servicios, en la región de Sendai y en las prefecturas de Fukushima y Miyagi (NOAA, 2011).

El tsunami causó, además de los daños graves en Japón, importantes pérdidas en Hawai obligando a declarar, en ese lugar, estado de emergencia. En Ecuador se inundó parte del Puerto Ayora en la Isla de Santa Cruz y el muelle flotante se averió; en Perú se produjeron daños menores en algunas viviendas y calles cercanas al mar en Esmeralda de Colán. Las inundaciones y daños en Chile llegaron 22 horas después del terremoto (USGS, 2011).

En Japón existía la incertidumbre en cuanto a las repercusiones que tendría el tsunami en las plantas nucleares de la costa. Gran parte de los daños se debieron al tsunami y no al terremoto, pues la cultura de prevención de accidentes en caso de sismos esta relativamente cubierta. El peor tsunami en Japón es el que ocurrió en Sanriku, 1896 que dejó 22 000 muertos (USGS, 2011).

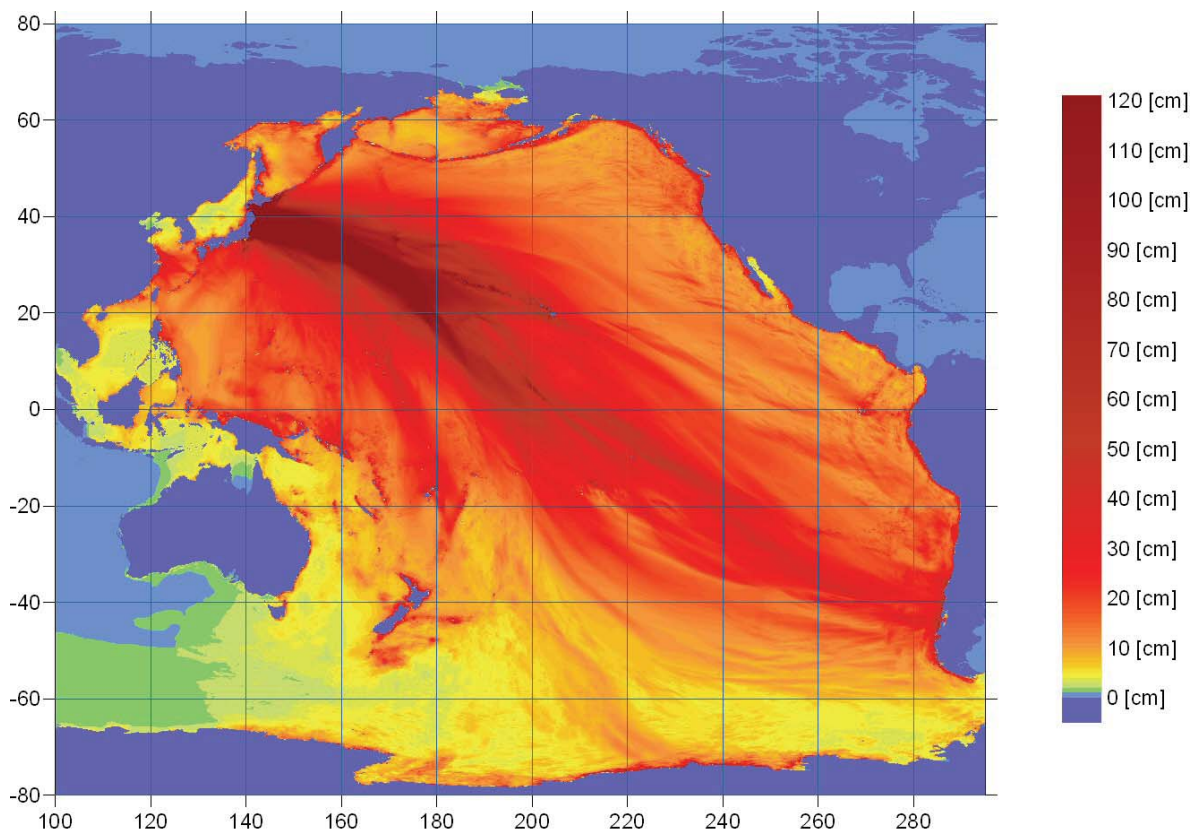


Figura 13. Amplitud del tsunami de Japón 2011 (NOAA, 2011).

2.6.3 Eventos en México.

Los tsunamis generados por grandes terremotos en México se atribuyen a la poca profundidad del ángulo de subducción de la placa de Cocos bajo la placa de América del Norte para esta región en particular y al pequeño componente vertical de desplazamientos de la corteza. Sin embargo, aumenta el ángulo de subducción al sur y más terremotos locales de esta zona tienen el potencial de producir grandes tsunamis en la costa oeste de México (Farreras, 1995). En la Tabla 4 se presenta una compilación de los tsunamis más significativos en la historia de México

Tabla 4. Tsunamis en México (Sánchez y Farreras, 1993; Singh et al, 1998; Pararas-Carayannis, 1997, Abe et al, 1986; Suárez y Albini, 2009).

Día	Año	Lugar	Descripción del tsunami
Sin dato	1537	Costa de México	Según Sánchez y Farreras (1993) en un catálogo japonés existe un tsunami registrado en las costas del país
25 de febrero	1732	Acapulco, Gro	Alturas de ola estimadas entre 3 y 4 metros
1 de septiembre	1754	Acapulco, Gro	Asociado a un sismo, inundó la plaza principal de Acapulco con una altura de ola estimada entre 4 y 5 metros
28 de marzo	1787	San Marcos, Gro	La ola alcanzó 4 metros y llegó a la Laguna de Corralero inundando aproximadamente 4 km.
3 de abril	1789	Costa de Oaxaca	Asociado a un ruido al iniciar el tsunami, la ola estimada asciende a 4 metros
4 de mayo	1820	Acapulco, Gro	Inundó la iglesia de este lugar, la altura de la ola alcanzó 2 metros y la playa se ensanchó 17 metros
10 de marzo	1833	Acapulco, Gro	Se sabe que el mar se retiró aproximadamente 12 metros
11 de marzo	1834	Acapulco, Gro	Ligado a un sismo el mar se retiró 33 metros
7 de abril	1845	Acapulco, Gro	Inundó 40 metros hacia el continente y posteriormente dejó al descubierto 35 metros del fondo marino
4 de diciembre	1852	Acapulco, Gro	El mar se retiró 6 metros de la costa
11 de mayo	1870	Pochutla, Oax	Se reportó calentamiento del suelo
23 de febrero	1875	Manzanillo, Col	Existen reportes de ruidos ensordecedores
3 de abril	1887	Acapulco, Gro	Inundó 50 metros
14 de abril	1907	San Marcos, Gro	La altura de la ola se estima den 2 metros, llegando en la horizontal hasta 300 metros
30 de julio	1909	Acapulco, Gro	El mar se retiró 10 metros

Día	Año	Lugar	Descripción del tsunami
16 de noviembre	1925	Zihuatanejo, Gro	La ola se estima en 7 metros de altura y la invasión del mar duro alrededor de 15 metros
22 de marzo	1928	Puerto Ángel, Oax	Asociado a un sismo, se tiene registro de invasión del mar
16 de junio	1928	Puerto Ángel, Oax	El agua penetra 55 metros tierra adentro
3 de junio	1932	Costa de Colima	Asociado a un sismo, el tsunami se observó en Manzanillo, Cuyutlán, Barra de Navidad y San Blas
18 de junio	1932	Manzanillo, Col	Se observó una ola de un metro e inundó parte del puerto
22 de junio	1932	Cuyutlán, Col	Destruyó el balneario de Cuyutlán con olas de más de 10 metros, mató a 75 personas y dejó heridas a más de 100, la inundación horizontal fue de más de un kilómetro
14 de diciembre	1950	Acapulco, Gro	La altura de la ola fue de 0.30 metros
28 de julio	1957	San Marcos, Gro	El tsunami se registró también en San Marcos y Salina Cruz
11 de mayo	1962	Acapulco, Gro	se tiene registro que la primera ola del tsunami tardó en recorrer 100 kilómetros en 9 minutos y tuvo una velocidad promedio de 666km/hr
19 de mayo	1962	Acapulco, Gro	El tsunami registrado fue menor que el del 11 de mayo
23 de agosto	1965	Acapulco, Gro	Alcanzó una altura de 0.40 metros de altura
30 de enero	1973	Manzanillo, Col	Se registraron deslizamientos en la costa, la altura máxima de la ola fue de 1.13 metros
29 de noviembre	1978	Pinotepa, Oax	Testigos oculares informan que el mar se retiró 10 metros y la altura de la ola alcanzó 1.5 metros
14 de marzo	1979	Acapulco, Gro	La ola alcanzó 1.31 metros. También se registró en Manzanillo, Col, con una ola de 0.42 metros
25 de octubre	1981	Playa Azul, Mich	Un tsunami de 0.09 metros fue registrado
19 de septiembre	1985	Lázaro Cárdenas, Mich	El tsunami generado se observó desde Manzanillo hasta Acapulco. En playa Azul, Mich alcanzó 1 metro de altura y erosionó fuertemente la playa e inundó hasta 150 metros tierra adentro; En Lázaro Cárdenas el mar retrocedió 60 metros e inundó 500 metros tierra adentro con una altura de ola de 2.5 destruyendo 1 500 metros de vías férreas; en Ixtapa inundó algunas albercas de hoteles cercanos a la playa; en Zihuatanejo el tsunami alcanzó los 3 metros de altura; En Acapulco la máxima elevación de la ola fue de 1.15 metros. Se propagó por todo el Océano Pacífico.
21 de septiembre	1985	Lázaro Cárdenas, Mich	Se registraron olas de 1.20 metros

Recapitulando, los tsunamis son conocidos y temidos en el mundo por su poder destructivo. Un tsunami es un tren de olas ocasionado por una liberación de energía, suficiente para levantar el agua del océano; es capaz de llegar a la costa sin respetar poblaciones, construcciones o niveles sociales. Los tsunamis se originan principalmente en las costas del Océano Pacífico. En México antes del establecimiento de la red de monitoreo de sismos, los tsunamis se registraban gracias a la población de las localidades cercanas al origen o por testigos presenciales. Ahora existen esfuerzos para conocer los tsunamis más antiguos que han azotado el país. Los antecedentes presentados de tsunamis y su comportamiento son la base para la comprensión de este estudio en los próximos capítulos.

CAPITULO 3. CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS SUSCEPTIBLES A TSUNAMIS

El posible impacto de eventos peligrosos no debe ser ignorado. El estudio de los riesgos surge de la relación de la amenaza con la vulnerabilidad que expresa la probabilidad de consecuencias dañinas, posibles pérdidas materiales, muertes, lesiones, interrupción de actividades económicas, medios de subsistencia o ecosistemas; y no tangibles, tales como el trauma físico y social de una población (Cortés, 2008; Van Westen, 2010).

El estudio de los riesgos naturales valora cualitativa y cuantitativamente el daño potencial generado por un evento o fenómeno de origen natural sobre los grupos humanos. El término de susceptibilidad es esencial para la comprensión de la vulnerabilidad; ésta muestra distintos grados según la expresión geográfica, la peligrosidad del fenómeno y el momento histórico-cultural en el que ocurren (ONU, 2005; Seingier, 2009).

3.1 Definición de susceptibilidad

Según la Real Academia de la Lengua Española (2010), el término de *susceptibilidad* se refiere a la capacidad o condición de recibir alguna modificación o impresión y verse afectado de alguna manera. Se puede concebir como una condición para ser afectado en respuesta a un fenómeno.

La susceptibilidad se refiere al grado de predisposición que un evento suceda sobre un determinado espacio geográfico (Soldano, 2009). En otras ocasiones la susceptibilidad es concebida como la facilidad con la que un fenómeno puede ocurrir sobre la base de las condiciones locales de un lugar (Suárez, 2009; Vargas, 2002). Sin embargo, un argumento más sólido manifiesta que la susceptibilidad es comprendida como la propensión o tendencia de una zona a ser afectada de forma física por una amenaza determinada, para su conocimiento es necesario el análisis comparativo de factores, condiciones y desencadenantes, cuantitativos o cualitativos, en las áreas que han sido afectadas en el pasado (Ayala y Cantos, 2002).

Refiriéndose a la susceptibilidad como la propensión de un lugar o zona a verse afectada de forma física por una amenaza determinada que cuenta con sus características físicas y un comportamiento determinado. Entonces, la susceptibilidad corresponde a la manera que las características de la costa pueden establecer algún grado de propensión a tsunamis con el fin de obtener escenarios priorizados. Un ejemplo simple del término susceptibilidad es: ¿Cómo una persona es susceptible a enfermarse de gripe en invierno?. El hecho es que en invierno existen las condiciones para contraer gripa y para que una persona permanezca estable se recomienda estar abrigado y tomar líquidos, si no se cumple con una de estas condiciones es probable que contraiga gripa, y si no cumple con ninguna pues es muy altamente probable que contraiga la enfermedad.

El término de susceptibilidad puede confundirse o mal interpretarse con los términos de riesgo y vulnerabilidad, pero estos dos últimos son más amplios que el concepto de susceptibilidad. Por consiguiente, la susceptibilidad va de la mano con el estudio de la amenaza que es parte fundamental para la determinación del riesgo de desastre (Ayala y Cantos, 2002).

Dicho esto, los lugares cuentan con características propias que los exponen a fenómenos o procesos geográficos y facilitan su ocurrencia, por lo que es necesario conocer esas características que pueden depender directamente o no del lugar, en este caso la costa.

Mientras existan registros de tsunamis ocurridos en el pasado o se pueda obtener la intensidad y probabilidad de ocurrencia de tsunamis con suficiente detalle se pueden elaborar bases de datos y realizar una zonificación costera de la susceptibilidad a tsunamis. Donde el concepto de susceptibilidad es retomado para la confección de una clasificación cualitativa de la ubicación, probabilidad del peligro e intensidad de un tsunami y es auxiliado por la fabricación de mapas morfológicos de la costa con datos de elevación mediante un Modelo Digital de Elevación (DEM, por sus siglas en Inglés, *Digital Elevation Model*) como base de ésta (Damen, 2005).

3.2 Elementos de exposición de la costa

La capacidad destructiva de los tsunamis a lo largo de alguna línea costera consiste en la combinación e interrelación de varios elementos y factores de la costa que inciden en el comportamiento del tsunami. Los elementos están definidos como las características propias del lugar, Entre ellas: la topografía del suelo marino a lo largo y ancho de la zona de propagación del tsunami (batimetría); la configuración de la línea de costa orientación y morfología; la existencia de mangles, arrecifes coralinos y malecones, así como cualquier tipo de obstáculo en tierra que se encuentre a su paso (rugosidades del terreno); el estado de la marea. Los factores son efectos que están ligadas al origen del tsunami e inciden en su comportamiento, como pueden ser: la magnitud de la fuente que lo origina (para este trabajo se considera como sísmico) y la distancia entre el epicentro a la costa (Theilen, 2008).

La exposición de la costa es concebida como la manera en que las características de la costa le permiten mostrarse de forma directa a la acción de un agente, fenómeno o proceso geográfico (tsunami) que la afecten. La combinación de los elementos de la costa y los factores determinan la complejidad del desarrollo de un tsunami en la costa. En otras palabras, la exposición de la costa a un tsunami tiene una amplia variedad de elementos (batimetría, morfología, rugosidad y mareas) y factores (Distancia de la fuente de origen a la costa y su magnitud) que condicionan el desenvolvimiento de un tsunami cuando arriba a la costa (Figura 14). La interrelación que presenten localmente entre los elementos y factores de exposición de la costa a tsunamis se reflejan en la dimensión, periodo y alturas máximas de inundación que puede alcanzar el tren de olas. Puede existir una diferencia considerable a lo largo de la costa, incluso en rangos cortos a distancia, dependiendo de estas relaciones (Damen, 2005; Lagos, 2008; Kowalik et al, 2010).

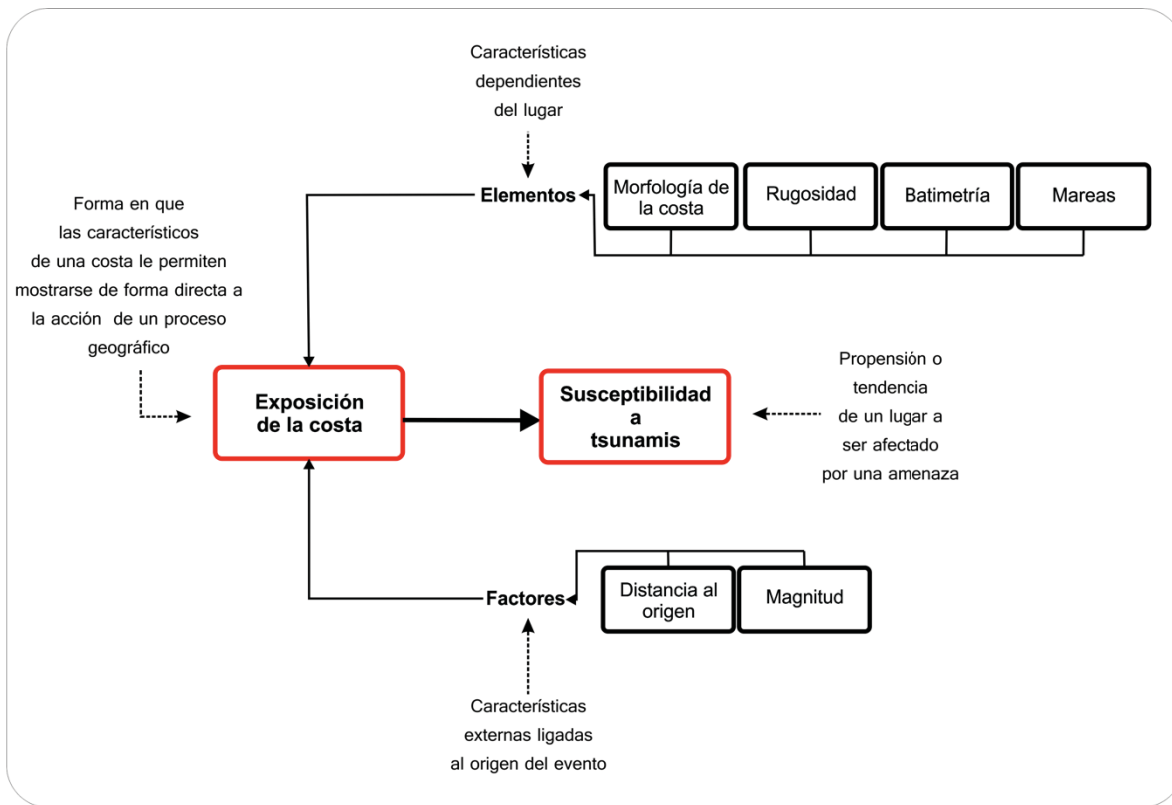


Figura 14. Diagrama de la susceptibilidad a tsunamis.

3.2.1 Morfología

La llegada de un tsunami a la costa se manifiesta generalmente por un cambio anómalo en el nivel del mar, no siempre se presenta un aumento o retroceso previo de las aguas; esta última situación suele dejar descubiertas grandes extensiones del fondo marino y, posteriormente, se produce una sucesión rápida y acentuada de ascensos o descensos en el nivel de las aguas, cuya altura puede variar entre uno y cuatro metros (Lagos, 2008).

Los efectos de un tsunami son diferentes dependiendo de la duración del período. Con corto período la ola llega a tierra con una fuerte corriente y con período largo se produce una inundación lenta con poca corriente. Por otra parte, mientras mayor sea la altura de la ola mayor será la energía acumulada y, por lo tanto, dependiendo de la pendiente y morfología del terreno, mayor será la extensión de las áreas inundadas. Al respecto, mientras menor sea la pendiente de la ola (razón entre la altura y la longitud de onda) mayor será la altura máxima de inundación (SHOA, 1995; Lagos y Cisternas, 2008).

Cuando un tsunami impacta un acantilado la amplitud de su onda se duplica por la reflexión (Mansfield y Malan, 2011). Una costa en peldaños con plataforma continental escalonada y bruscos cambios de pendiente favorecerá que la onda de tsunami pierda gradualmente su energía cinética y por tanto potencial, debido a los choques sucesivos de la masa de agua con el fondo marino. Las olas disipan su energía en las paredes con los cambios bruscos de profundidad (SHOA, 1995; Lagos y Cisternas, 2008).

En tanto, una costa con pendientes suaves en forma de rampas en donde la plataforma continental penetra suavemente en el mar, permitirá que la energía del tsunami sea transmitida en su totalidad y, por lo tanto, se incrementa el poder destructivo del mismo. Estas son costas de alto riesgo con olas de gran altura que producen inundación y en este caso la pérdida de energía se da sólo por fricción (Dawson, 1994; Lagos, 2008).

En una playa con pendiente apreciable un tsunami puede ser confundido con la marea local, es decir, que tarda sólo quince minutos en subir o bajar (Mansfield y Malan, 2011).

En las bahías puede haber reflexión en los bordes de la costa. En este caso si el período es igual (o múltiplo entero) al tiempo que demora en recorrer la bahía, al llegar la segunda ola puede verse reforzada con un remanente de la primera y aumentar la energía al interior de la bahía; éste es el fenómeno de “*resonancia*”, proceso por el cual la amplitud de una onda estacionaria o semi-estacionaria se ve aumentada (Dalrymple, 1995). Esta condición puede producir la amplificación de las alturas del tsunami al interior de una bahía (SHOA, 1995).

Si las dimensiones horizontales de una bahía semicerrada son cercanas o coinciden con las longitudes de onda (o sus múltiplos) que contiene un tsunami incidente en esas aguas someras, se forman ondas estacionarias en su interior por reflexiones múltiples en el contorno. El agua así excitada oscila con mayor energía (amplificación resonante) en las frecuencias correspondientes, llamadas modos armónicos normales. Por el contrario, la respuesta de costas abiertas a los tsunamis incidentes muestra una distribución dispersa de energía en un rango amplio de frecuencias (Farreras, 1997).

Por la batimetría local y la morfología costera los procesos físicos predominantes en la interacción con un tsunami son **reflexión** (el proceso por el cual parte de la energía no disipada de un determinado tren de olas genera otro tren en sentido contrario al incidir sobre un obstáculo); **refracción** (fenómeno que se da cuando las olas se inclinan hacia las aguas menos profundas debido a las distintas profundidades del fondo del océano) y **difracción** (fenómeno que tiene lugar cuando el frente de onda se encuentra con un obstáculo al que rebasa y tras el obstáculo se produce una zona de sombra en la que se produce una transferencia lateral de la energía del oleaje, en la dirección del frente y sentido hacia la zona de sombras). La refracción es el proceso más importante en el caso de incidencia de olas de tsunamis (Iribarren y Nogales, 1954; Miyoshi, 1983; Dalrymple, 1985). La difracción es más notoria cuando el tsunami incide en una isla de dimensiones comparables a su longitud de onda (Dean y Dalrymple, 1991).

En el caso de los arrecifes de coral o barreras coralinas poco profundas, reducen significativamente la amplitud máxima de la onda que incide en la costa, pero puede duplicar su frecuencia (Mansfield y Malan, 2011).

La topografía de las tierras emergidas influye directamente en la penetración del tsunami en superficie. Cuando la pendiente es relativamente fuerte la extensión de la zona inundada no es significativa, en cambio, cuando el terreno es plano o con escasa pendiente, la penetración puede abarcar kilómetros tierras adentro. Los arrecifes, bahías y las desembocaduras de ríos ayudan a modificar la forma e impacto del tsunami que se acerca a la costa (Thakur y Preadeep, 2007).

3.2.2 Rugosidad

Los tsunamis son el principal proceso erosivo que incide sobre la roca basal en la línea de costa. Produce remoción de sedimentos de playa, es modelador de costas bajas, provoca la reducción de superficies costeras y la eliminación de vegetación. De acuerdo con la red hidrológica local el *run-up* no siempre es ortogonal a la línea de costa (Dawson, 1994) por lo que se necesita de obstáculos para poder amortiguar el impacto de un tsunami y, a su vez, la erosión, estos obstáculos pueden ser la vegetación, barras, rompeolas, estructuras antropogénicas, etc.

La rugosidad se determina a partir del valor de los factores que inciden en una inundación, aplicados principalmente en la rugosidad en los canales, llanuras de inundación y en la costa. En las planicies densamente cubiertas de vegetación (Figura 15) la determinación de la densidad de la vegetación es una manera eficaz de relacionar la altura de la planta y las características de la densidad de la cobertura en función de la profundidad de la corriente y a la resistencia al flujo de la vegetación (Arcement y Sohneider, 1990).

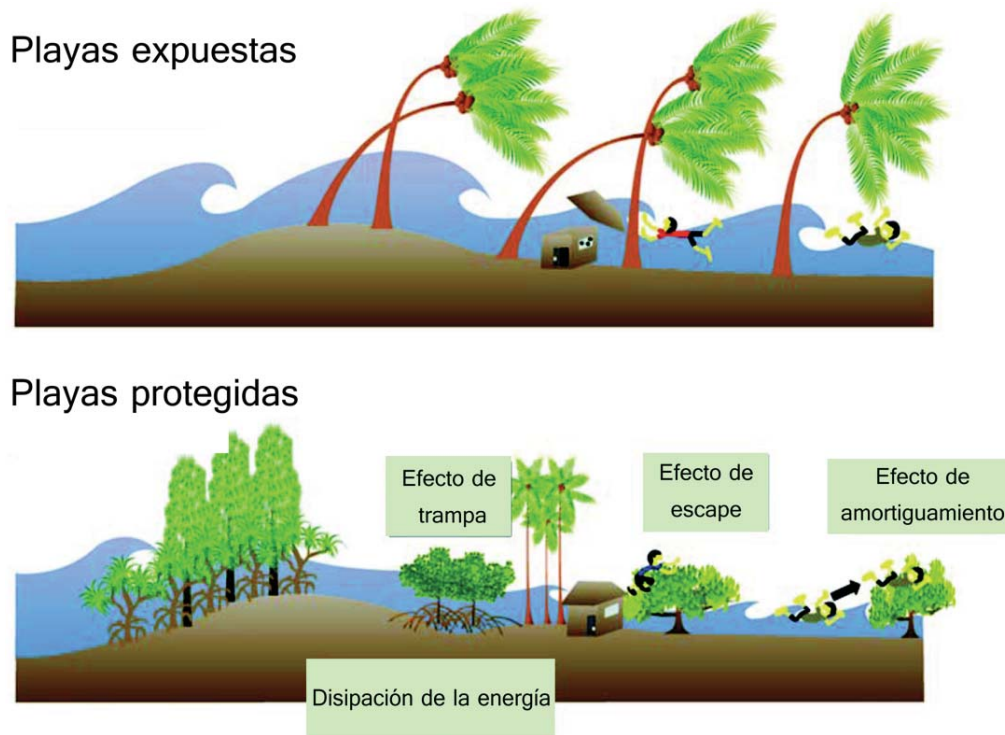


Figura 15. Función de la vegetación (Tanaka, 2009).

La función de las barras, bosques costeros, rompeolas, diques y acantilados es absorber o amortiguar las fuerzas de impacto y retardar el flujo de las olas de las tormentas y tsunamis. Si un malecón es suficientemente alto reflejará la ola de regreso al mar. Por otra parte, estructuras permeables como diques y bosques costeros reflejan una parte y otra la absorben (Tanaka, 2009).

En el caso del bosque costero la energía es absorbida progresivamente a medida que el tsunami pasa a través de él; sin la protección de los bosques los tsunamis no modificarían su fuerza en la onda de choque y entrarían de lleno a la costa. Una vez que el tsunami

llega a tierra, dependiendo de la cantidad de agua reflejada y la absorción en el bosque costero determinara la reducción en el alcance de la inundación, altura, velocidad y fuerza del evento a su llegada (Valiela et al, 2001; FAO, 2004; Environment Justice Foundation, 2006; Tanaka, 2009).

3.2.3 Batimetría

Para determinar la manifestación de la amplitud de onda del tsunami o la altura de las olas el relieve del fondo marino es un parámetro importante para controlar ese patrón, por lo que se debe de considerar la batimetría para el análisis de los tsunamis en las regiones costeras. Un tsunami se propaga a través de las profundidades del océano como una onda de gravedad en aguas poco profundas, con una celeridad de onda de alrededor de 700 km/h, mucho mayor que la velocidad máxima de partículas de unos 70 km/h. En pocas horas el tsunami llega a la costa (Mansfield y Malan, 2011).

La configuración irregular del relieve submarino juega un papel importante en el aumento de la ola. El trabajo de Thakur y Pradeep (2007) acerca de la costa oriental de la India, muestra que en las estaciones de Cuddalore y Nagapattinam se presentó la máxima altura de ola en el evento de 2004, cuando la onda quedó atrapada por la configuración de la costa y la fuerte pendiente en aguas poco profundas. El efecto combinado de éstos patrones pudo haber resultado en el mayor número de bajas en esta región.

La reducción de la plataforma y las fuertes pendientes propician las condiciones adecuadas para el aumento del tamaño de las olas de un tsunami, las cuales son causantes del máximo daño a la población por lo que se recomienda la elaboración de estudios más detallados de la batimetría y sus efectos en términos de modelaje de escenarios para entender la dinámica de las ondas de un tsunami apegado lo más cercano posible a la realidad (Thakur, 2007).

En particular, en aguas abisales profundas la amplitud del tsunami es pequeña y la propagación depende de la primera aproximación exclusivamente de la raíz cuadrada de la profundidad, es decir, todas las ondas pasan por cada posición con la misma velocidad,

independientemente de su frecuencia o amplitud; esto es, porque no hay dispersión de frecuencia ni de amplitud (Farreras, 1997).

Debido a la velocidad de la columna de agua de un tsunami en la profundidad del océano, la yuxtaposición de las mesetas y las cuencas oceánicas generan fuertes gradientes de velocidad lateral y las características batimétricas pueden actuar como lentes de enfoque o desenfoque de las olas del tsunami (Okal y Woods, 1987).

Al entrar en aguas poco profundas el tsunami se acorta en su longitud de onda y la amplitud aumenta; entonces el período se mantiene constante, excepto en arrecifes de barrera que pueden disminuir la amplitud y frecuencia de onda (Mansfield y Malan, 2011). En la Tabla 5 se muestran que pasa con algunas características físicas del tsunami cuando está en el océano, borde continental y en la costa

Para profundidades razonables del borde continental y las profundidades del océano, los estudios teóricos indican que alrededor del 50% de la energía del tsunami se refleja en el océano y el 50% restante cruza el borde continental sobre la plataforma continental (Mansfield y Malan, 2011).

Tabla 5. Comportamiento de un tsunami (Mansfield y Malan, 2011)

Tsunami	Océano	Borde Continental	Costa
	(profundidad 4000 m)	(profundidad 200 m)	(profundidad 10 m)
Período de las olas (segundos)	1000	1000	1000
La onda de frecuencia (ciclos por segundo)	0.001	0.001	0.001
Velocidad de las ondas (km/hr)	700	100	40
Velocidad de partículas orbitales en la vertical (m/s)	0.002	0.02	0.05
Velocidad de partículas orbitales en la horizontal (m/s)	0.02	0.02	0.5
Longitud de onda (kilómetros)	200	30	12
Amplitud de la onda y el movimiento de las partículas vertical (m)	1	10	25
Traslación de partículas horizontal (m)	10	100	250

En la plataforma continental en sí el período de la energía de las olas del tsunami sigue siendo la misma, aproximadamente 1 000 segundos, porque la velocidad de propagación de onda es mucho menor que en las profundidades del océano. La longitud de onda ahora se acorta a unos 30 km y la amplitud de onda aumenta. Avanzando sobre la plataforma continental, si la pendiente en la profundidad es constante, conforme se acerque a la superficie el tsunami se vuelve visible y se puede apreciar cómo se aproxima a la costa (Mansfield y Malan, 2011).

3.2.4 Mareas

Los movimientos de marea son provocados por la atracción gravitacional ejercida por los planetas, el Sol y especialmente la Luna. La marea es una ondulación suave de la superficie del mar, imperceptible a simple vista, que en las cuencas oceánicas gira cíclicamente con períodos de 12.42 horas o 24.84 horas, aproximadamente. En términos estadísticos, la marea se manifiesta a lo largo del litoral como oscilación vertical con un promedio de amplitud de onda que llega a la costa. Las longitudes de onda en un tsunami pueden diferir de cinco minutos a una hora y las longitudes de onda en la marea difieren de 12-24 horas, por lo que pueden ser fácilmente diferenciadas. Mientras que las mareas no son realmente una onda, sino que se tratan de una turbulencia en el nivel del agua debido a la atracción gravitatoria de la luna y a los movimientos de la Tierra (Tarbuck y Lutgens, 2003).; los tsunamis son un tren de olas que son provocados por un sismo, deslizamiento de tierra, erupción volcánica o por un impacto de meteorito.

Durante un tsunami, la interacción de éste con la marea es inducida en la profundidad del océano donde se dan cambios en las condiciones de propagación, amplificación y la disipación del tsunami. La interacción entre el tsunami con la marea se produce por medio de la advección en el impulso, la fricción con el fondo y el flujo de agua variable, debido a los cambios de la batimetría y las variaciones de la velocidad en la profundidad. Sin embargo, sí se eleva la columna de agua de un tsunami tiene que ir a alguna parte, la costa; sí esto ocurre en una bahía o ensenada se limita la velocidad y el agua puede fluir de regreso, entonces comenzará a construir un nuevo frente de onda que tratará de fluir de nuevo, pero por la morfología de la costa, está impedido; a esto se le conoce como

marejada y puede alcanzar grandes dimensiones (Kowalik et al, 2006; Kowalik et al, 2010).

Como se ha mencionado, el impacto de los tsunamis depende de la batimetría y de la configuración de la costa y en particular, existe una dependencia a la interacción de la marea local con el tsunami. En las regiones con mareas fuertes la interacción con los tsunamis puede resultar en la intensificación o atenuación del tsunami, dependiendo de la profundidad media de la cuenca donde se provoque el fenómeno, Por lo tanto, no es posible predecir el efecto de la interacción del tsunami/mareas en lugares con mareas fuertes, sin hacer investigaciones preliminares de la zona. Por lo que algunas veces se utiliza la simulación del impacto de un tsunami junto con las mareas para reducir la incertidumbre (Kowalik et al, 2010).

En un lugar con una extensa región de aguas poco profundas la disipación inferior de la marea y del tsunami conduce a una fuerte reducción en la amplitud del tsunami. Las corrientes y la amplitud de las mareas permanecen sin cambios a través de interacción con el tsunami. En un lugar con una plataforma continental estrecha el tiempo de las interacciones de mareas/tsunami son muy cortas y limitadas principalmente a las grandes corrientes en el *run-up* (Kowalik et al, 2006).

La diferencia en el comportamiento de la marea y el tsunami se relaciona con la longitud de onda. Mientras que la marea en las profundidades del océano puede tener miles de kilómetros de longitud de onda, un tsunami puede alcanzar una longitud de onda de sólo 206 kilómetros en 20 minutos. Otra diferencia entre la marea y el tsunami se produce en la región del *run-up*, donde la marea no sufre cambios en el nivel de velocidad o cercano al mar, mientras que para el tsunami es la región más importante porque se amplía de forma considerable el nivel del mar y sus corrientes (Kowalik et al, 2006).

Teóricamente, al cambiar la profundidad del océano, las elevaciones de las mareas influyen en la velocidad y magnitud de las ondas del tsunami en las regiones poco profundas (Kowalik, 2006). Son las mareas el elemento más dinámico que se relaciona con un tsunami por su variación diaria.

Las interacciones se producen por medio de la advección, la fricción del fondo y el flujo de agua variable, debido a que cambia constantemente la profundidad y la velocidad. No hay interacción entre estos factores, pero, sin incluir la fricción y el efecto de la inercia, la mayor interacción radica en el cambio de intensidad del tsunami por causa de la marea (Kowalik et al, 2010).

En resumen, la energía de un tsunami se puede redistribuir en el tiempo y el espacio con las características que difieren de la onda original. Estos cambios son inducidos por la dinámica de las aguas poco profundas no lineales y por la resonancia, en parte las oscilaciones controladas se fugan por la pendiente de la topografía. La amplificación de la amplitud del tsunami se asocia principalmente a la fuerte amplificación de las corrientes durante el evento. La interacción no lineal de la marea con el tsunami es importante, ya que genera un cambio mayor en el nivel del mar y cambios en las corrientes más fuertes del tsunami, por lo que la propagación debe ser calculada juntos (Kowalik et al, 2006).

3.3 Factores de exposición de la costa

Los factores de exposición de la costa están ligados al origen de los tsunamis. En este trabajo sólo se tratan los tsunamis de origen sísmico, pues la zona de estudio se encuentra en la zona con la mayor actividad tectónica actual, las zonas de subducción que rodean el Océano Pacífico, y el lugar donde se han generado más de la mitad de los tsunamis conocidos en el mundo. En el último siglo, en sus márgenes continentales activos, se han registrado terremotos gigantes generadores de tsunamis destructivos (Lagos et al, 2008).

3.3.1 Distancia al Origen (origen cercano - origen lejano)

Dado que un tsunami es un fenómeno generado por un disturbio sísmico o por otros procesos que impulsan y desplazan verticalmente una columna de agua originando un tren de ondas progresivas gravitacionales largas, con longitudes de onda del orden de cientos de kilómetros y alturas en agua profunda inferiores a un metro pueden llegar a lugares muy lejanos (Figuras 10-13).

Los tsunamis poseen períodos de propagación de gran velocidad los cuales se dan en todas direcciones desde la zona de origen. De la misma manera que las olas se propagan con un movimiento elíptico retrógrado, a tal grado, que cuando la ola se acerca a la playa la primera manifestación que se observa (y se pueden sentir sus efectos si se está en el agua) un arrastre hacia dentro del mar, como si la marea se retirase de la playa (Lagos, 2008).

La multi-direccionalidad tiene que ver con la onda de propagación de un tsunami, la cual depende de la fuente que lo provoque. Las Figuras 10, 11 y 12 muestran tsunamis originados en la cuenca del Océano Pacífico que tuvieron repercusiones en los extremos de esta. Por ejemplo, en el caso de los tsunamis de Chile en 1960 y 2010 las afectaciones llegaron hasta Hawai. Los mayores daños los recibió la costa del Pacífico de América del Sur cercanas a la costa chilena, mientras que en Japón las repercusiones fueron menores.

Dicho lo anterior, los tsunamis pueden clasificarse (Joy,1968; I.O.C., 1991; y Lockridge, 1991) en:

- **Locales**, si el lugar de observación o detección dista a lo más una longitud de onda en agua profunda de la zona de generación, delimitada por el área de dislocación del fondo, o está dentro de ella.
- **Remotos** (Tele-tsunamis), si ese lugar dista más de una longitud de onda o está fuera de la zona de generación.
- **Transoceánico**, destructivos a distancia, si causan destrucción en costas lejanas a través del Océano Pacífico o a más de 1,000 kilómetros de distancia de su origen.

De los aproximadamente 420 tsunamis acontecidos en el siglo XX en el Océano Pacífico, 20% causaron daños de consideración en la zonas costeras cercanas a su origen (locales), y una sexta parte de éstos también causó daños en zonas costeras lejanas (Trans-oceánico). El 80% restante causó únicamente daños menores o fueron inofensivos. Los tsunamis Trans-oceánicos se originaron solamente en 3 zonas costeras: Japón-Islas Kuriles, Alaska-Islas Aleutianas y Suramérica (Lockridge, 1991).

3.3.2 Magnitud (del fenómeno que lo induce).

Dado que este trabajo se enfoca a tsunamis generados por sismos, se hablará de la magnitud de éstos. Las escalas de magnitud e intensidad se utilizan para cuantificar o medir los sismos; la escala de magnitud está relacionada con la energía liberada como ondas sísmicas; la intensidad, con los daños producidos por el sismo. Así, la escala de magnitud está relacionada con el proceso físico mismo, mientras que la intensidad lo está con el impacto del evento en la población, las construcciones y la naturaleza (Espíndola y Jiménez, 2011).

Una manera muy conocida y que fue ampliamente más utilizada para clasificar los sismos es la debida a Richter, quien definió una escala de magnitud basada en las consideraciones que se exponen a continuación: un sismo con un foco dado; si se tienen estaciones gradualmente más alejadas del foco el registro de su movimiento se hará cada vez menor. Si se grafican los valores del logaritmo de la amplitud de la traza contra la distancia, se obtienen gráficas (Espíndola y Jiménez, 2011). Actualmente esta escala fue corregida y ahora se utiliza el Momento Sísmico (M_w) para medir la intensidad de los sismos (Hanks y Kanamori, 1979).

La magnitud de un sismo se define como el promedio de las magnitudes calculadas en tantas estaciones como sea posible. Independientemente de la escala utilizada, lo importante es que se cuenta ahora con una fórmula que nos proporciona un valor relacionado con el "tamaño", determinado a partir de observaciones instrumentales (Espíndola y Jiménez, 2011).

Se puede definir al sismo-tsunami o sismo tsunamigenéticos como un terremoto que genera un tsunami peculiarmente grande con respecto a lo esperado, con magnitud ≤ 7.0 Ms y momento sísmico (M_0) ≤ 10 , y lo identifica como sismo "lento", con tiempo de duración de ruptura de uno a dos minutos, con una profundidad no mayor a 60 kilómetros y tener un epicentro cercano a la costa. Algunos atribuyen el mecanismo de generación de un tsunami al largo tiempo de duración de un sismo (Kanamori y Kikuchi, 1993; Pelayo y Wiens, 1992).

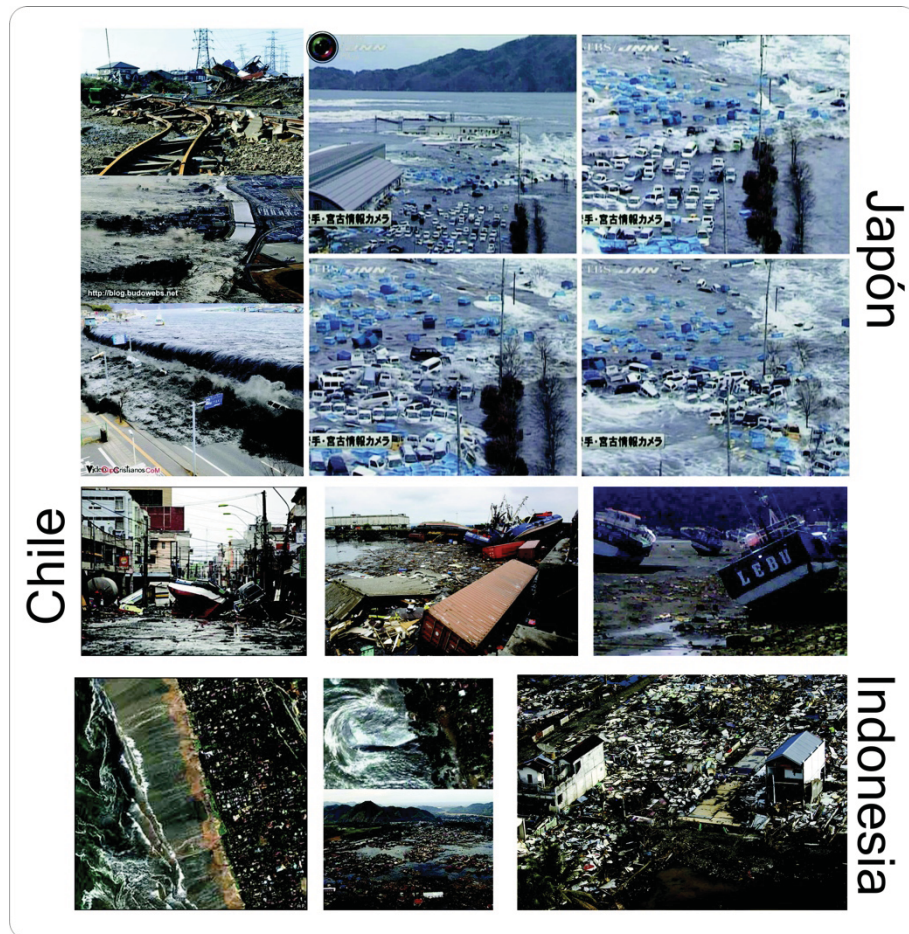


Figura 16. Daños ocasionados por Megatsunamis.

Recapitulando, la susceptibilidad es la condición que tiene un lugar para verse modificado o alterado en menor o mayor grado por un fenómeno que lo impacte. Los tsunamis son uno de estos fenómenos que impacta a la costa (Figura 16), por lo que es importante saber cuales son las características que son asociadas a la costa (elementos) y las características que son dependientes al desenvolvimiento del tsunami (factores). Los elementos son la configuración o morfología de la costa, la batimetría, las mareas y la rugosidad. Los factores comprenden la magnitud del evento que lo origina, la distancia del origen del tsunami y la recurrencia (enfocado al conocimiento del fenómeno y del espacio del peor escenario que se puede generar o ha generado un tsunami en la costa).

CAPÍTULO 4. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende la costa del Pacífico de México frente a las placas de Cocos y Rivera e incluye los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. Fisiológicamente es parte de la Provincia de la Sierra Madre del Sur y las Sierras de Chiapas, específicamente pertenece a la subprovincia de la Costa, la cual abarca desde Bahía de Banderas ($20^{\circ}45'24.82''N$, $105^{\circ}31'59.49''O$) hasta la desembocadura del río Suchiate, frontera con Guatemala ($14^{\circ}32' 27''N$, $92^{\circ}13'25.22''O$).

4.1 Tectónica y sismicidad

En la zona del Pacífico Sur de México interactúan la placa de Cocos y la placa de Rivera con la placa Norteamericana. Es sísmicamente activa y aquí sucede la mayor parte de los sismos del país.

Los movimientos de una placa con respecto a otra da origen a las cadenas montañosas, fosas continentales y oceánicas, separación de bloques, actividad sísmica y volcánica y movimientos de la línea de costa (Lugo, 1992).

México fue dividido por el Servicio Sismológico Nacional en cuatro zonas sísmicas reflejando la recurrencia de los sismos en las diversas regiones con el fin de diseñar una estrategia antisísmica (SSN, 2010). En la Figura 17, la zona A no presenta registros históricos de sismos en 80 años. Las regiones B y C son zonas intermedias, donde se registran sismos con poca frecuencia. La zona D es una zona donde se han reportado grandes sismos históricos, donde la ocurrencia de sismos es muy frecuente y las aceleraciones del suelo pueden sobrepasar el 70% de la aceleración de la gravedad.

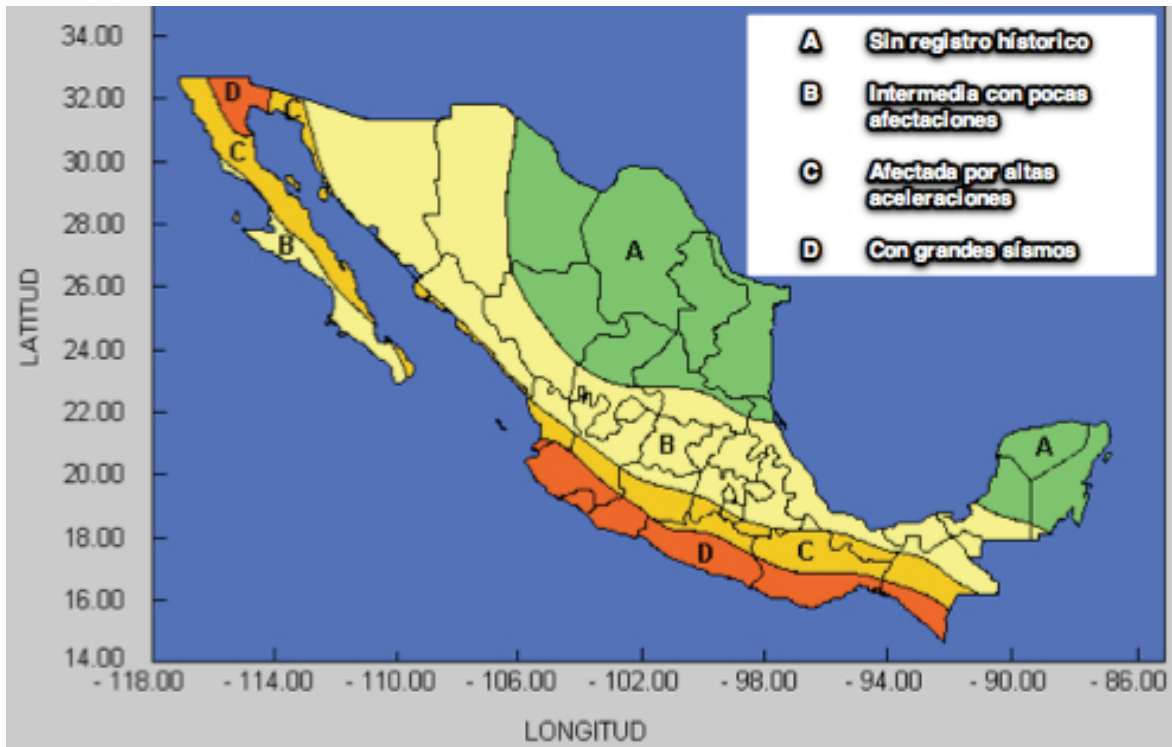


Figura 17. Regiones sísmicas en México (SSN, 2011).

La elección del área de estudio se basa en su actividad sísmica y en el potencial para generar tsunamis. A lo largo de la zona de subducción mexicana el tamaño de las asperezas de las placas es el presuntas responsable de los terremotos y tsunamis (Suárez y Albin, 2009). Toda la zona de estudio es una superficie generadora de tsunamis locales y también es receptora de tsunamis lejanos (CENAPRED, 2009).

Dada la extensión del litoral de la zona de estudio, la generación de tsunamis se ve condicionada por características tectónicas, batimétricas y de la configuración del borde costero regionales y locales; dando lugar a una gran variedad de escenarios con características propias. Los sismos generadores de tsunamis poseen focos superficiales inferiores a los 60 kilómetros y presentan epicentros oceánicos o continentales cercanos a la línea de costa (Figura 18). Su localización se muestra aproximadamente en función a la zona de subducción (Lagos, 2000).

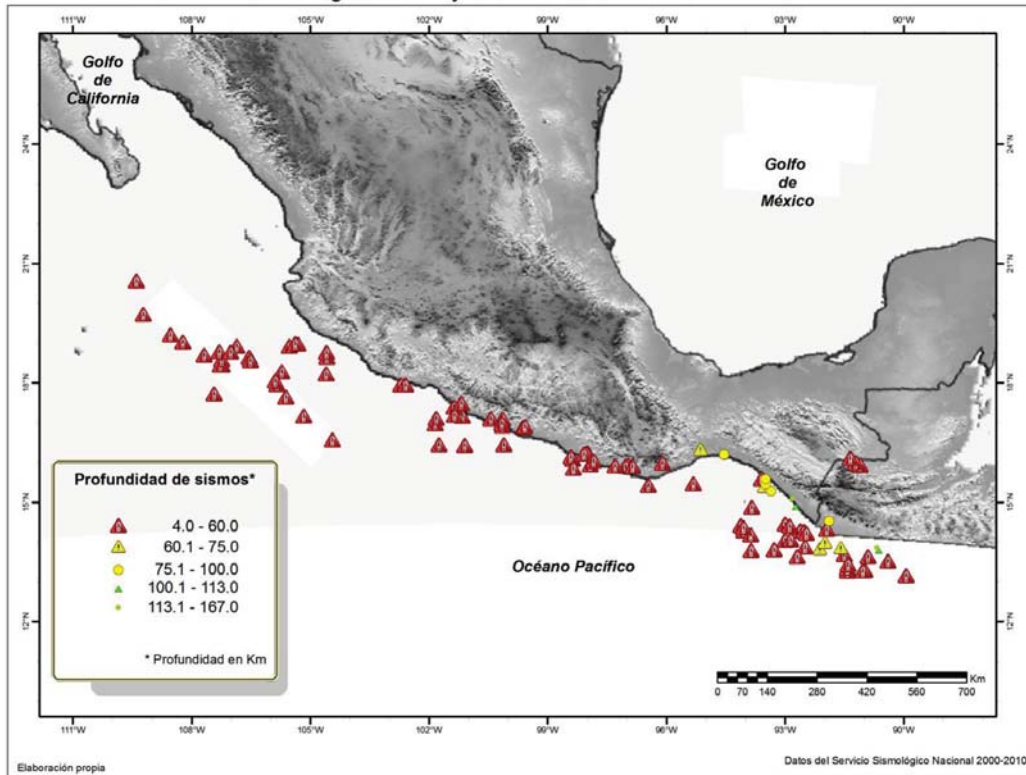


Figura 18. Sismos con magnitud mayor a 5° Mw de 2003-2010 (elaboración propia Con datos del SSN).

4.2 La costa del Océano Pacífico Mexicano

El relieve mexicano se caracteriza por lo heterogéneo de sus formas, como planicies, montañas y altiplanos, tanto continentales como submarinas. Es resultado de una actividad intensa de la Tierra en el periodo Cuaternario heredado de la historia geológica del país (Lugo, 1992), además de las características externas que influyen en la modelación de su paisaje como las condiciones climáticas, tipos de suelos, vegetación y la actividad antropogénica.



Figura 19. Provincias Fisiográficas, Lugo (1990).

La zona de estudio es la subprovincia fisiográfica denominada Costa del Pacífico Mexicano, que se encuentra dentro a la Sierra Madre del Sur y las Sierras de Chiapas en la Figura 19. Es muy estrecha, cuenta con escasas zonas de acumulación fluvial y marina, que generalmente coinciden con la desembocadura de ríos. Localmente hay ensanchamiento de la planicie donde se forman lagunas, principalmente en la costa de Guerrero. En la zona existen terrazas de abrasión que se deben a un ascenso de la costa (García y Lugo, 2003).

En cuanto al relieve submarino, la planicie abisal en la placa de Rivera consiste en una superficie nivelada, de tipo mesa, delimitada por la fosa-fractura de Rivera (NW) y el valle de *rift* de la dorsal (NE). Se trata de una estructura de dimensiones menores en comparación con cualquier otra de México, considerada por los especialistas como una placa en su etapa final de actividad (Lugo, 1990).

La zona de estudio se encuentra frente a la llamada margen submarina del Pacífico (Figura 19) también conocida como del Pacífico sur de México, en donde las laderas de la Sierra Madre del Sur se extienden al fondo oceánico, por lo que la plataforma continental es estrecha, con anchura de cinco a quince kilómetros; hacia el Istmo de Tehuantepec se

ensancha hasta 50 kilómetros y frente a las costas de Chiapas y Guatemala 80 kilómetros (Lugo, 1990).

El talud continental tiene una inclinación de 1.5° a 2° varía en anchura de 25 a 75 kilómetros y se infiere hasta las cotas de 2 500 y 3 000 metros a partir de la ladera con alta pendiente de la trinchera. La Trinchera Mesoamericana (en la Figura 19 se encuentra en el borde del Margen submarino del Pacífico) es la zona de profundidades máximas del relieve submarino de México, donde están localizados los principales epicentros de sismos. Corresponde a la zona de unión entre la placa de Cocos, de Rivera, y la de Norteamérica, donde se considera su existencia desde el Mioceno aunque puede ser esencialmente cuaternaria (Lugo, 1992).

4.3 Geología

La Sierra Madre del Sur es la más compleja de las provincias fisiográficas del país, debido a su constitución litológica la naturaleza de sus rocas y su edad oscila entre un millón de años y más de seiscientos millones de años Durante este periodo se debe haber presentado actividad en el ascenso vertical del continente, por su vecindad con la trinchera Mesoamericana y ascensos bruscos locales producidos por sismos en la costa (Lugo, 1990; 1992).

La costa de la Sierra Madre del Sur está constituida por esquistos paleozoicos, intrusiones graníticas y sedimentos calcáreos mesozoicos; en el extremo noroeste está cubierta por lavas riolíticas y en Colima por derrames basálticos del Terciario. Los sedimentos del Mesozoico se encuentran en un estado avanzado de erosión; desde Bahía de Banderas y hasta Colima predominan las rocas granitoides cretácicas pertenecientes a un batolito con su divisoria hasta 2,500 metros de altitud, corta por varias fracturas de orientación transversal a la línea de costa, algunas ocupadas por arroyos y llanuras de inundación amplias, de cinco a seis kilómetros (Álvarez, 1958).

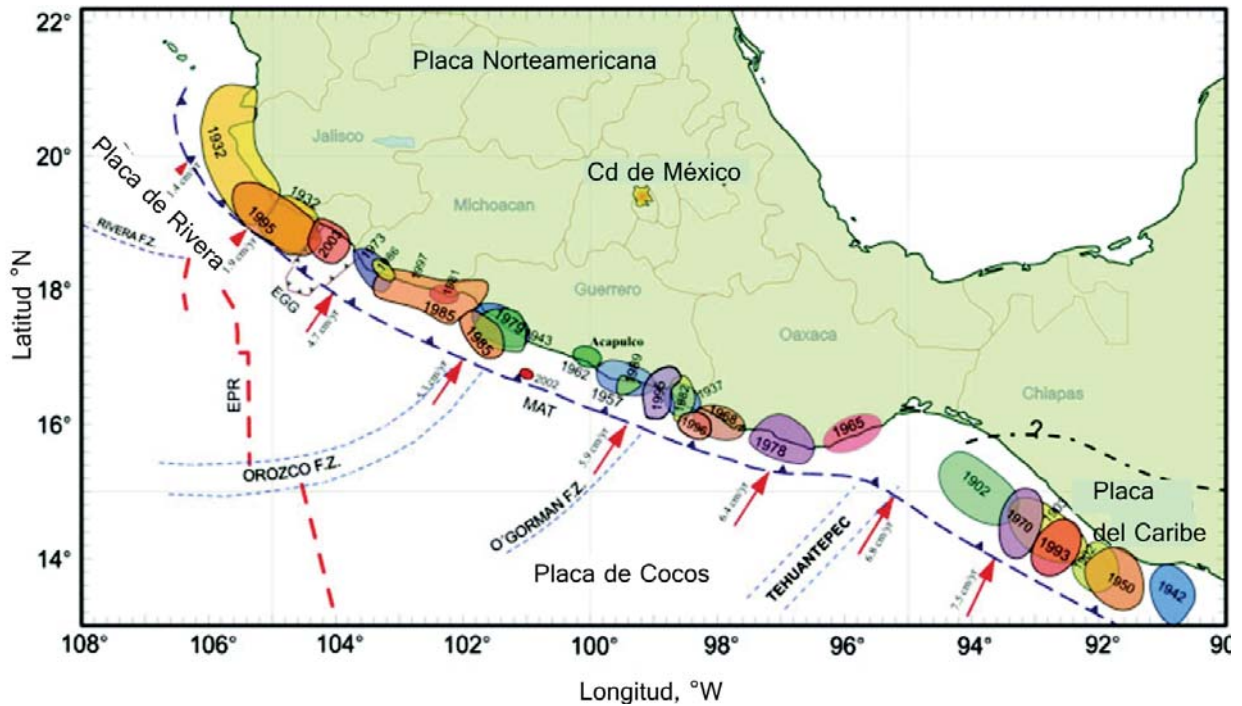


Figura 20: Sismicidad a lo largo de la Fosa Centroamericana (Ramírez-Herrera et al, 2010).

La costa del Océano Pacífico de México refleja una variación lateral en el tectonismo y en la sismicidad, identificando seis zonas (Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Tehuantepec) en donde existen pruebas morfológicas como terrazas marinas, terrazas fluviales, nichos marinos elevados, y las plataformas elevadas de abrasión que indican levantamientos locales y regionales a lo largo de la costa de Jalisco, Michoacán, Guerrero y Oaxaca y, por otra parte, existen zonas en Colima y en Tehuantepec que muestran evidencias de hundimiento. En relación con la sismicidad (en la Figura 20 se muestran los eventos de subducción más importantes de empuje y las zonas de ruptura de diferentes sismos del Siglo XX y comienzos del XXI) las zonas costeras con características geomorfológicas y tectónicas bien definidas indican elevación activa y proceso co-sísmico. Áreas sin accidentes geográficos tectónicos bien definidos podrían indicar hundimientos recientes, *silencio* sísmico, que también podría sugerir que estas zonas son propensas a los terremotos futuros. Un ejemplo puede ser el caso de la brecha sísmica de Guerrero (Ramírez-Herrera et al,1999).

4.4 Clima y vegetación

De manera general puede considerarse que la distribución de la vegetación en México está condicionada por los factores formadores del clima, origen geológico, edáfico y topográfico (INEGI, 1998). La región es una zona intertropical de convergencia, monzón de verano y ciclones tropicales, con un régimen pluvial de verano y dos temperaturas máximas al año (García, 1989).

La costa del Pacífico de México se encuentra en una zona influenciada por la corriente ecuatorial cálida e indirectamente es afectada por la corriente de California y la corriente de Perú. Concentra climas principalmente de tipo "A" o cálido (sistema de Koeppen) y su categoría Aw (con larga temporada seca) es la de mayor extensión en la zona de estudio; su temporada de lluvias es en verano y una temperatura media anual entre 18° y 22° C. La costa tiene como barrera natural a la Sierra Madre del Sur y es ahí donde se carga de humedad por los vientos. En el área de estudio se forman tres franjas del mismo clima Aw pero con sus variantes Aw₀, Aw₁ y Aw₂, asociada a la altitud y a las lluvias estacionales (Trejo, 1999).

En la zona de estudio se encuentran zonas menores con climas del tipo A semiáridos en costas de Jalisco y Colima. En Chiapas se encuentran climas cálidos subhúmedos del tipo ACw₂, según el sistema modificado por Enriqueta García (1989).

El área de estudio tiene cinco tipos diferentes de vegetación: selva mediana caducifolia, selva baja caducifolia, selva baja espinosa, bosque de pino-encino y manglar (INEGI, 1998).

La selva mediana caducifolia es muy parecida en apariencia a la selva alta perennifolia, de la que se diferencia porque una alta proporción de los árboles pierden las hojas durante la época seca; prospera desde el nivel del mar hasta los 1,300 metros de altitud o un poco más, con árboles de entre 30 metros y 40 metros de altura. Se pueden encontrar especies como parotas, cedro rojo, varias especies de *Phicus*, lianas y epífitas (Trejo, 1999).

La selva baja caducifolia en la época de lluvia la vegetación es exuberante, y la época de sequía las plantas pierden su follaje. Está conformada por elementos tropicales de árboles entre siete y ocho metros de altura; el estrato arbustivo es muy denso y el número de lianas se incrementa en las áreas más húmedas y en las cercanías a la costa. En ella, es posible encontrar formas de vida como las cactáceas columnares y candelabroiformes, que son muy abundantes en algunos sitios, así como las cortezas brillantes y exfoliantes (Trejo, 1999).

El bosque espinoso es bajo con componentes espinosos. Se desarrolla en climas similares a los de la selva baja caducifolia o ligeramente más secos, pero en climas más húmedos que los matorrales xerófilos, en climas con marcadas características de aridez, con precipitación común del orden de 900 milímetros anuales. Su distribución vertical va desde el nivel del mar hasta los 2,200 m.s.n.m. y se desarrolla sobre terrenos planos o ligeramente ondulados (Rzendowski, 1978).

Es una comunidad de porte bajo, dominada por árboles espinosos, algunos de ellos perennifolios. Estas selvas miden de ocho a diez metros de alto. Su distribución es hacia las partes bajas de la llanura costera del Pacífico, en algunas porciones costeras de Jalisco, Colima, Oaxaca, las partes bajas de la cuenca del río Balsas y del istmo de Tehuantepec. Comúnmente se le encuentra sobre suelos con deficiencia de drenaje; en su mayoría está compuesta por árboles espinosos como el mezquite, huisache, tintal, palo blanco, o el cactus y cardón (Rzendowski, 1978).

Los humedales, se encuentran en zonas donde el agua es el principal factor controlador del medio, de la vida vegetal y animal asociada a ellos. Existen cinco tipos de humedales: marinos (humedales costeros, inclusive lagunas costeras, costas rocosas y arrecifes de coral); estuarios (deltas, marismas de marea y manglares); lacustres (humedales asociados con lagos); Ribereños (humedales adyacentes a ríos y arroyos); y Palustres (o pantanosos, como marismas, pantanos y ciénagas). En la costa se suele encontrar humedales artificiales, como estanques de cría de peces y camarones, estanques de granjas, tierras agrícolas de regadío, depresiones inundadas salinas, embalses, estanques de grava, piletas de aguas residuales y canales.

Recapitulando, en el área de estudio existen diferentes tipos de vegetación, como: humedales, bosque espinoso, selva baja caducifolia y selva mediana caducifolia. El conocimiento de la asociación vegetal costera es crucial para la comprensión de la susceptibilidad a tsunamis de la costa, ya que esta puede presentar distintos grados de rugosidad y generar fricción en el embate de los tsunamis y, por lo tanto, atenuar sus estragos. El manglar principalmente puede fungir como un bioescudo y atenuar el impacto de los tsunamis en la costa y en sus pobladores, también lo pueden ser lugares con vegetación arbustiva muy densa, por lo que es necesario observarla de manera local.

4.5 Características sociales y económicas de la costa mexicana del Pacífico

La población en la costa de México en 2005 era de 16 580 000 habitantes. Representa el 16% del total del país, de los cuales 2 540 000 habitantes viven dentro de la zona costera de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas; entidades en el área de estudio. La población que se asienta en un lugar es prioritaria para el desarrollo del mismo; en la zona de estudio la distribución de la población ha ido cambiando de manera indiscriminada y ha influido en las modificaciones espaciales naturales y humanas (Padilla, 2000; Padilla et al, 2009).

El crecimiento poblacional de la región costera responde al emplazamiento de actividades económicas, principalmente turísticas, petroleras, portuarias, agrícolas e industriales. La población asentada en la región costera registra una dinámica espacio-temporal que ha dado como resultado un cambio notable en la distribución de las localidades urbanas (Padilla, 2000).

Aunque el potencial de los recursos sea alto socialmente la zona costera del Pacífico se encuentra entre las regiones más pobres y marginadas del país, con graves contradicciones y profundos conflictos sociales. No existe vinculación alguna entre el potencial de los recursos económicos y las condiciones de vida de la población (Toledo, 1994).

De los 2 540 000 habitantes en la zona de estudio Guerrero es la entidad que concentra el mayor número con 1 146 000, seguido por Chiapas con 640 000, Oaxaca con 560 000, Jalisco con 310 000, Colima con 261 000 y por ultimo Michoacán con 196 000.

Tabla 6. Características de la población en la zona de estudio, por estado (Padilla 2000).

Franja Costera	Población Costera	Población urbana	% población urbana del total	No. de Ciudades
Jalisco	311 602	217 199	69.9	3
Colima	260 931	186 894	71.6	3
Michoacán	195 527	126 709	64.8	3
Guerrero	1 145 527	699 040	61.0	4
Oaxaca	558 528	227 606	40.8	5
Chiapas	639 417	306 277	47.9	4

Ciudades como Acapulco, Puerto Vallarta, Lázaro Cárdenas o Manzanillo, son consolidadas y tienen una amplia actividad económica inminentemente urbanas, mientras que en Oaxaca y Chiapas la concentración urbana esta por debajo del 40%, (Tabla 6) lo que indica que las localidades rurales son las que predominan en estas entidades (Padilla, 2000; INEGI, 2005).

Acapulco y Puerto Vallarta sobresalen por su concentración de población y su actividad turística, llegando a ser consideradas como ciudades medias. Las Guacamayas en Michoacán es catalogada como núcleo urbano, de la misma forma que Tehuantepec, Oaxaca; Lázaro Cárdenas se considera como puerto industrial y Manzanillo como puerto internacional; Tecomán y Juchitán tienen importancia agrícola; Salina Cruz destaca por su actividad petrolera; Tapachula por su importancia agrícola regional.

Los datos analizados por Padilla (2000) indican una concentración de la población en los estados costeros menor al 15%. Dentro del área de estudio, Guerrero mantiene un 8% de su población total albergada en la costa, mientras que Michoacán sólo tiene el 1.3%, Jalisco y Colima no superan el 2%, Nayarit tiene 2.5% y Chiapas el 4.5%.

Guerrero sobresale por el desarrollo del turismo costero que se vincula con Acapulco e Ixtapa-Zihuatanejo; en el resto de la franja costera se practica predominantemente la agricultura.

Chiapas se diferencia por una franja costera que cuenta con severos problemas económicos y donde el peso poblacional lo sustentan los municipios del interior del territorio estatal.

Oaxaca registra población en la costa que se concentra en áreas cercanas a Huatulco, por la actividad turística y en Salina Cruz por ser un centro industrial y de servicios. A lo largo de su costa existen múltiples localidades rurales.

Nayarit, desde los años setenta, no presenta cambios marcados en cantidad de población, debido a un débil desarrollo agrícola. Además, gran parte de su porción costera está constituida por humedales que no propician el asentamiento humano en la zona.

En Jalisco se dificulta el establecimiento de asentamientos humanos por las características físicas de la costa, aunque sobresalen Puerto Vallarta y la localidades de la Costa Alegre.

Colima presenta una situación semejante al caso anterior; su población se concentra de manera circundante a Manzanillo, así como en las localidades de Armería y Tecomán, por ser importantes centros de acopio y de distribución de productos agrícolas.

Michoacán sólo ha registrado poblamiento costero importante alrededor del centro portuario industrial de Lázaro Cárdenas y en la localidad de Las Guacamayas, pero no quiere decir que no cuente con otras localidades costeras, como Calta de Campos, Huahua, Maruata o Colola (Padilla, 2000).

La densidad de la población del territorio costero de México es de 39.1 hab/km², valor catalogado como muy bajo. Para la zona de estudio, aproximadamente el 58 % de los municipios tienen una densidad baja (50 a 150 hab/km²); con valor medio en la densidad (150 a 500 hab/km²) se encuentra Tapachula y algunas zonas costeras agrícolas. Con valor alto, de 500 a 1000 hab/km², está Salina Cruz (Padilla et al, 2009).

Según los datos de la estructura de la población de la costa de México, en general, las pirámides poblacionales se ensanchan entre el grupo de edad de 24 a 30 años y disminuyen entre los 14 y 24 años, lo cual está relacionado con la disminución de la natalidad. En la zona de estudio se encuentran dos tipos de pirámides, las que se agudizan en la punta; en estos lugares se evidencia el desarrollo económico y una transición demográfica (Jalisco y Colima); y pirámides que se ensanchan en grupos de edades intermedias entre los 18 y 20 años debido a la migración, se puede pensar que la actividad económica no es dinámica y esto sucede en Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas,

En la zona de estudio se encuentran comunidades de mixtecos, chatinos, zapotecos, chontales, nahuas, amuzgos, huave etc. Al no existir un vínculo entre la población y el potencial de recurso turístico, que permita que los planes de desarrollo los tomen en cuenta, las condiciones de vida de la población indígena se ven afectadas al perder recursos y no obtener algún beneficio (Toledo, 1994).

La mayor marginación promedio de los municipios costeros de todo el país se encuentra en la costa del Pacífico, donde existen poblaciones pequeñas, poco urbanizadas (sin drenaje, agua entubada y electricidad) y con una población con el nivel de educación e ingresos bajos. La zona costera es un modelo representativo de una situación donde el aumento del riesgo va a la par del desarrollo urbano y con la remoción de la cobertura vegetal (Seingier, 2009).

Si bien se habló del crecimiento de la población en general, el aumento de la población económicamente activa (PEA) en México es superior a ésta. Ello se debe al alto crecimiento demográfico del pasado y a un incremento sostenido de la tasa de participación de la mujer en las actividades económicas (Padilla 2009). En general, para la costa el porcentaje de PEA oscila entre el 30% y 40% donde resaltan Puerto Vallarta, Lázaro Cárdenas y Acapulco, cuyas economías se sustentan en la industria y el turismo.

En los estados de Jalisco, Colima y Michoacán ocurre que ciertos municipios cuentan con presencia importante del sector primario, incluso en algunos domina sobre el sector terciario; esto se debe a que son áreas con poca población y con menos centros urbanos localizados en la costa. Hacia la parte sur se presentan condiciones muy variadas, se

advierte un fuerte predominio de las actividades terciarias en la franja de Guerrero, derivada de las zonas turísticas en donde la principal localidad es Acapulco; se observa una mayor representación de las actividades primarias en la franja costera de Oaxaca y Chiapas (Padilla, 2009). En cuanto a la pesca, dentro del área de estudio destaca la zona del Golfo de Tehuantepec (Coll-Hurtado, 2005).

En el área de estudio se encuentran dos puertos industriales de gran importancia, Lázaro Cárdenas y Manzanillo, los cuales basan su economía en la industria, comercio, turismo y pesca. El primero eminentemente industrial, tiene influencia en el centro del país y en la costa oeste de Estados Unidos, Canadá, Centroamérica y América del Sur, mientras que Manzanillo, con vocación comercial, enlaza el intercambio en la región centro occidental del país y la Cuenca del Pacífico (Padilla, 2009).

Gran parte del área ocupada por la vegetación original es usada ahora para agricultura nómada, de riego y temporal, así como para cultivos principalmente de maíz, plátano, frijol, caña de azúcar y café. También algunas especies de árboles son usadas con fines maderables (INEGI, 1998).

En resumen, la población de la costa del país se caracteriza por un crecimiento rápido y una distribución heterogénea, esto debido a factores económicos, sociales, culturales y políticos. El nivel de desarrollo económico de la población está relacionado con sus características demográficas, distribuidas de manera desigual en el espacio y marcan diferencias espaciales que tienen incidencia en la distribución, la estructura de la edad, la migración y la fuerza de trabajo, todas estas variables afectan al nivel de vida de la población (Padilla et al, 2009). Mencionado esto, un evento de la naturaleza con gran poder destructivo, como lo es un tsunami, alteraría la dinámica de estos lugares y de los que, económicamente, dependen de ellos, no como el caso de las Islas Kuriles, Rusia, donde el tsunami de 1952 afectó de forma severa sus costas pero en éstas no existe población.

La importancia de este tema en el trabajo recae sobre la relación que existe entre la población costera y el impacto de un tsunami, que si bien no se desarrolla más lo largo de este subcapítulo, se hace hincapié en el número de población que tiene la costa, la cual es considerable, y ésta es la primera en resentir los estragos del embate de un tsunami.

Anteriormente, cuando la costa estaba poco poblada y la concentración de gente era dispersa o en pocas localidades, los testigos presenciales de tsunamis eran pocos y además difíciles de hallar. De la misma forma que la vegetación, las construcciones antropogénicas también causan fricción (rugosidad) al embate del tsunami y de cierta forma reducen el impacto, pero también pueden servir para canalizar la fuerza de estos, por lo que los asentamientos humanos tienen que ser contemplados en este caso. Cabe señalar que la pobreza en las localidades rurales no existe propaganda educativa sobre que hacer en caso de un tsunami, por lo que las poblaciones aumentan su grado de vulnerabilidad

CAPITULO 5. ELEMENTOS Y FACTORES DE EXPOSICIÓN A TSUNAMIS DE LA COSTA DEL PACÍFICO DE MÉXICO

Establecidos ya los fundamentos de los elementos y factores que condicionan la exposición de la costa e interfieren en el comportamiento de un tsunami, aquellas características que son dependientes del lugar, llamadas elementos de exposición de la costa (morfología de la costa, rugosidad, batimetría y las mareas) y aquellas que son independientes del lugar refiriéndose a las características del fenómeno propio, tales como la distancia al origen y magnitud del evento, se debe tener un conocimiento claro de estos en cualquier costa (Lagos, 2000; Levin y Nosov, 2009). Por lo que se establecen estas relaciones a continuación.

Los estudios pos-tsunami después del tsunami del 27 de febrero de 2010 en Chile, indican el importante papel de la morfología de la costa y cómo se comporta *el run-up* del tsunami, las alturas de la ola en lugares como acantilados, playas abiertas, bahías, estuarios, valles, dunas de arena, costas con vegetación (bosques) y estructuras antropogénicas (Ramírez-Herrera et al, 2010).

A continuación se describe el primer elemento de exposición de la costa, su morfología, en la zona de estudio entre Bahía de Banderas y la desembocadura del río Suchiate.

5.1 Morfología de la costa

En el área de estudio se observan once tipos de morfologías diferentes, entre montañas y elevaciones menores, esencialmente del Plioceno-Cuaternario, lomeríos del Cuaternario y planicies formadas en el Cuaternario, marginales a sistemas montañosos principalmente de acumulación (Lugo, 1991). En este capítulo se muestran cuatro zonas diferentes (Figura 21-24) que responden sólo a una forma esquemática de representación.

En la Figura 21, la zona de Bahía de Banderas hasta la Bahía de San Telmo, consta de una alternancia de formas de relieve entre elevaciones de bloque de rocas intrusivas y metamórficas, esencialmente del Mesozoico, o de elevaciones formadas por acumulación de ignimbrita del Oligoceno-Neógeno, con presencia de lomeríos volcánicos y de rocas

intrusivas o metamórficas mesozoicas; planicies bajas fluviales con terrazas marinas del Pleistoceno no diferenciadas. Se muestran fotografías de diferentes playas y lugares en esta parte de la zona de estudio, Cabo Corrientes, Playa Teoapa, Jal. Bahía de Santiago y Laguna de Cuyutlán, Col.

En la zona expuesta desde la Bahía de San Telmo hasta la Bahía de Petacalco (Figura 22), responde a una serie de elevaciones, valles erosivos y acumulativos. Las elevaciones están constituidas por bloques de rocas intrusivas o metamórficas y existen elevaciones formadas por acumulación volcánica del Mesozoico, deformadas por movimientos tectónicos posteriores y, por último, de elevaciones de plegamiento constituidas por roca sedimentaria (Lugo y Córdova, 1992). En la Figura 22 se muestran fotografías de la Costa Celestial, La Tibla y Playa El Coyote en Michoacán, con la función de mostrar algunos lugares de esta zona.

La zona de la Bahía Petacalco hasta la desembocadura del Río Tehuantepec (Figura 23) consta de sucesiones de lomeríos del Paleoceno y Cuaternario con planicies deltaicas y fluviales. Se presentan fotografías de Playa Zicaltela y San Agustín en Oaxaca y Lomas Papagayos y la laguna de Tres Palos.

En la Figura 24 se expone la zona de la desembocadura del río Tehuantepec hasta la desembocadura del río Suchiate, en la frontera con Guatemala. Es una zona de diferentes planicies marinas (playas, barras, etc.), fluviales, proluviales y eólico-marinas. Se muestran imágenes de Boca del Cielo, La Barrita e Isla Cachimbo en Chiapas.

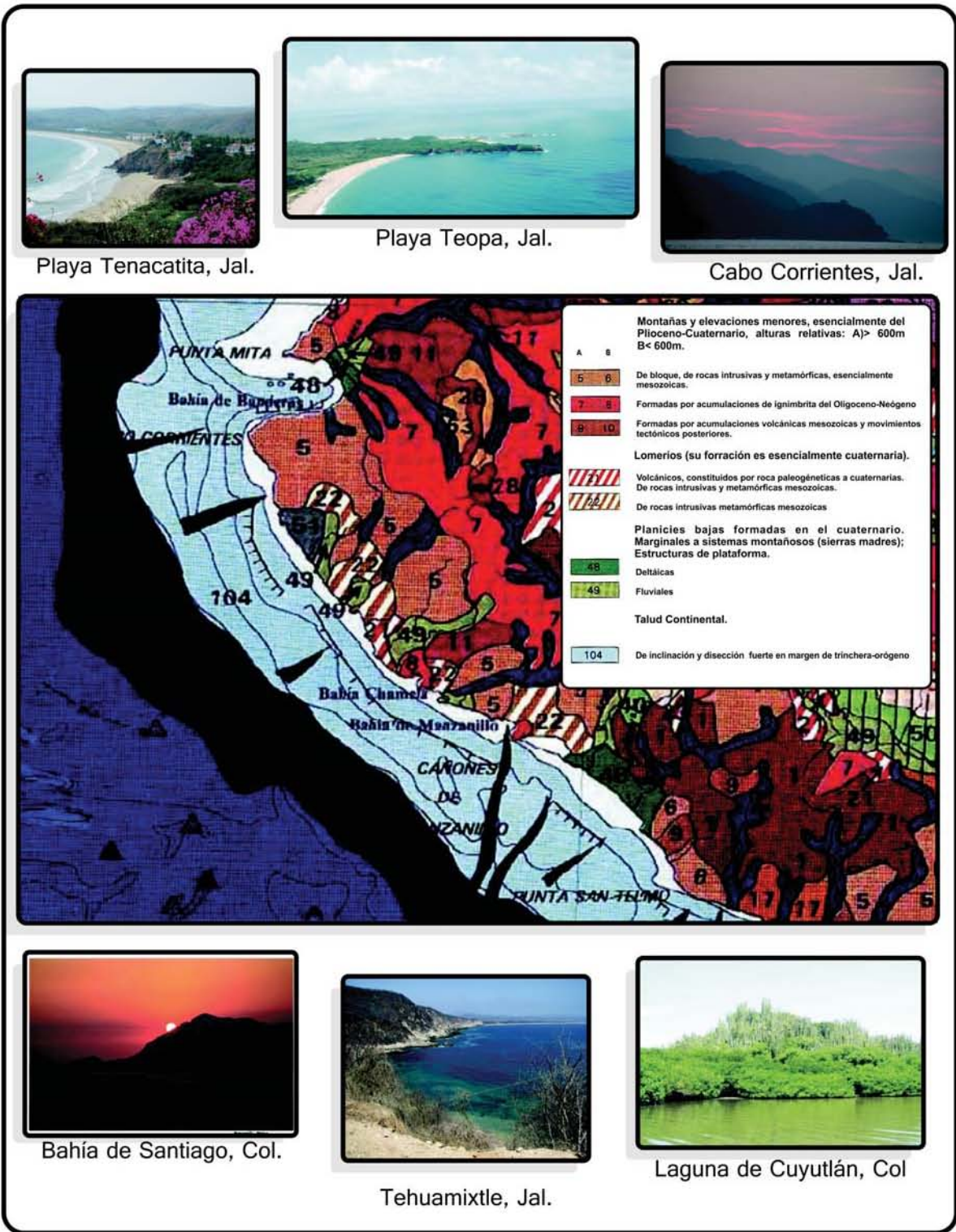


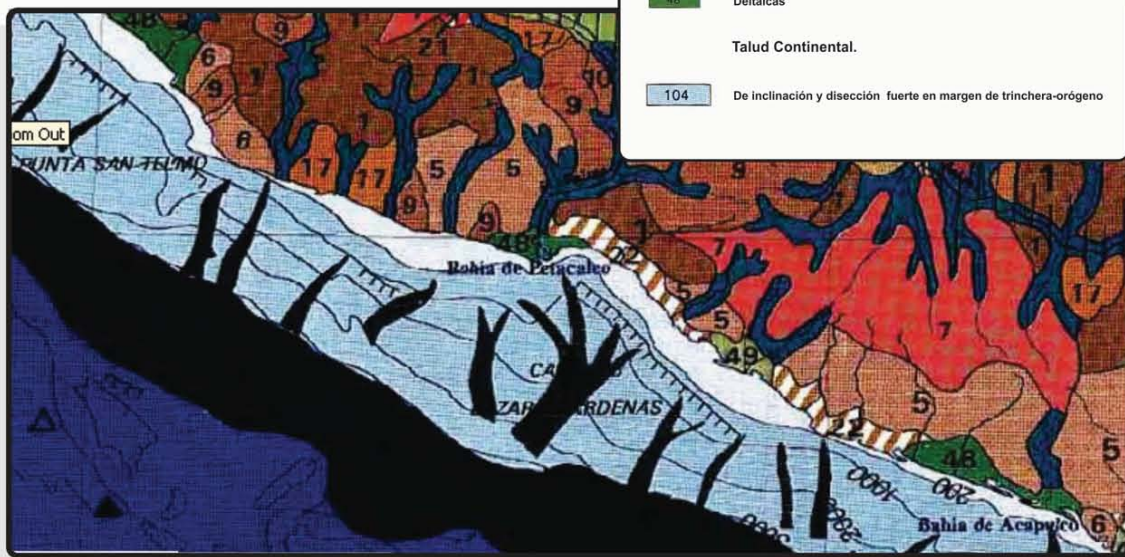
Figura 21. Zona 1, Bahía de Banderas – Punta San Telmo (Lugo y Córdova, 1992; Fotografías: Núñez, 2011).



La Tibla, Mich.

Montañas y elevaciones menores, esencialmente del Plioceno-Cuaternario, alturas relativas: A) > 600m B) < 600m.

- 5 - 6 De bloque, de rocas intrusivas y metamórficas, esencialmente mesozoicas.
- 9 - 10 Formadas por acumulaciones volcánicas mesozoicas y movimientos tectónicos posteriores.
- 17 - 18 De pliegue-bloque constituidas por rocas sedimentarias mesozoicas, en sustrato de miles.
- Lomeríos (su formación es esencialmente cuaternaria).
- 48 Planicies bajas formadas en el cuaternario. Marginales a sistemas montañosos (sierras madres); Estructuras de plataforma.
- Talud Continental.
- 104 De inclinación y disección fuerte en margen de trinchera-órgeno



Costa Celestial, Mich.



Playa El Coyote, Mich.

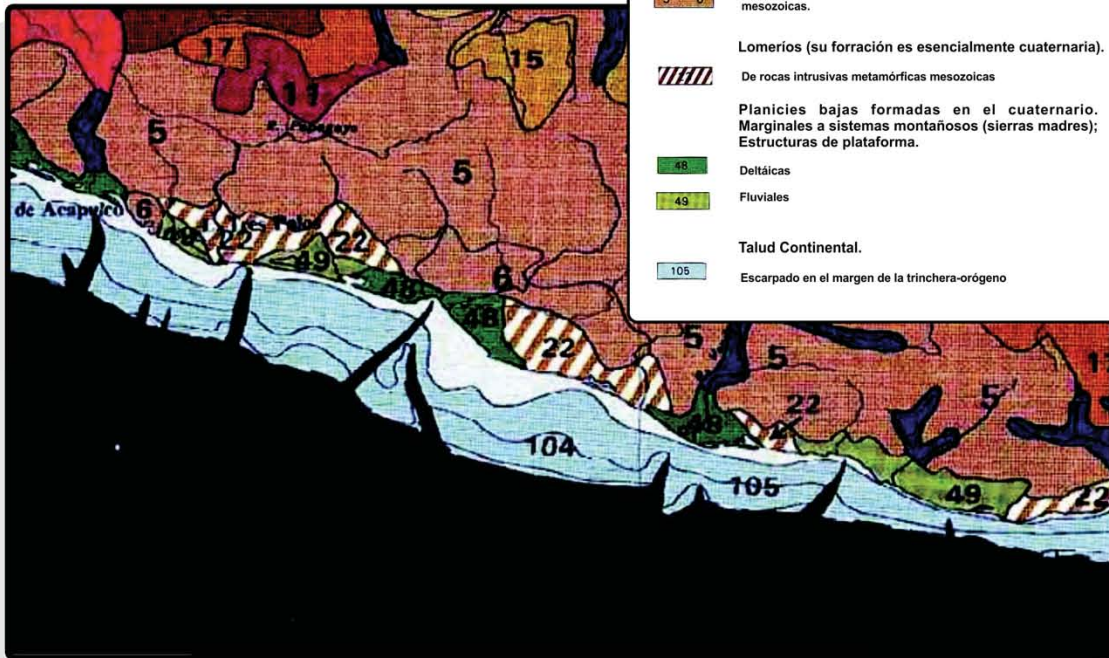
Figura 22. Zona 2, Punta San Telmo - Bahía de Petacalco (Lugo y Córdova, 1992; Fotografías de Igna, Carrera y Ortiz, 2011).



Playa Zicatela, Oax.



Playa San Agustino, Oax.



Lomas Papagayos, Gro.



Laguna de Tres Palos, Gro.

Figura 23. Zona 3, Bahía de Petacalco -Tehuantepec (Lugo y Córdova, 1992; Fotografías: Flores, Arenzano, 2011).



Boca del Cielo, Chis



La Barrita, Chis



Isla Cachimbo, Chis

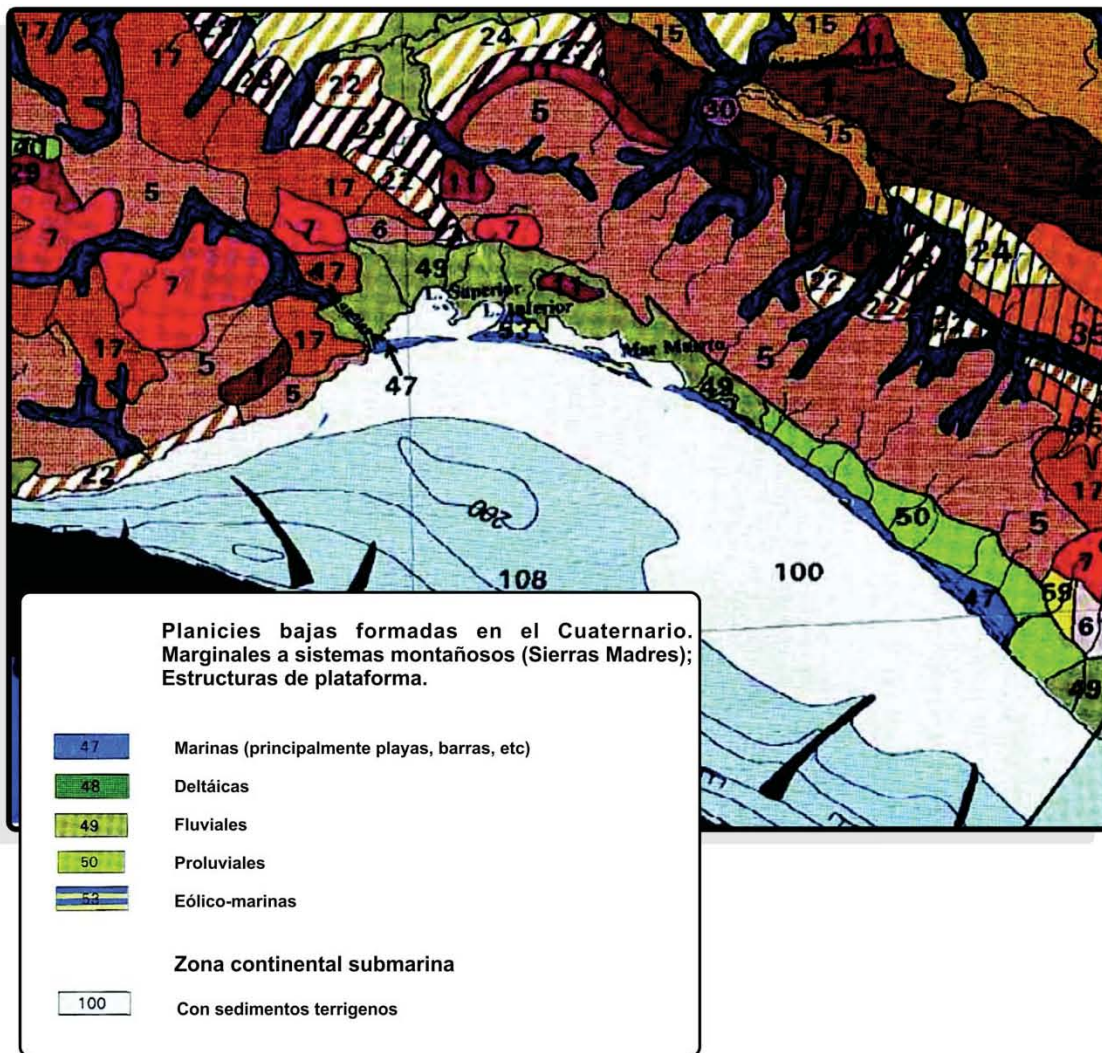


Figura 24. Zona 4, Tehuantepec - Desembocadura del río Suchiate (Lugo y Córdova, 1992; Fotografías: López y John, 2011).

Los efectos que tiene un tsunami en ciertas morfologías de la costa se sintetiza en la Tabla 7. Cabe mencionar, que la extracción de estas morfologías se hizo con el fin de conocer los efectos de un tsunami en la costa utilizando datos a nivel mundial y con ello elaborar un patrón que indique el nivel de susceptibilidad de diferentes morfologías costeras. No es el objetivo de esta tesis hacer un análisis exhaustivo de estas morfologías y su susceptibilidad. Sin embargo, en el Capítulo 7 se discuten las morfologías que están presentes en la costa del Pacífico mexicano mediante una caracterización a escala 1:250 000 sin contemplar un análisis de escalas mayores para elaborar una descripción de la totalidad de morfologías que muestra la Tabla 7.

Se pueden mencionar algunos ejemplos de los efectos de un tsunami sobre las morfologías costeras; la primera de ellas es la erosión a gran escala (en dunas y bancos de arena, *backbeach*, berma, playas, etc.), cambios de configuración en canales o ríos, (que por su forma de valle pueden canalizar la energía de un tsunami y aumentar el nivel de inundación), transporte de los cantos, cantos rodados y rocas de granito, extracción y transporte, deposición de arena y escombros en marismas, deltas, pantanos u algunas otras morfologías bajas (Ramírez et al, 2010).

En las cercanías de las desembocaduras de los ríos, por ejemplo, los daños del tsunami pueden aumentar debido a la *refracción* de las olas, lo cual depende de la orientación del caudal con la llegada del tsunami.

El estudio de la cantidad de depósitos transportados por tsunamis en el litoral es difícil por el escaso control que se tiene de información antes del evento. Puede destacarse que en lugares sobre suelos poco cohesionados el tsunami erosiona la parte más superficial. Los resultados obtenidos en las investigaciones en las Islas Kuriles muestran que en las bahías el *run-up* tiende a ser mayor que en las costas expuestas y en los acantilados; si después de una bahías se encuentra una planicie, la inundación también se extenderá, por lo que las bahías pueden hacer un efecto tipo “embudo” (Macinnes et al, 2009).

Las islas, atolones y arrecifes de coral cercanas a la costa son otro ejemplo de cómo estas morfologías sirven como modificador del impacto de tsunami, pues pueden cambiar la dirección de la corriente de agua y recibir el impacto de forma directa, por lo tanto

disminuir el grado de las repercusiones de un tsunami en la costa cercana (Theilen, 2008).

Tabla 7. Efectos de tsunamis sobre morfologías.

Morfología	Efecto del Tsunami	Referencia
Acantilados	Pueden tener alteraciones menores en su configuración o incluso provocar deslizamientos.	Davies, 2002; Malik, 2005
Arrecifes de coral	Puede quedar expuestos y ser erosionados.	Dawson, 1994; Malik 2005
Atolón	Sufre de erosión.	Dawson, 1994
Backbeach	Depósitos y erosión de materiales a todos niveles, desde erosión superficial, socavación y de roca madre.	Davies, 2002; Narayana et al, 2007
Bahía	Se ve afectada por la erosión (creación de fosas y desgaste de la roca madre) y el depósito de sedimentos, también es propenso a alteraciones drásticas y aumentar la altura de la ola.	Mikio y Toshiuki, 1986; Sánchez y Ferreras, 1993; Lander et al, 2003; Atwater, 2005; Malik, 2005; Cho, 2008; Suarez, 2009; Abe, 1986
Bancos de arena	Sufren erosión grave.	Davies, 2002
Barra	Sirve como amortiguador del impacto pero puede erosionarse drásticamente.	Davies, 2002; Shi y Smith, 2003; Narayana et al, 2007
Berma	Erosión drástica.	Mahendra et al, 2010
Canal	Posibilita el aumento de la inundación.	Narayana et al, 2007
Cordones de playa	Depósito y erosión.	Davies, 2002; Cisternas, 2005; Machinnes et al, 2009
Costa baja	Inundación y depósito de arenas finas.	Lagos, 2005; Mahendra et al, 2010
Costa Rocosa	Llega a cambiar su configuración.	Sánchez y Ferreras, 1993
Delta	Depósito y erosión de sedimentos, posibilita el aumento en la inundación	Sánchez y Ferreras, 1993; Atwater et al, 2005; Narayana et al, 2007; Mahendra et al, 2010
Dunas	Erosión drástica.	Narayana et al, 2007
Ensenada	Erosión, creación de fosas y depósito de cantos, alteraciones drásticas.	Dawson, 1994; Atwater, 2005; Machinnes et al, 2009
Escarpe	Erosión y a veces puede causar deslizamientos.	Machinnes et al, 2009
Estuario	Alteraciones drásticas, depósito y erosión.	Lagos 2005, Narayana et al, 2007; Mahendra et al, 2010
Frente de playa	Alteraciones drásticas.	Narayana et al, 2007
Golfo	Puede elevar la altura de la ola.	Lander et al, 2003
Isla	Altera la dirección de la ola.	Lander et al, 2003; Theilen, 2008
Laderas	Erosión y depósito.	Dawson, 1994; Machinnes et al, 2009
Laguna	Transporte de materiales, efectos moderados de depósito y erosión.	Davies, 2002; Machinnes et al, 2009; Srinivasa, 2010

Morfología	Efecto del Tsunami	Referencia
Línea de costa	Depósito de materiales, alteraciones drásticas por erosión.	Dawson, 1994; Davies, 2002; Shi y Smith, 2003; Machinnes et al, 2009; Lagos, 2008
Llanura costera	Depósito de sedimentos.	Mahendra et al, 2010
Marisma	Depósito de sedimentos y erosión.	Davies, 2002; Shi, 2003; Lagos, 2005; Mahendra et al, 2010
Médano	Cambio en la salinidad de los suelos por depósito.	Atwater, 2005; Srinivasalu, 2009
Pantano	Depósito de sedimentos.	Davies, 2002
Península	Propensa a inundarse.	Lander et al, 2003
Planicie	Depósito, erosión e inundación	Davies, 2002; Shi, 2003; Lagos, 2006 y 2008; Cho, 2008; Machinnes, 2009; Mahendra et al, 2010
Playa	Erosión y depósito generando alteraciones drásticas, eliminación de la vegetación	Sánchez y Ferreras, 1993; Dawson, 1994; Shi y Smith, 2003; Narayana et al, 2007; Machinnes, 2009; Mahendra et al, 2010
Rompeolas	Depósito y erosión.	Sánchez y Ferreras, 1993
Terrazas	Depósito de sedimentos.	Cisternas, 2005
Valle del río	Aumento de la inundación.	Shi y Smith, 2003
Zona inter-mareal	Erosión.	Dawson, 1994

Con base en la matriz elaborada se obtuvo lo siguiente: 30 diferentes morfologías afectadas por tsunamis, algunos efectos son mostrados en la Tabla 7, también se enlistan los efectos que han provocado los tsunamis en ellas. Se proporciona además, las citas de donde proviene la información. Para mayor detalle se agrega un anexo (Anexo I) donde se describe el efecto que tienen los tsunamis en cada una de estas morfologías.

En la Tabla 7 se muestran las morfologías de la costa compiladas durante este trabajo y que sirvieron para elaborar la matriz de morfologías-efectos de tsunami (ver Capítulo 6). Por la escala de trabajo (1:250 000) algunas morfologías se ven omitidas o incluidas dentro de otras, como el caso de golfos, ensenadas, bahías, caletas o caletillas; por ejemplo, se han encontrado pequeñas caletas y caletillas omitidas en la parte sur de Bahía de Banderas, Michoacán y Guerrero o la presencia de cordones de playa de Oaxaca. En el caso de las dunas de arena, estas se presentan en las playas expuestas o en las barras. La zona intermareal queda excluida por completo, pues a este nivel de detalle, escala 1:250 000 es poco probable que se pueda apreciar. Para esta escala en general, se presentan deltas, bahías, barras, escarpes, costas expuestas, esteros, lagunas, lomeríos, planicies y valles las cuales son apreciadas con facilidad.

5.2 Batimetría

El desarrollo de los márgenes activos del continente a través del tiempo se producen por acumulación de sedimentos de la corteza oceánica derivados de la placa de subducción o por la erosión de la subducción de la placa superior. La tasa de elevación disminuye conforme se acerca a la plataforma. Existen pequeñas cuencas aisladas por el bloque de menor pendiente (Shiple, 1982).

La configuración del relieve submarino y su pendiente juegan un papel importante en el comportamiento de las olas de un tsunami al arribar a la costa pues, en relación a la configuración morfológica y a la rugosidad de la costa, dependerá la conducta de la difracción, refracción, reflexión, dispersión (*scattering*), atrapamiento de las ondas de un tsunami en las distintas formaciones costeras y puede generar diferencias notables de altura máxima de inundación (*run-up*), aun a cortas distancias a lo largo de ella. Estos factores determinan la complejidad de un tsunami en la costa (Farreras, 1995).

El margen Submarino del Pacífico de México es reconocido como una zona de transición entre la corteza oceánica y la continental. La fosa Mesoamericana es una depresión poco profunda que se encuentra a lo largo de la frontera continental de América Central y México (Fisher, 1961). La cual se divide en dos provincias distintas a la del Golfo de Tehuantepec. Hacia el sur aparecen, en paralelo a ella, volcanes activos y separado de una zanja de cuenca sedimentaria y hacia el norte, rocas volcánicas asociadas al continente.

En la Figura 25 se analiza la batimetría con base en perfiles transversales y perpendiculares a la costa en diferentes regiones de la zona de estudio, Bahía de Banderas, Nayarit-Jalisco, Manzanillo, Colima, la Costa de Guerrero, Costa de Oaxaca, Istmo de Tehuantepec, Oaxaca-Chiapas.

La Figura 25a muestra la sección correspondiente a Bahía de Banderas, donde la plataforma continental está delimitada por la isobata de 200 metros y es de escasa superficie, aquí la Sierra Madre del Sur llega a la línea de la costa. La zona pelágica es también de corta extensión, indicio de que el declive es muy acentuado y cerca de la línea de costa advierte zonas de gran profundidad. La máxima profundidad de la bahía es

mayor a 1 000 metros y la profundidad media es de aproximadamente 300 metros, siendo la pendiente del fondo mucho menor en el extremo norte que en el extremo sur de la Bahía. En la costa norte el promedio del gradiente topográfico es de 0.012 y la profundidad de 100 metros se encuentra a 8 kilómetros, mientras que en la costa sur es de aproximadamente 0.080 y el agua tiene una profundidad de 100 metros a 1.5 kilómetros de la playa. Al encontrarse con poca plataforma continental y una depresión inmediata se puede incrementar de manera considerable la altura de la ola (Álvarez, 2007).

Más al sur (Figura 25b) se observa la prolongación en el fondo oceánico del Graben de Colima que continúa a la par de la Trinchera Mesoamericana y la placa de Cocos, limitada por la falla de Barra de Navidad. El rift de Colima es un desgarramiento continental que origina la separación del bloque de Jalisco del continente norteamericano (Bourgeois et al, 1989). En la Figura 25b se muestra alternancia de valles, la pendiente de norte a sur, con pocos cambios bruscos, alcanza los 1 000 metros de profundidad aproximadamente a los 23 kilómetros de distancia, dando la apariencia de terrazas sumergidas y al no haber una fuerte pendiente continua, la altura de la ola de un tsunami puede ser irregular.

La figura 25c representa un perfil la costa de Guerrero donde la profundidad de 1 000 metros es alcanzada a los ocho kilómetros de la costa y profundidades de 2 000 metros hasta los 40 kilómetros. Existe una gran cantidad de valles intercalados y grandes acantilados de hasta 1 000 metros de profundidad a dos kilómetros de distancia de la línea de costa, que pueden presentar de manera local incremento en la altura de la ola por las fuertes pendientes.

En el sureste de México sigue el perfil de la Figura 25d, se puede distinguir la pendiente de la plataforma continental, existen zonas que van desde 400 a 800 metros de profundidad, con un patrón complejo en una serie de depresiones y elevaciones, lo cual puede reflejar el proceso actual de subducción (McMillen y Bachman, 1982), pero no existen cambios bruscos en la pendiente, por lo que el tamaño de la ola puede elevarse.

En la figura 25e se muestra al istmo de Tehuantepec. De norte a sur se refleja una amplia plataforma continental con poca pendiente, aproximadamente en 100 kilómetros, que desciende 100 metros, y el segundo perfil muestra una intercalación de valles y montes

submarinos; ésta última morfología submarina puede facilitar la dirección que sigue un tsunami.

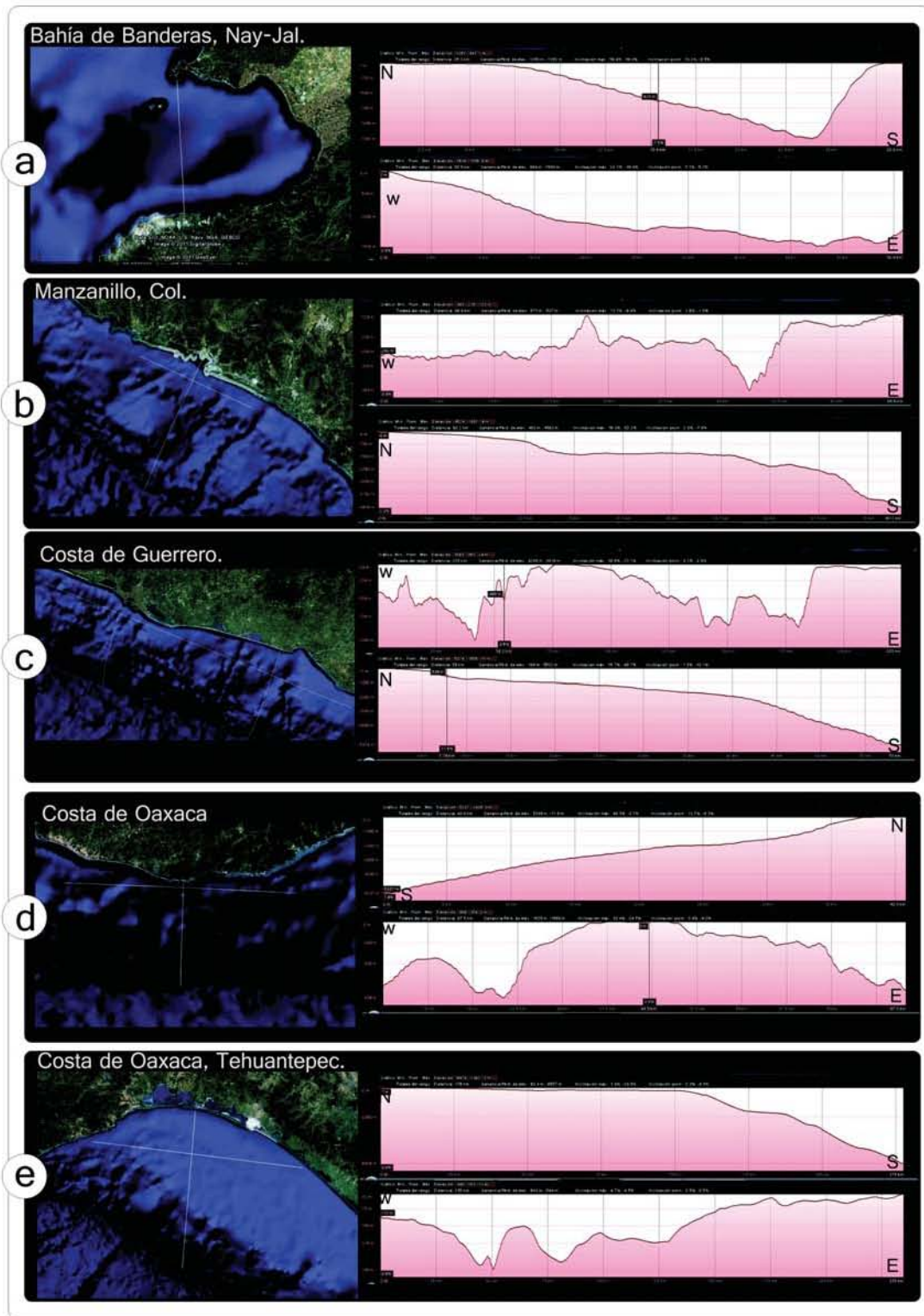


Figura 25. Perfiles trasversales y paralelos a la costa del Pacífico de México.

5.3 Rugosidad

La estructura y la función de la vegetación cambia con el tiempo, por lo que debe existir una adecuada planificación y gestión de la vegetación en el manejo de los riesgos; la vegetación con determinada altura y densidad puede amortiguar del impacto de tsunamis. Así como la vegetación, existen otro tipo de obstáculos que pueden amortiguar o aumentar la embestida de un tsunami, como lo son, carreteras, malecones, edificios (estructuras antropogénicas) las cuales no son el objeto de análisis de este trabajo.

Las brechas en la vegetación, como carreteras, ríos, senderos, cambios en los niveles de elevación, etc., pueden canalizar y amplificar una fuerte embestida del agua de un tsunami, incluso aumentan el grado de inundación. Sin embargo, muchos estudios han revelado que estas desventajas pueden ser superadas con una adecuada planificación y gestión de la vegetación costera, como manglares y bosques costeros, por lo que ésta tiene un gran potencial para mitigar los daños en las zonas construidas y salvar vidas humanas actuando como zonas de amortiguamiento en los eventos naturales extremos. No obstante, los bosques de manglares mexicanos han sido dañados por las actividades antropogénicas (es decir, el turismo, la cría de camarones, el desarrollo industrial, etc.), por lo que las zonas quedan más susceptibles a los tsunamis y otros desastres naturales (Harada, Kawata, 2004; Braatz, 2006).

Los humedales costeros, en particular los manglares, brindan una gran variedad de servicios ambientales. Se presentan como zonas de alimentación, refugio o crecimiento de crustáceos y alevines, por lo que sostienen gran parte de la producción pesquera; son utilizados como combustible (leña); poseen un alto valor estético y recreativo; son la principal asociación vegetal natural capaz de fungir como bioescudo en el país porque actúan como sistemas naturales de control de inundaciones y como barreras contra tsunamis, huracanes o intrusión salina; controlan la erosión y protegen las costas; mejoran la calidad del agua al funcionar como filtro biológico; contribuyen en el mantenimiento de procesos naturales, tales como respuestas a cambios en el nivel del mar; mantienen procesos de sedimentación, entre otros servicios (FAO, 2003; Harada-Kawata, 2004; Braatz, 2006).

Los manglares pueden disminuir el impacto de los tsunamis por la reducción de la altura y la velocidad de las ondas entrantes, mediante la distribución de agua entre los canales y arroyos de los manglares, disminuyendo así el nivel de inundación, pues su función de bioescudo absorbe energía de los embates de agua (mareas, huracanes, tsunamis, etc.).

A nivel mundial México se ubica entre los países con mayor superficie de manglar, aunque hay discrepancia entre las estimaciones reportadas. De acuerdo con la FAO, en México, en el año 2000 los manglares ocupaban en el país 440 000 hectáreas, cifra que contrasta con las cerca de 890 000 hectáreas que, para la misma fecha, reportó la SEMARNAT (2003).



Figura 26. Distribución de los manglares en México, cobertura en hectáreas (CONABIO, 2008).

En nuestro país los manglares también han sido afectados por la tala o remoción que se ha llevado a cabo para abrir paso a las actividades agrícolas, ganaderas, acuícolas y turísticas. A pesar de la importancia de los manglares, su extensión a nivel global se ha reducido notablemente; se estima que en las últimas dos décadas se ha perdido

aproximadamente el 35 % de los manglares del mundo. En la Figura 26 se puede observar la porción significativa de las costas del Pacífico Mexicano que conservan aún una franja de bosque de manglar, pero debido a que no existen estimaciones confiables de la velocidad a la que está cambiando el manglar en el país es muy difícil conocer la situación real en la que se encuentran actualmente (CONABIO, 2008).

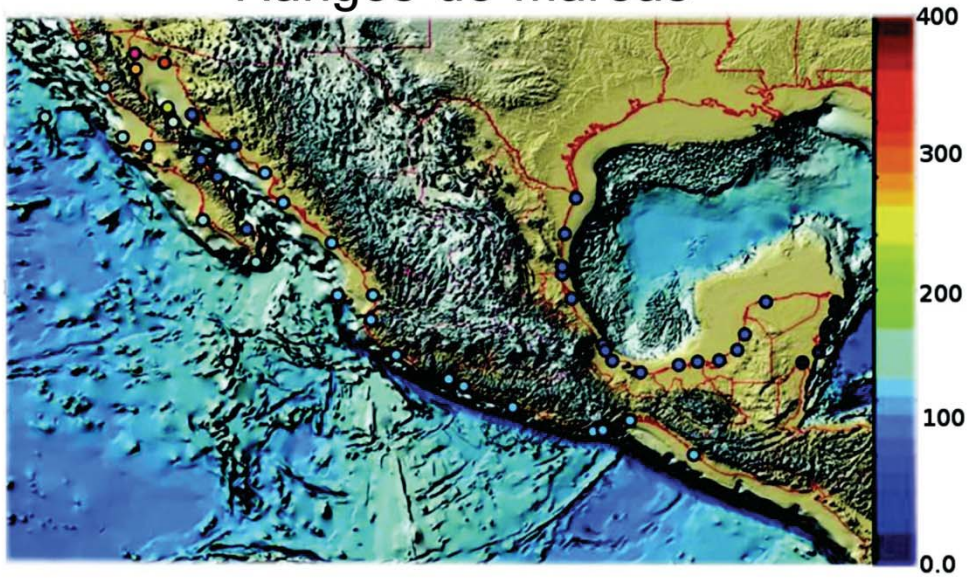
En el área de estudio, una porción considerable de la costa este de Michoacán no cuenta con mangle, es una zona escarpada en la cual no existen condiciones para que esta vegetación se desarrolle, mientras que desde la Laguna de Tehuantepec hasta el río Suchiate esta vegetación se encuentra con más presencia como lo muestra la Figura 26. Los lugares con el mangle más conservado son: Laguna Barra de Navidad, Sistema Chamela-Cuixmala, Laguna de Chalacatepec, Sistema Agua Dulce-El Ermitaño, Jalisco; Cuyutlán, Col, Laguna El Caimán Michoacán, Chantecuan, Boca del Río de la Unión, Boca de Pantla, Ixtapa, Coyuca-Mitla, Laguna El Potosí, Guerrero, Chacahua-pastoria, Oaxaca, Mar Muerto, La Joya, La Encrucijada, Los Patos, Cabildo Gancho-Murillo, Chis (CONABIO, 2008).

5.4 Mareas

Técnicamente la marea es el periodo de sube y baja del nivel del mar que se registra cuando se filtra oscilación la rápida e irregular del oleaje local, referido a un banco de nivel establecido en tierra firme. En cada ciclo de marea la pleamar ocurre cuando ésta alcanza su mayor altura y la bajamar cuando llega a su nivel mínimo. Se define a la amplitud de la marea como la distancia vertical entre pleamar y bajamar consecutivas. Así, en cada localidad costera, la amplitud de la marea cambia en cada ciclo y consecuentemente se observan valores extremos locales en la amplitud de la marea (SMN, 2011).

Las mareas observadas en los mareógrafos de la costa del Pacífico mexicano son mixtas predominantemente diurnas (a excepción del Golfo de California, la cual es diurna). En la Figura 27 la escala de colores indica el número de veces que la contribución diurna/semidiurna es predominante sobre la otra; el color verde indica valores mixtos. En cuanto al rango de las contribuciones diurnas y semidiurnas el Pacífico de México tiene del orden de 50 a 120 centímetros.

Rangos de mareas



Tipos de mareas

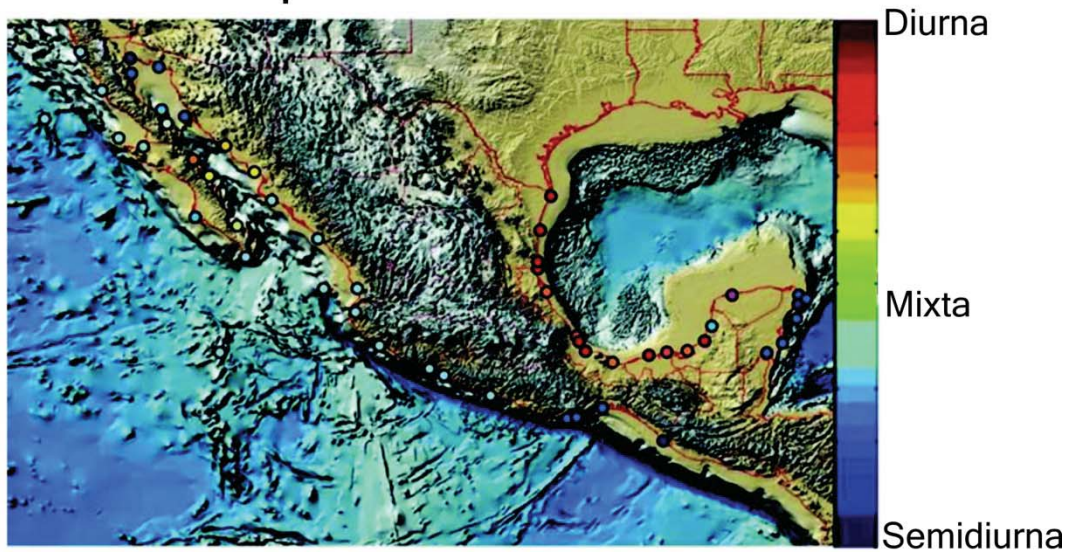


Figura 27. Rangos y tipos de mareas en México (SMN, 2011).

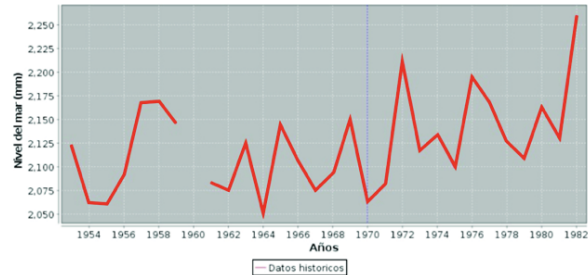
En Bahía de Banderas el tipo de mareas existentes es mixto ya que el promedio de la amplitud es de 1.58 metros, el promedio de amplitud máxima 1.065 y el promedio de amplitud mínima es de -1.007 metros.

En la Figura 28 se muestran datos de mareas provenientes del Sistema Mareográfico Nacional. En el mareógrafo de Manzanillo, Colima (Figura 28), existe una variación de las mareas desde 2 250 milímetros como máxima hasta 2 050 milímetros, lo que nos da una diferencia de 200 milímetros o 20 centímetros, a través de los años, desde 1950 hasta 1982, la variaciones son muy marcadas.

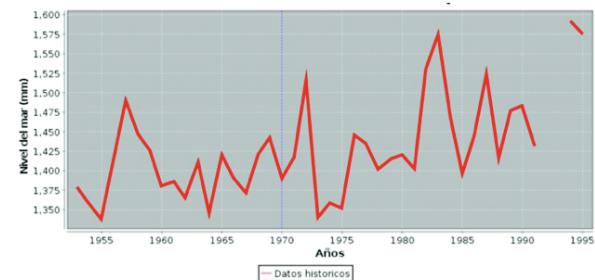
En Acapulco las variaciones también son constantes, y pueden variar de 1 350 hasta los 1 575 milímetros, es decir 22.5 centímetros de diferencia. En Puerto Ángel la variación es de 20 centímetros en 20 años de registros, teniendo como máximo 1,800 milímetros y como mínimo 1,400 milímetros. En Salina Cruz, se presenta una variación de 50 centímetros, la mayor de estos datos, teniendo como mínimo 1,250 milímetros y como máximo 1,750 milímetros.

En Puerto Madero, la variación puede ser mayor a un metro alcanzando los 120 centímetros. Las variaciones en locales, pueden alcanzar este rango, según el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, con sus datos de pronóstico de mareas.

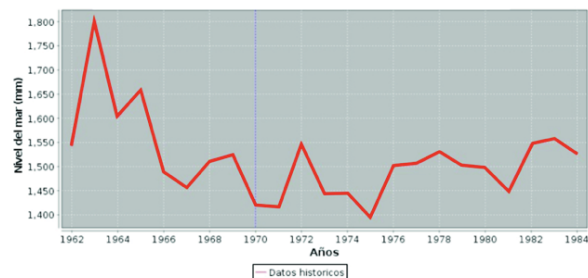
Promedios anuales de la estación Manzanillo



Promedios anuales de la estación Acapulco



Promedios anuales de la estación Puerto Ángel



Promedios anuales de la estación Salina Cruz

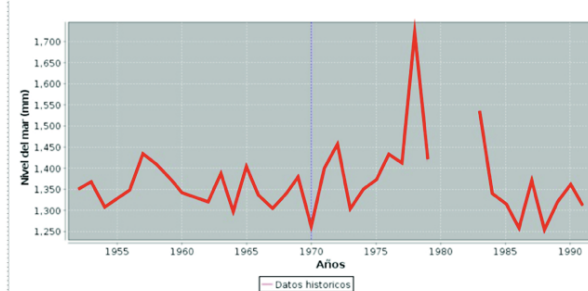


Figura 28. Datos de estaciones del Sistema Mareográfico Nacional.

Las mareas pueden hacer una diferencia significativa en el impacto de un tsunami y esto se puede conocer mediante el análisis de información de las mareas y de inundación (puede ser por simulación), por lo que se debería tener en cuenta en la evaluación de riesgo por tsunami (Kowalik et al, 2006), pero en el área de estudio, en general, la diferencia entre las mareas no sobrepasa los 0.5 metros en promedio y es mixta, por lo que la diferencia del impacto no sería considerable con marea baja o alta, esto debería analizarse de forma local para ver estas diferencias entre mareas.

5.5 Factor origen lejano-cercano

Como se mencionó antes, los tsunamis pueden atravesar el Océano Pacífico desde su zona de origen hasta costas en el extremo opuesto si su energía inicial es suficiente; inclusive, pueden arribar eventualmente con alturas significativas y potencial destructivo, a pesar de su disipación por efecto de la dispersión y el esparcimiento durante su propagación. Como ejemplo se encuentran los tsunamis originados en las costas de Chile de 1960 y 2010, además de los cuatro tsunamis en Alaska en 1964 que arribaron a las costas de México, Hawai y Japón (Farreras, 1997).

Las condiciones necesarias para la generación de un tsunami son: a) que el hipocentro del sismo, o al menos una fracción mayoritaria del área de ruptura, se encuentre bajo el lecho marino y a una profundidad menor a 60 km (sismo superficial); b) que la frontera de placas o falla tectónica sea de subsidencia con componente vertical de movimiento, y no de desgarre con desplazamiento únicamente lateral, y c) que el sismo libere suficiente energía y en un cierto lapso, y que ésta sea eficientemente transmitida (Ilda, 1963) y b) permite diferenciar dos zonas en la costa del Pacífico de México: 1) al norte de la fractura de Rivera, donde la Placa del Pacífico se desliza hacia el norte con respecto de la Placa de Norteamérica, a lo largo de la falla de desgarre del Golfo de California, comprendiendo las costas de Baja California, Sonora y Sinaloa y estas no sean fuentes de origen de tsunamis locales (aunque sí posibles receptoras de aquellos de origen lejano); y 2) al sur de dicha fractura, en que la Placa de Cocos se hunde bajo la Placa de Norteamérica a lo largo de la Fosa Mesoamericana constituyendo una frontera de colisión con subsidencia, generadora de tsunamis, algunos de los cuales han demostrado históricamente tener efectos locales destructivos (Farreras, 1997).

Con las consideraciones anteriores, la información reunida en el catálogo de sismos y tsunamis de Sánchez y Farreras (1993) narra los efectos y las repercusiones de éstos, indirectamente presenta la dificultad que existe para la recopilación de este tipo de datos en lugares donde no existen sistemas de monitoreo o alarma.

En México, la zona de generación de tsunamis locales de origen tectónico es la Fosa Mesoamericana, que es la zona de subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica, adyacente a la costa sur de México en los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas (Farreras, 1997).

Las alturas de ola máxima de los últimos tsunamis de origen local recientes (registrados en mareógrafos) no son mayores de 3.0 metros. Esta información, obtenida en un corto plazo, puede conducir erróneamente a la conclusión de que los tsunamis de origen local no son una amenaza real; la información histórica de tsunamis locales observados visualmente en los últimos tres siglos indica lo contrario (Farreras, 1997).

De los 51 tsunamis documentados, 23 son recientes registrados por la red mareográfica: nueve de origen local y 14 de origen lejano (dos provenientes de las Islas Aleutianas, dos de Perú, dos Rusia, ex URSS., dos de Japón, uno de Nueva Zelandia, uno de Hawai, dos de Chile, uno de Alaska y uno de Colombia)(Farreras, 1997).

De los tsunamis de origen local, los anteriores a 1952 causaron destrucción considerable, aunque únicamente en la zona cercana a su generación (ninguno fue transoceánico): el sismo del 16 de noviembre de 1925 generó un tsunami de once metros de altura en Zihuatanejo, Gro. y el del 22 de junio de 1932, generó otro de aproximadamente diez metros de altura en Cuyutlán, Col. Ambos causaron cuantiosos daños y pérdida de vidas y son los más destructivos que se conocen ocurridos en México. Ninguno de los tsunamis de origen lejano, registrados u observados, ha alcanzado a tener más de 2.5 metros de altura máxima de olas, como para presentar una amenaza significativa (Farreras, 1997).

5.6 Factor Magnitud

Existen escasos valores disponibles de momento sísmico (M_0) para los terremotos ocurridos en este siglo en la Fosa Mesoamericana, frente a las costas de México (Kostoglodov y Ponce, 1994) y que han generado tsunamis notorios, con origen cercano o están en el límite inferior del rango generador de tsunamis pequeños, lo que se confirma por sus alturas máximas de ola registradas. Estos tsunamis han tenido solamente efectos locales y sus valores de M_0 pueden ser de dos a tres, menores que los típicos transoceánicos. Por ejemplo, los de 1957 en las Islas Aleutianas, 1960 en Chile, y 1964 en Alaska, con $M_0 = 0.40, 2.5,$ y 0.75×10 respectivamente (McCaffrey, 1993). La escasa información histórica disponible parece indicar que los sismos con hipocentro en la Fosa Mesoamericana frente a México no han liberado energía suficiente ni en forma eficiente como para generar tsunamis transoceánicos. Algunos tsunamis ocurridos en la costa del Pacífico de México se muestran en la Tabla 8, donde ninguna altura máxima de la ola rebasa los tres metros.

Tabla 8. Relación de momento sísmico y altura máxima de olas por sismos tsunamigenéticos en México (Farreras, 1997).

Fecha	Momento sísmico	Altura Máx de olas (m)
14 Abr 1907	0.84	2.0
03 Jun 1932	0.91	3.0
18 Jun 1932	0.73	1.0
28 Jul 1957	0.51	2.6
30 Ene 1973	0.30	1.1
29 Nov 1978	0.32	1.5
14 Mar 1979	0.27	1.3
19 Sep 1985	1.17	3.0
21 Sep 1985	0.31	2.5



Figura 29. Sismos tsunamigenéticos de origen cercano desde 1732 a 2003 (Sánchez y Farreas, 1993; NOAA, 2011).

Los sismos tsunamigenéticos en México han sido de magnitud 7.0 a 8.3 Mw. La base de datos recopilada para la Figura 29 abarca de 1732 hasta 2003. Estos eventos se han localizado en la costa o en el océano cercanos a la costa, las bases de datos existentes muestran inconsistencias en su información pues, como se había mencionado, es necesario que un sismo sea cercano a la costa o se localiza en el mar; en el catálogo de Sánchez y Farreras (1993) se muestran sismos tsunamigenéticos con epicentros en el continente muy lejanos a la costa y en la NOAA, los datos son más próximos a la realidad (Sánchez y Farreas, 1993; NOAA, 2003).

De los dos tsunamis más destructivos ocurridos en México (16 de noviembre de 1925 y 22 de junio de 1932), con alturas máximas de ola de diez metros, no se dispone de valores de M_0 ; sin embargo, sus efectos fueron casi únicamente locales, lo que algunos suponen que fueron sismo-tsunamis que ocurrieron también en la Fosa Mesoamericana por sismos

de 7.0 y 7.7 Ms respectivamente, lo que refuerza la hipótesis de que fueron casos de "sismo-tsunamis", sismos que originaron un tsunami (Farreras, 1997).

La recurrencia de un tsunami estaba sujeta a descripciones de testigos presenciales; después de que evolucionó la forma de monitorear los datos en el mundo, es más fácil conocerla (Farreras, 1997).

En México se tienen registros de sismos tsunamigenéticos desde 1732, y es hasta 1800 que se presenta una cantidad menor de registros que cuando comienzan a monitorearse los sismos. Desde 1958 se han registrado nueve eventos locales y catorce eventos transoceánicos hasta 2011, o sea que en 53 años se han registrado 23 tsunamis en las costas del Pacífico de México (cifra mayor a tsunamis con potencial tsunamigenético del país). Desde 1958 existen periodos de entre dos y diez (Figura 29) años de diferencia entre evento y evento sin tener evidencias de megatsunamis locales desde esos años (Farreras, 1997).

CAPITULO 6. METODOLOGÍA

Después de haber definido los elementos y factores de exposición de la costa, este trabajo busca caracterizar la costa con base en el análisis y comparación sólo de su morfología en función a la forma y altura para determinar los rangos de susceptibilidad, con ayuda de modelos digitales de elevación, ortofotos e imágenes de satélite, con el propósito de elaborar una zonificación rápida de la susceptibilidad a tsunamis y poder tener el primer acercamiento a las áreas potenciales de ser afectadas.

Se retoman fundamentos de dos modelos para determinar la susceptibilidad de la costa a tsunamis, propuestos por Damen (2005) y Theilen (2008). Estos modelos proponen la consideración del manejo de una escala nacional (1:250 000) y local (1:50 000) asistido por el uso de un modelo digital de elevación (INEGI) que represente la elevación de la costa y la interpretación de su morfología sobre ortofotos (Servidor Antares de INEGI, 2000 y Google Earth). Sé elaboró una matriz o base de datos de tsunami históricos a nivel mundial, con el objeto de determinar niveles de susceptibilidad de la costa a tsunamis. Finalmente, con base en esta matriz, se propone una clasificación morfológica de la costa en función de su susceptibilidad a tsunamis basada en la morfología de la línea de costa y su elevación para su zonificación.

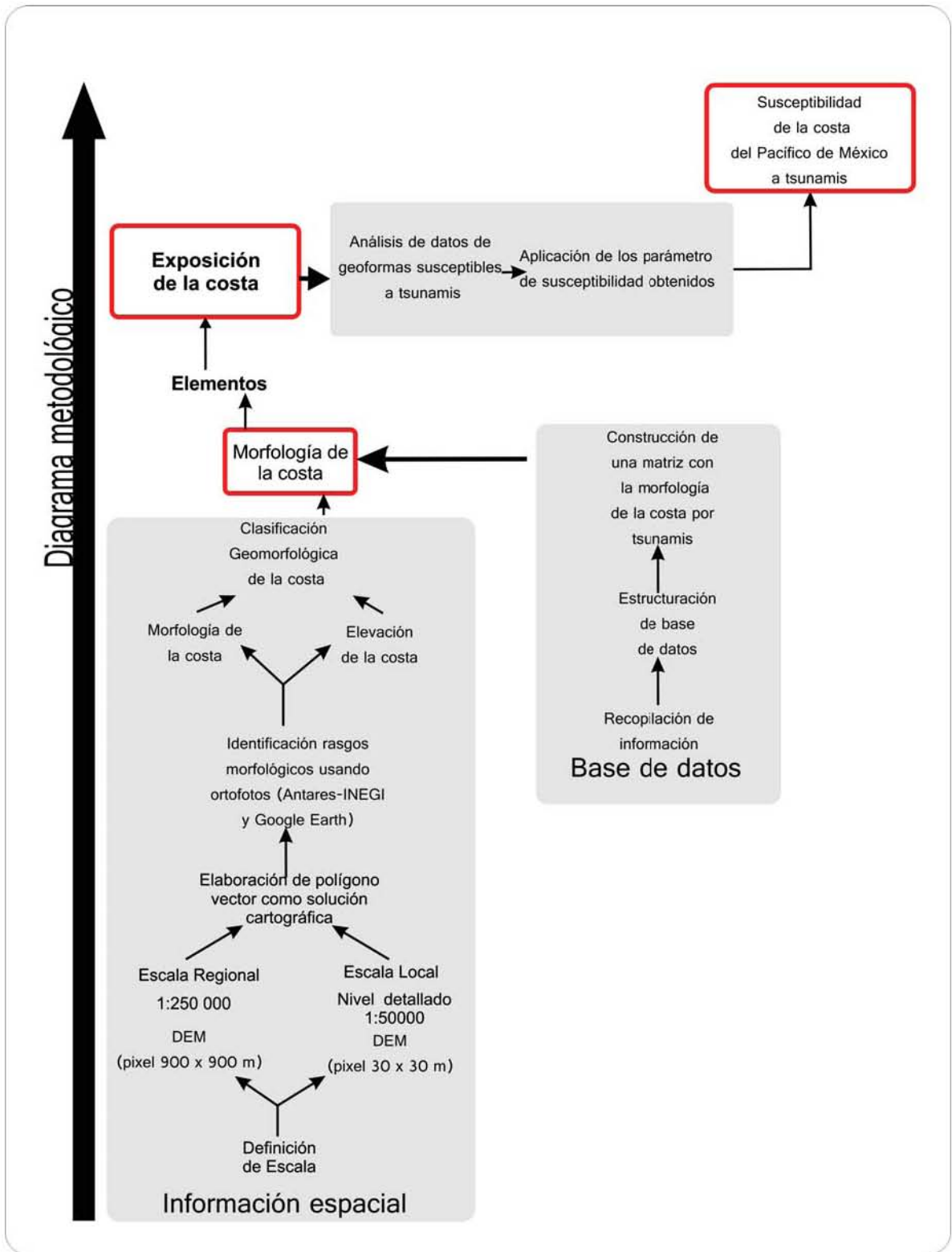


Figura 30. Diagrama metodológico (*DEM por las siglas en ingles de modelos digital de elevación).

6.1 Matriz de tsunamis históricos y sus efectos en la morfología.

El primer paso de la metodología (Figura 30) es recopilar información sobre los efectos de los tsunamis en la morfología de la costa, al mismo tiempo, permite entender la respuesta de esas morfologías al embate de tsunamis. Para esto se elaboró una matriz para albergar y analizar estos datos. A continuación se explica su desarrollo.

Etapas de la elaboración de la matriz de tsunamis históricos y sus efectos en la morfología:

1. Búsqueda y lectura. Investigación, recopilación y lectura de material científico especializado (artículos científicos, libros, recopilaciones, etc.) relacionado con tsunamis y sus efectos en la morfología de la costa en lugares afectados por estos eventos.

2. Elaboración de la estructura de la matriz. La organización de la información en la base de datos es primordial para el buen funcionamiento de ésta, ya que de ahí depende que el análisis sea eficiente y óptimo. Por lo anterior se estructuró de la manera siguiente:

- Campo *Identificador* (numérico): nombrado ID; utilizado para asignar un número consecutivo e irrepitable de cada uno de los registros de la base de datos.
- Campo *Lugar* (texto): señala a nivel local la zona donde impacto el tsunami.
- Campo *País* (texto): indica el país donde ocurrió el evento.
- Campo *Región* (texto): es la referencia espacial de la totalidad del impacto del tsunami.
- Campos *Latitud* y *Longitud* (numérico): se refiere a la localización del lugar donde ocurrió un tsunami en un sistema de coordenadas; estos son fundamentales para la georreferenciación de la base de datos y que pueda ser utilizado en un sistema de información geográfica.
- Campo *Efecto de tsunami* (texto): muestra los efectos de tsunamis en la morfología de la costa, ya sea en plano o en perfil (tres dimensiones - 3D), por lo que éste es el campo de mayor peso en la matriz.
- Campo *Cualidad* (binario): indica con "0" o "1" la manera en como es vista la morfología de la costa en planta o en perfil, respectivamente, de manera binaria con fines de identificación.

- Campo *Rasgo Geomorfológico* (texto): indica la forma del relieve costero que es afectada por un tsunami.
- Campo *Fecha del Evento*: señala el momento del acontecimiento del tsunami.
- Campo *Referencia* (texto): indica la fuente bibliográfica de donde se extrajo la información.

3. Vaciado de datos. En primera instancia, se realizó la homogeneización de los términos y nomenclatura usados. El número de datos fortalece el conocimiento, pero es más importante la calidad de los mismos. En segundo lugar, la selección de información se elaboró mediante la relación de datos sobre los efectos sobre la morfología de la costa de algún tsunami, en cualquier parte del mundo.

6.2 Cartografía

En el marco de la cartografía digital los sistemas de información geográfica (SIG) facilitan la adaptación y uso de elementos espaciales para la planificación y gestión de información encaminada a la toma de decisiones de emergencia (Patton y Dengler, 2004). Los productos cartográficos de esta investigación están destinados a fines educativos, para las autoridades pertinentes puede alentar los esfuerzos de planificación de emergencia de las organizaciones locales y regionales para mejorar la conciencia que se tiene de los peligros de los tsunamis, pues muestran que tan susceptible puede ser la costa a tsunamis con base en su morfología.

Para poder elaborar el análisis de la información y llegar a conocer la susceptibilidad de la costa a tsunamis, este trabajo cartográfico se basa en dos fases: I. Preparación y II. Ejecución

Fase I. Preparación

En esta fase se realiza la recopilación y organización del material cartográfico previo a la caracterización morfológica de la costa del Pacífico mexicano y su susceptibilidad a tsunamis.

a. Definición de la escala de trabajo

En esta investigación se manejan dos escalas de trabajo, nacional y local. El nivel de detalle, en cada una, es importante para el análisis de la morfología de la costa y de su susceptibilidad a tsunamis (Damen, 2005).

La escala nacional o general se estableció a 1:250 000, la cual se ajusta al área de estudio (Bahía de Banderas, Nayarit, hasta la desembocadura del río Suchiate en Chiapas); el material cartográfico final propuesto es en formatos de impresión digital de 60x90 centímetros, abarcando en papel, cada carta, aproximadamente 150 kilómetros de longitud y transversalmente 20 kilómetros desde la línea de costa hacia el continente, generando nueve cartas de susceptibilidad de la costa. Se utilizó un modelo digital de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) con tamaño de píxel de 900 x 900 metros, correspondiente al nivel de detalle de la cartografía (CONABIO-SEMARNAT, 2001), pero posteriormente se adaptó el DEM del INEGI de 30x30 metros.

La escala local es de 1:50000 en la cual se utiliza un DEM de 30x30 metros por píxel de resolución del INEGI, de esta forma aumenta el nivel de detallan en el área. Este nivel de detalle solo se aplicó para la bahía de Zihuatanejo, Guerrero, a modo de ejemplo.

b. Búsqueda de información

Se realizó una búsqueda de información cartográfica digital en formato vectorial “*shape*” (*shp*) para trabajar y elaborar un sistema de información geográfica en torno a esta tesis. La información disponible que fue recopilada es la siguiente:

- El mapa geomorfológico del Atlas Nacional de México (1992) y “La clasificación geomorfológica”, para la observación de geoformas y geomorfología regional de la costa del Pacífico de México.
- Curvas de nivel cercanas a la costa, obtenidas con una equidistancia de 100 metros del INEGI, proporcionan un parámetro máximo y exagerado del límite de las geoformas y de alturas sobre el nivel del mar.
- Límite de la costa, (CONABIO, 2011).
- Municipios costeros (CONABIO, 2011).

- Modelo Digital de Elevación. Se uso el Sistema de Descarga del Continuo de Elevaciones Mexicano (SDCEM) del INEGI (<http://mapserver.inegi.org.mx/DescargaMDEWeb/inicio.cem>) y se descargaron vía web modelos digitales de elevación de la zona de estudio, desde Punta Mita hasta la desembocadura del río Suchiate, escala 1:50 000. La información que proporciona esta institución se encuentra en coordenadas geográficas, las unidades de Z están en metros, el datum es ITRF92 1988.0 y elipsoide GRS80. El formato de descarga es .BIL y sus auxiliares .HDR y .BLW. Con valor de pixel de 30 x 30 metros. Con el apoyo del software de ESRI ArcMap, de la Suite ArcGis, se fusionaron todos los archivos.

Fase II. Ejecución

- Con base en la sobreposición de las capas de información en formato vectorial (.shp), servidor web (.wms) y raster (.bin) con pixel de 900x900 y 30x30 metros se obtuvieron áreas con datos de altitud que muestran, a cada metro, la topografía en 3D.
- Los datos de elevación (.bil) fueron extraídos por separado del servidor del INEGI por la clasificación de cartas 1:50 000 que maneja el Instituto. Fue necesaria la fusión de ellos, utilizando la herramienta “Mosaic” de ArcToolBox en ArcMap, para crear un solo modelo en un archivo único que contemple los mismos atributos de altitud, ver manual de ArcGis 10 (2010).

Tabla 9. Área Mínima Cartografiable.

Tamaño del Papel	Tamaño de área de impresión (Digital)	Escala	Cobertura	Área Mínima Cartografiable
90 cm	85 cm	1:250 000	212.5 Km	2.5 km
60 cm	55 cm	1:250 000	137.5 Km	2.5 km
90 cm	85 cm	1:50 000	42.5 Km	0.5 Km
60 cm	55 cm	1:50 000	27.5 Km	0.5 Km

- Por la complejidad de las morfologías de la costa es necesario implementar un elemento cartográfico bidimensional que albergue y refleje los atributos

morfológicos y su susceptibilidad, por lo que se construyó un polígono paralelo a la costa (en forma de franja) proyectado hacia el mar; dada la necesidad de un elemento que muestre las dos características, la morfológica de la costa y su susceptibilidad tsunamis.

- Se elaboró un polígono para la representación de la clasificación morfológica y su susceptibilidad. Esta franja fue dividida en múltiples secciones no menores al área mínima cartografiable (Tabla 9) de acuerdo con la morfología que representa. Estos polígonos contienen en su base de datos los campos denominados “primaria” y “secundaria”, los cuales están referidos al tipo de morfología respectivo, es decir, la morfología de la línea de costa y la morfología en 3D con base en la elevación.
- Para representar la morfología primaria se utilizó un color sólido que refleje el tipo al que pertenece; para la morfología secundaria se hizo uso de un entramado sobre la capa anterior (Figura 31).

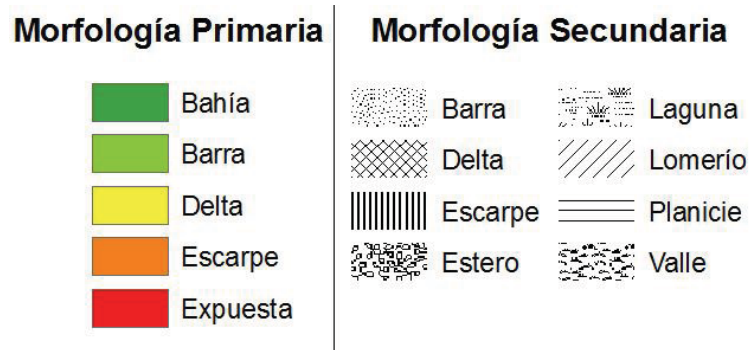


Figura 31. Parte de la simbología de la carta de clasificación morfológica de la costa del Pacífico de México.

Teniendo la solución cartográfica y la escala de trabajo se interpretó la morfología de la costa, para lo que se usó el servidor web de ortofotos “Antares” del INEGI (2000), y el servicio de Google Earth, determinando el tipo de morfología de la costa en base a su altura y forma. Se dejó preparado el escenario para la determinación de la susceptibilidad a tsunamis. Las cartas representan un área de 140 x 205 kilómetros.

CAPITULO 7. RESULTADOS

En este trabajo se identificó el grado de susceptibilidad a tsunamis de la costa basados en la matriz morfología-efecto del tsunami y se comprobó como un tsunami afecta a una geoforma determinada y consecuentemente cómo responden estas al embate de tsunamis. El análisis se realizó a partir del número de veces que una morfología es afectada en distintos lugares del planeta y por diferentes tsunamis

Los efectos se clasificaron de acuerdo con su tipo dentro de la matriz, por ejemplo, erosión, transporte de materiales, depósito, alteraciones drásticas en la morfología, inundación, barrera protectora, cambio en la configuración de la costa, etc., llegando a tener hasta cinco efectos diferente, como lo muestra la Tabla 10:

Tabla 10. Ejemplo de efectos sobre morfologías

Morfología	Repeticiones	Nivel de susceptibilidad	Efecto 1	Efecto 2	Efecto 3	Efecto 4	Efecto 5
Bahía	48	5	Alteraciones drásticas	Erosión	Depósito de sedimentos	Creación de fosas	Inundación

Para el análisis en la obtención de la susceptibilidad se consideró el peor escenario propiciado por algún sismo con epicentro cercano a la costa de cada lugar. Basado en la matriz, cada morfología de la costa tiene un nivel de susceptibilidad con rangos de 1 a 5; dado que esta caracterización parte de un binomio, se requiere de la suma de los valores de la susceptibilidad en la morfología de la línea de costa y la morfología en 3D con base en la elevación (Tabla 9). Como resultado de la suma del binomio se presentan rangos de los grados de susceptibilidad siguientes: Muy alto (9 a 10), alto (7 a 8), moderado (5 a 6), bajo (3 a 4) y muy bajo (2).

Las cartas de susceptibilidad contienen una simbología (Figura 32) que expresa los niveles de susceptibilidad de la costa a tsunamis con base en la morfología; manifiesta colores solidos que expresan el nivel de susceptibilidad, que va del muy bajo en azul al muy alto en rojo. Además, expresa la altura sobre el nivel del mar del relieve en color degradado del rojo al verde que va del 0 a 30 m.s.n.m.



Figura 32. Simbología de la carta de susceptibilidad de la costa del Pacífico de México a tsunamis.

En la matriz se obtuvieron en total 211 registros de geoformas afectadas por tsunamis, de los cuales se encontraron 38 morfologías diferentes (Tabla 6) afectadas por algún tsunami. Entre los efectos sobre la costa se encontraron: la erosión, transporte, depósito de materiales, socavación de fosas bajo estructuras, inundación, cambio de configuración de la costa, cambio de pH de suelos y drenaje, entre otros.

Las morfologías que más efectos tienen según la matriz obtenida (Anexo III) son: bahías, estuarios y playas; mientras que las que se ven afectadas por lo menos con cuatro efectos son el *backbeach*, deltas y ensenadas. Por último, con tres efectos, los cordones de playa, costas rocosas, laderas de valles fluviales y dunas. En la matriz el número de apariciones de una morfología indica que esos lugares son los más estudiados; por ejemplo, las planicies aparecen en 22 ocasiones en la base de datos, pero los efectos de los tsunamis sobre ellas se limitan a ser sólo inundaciones y depósitos.

Para ilustrar la costa se ha utilizado el modelo digital de elevación del INEGI, en el cual se muestra la elevación de la costa a cada metro hasta 30 metros como máximo para contemplar el caso del peor escenario.

Las morfologías cóncavas de línea de costa como las bahías, ensenadas y golfos, por su forma, funcionan como un embudo, donde la fuerza del tsunami es canalizada y tiende a elevar la altura del *run-up*. Cuando estas morfologías son semicerradas, acompañadas por barras, penínsulas, dunas, etc., estas pueden atenuar o frenar la energía del tsunami porque reciben su impacto directo y estas morfologías se ven gravemente alteradas o incluso a llegar a desaparecer por completo, pero salvaguardan el resto de la costa.

Para la caracterización geomorfológica de la costa del Pacífico Mexicano, dada la escala de trabajo, se obtuvieron con base en la matriz las formas de relieve siguientes: 1) con base en la morfología: bahía, barra, costa expuesta, laguna, delta, valle y estuario, 2) por su altura: escarpe, planicie, lomerío y sus combinaciones (Tabla 11 y 12). La interrelación de datos de susceptibilidad se dio de la manera siguiente:

Tabla 11. Relación ente morfologías y el valor de susceptibilidad.

Formas	Primaria	Escarpe	Barra	Delta	Expuesta	Bahía
Secundaria	Valor	1	2	4	5	5
Escarpe	1	N/A	3	5	6	6
Lomerío	1	2	3	5	6	6
Laguna	2	3	4	6	7	7
Planicie	2	3	4	6	7	7
Valle	3	4	5	7	8	8
Delta	4	5	6	N/A	9	9
Estero	5	6	7	9	10	10

Tabla 12. Clasificación de geformas de la costa del Pacífico de México y sus rangos de susceptibilidad.

Rango	Susceptibilidad	Morfologías					
9 a 10	Muy alta	Bahía-Delta	Bahía-Estero	Expuesta-Delta	Expuesta-Estero		
7 a 8	Alta	Bahía-Laguna	Bahía-Planicie	Bahía-valle	Delta-Valle	Expuesta-Planicie	Expuesta-Valle
5 a 6	Moderada	Bahía-Escarpe	Bahía -Lomerío	Delta-Planicie	Expuesta Lomerío		
3 a 4	Baja	Barra-Laguna	Barra-Lomerío	Barra-Planicie	Escarpe-Laguna	Escarpe-Planicie	Escarpe-Valle
1 a 2	Muy baja	Escarpe-Lomerío					

En los casos donde las geformas no tienen una relación real, como el caso de Escarpe-Escarpe, Delta-Delta, Escarpe-Estero, Expuesta-Escarpe, etc., se utiliza el N/A (No aplica) en las tablas 11 y 12.

Por sí sola, cada morfología tiene un valor de susceptibilidad basado en la matriz (Tabla 11). Con el binomio de morfología de la línea de costa y la altura de la morfología subsecuente se obtiene el grado de susceptibilidad; los rangos de susceptibilidad resultantes son: muy alta (9 y 10), alta (7 y 8), moderada (5 y 6), baja (3 y 4) y muy baja (2).

Con base en las tablas anteriores, se realizó la construcción de las cartas de “La caracterización morfológica de la costa y su susceptibilidad a tsunamis” (Anexo III).

En el área de estudio, con muy alta susceptibilidad se encuentran las combinaciones siguientes: bahía-delta, bahía-estero, expuesta-delta y expuesta-estero. El alto grado en que las bahías aumentan los impactos del tsunami están reflejados en los trabajos de los especialistas, pues es aquí donde centran sus investigaciones. Dado el impacto que puede provocar un tsunami, estas morfologías son las más susceptibles. En el Pacífico de México las zonas más susceptibles se encontraron: Puerto Madero, Mazatán y Acapetahua, Chis; Santa María Tonameca y Corralero, Oax; Cuajinicuilapa, Marquelia y Playa La Saladita, Gro; Aquila y Coahuayana Mich; La Huerta y Cuyutlán, Col y Tomatlán, Jal.

La combinación de bahía-laguna, bahía-planicie, bahía-valle, delta-valle y expuesta-planicie, tienen alta susceptibilidad a tsunamis y se encuentran en toda la costa del país, Puerto Vallarta, Nuevo Vallarta, Barra de Navidad, Jal; Manzanillo, Col; Ixtapa y Zihuatanejo, Gro, y Salina Cruz, Oax entre otras.

Una moderada susceptibilidad, las bahías-escarpe, bahía-lomerío, delta-planicie y expuesta-estero. Estas zonas son más numerosas, destacando los puertos más importantes del área de estudio como: Acapulco, Lázaro Cárdenas y Manzanillo que a la escala 1: 250 000 tienen este rango de susceptibilidad dada la unidad mínima de análisis, además se puede encontrar zonas importantes en los municipios de San Pedro Pochutla, Puerto Escondido y Santa María Huatulco, Oaxaca; Cabo Corrientes, Jalisco y Bahía de Banderas, Nayarit.

Con baja susceptibilidad se presenta la barra-laguna, barra-planicie, escarpe-planicie. Y con muy baja, sólo el escarpe-lomerío, pues la altura de estas formas de relieve puede mitigar el impacto si la morfología es más alta que la altura de la ola. Esta combinación aparece con más frecuencia en las costas de Michoacán.

El Anexo III muestra la ubicación dentro de los municipios del área de estudio con alta y muy alta susceptibilidad, por lo que a estos lugares se les puede poner atención especial para la planeación de la prevención a desastres o por lo menos ser considerados en estos. Resaltan lugares como La laguna de Corralero, Oaxaca y Barra de Navidad, Jalisco que

fueron visitados para realizar este trabajo. En el Anexo IV se muestra una reducción impresa de las cartas originales en forma digital (para mostrar su existencia, pues están disponibles vía correo electrónico en omarpenarui@gmail.com).

La Carta I de susceptibilidad de la costa del Pacífico de México a tsunamis muestra la zona de Bahía de Banderas-Tomatlán, esta resalta por tener la susceptibilidad por morfología más alta. En Puerto Vallarta, Jal, la cual es una bahía-planicie con alta susceptibilidad, en la zona es la que alberga el mayor número de habitantes. En el municipio de Cabo Corrientes, Jalisco, la parte occidental de la carta, no muestra pequeñas caletas con valles, la cuales son muy susceptibles a los tsunamis por que a la escala trabajada no son visibles. Por la batimetría de esta zona es posible que la altura de la ola de un tsunami sea pequeña pero tenga una velocidad muy alta.

La carta II muestra principalmente la costa de Colima, la cual tiene más abundancia en zonas de alta a muy alta susceptibilidad. Por mencionar algunos lugares se encuentran Manzanillo, Tecomán, La Huerta y Cihuatlán. En esta carta empieza la presencia de manglar, lagunas y barras.

La carta III expone la costa Michoacana, la cual tiene un número considerable de zonas con alto y muy alto grado de susceptibilidad, en las que resaltan la población de Aquila, con una amplia proporción de escarpes, y Lázaro Cárdenas con mayor número de población.

En la carta IV se hacen presentes lagunas y barras. Los puntos de alta susceptibilidad se densifican hacia Petatlán, José Azueta y La Unión de Isidoro Montes de Oca, pero en todos los municipios de la costa se encuentran lugares con alta susceptibilidad

La carta V abarca desde Coyuca de Benítez, Guerrero, hasta Santo Domingo Armenta, Oaxaca. En Cuajinicuilapa y Marquelia, Guerrero, se encuentran la únicas zonas muy alta susceptibilidad.

La carta VI inicia en la costa de Oaxaca, desde Santiago Tepextla hasta Santa María Tonameca, la cual tiene muy alta susceptibilidad, al igual que la Laguna de Corralero en Pinotepa Nacional y Santa María Colotepec.

La carta VII parte de municipio de Santa María Tonameca, zona de muy alta susceptibilidad, y abarca hasta San Mateo del Mar, Oaxaca. Los municipios de Santiago Astata, Huatulco y Tehuantepec, Oax. destacan por su muy alta susceptibilidad.

La carta VIII comienza desde Juchitán, Oaxaca hasta Pijijiapan, Chiapas, donde, por su morfología Pijijiapan y Tonalá muestran una alta susceptibilidad y el resto de Oaxaca baja susceptibilidad.

La carta IX es la última. Muestra desde la costa de Mapastepec hasta Suchiate, Chiapas, donde Tapachila, Mazatán, Acapetahua y Mapastepec muestran muy alta susceptibilidad a tsunamis por poseer morfologías de costa expuesta-estero; el resto de la zona es de alta susceptibilidad. Cabe resaltar que esta zona cuenta con manglar, el cual puede reducir el impacto.

El ejemplo realizado a escala local 1: 50 000 se elaboró en la bahía de Zihuatanejo; en él se guarda la relación con la susceptibilidad expresada en la carta 1:250 000 (regional). Las morfologías de la carta a escala regional muestran a la bahía cómo una sola unidad y a escala local se muestran morfologías como bahía-valle con alta susceptibilidad, que no aparecen en la carta regional, y por consiguiente se observan áreas con mayor susceptibilidad antes ignoradas, cómo la existencia de escarpes-lomeríos en la entrada de la bahía puede agravar el impacto en otras zonas.

En lugares con las características de bahías escarpadas en forma de valle logran un efecto de resonancia que aumentan el tamaño de la ola, y por consiguiente, el tamaño del área de afectación en la costa. Las playas de Ixtapa, Zihuatanejo, Playa Banca, Playa Larga y Pantla pueden verse más afectadas debido a que tienen un nivel de susceptibilidad alto. Dentro de la Bahía de Zihuatanejo existen playas turísticas que pueden ser las más afectadas por los tsunamis, dadas las pendientes de esta zona es necesario un estudio con mayor detalle para poder analizar los daños potenciales o incluso los daños que ha sufrido este lugar ya que esta zona históricamente se ha visto afectada por sismos y tsunamis.

DISCUSIÓN.

- En México han existido históricamente tsunamis y la costa del Pacífico de México ha sido testigo de sus efectos. En este trabajo se presenta el estudio de la susceptibilidad de la costa a tsunamis por medio de un análisis complejo que incluya los elementos y factores que intervienen en el comportamiento de un tsunami en la costa, esto a su vez requirió de una metodología que contempló las interrelaciones de los elementos (morfología, rugosidad, batimetría y mareas) y factores (origen y magnitud del evento que lo genera) de exposición de la costa.
- Metodológicamente este estudio hace una propuesta de la identificación de las morfologías de la costa, sus alturas y la relación con las probables afectaciones por tsunamis. Esta es una buena aproximación para el estudio integral de la susceptibilidad de la costa a tsunamis.
- La costa se clasificó con base en la morfología de la línea de costa y su elevación para poder evaluar su susceptibilidad a tsunamis, se obtuvieron rangos de acuerdo con los resultados de la matriz de efecto-tsunami, donde el número de efectos de tsunamis que se presentan sobre la morfología indican el grado de susceptibilidad. Las morfologías de la costa que tienen la susceptibilidad más alta son las combinaciones siguientes: bahía-delta, bahía-estero, expuesta-delta y expuesta-estero que se encuentran en localidades de Puerto Madero, Mazatán, Acapetahua, en Chiapas; Santa María Tonameca y Corralero, en Oaxaca; Cuajinicuilapa, Marquelia y Playa la Saladita, en Guerrero; Aquila y Coahuayana en Michoacán; La Huerta y Cuyutlán, Colima y Tomatlán, Jalisco.
- Las limitantes de este trabajo se da en la evaluación de la susceptibilidad porque sólo se contempla a la morfología de la costa y su altura, sin considerar los otros elementos y factores de la costa por la carencia de insumos y el elevado costo de estos. Además, se encontró que algunos insumos utilizados al ser verificados tienen errores que disminuyen o cuestionan su calidad (ejemplo: DEM del INEGI). Sin embargo, a pesar de estas debilidades, los insumos que proporciona el gobierno de forma gratuita y están a la disposición de todo el público permitieron desarrollar esta metodología y este trabajo.

- Este es el primer trabajo en México donde se presenta un estudio de susceptibilidad de la costa a tsunamis a nivel regional y reconoce que un trabajo ideal contempla el nivel local con un enfoque integral, es decir, considerar todos los elementos (rugosidad, batimetría, mareas) y factores (origen y magnitud del origen que lo ocasiona) de exposición de la costa que definen la susceptibilidad de ésta. Sin embargo en la literatura a nivel mundial, hasta ahora los estudios se limitan a utilizar una metodología de reacción y no de prevención a un tsunami.

- Al sólo contemplar la morfología de la costa, este trabajo queda abierto a:
 1. Evaluar las interrelaciones de los elementos (rugosidad, batimetría y mareas) y factores (origen y magnitud del evento que le da origen) de exposición de la costa a tsunamis que no se elaboraron. De esta manera, tener un análisis de la susceptibilidad más completo.
 2. Elaborar un estudio integral de la susceptibilidad de la costa a tsunamis, para el cual es necesario tomar en cuenta el uso de la escala a nivel local (por nivel local se entiende el estudio en escalas grandes, por ejemplo 1:50,000 y no menores) y considerar todos los elementos y factores de exposición de la costa

CONCLUSIONES

- En esta investigación se reconocen dos fundamentos importantes para el conocimiento de la exposición de la costa, los denominados elementos y factores. Los elementos son aquellos que dependen directamente de la costa como son: relieve, batimetría, rugosidad y mareas. Mientras que los factores son los que dependen del tsunami, en este caso un tsunami, magnitud, origen (dirección/distancia) y recurrencia. Los diferentes escenarios de éstos determinaran el grado de susceptibilidad de la costa al impacto del tsunami.
- El modelo de la susceptibilidad planteado en este trabajo resultó de la incorporación de la clasificación morfológica de la costa y sus alturas, con base en una matriz de tsunamis que relaciona los efectos de estos fenómenos con las formas de la costa, esperando la interrelación de los demás factores y elementos de exposición de la costa. La zona de estudio es sísmicamente activa y los factores de exposición de la costa del Pacífico de México muestran las características simotectónicas que elevan el nivel de susceptibilidad. La de caracterización morfológica de la costa aquí propuesta permite la comparación con otras costas del mundo.
- El estudio de las morfologías debe hacerse de manera interrelacionada porque su existencia no es de manera aislada. La caracterización propuesta toma en cuenta las morfologías en planta (línea de costa) y en perfil (elevaciones). Los tipos de sistemas de formas costeras tiene un grado de susceptibilidad a la costa más altos, por ejemplo: bahía-estero, bahía-delta, costa expuesta-delta y expuesta-estero, son las formas con muy alta susceptibilidad al impacto de tsunamis, en tanto que, con alto grado de susceptibilidad se encuentran la bahía-planicie, bahía-valle, expuesta-planicie, expuesta-valle, barra-estero y delta-valle. Estos dos niveles se deben considerar para los planes y proyectos de mitigación de desastres.
- Los grados de susceptibilidad de la costa a tsunamis resultantes fueron muy alto, alto, moderado, bajo y muy bajo. El escarpe-lomería a pesar de tener muy baja susceptibilidad a tsunamis, puede aumentar el tamaño de la ola en otras

morfologías vecinas o generar turbulencias. Las barras si bien sirven de escudo para otras morfologías, estas se ven seriamente afectadas por los tsunamis. En las bahía la llegada de un tsunami puede causar el fenómeno de resonancia.

- A pesar que la escala utilizada fue a nivel nacional 1:250 000 por razones de tiempo, insumos y costos. La escala de trabajo es un elemento que debe considerarse cuidadosamente, ya que puede poner en desventaja la calidad del trabajo pues si no se define la escala adecuadamente, con base en los objetivos y los insumos espaciales adecuados, las unidades morfológicas quedarán atenuadas u omitidas en el material cartográfico y en el análisis. Esto puede conducir a la inadecuada toma de decisiones. Por lo que se propone la escala local, por el importante nivel de detalle que puede dar, superior al regional o nacional y en algunas ocasiones, dependiendo de lo que se quiera, dar mejores resultados (pero eleva los costos y la duración del trabajo).
- Para los trabajos de susceptibilidad se debe tener especial atención en la escala de trabajo, porque la susceptibilidad varía de acuerdo con ella. Este trabajo muestra zonas con diferentes niveles de susceptibilidad a escala 1:250 000 y un caso particular para la zona de la bahía de Zihuatanejo a escala 1:50 000, esto ejemplifica estas diferencias. Se recomienda elaborar estos trabajos para toda la costa.

Anexo I Descripción de morfologías de la costa y su impacto a tsunamis

Anexo II Matriz procesada de tsunamis (efecto-
morfología)

Anexo III Lugares con muy alta y alta susceptibilidad en la costa a tsunamis

Anexo IV Cartas “Caracterización morfológica de la costa del Pacífico de México” y cartas de “Susceptibilidad de la costa del Pacífico de México” (tamaño original en formato digital)

BIBLIOGRAFÍA

1. Abe, K.; Motohiki, H.; Takeuchi, M. y Toshiyuki, K. (1986). Survey report on the tsunami of the Michoacan, Mexico Earthquake of September 19, 1985. Bulletin of the earthquake. Research Institute. University of Tokio. Vol 61-1986. Pp. 475 - 481.
2. Aguayo, J. (1996). Geodinámica de México y minerales del mar. Fondo de Cultura Económica.
3. Álvarez, M. (1958). Las provincias fisiográficas de la Republica Mexicana. XX Congreso Geológico Internacional..
4. Álvarez, R. (2007). Submarine topography and faulting in Bahía de Banderas, México. Geofísica Internacional, Vol. 46, No. 2. Pp. 93-116.
5. Andrade, B.; Arenas, F. y Lagos, M. (2010). Incorporación de criterios de fragilidad ambiental y riesgo en la planificación territorial de la coste de Chile Central.
6. Arcement, G. y Schneider, V. R. (1990). Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. United States Geological Survey Water-supply. Paper 2339.
7. Atwater, B.; Cisternas V.; Bourgeois, J.; Dudley, W.; Hendley, J.; y Stauffer, P. (2005). Surviving a tsunami-lessons from Chile, Hawaii, and Japan, revised edition: U.S. Geological Survey. Circular 1187.
8. Ayala, F. y Cantos, J. (2002). Riesgos naturales. Editorial Ariel-Ciencia. Barcelona. España.
9. Bird, E. (2008). Coastal Geomorphology. An introduction. John Wiley & Sons Ltd.
10. Bourgeois, J.; Aubouin, J.; Brandy, W.; Barrier, E.; Calmus, T; Carfatan, J; Guerrero, J.; Mammerickx, J.; Mercier, B.; Michaud, Fr. y Sasson, M. (1989). Fragmentación actual del borde oeste del continente Norteamericano. Las fronteras submarinas del bloque de Jalisco. Bol. Depto. Geol. Uni-Son. Vol. 6, No. 1. Pp. 1-9.
11. Braatz, S.; Fortuna, S.; Broadhead, Jeremy y Leslie, Robin (2006). Coastal protection in the aftermath of the Indian Ocean tsunami:What role for forests and trees? Proceedings of the Regional Technical Workshop, Khao Lak, Food and Agriculture Organization of the United Nations Regional Office for Asia and the Pacific.
12. Bryant, E. (2008) Tsunami: The Underrated Hazard. Editorial Springer. Pág. 140.
13. CENAPRED (2009). Mapa de Peligro por tsunami. Escala 1:16 000 000 Centro Nacional de Prevención de Desastres..

14. Choudhury, J. (1997). La ordenación sostenible de los manglares costeros, desarrollo y necesidades. IX Congreso Forestal Mundial. Vol. 6.
15. Coates, D. (1973). Coastal Geomorphology. Publications in Geomorphology, State University of New York.
16. Coll-Hurtado, A. (2005). Geografía económica de México. Temas Selectos de Geografía de México II Textos de carácter general. Instituto de Geografía, UNAM.
17. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (2008). Manglares de México: Extensión y distribución. CONABIO.
18. CONABIO-SEMARNAT (2001). Norma oficial mexicana NOM-023-SEMARNAT-2001 que establece las especificaciones técnicas que deberá contener la cartografía y la clasificación para la elaboración de los inventarios de suelos.
19. Cortés, A. (2008). Poblaciones vulnerables frente a amenazas naturales. Caso de estudio: Delegación La Magdalena Contreras, Distrito Federal, México. Seminario Población y Medio Ambiente VII Promoción, 2006-2008. Tesis para obtener el grado de Maestría en Población y Desarrollo.
20. Cortes, G. (2011). El bosque espinoso, Instituto Tecnológico de Chetumal Apdo. 267, Chetumal, Quintana Roo, México. <http://www.mitecnologico.com/lb/Main/BosqueEspinoso> (12/07/2011).
21. Dalrymple, R.A. (1985). Physical modelling in coastal engineering. Ed. Balkema.
22. Damen, M. (2005). Geo-information for Tsunami Susceptibility Zoning -Examples from the coast of Indonesia. GIS Development. The Geospatial Resource Portal. http://www.gisdevelopment.net/application/natural_hazards/overview/ma05296.htm (3/03/2011).
23. Davies, J.H.L. (1964). A morphogenic approach to world shorelines. Zeitschrift für Geomorphologie. Pp. 8-142.
24. Davies, H. (2002). Tsunamis and the coastal communities of Papua New Guinea. In: Torrence, R., Grattan, J. Natural Disasters and Cultural Change. Routledge, London. Pp. 28-42.
25. Davidson-Arnott, R. (2010). An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Cambridge University Press.
26. Dawson, A. (1994): "Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash". Geomorphology No. 10. Pp. 83-94.
27. Dean R.G. y Dalrymple, R. (1991). Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists, World Scientific Publishing Co. Pág. 353.

28. Dewey, J. y Suárez, G. (1991). Seismotectonics of Middle America, in *Neotectonics of North America*, editado por D.B. Slemmmmons. Geological Society of America. Pp. 309-321.
29. Environment Justice Foundation (2006). Mangroves: Nature's defence against Tsunamis: A report on the impact of mangrove loss and shrimp farm development on coastal defences. Environmental Justice Foundation.
30. Espíndola, J. y Jiménez, Z. (2011). Terremotos y ondas sísmicas.. Una breve introducción. (2a. Edición) Instituto de Geofísica, UNAM. <http://secre.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Cuaderno1/ondas-index.html> (20/12/2011).
31. ESRI (2010). Biblioteca de ayuda ArcGis. ¿Cuáles son las funciones de dataset ráster o de mosaico?.
32. http://help.arcgis.com/es/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/What_are_the_raster_or_mosaic_dataset_functions/009t00000044000000/ (13/08/2011)
33. Fairbridge, R. (1968). The Encyclopedia of Geomorphology. Reinhold Book Cosporation.
34. FAO (2003). Status and trends in mangrove area extent worldwide. By Wilkie, M.L. and Fortuna, S. Forest Resources Assessment Working Paper No. 63. Forest Resources Division. (Unpublished).
35. FAO (2004). Mangroves: tsunamis. A report on the impact of mangrove loss and shrimp farm development on coastal defences. A report by the Environmental Justice Foundation EJFct.
36. Farreras, S. (1995). Tsunamis en México. Unión Geofísica Mexicana. Monografía No. 5.
37. Farreras, S. (1997). Tsunamis en México. Contribuciones a la Oceanografía Física en México Monografía. No. 3. Pp. 73-96.
38. Fisher, R. L. (1961). Middle America Trench: Topography and structure. Geol. Soc. Am. Bull. No. 72. Pp. 703-720.
39. Forbes, K. y Broadhead, J. (2007). The role of coastal forests in the mitigation of tsunami impacts. Food and Agriculture Organization of the United Nations Regional Office for Asia and the Pacific.
40. Fritz, H.; Hager, W. y Minor, H. (2001). Lituya bay case: rockslide impact and wave run-up. The International Journal of The Tsunami Society. Vol. 19, No. 1.
41. García, E. (1989). Mapa de Climas, Escala 1:4 000 000 Atlas Nacional de México, Naturaleza IV.4.10. Instituto de Geografía México. UNAM.

42. García, M. y Lugo, J. (2003). El relieve mexicano en mapas topográficos. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. México. Serie Libros No. 5.
43. Gerta, K.; Adatte, T.; Stinnesbeck, W.; Rebolledo-Vieyra, M.; Urrutia-Fucugauchi, M.; Kramar, U. y Stuben, D. (2004). Chicxulub impact predates the K-T boundary mass extinction. PNAS. Vol. 101, No. 11. Pp. 3753-3758.
44. Hanks, I., y Kanamori, H. (1979), "A moment magnitude scale". J. Geophys. Res. Vol. 84. Pp. 2348-2350.
45. Harada, Kenji y Kawata, Yoshiaki (2004). Study on the Effect of Coastal Forest to Tsunami Reduction. Annuals of Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. No. 47.
46. *Hokkaido Tsunami Survey Group (1993)*. Tsunami Devastates Japanese Coastal Region. American Geophysical Union.
47. Huggett, R. (2007). Fundamentals of Geomorphology. Ed Routledge.
48. Iida, K. (1983): Lecture note on seismology. Seismic exploration group of Japan.
49. INEGI (1998). Provincias Fisiográficas de México. INEGI.
50. INEGI (2005). II Censo de Población y vivienda. Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
51. Intergovernmental Oceanographic Commission (1991). Tsunami Glossary, Technical. UNESCO. Series No. 37. Pág. 136.
52. Iribarren, R. y Casto Nogales (1954). Obras marítimas: Oleaje y diques. Editorial Dossat.
53. Joy J.W. 1(968). Tsunamis and their Occurrence along the San Diego County Coast, Westinghouse Ocean Research Laboratory Report # 68-567-OCEAN-RL. Pág. 59.
54. Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes, Physics of the Earth and Planetary Interiors. No. 6. Pp. 346-359.
55. Kanamori, H. y Kikuchi, M. (1993). Mechanism of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake, in: Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Japan Society of Civil Engineers. Pp. 613-625.
56. Kostoglodov, V. y Ponce, L. (1994). Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench, Journal of Geophysical Research. No. 99. Pp. 729-742.
57. Kowalik, Z.; Proshutinsky, T. y Proshutinsky, A. (2006). Tide-tsunami interactions. Science of Tsunami Hazards. Vol. 24, No. 4. Pp. 242-256.

58. Kowalik, Z. y Proshutinsky, A. (2010). Tsunami–tide interactions: A Cook Inlet case study. Contents lists available at Science. Continental Shelf Research. No. 30. Pp. 633-640.
59. Lagos, M. (2000). Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile. Revista de Geografía Norte Grande. Instituto de Geografía. Pontificia Universidad Católica de Chile. No. 27. Pp. 93-102.
60. Lagos, M. y Gutiérrez, D. (2005). Simulación del tsunami de 1960 en un estuario del centro-sur de Chile. Revista de Geografía Norte Grande. No. 33. Pp. 5-18.
61. Lagos, M. y Cisternas, M. (2008). El Nuevo riesgo de tsunami: considerando el peor escenario. Scripta Nova. Vol. XII, No. 270.
62. Lagos, M; Mardones, M. y Cisternas, M. (2008). Construcción de Viviendas Sociales en Áreas de Riesgo de Tsunami. Revista de la Construcción. Vol. 7 No. 2.
63. Lander, F.; Whiteside, L. y Lockridge, P. (2003). Tsunami data issue. Science of tsunami hazards. The International Journal of The Tsunami Society. Vol. 21, No 1. Pp. 3-88.
64. Lee, W.; Kanamori, H.; Jennings, P. y Kisslinger, C. (2002). International Handbook of Earthquakes and Engineering seismology. Academic Press.
65. Levin, B. y Nosov, M. (2009). Physics of tsunamis. Springer.
66. Levy, M. y Salvadori, M. (2009). Earthquakes, Volcanoes, and Tsunamis Projects and Principles for Beginning Geologists. Chicago Review Press.
67. Lockridge, P. A. (1991). The criteria for identification of tsunami events likely to produce far-field damage, a data application, in: Proceedings of the 2nd UJNR Tsunami Workshop, A.N. Brennan and J.F. Lander (editors), National Geophysical Data Center. NOAA. Pp. 43-50.
68. Lugo, J. (1988). La superficie de la Tierra: un vistazo a un mundo cambiante. La Ciencia para todos es proyecto y propiedad del Fondo de Cultura Económica.
69. Lugo, J. (1989). Diccionario geomorfológico. Instituto de Geografía. UNAM.
70. Lugo, J. (1990). El relieve de la Republica Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Vol. 9, No. 1. Pp. 82-111.
71. Lugo, J. (1992). La superficie de la Tierra II. Procesos catastróficos, mapas. El relieve mexicano. Fondo de Cultura Económica.
72. Lugo, J. y Cordoba, (1992). Carta IV. 3.3. Geomorfología 1. Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía. UNAM.

73. Machinnes, B.; Bourgeois, J.; Pinegina, T. y Kravchunovskaya, E. (2009). Tsunami geomorphology: Erosion and deposit from the 15 november 2006 Kuril Island tsunami. Geological Society of America.
74. Mader, C. y Gitting, M. (2002). Modeling the 1958 Lituya bay mega tsunami, II. Science of tsunami hazards. The International Journal of The Tsunami Society Vol. 20.
75. Mader, C. y Gittings, M. (2006). Numerical model for the Krakatoa hydrovolcanic explosi3n and tsunami. Science of Tsunami Hazards. Vol. 24, No. 3. P3g. 178.
76. Mahendra R. S.; Prakash C.; Srinivasa, T.; Shenoi S.; y Shailesh N. (2010). Coastal Multi-hazard Vulnerability Mapping: A Case Study along the coast of the Nellore District, Andhra Pradesh, East Coast of India.
77. Mansfield, W. y Malan, J. (2011) Tsunamis and Tsunamis Warning Systems. Hydraulic Structures, equipment and w3ter data acquisitions systems. Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS). <http://www.eolss.net/> (10/01/2012).
78. McCaffrey, R. (1993). On the role of the upper plate in great subduction zone earthquakes, Journal of Geophysical Research. No. 98(B7). Pp. 11953-11966.
79. McCaffrey, R. (2007). The next great earthquake. *Science*. Vol. 315. Pp. 1675-1676.
80. McMillen, K. J.; Bachman, S. (1982). Bathymetric an tectonic evolution of the Southern Mexico active margin. Deep Sea Drilling Progect. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 66.
81. Miyoshi, H. (1983). Energy of the tsunami converging into an island; in: Proceedings of the 1983. Tsunami Symposium, E. Bernard (editor), Pacific Marine Environmental Lab. NOAA. Pp. 241-247.
82. Monge, J. (1993). Estudios de riesgo de tsunami en costas chilenas. Santiago, Chile. Jornadas chilenas de Sismolog3a en ingenier3a antis3smica. Vol.2. Pp. 3-22.
83. Narayana, A.; Tatavarti, R.; Subeer, A. (2007). Tsunami of december 26, 2004 on the southwest coas of India: Post-tsunami geomorphic and sediment. Elsevier, Marine Geology. No. 242. Pp. 155-168.
84. Nielson, J. (2005). Science notes. <http://brneurosci.org/tsunami.html> Entropy.brneurosci.org 2010. (15/07/2010).
85. NOAA, National Weather Service (2011). Pacific Tsunami Warning Center. <http://ptwc.weather.gov/> (20/12/2011).

86. Okal, E. y Woods, M. (1987). Effect of variable bathymetry on the amplitude of teleseismic tsunamis: A ray-tracing experiment, *Geophysical Research Letters*. Vol. 14, No. 7. Pp. 765-768.
87. Organización de las Naciones Unidas (1992). El maremoto de Nicaragua 1992 y sus efectos sobre el desarrollo. CEPAL.
88. Organización de las Naciones Unidas-ISDR (2004). An International Strategy for Disaster Reduction-Terminology: Basic terms of disaster risk reduction - <http://www.unisdr.org/eng/library/lib-terminology-eng%20home.htm> (10/07/2011).
89. Organización de las Naciones Unidas (2005). Elementos conceptuales para la prevención y reducción de daños originados por amenazas socionaturales. Cuatro experiencias en América Latina y el Caribe. Cuadernos No. 91, Pág. 15.
90. Ortiz, M. y Espinoza, L. (1992). Línea de Costa. Atlas Nacional de México. Hoja IV.3.4. Escala 1:8,000,000. Instituto de Geografía. UNAM.
91. Padilla, L. (2000). La población en la región costera de México en la segunda mitad del siglo XX. Instituto de Geografía. Investigaciones Geográficas. No. 041. Pp. 81-95.
92. Padilla, L.; Juárez, M. C.; Propín, E.; Galindo, C. (2009). Población y Economía en el Territorio Costero de México. Instituto de Geografía, UNAM. Temas selectos de Geografía de México. No. 1. Textos monográficos. 9. Costas y mares.
93. Pararas-Carayannis, G. (1980a). George, Survey of the Earthquake and Tsunami of December 12, 1979, in Colombia. Intern. Tsunami Information Center Report, Abstracted article in Tsunami Newsletter. Vol. XIII, No. 1.
94. Pararas-Carayannis, G.(1980b). George. International Tsunami Information Center -A Progress Report For 1979-1980. VII Session of the International Coordination Group for the Tsunami Warning System in the Pacific.
95. Pararas-Carayannis, G. (1997). The Great Tsunami of august 26, 1883 from the explosión of the Krakatu Volcano. www.drgeorgepc.com (20/08/2011).
96. Pararas-Carayannis, G. (2003). Near and far-fieldeffects of tsunamis generated by the parozismal eruptions, explosions, caldera collapses and massive slope failures of the krakatau volcano in Indonesia on august 26-27, 1883. Science of tsunami hazards. The International Journal of The Tsunami Society. Vol. 21, No. 4.
97. Patton, J. R. y Dengler, L. A (2004). Relative tsunami hazard mapping for Humboldt and the north countries. Fall Meeting 2004 abstract #OS23D-1353. American Geophysical Union.

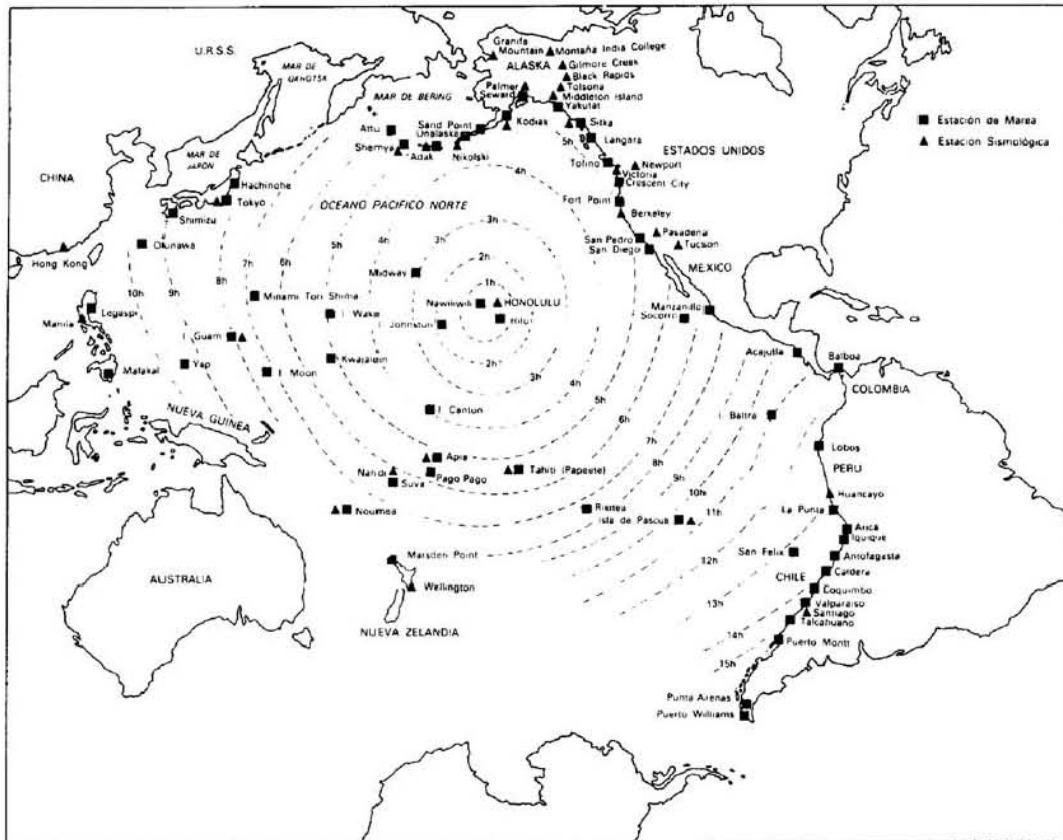
98. Pelayo, A. M. y Wiens, D. A. (1992). Tsunami earthquakes: slow thrust-faulting events in the accretionary wedge, *Journal of Geophysical Research*. No. 97. Pp.15321-15337.
99. Pontes, M. (2005). Tsunamis, preguntas y respuestas. www.mareostrum.com (20/07/2011).
100. Ramírez, M. T. y Urrutia, J. (1999). Morphotectonic zones along the coast of the Pacific continental margin, southern Mexico. *Elsevier Geomorphology*. No. 28. Pp. 237-250.
101. Ramírez M. T., Lagos, M., Arcas D., García, C., y Severino R. (2010). Geomorphological effects from the 27 February 2010 tsunami: A post-tsunami Surrey, Central Chile. "Giant earthquakes and their tsunamis. American Geophysical Union Chapman Conference. Valparaiso, Viña del Mar, and Valdivia, Chile. Pp. 16-24.
102. Real Academia de la Lengua Española (2011). Diccionario de la lengua española. <http://www.rae.es/rae.html> (7/07/2011).
103. Recabarren, M., Arcos, Y. y Lorca, E. (1994). Te invito a conocer la Tierra II. Texto de enseñanza básica 5to. A 8vo Año básico. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de Chile.
104. Rzedowski, J. (1978). La vegetación de México. 1ra. Edición digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad.
105. Satake, K. y Farreras, S. (2004).Tsunamis. Case studies and Recent Developments. *Advances in Natural Hazard and Technological Hazard Research*. Vol. 23.
106. Satake, K. y Atwater, B. (2007). Long-Term Perspectives on Giant Earthquakes and Tsunamis at Subduction Zones. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* Vol. 35. Pp. 349-374.
107. Sánchez, A. y Farreras, S. (1993). Catálogo de Tsunamis (Maremotos) en la Costa Occidental de México. World Data Center. A for Solid Earth Geophysics Publication SE-50. National Geophysical Data Center. NOAA.
108. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, SEMARNAT (2003). Compendio de Estadísticas Ambientales, 2002. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

109. Seingier, G.; Espejel, L. y Fermán, J. (2009). Cobertura vegetal y marginación en la costa mexicana. Instituto Nacional de Ecología. Investigación ambiental. Pp. 54-69.
110. Servicio Mareográfico Nacional (2010). Sitio Web. <http://www.mareografico.unam.mx/Mareografico/> (20/07/2011).
111. Servicio Nacional de Estudios Territoriales (2010) tsunamis en El Salvador, vía web <http://www.snet.gob.sv/ver/oceanografia/monitoreo/tsunamis/> (20/07/2011).
112. Shipley, T. (1982). Seismic facies and structural framework of the southern Mexico continental margin. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 66.
113. Shepard, F. y Wanless, H. (1971). Our changing Coastlines. Mc Graw-Hill Book Company.
114. Shi, S. y Smith, D. (2003). Coastal tsunami geomorphological impacts and sedimentation processes: case studies of modern and prehistorical events. International Conference on Estuaries and Coasts.
115. SHOA (1995). Maremotos en la costa de Chile. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). 2ª edición.
116. Singh, S.; Pacheco, J. y Shapiro, N. (1998). The earthquake of 16 November, 1925 (Ms=7.0) and the reported tsunami in Zihuatanejo, Mexico. UNAM. Geofísica Internacional. Vol. 37, No. 001.
117. Sistema Sismológico Nacional (2011). Sitio web. México. <http://www.ssn.unam.mx/> (20/07/2011). Sokolowski, T. (2011). The great Alaskan Earthquake & tsunamis of 1964. West Coast & Alaska Tsunami Warning Center. NOAA, Alaska. <http://wcatwc.arh.noaa.gov/64quake.htm> 20/12/2011.
118. Soldano, A. (2009). Inundaciones: ¿Qué es susceptibilidad?. Conceptos sobre Riesgo. Síntesis temática realizada para el foro Virtual de la RIMD creado para la capacitación en teledetección aplicada a la reducción del riesgo por inundaciones.
119. Strahler, A. H.; Strahler, A. N. (1997). Geografía Física. Editorial Omega.
120. Strunz, G., Post, J.; Zosseder, K.; Wegscheider, S.; Mück, M.; Riedlinger, T.; Mehl, H.; Dech, S.; Birkmann, J.; Gebert, N.; Harjono, H.; Anwar, H.; Sumaryono, Z.; Khomarudin, R. y Muhari, A. (2001). Tsunami risk assessment in Indonesia. Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.
121. Suárez, G. y Albini, P. (2009). Evidence for great Tsumagenetic Earthquakes (M_s 8.6) along the Mexican Subduction Zone. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol 99, No 3. Pp. 892-896.

122. Schwartz, M. (2005). Encyclopedia of coastal science. Encyclopedia of earth sciences series. Ed Springer.
123. Tanaka, N. (2009). Vegetation bioshields for tsunami mitigation: review of effectiveness, limitations, construction, and sustainable management. *Landscape*. Pp. 71-79.
124. Tarbuck, E. y Lutgens, F. (2003). *Earth an introduction to Physical Geology*, Pearson Prentice Hall, 8ª edición.
125. Thakur, N. K. y Pradeep, A. (2007). Role of bathymetry in tsunami devastation along the East Coast of India. *Scientific Correspondence. Current Science*, 432. Vol. 92, No. 4.
126. Theilen- Williege, B. (2008). Tsunami hazard assessment in the northern Aegean Sea. *Science of Tsunami Hazards*. Vol. 27, No. 1.
127. Toledo, Alejandro (1994). *Riqueza y Pobreza en la costa de Chiapas y Oaxaca*. Centro de Ecología y Desarrollo A. C.
128. Trejo, I. (1999). El clima en la selva baja caducifolia en México. Instituto de Geografía, UNAM. *Investigaciones Geográficas*. No. 39. Pp. 40-52.
129. UNESCO- Intergovernmental Oceanographic Commission. (2006). *Glosario de Tsunamis*. IOC Information document No. 1221. UNESCO.
130. USGS (2001). *Earthquakes and tsunamis in Puerto Rico and the U.S. Virgin Islands*. USGS Fact Sheet FS-141-00.
131. USGS (2011). *Magnitude 9.0 - NEAR THE EAST COAST OF HONSHU, JAPAN*. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/recenteqsww/Quakes/usc0001xgp.php> (20/12/2011).
132. Valdés, R. y Nathan Halabrin. (2005). *How Tsunamis Work*. www.howstuffworks.com. (10/ 01/ 2011).
133. Valiela, I.; Bowen, J. L. y York, J. K. (2001). Mangrove forests: one of the World's threatened major tropical environments. *BioScience*. Vol. 51, No. 10. Pp. 807-815.
134. Van Westen, C. (2010). *Gis for the assessment of risk from geomorphological hazard*. *Geomorphological hazard and disaster prevention*. Ed. Cambridge University Press. Pp. 205-219.
135. Vargas, J. (2002) *Políticas públicas para la reducción de la vulnerabilidad frente a los desastres naturales y socio naturales*. CEPAL/ECLAC, serie medio ambiente y desarrollo. Chile.

136. Verschurr, G. (1996). *Impact! The Threat of Comets and Asteroids*. Oxford University Press.
137. Ward, S. (2010). *Tsunami de Krakatoa*. Steve Ward's Computer Models, UC-Santa Cruz, California. UCSC. <http://www.es.ucsc.edu/~ward/> (20/07/2011).
138. Waythomas, C. F. y Waitt, R. B. (1998). *Preliminary Volcano-Hazard Assessment For Augustine Volcano, Alaska*. U.S. Geological Survey, en *All-Hazard Mitigation Plan: Section 6.0*
139. Wiegel, R. (1970): *Earthquake engineering*. Prentice-Hall. Chapter 11 Tsunamis. Pp. 253-306.
140. Zink, L. (2008). *Los tsunamis y terremotos: La vida de un tsunami*. USGS, <http://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/basics.html> (20/08/2011).

Que hacer en caso de tsunami (Recabarren et al, 1994)



Sistema de alertas de tsunami en el Pacífico (Recabarren et al, 1994).

Con base en la matriz elaborada se obtuvieron 30 diferentes morfologías costeras que han sido afectadas por tsunamis. En la Tabla 7, también se enlistan los efectos que han provocado los tsunamis en ellas. A continuación se describen las relaciones existentes entre morfologías-tsunami.

Acantilados. Es un escarpe abrupto del lecho rocoso en la costa de lagos o mares, es formado como resultado de la abrasión (Lugo, 1989). Su origen y evolución está condicionada por la litología, inclinación y grado de agrietamiento. Los acantilados sirven como barrera natural en caso de tsunamis, donde puede presentar erosión y deslizamientos, en otros casos si la altura de la ola del tsunami es mas alta que e escarpe, el tsunami puede entrar al continente con mayor velocidad (Malik, 2005).

Arrecife de coral. Es un montículo o macizo calcáreo de origen orgánico que se compone primordialmente de calizas coralinas recientes, se encuentran en aguas poco profundas de océanos tropicales, pueden contener colonias de organismos vivos (Huggett, 2007; Davisson-Arnott, 2010). Funge como protector de los manglares y estos a su vez lo protegen de sedimentos continentales. Después del arribo de un tsunami se han llegado a encontrar restos de corales en la línea de costa o incluso llegan a quedar expuestos. Los arrecifes de coral se ven erosionados por el embate de tsunamis y a su vez generan fricción que puede disminuir la fuerza del impacto de estos en la costa (Dawson, 1994).

Atolón. Es un anillo de arrecifes de coral y pequeñas playas de arena que rodean a una laguna de poca profundidad; se forman cuando una isla volcánica se aleja de su fuente de origen y comienzan a crecer corales a su alrededor. Con el tiempo la isla se erosiona y desaparece, sin embargo, el arrecife continua creciendo (Lugo, 1989; Huggett, 2007; Davisson-Arnott, 2010). Los atolones reciben el impacto directo de un tsunami y pueden ser erosionados; por el contrario, los atolones redireccionan el flujo de la energía de estos (Dawson, 1994).

Backbeach (trasplaya). También conocida como “*backshore*”, es la zona de la orilla superior que se encuentra más allá del avance de las olas y las mareas normales, pero antes del área de vegetación. Se ve afectada por las olas durante las tormentas severas.

Después de un tsunami esta parte de la costa puede sufrir erosión al grado de socavación y creación de fosas, depósitos de sedimentos y restos de vegetación y estructuras antropogénicas incluso puede sufrir alteraciones drásticas (Narayana et al, 2007).

Bahía. Porción de océano, mar o lago que penetra hacia el continente. Se caracteriza por una línea de costa cóncava hacia el exterior; se clasifican en abiertas y cerradas. (Lugo, 1989). Estas formas cóncavas se pueden clasificar de acuerdo con su tamaño, a pesar de no haber un determinado tamaño que las delimite, los más grandes son los golfos, seguido por las bahías, ensenadas, caletas y caletillas; también existen fiordos (Península Escandinava, Chile, Groelandia, etc.) y algunos las consideran como bahías profundas, los cuales son valles estrechos formadas por la acción de los glaciares. En las bahías durante un tsunami se puede generar resonancia de la onda, aumentar el tamaño de la ola o actuar como embudo y aumentar la energía de impacto de un tsunami en la costa; después de un evento se puede evidenciar, en esta morfología, erosión fuerte y el depósito de materiales (Atwater et al, 2005; Malik, 2005)

Bancos. Porción de un fondo del mar con poca profundidad sobresale por encima del nivel del mar, están en función del material que los compone, arenas, rocas, corales o de cuchillas (Lugo, 1989). Cuando esta morfología se ve afectada por un tsunami se erosiona, pero el nivel de erosión depende del tamaño y cohesión de las partículas por la que este constituido.

Barra. Son banco de arena de grandes dimensiones formado por el transporte transversal de sedimentos del fondo marino hacia la costa, pueden ser: submarinas, con características asimétricas y laderas pronunciadas que se forman en las profundidades marinas, donde se produce la disminución de energía de las olas y se acumulan arenas, conchas y otros materiales; las barras insulares, se forman a partir de una barra submarina en el proceso de desplazamiento de aquella hacia la costa, y el afloramiento de su arista por encima del nivel del mar. Por ultimo, las litorales, que se originan por la unión de la barra insular a la costa, lo que ocasiona una barra de boca. La barra de bahía es una parte complementaria de la bahía que la cierra a mar abierto que se forma donde las corrientes marinas son débiles. (Lugo, 1989; Tarbuck, 2003; Hugget, 2007). Durante un tsunami sufre de erosión pero sirve como protección para la costa, porque atenúa el

impacto del tsunami; también pueden sufrir de deposición de materiales si la barra tiene vegetación resistente a tsunamis.

Berma. Este término se utiliza para designar a la superficie de una playa ligeramente escalonada hacia el lado del mar. En una playa puede haber dos o tres bermas separadas por laderas empinadas. La berma exterior esta determinada del lado del mar por un promontorio de acumulaciones de derrumbes o por un escarpe de erosión. Las bermas de mejor expresión se reconocen en las playas arenosas con fuertes mareas. Son plataformas relativamente planas que suelen estar compuestas por arena y son adyacentes a las dunas costeras o acantilados, están marcadas por un cambio de pendiente en el límite del lado del mar (Lugo, 1998; Tarbuck, 2003). Después de un tsunami la berma sufre de erosión al estar completamente expuesta (Narayana et al, 2007).

Canal. Valle angosto de profundidad variable y laderas verticales; pueden ser naturales o antropogénicos que separa dos porciones de tierra, islas o continentes poniendo en comunicación dos cuerpos de agua (Lugo, 1989). Por su morfología durante un tsunami puede aumentar el tamaño de la inundación conduciendo la energía de este tierra adentro (Narayana et al, 2007).

Cordones de playa. También conocidos como cordones litorales, son bancos de arena o grava, con cierto paralelismo a la línea de costa; deben su origen a la acción acumulativa del oleaje y se presentan, aproximadamente, transversalmente a la dirección del mismo. Están separados por depresiones alargadas de poca profundidad (surcos), pueden ser removidos por tormentas o inundaciones (Lugo, 1989). Los efectos de un tsunami sobre esta morfología son el depósito, en los surcos, y erosión de sedimentos, en la parte alta de los mismos (Atwater, 2005; Machinnes et al, 2009).

Crestas de playa. Es la parte culminante de la playa, son depresiones alargadas y estrechas en el litoral paralelas a la línea de costa; la diferencia entre sus alturas generalmente no sobrepasa el metro. Son formas activas originadas por el oleaje, que se desarrollan y desaparecen varias veces en el trascurso de un año; por lo general se sitúan en por encima del pleamar (Lugo, 1989). Las crestas de playa pueden sufrir

modificaciones drásticas por la erosión ocasionada por un tsunami (Machinnes et al, 2009).

Delta. Es una forma acumulativa que se origina en la zona de desembocadura de un río en un mar o lago, principalmente Se forman por la deposición en ríos que tienen salida al mar, en tanto la tasa de deposición supera a la de erosión y por tal motivo el delta crece. Los deltas se encuentran en una gran variedad de ambientes costeros, se forman a lo largo de la costa por el consumo de energía en las costas por la baja amplitud de onda de las mareas y olas (Haggett, 2007; Davisson-Arnott, 2010). Con el embate de un tsunami se da el depósito y erosión de sedimentos en los deltas por acción del *run-up* y *backwash*; esta morfología posibilita el aumento de la inundación (Sánchez y Ferreras, 1993; Atwater et al, 2005; Narayana et al, 2007; Srinivasalu, 2009).

Dunas. Se les denomina de esta manera a los montículos de arena; su origen depende del crecimiento de la vegetación (lluvias), el transporte de sedimentos (viento) y está ligado íntimamente al tipo de material de la playa. El perfil longitudinal de las dunas es asimétrico. Se desplazan según la dirección de los vientos dominantes; en el litoral, generalmente hacia la tierra firme. Se forman de material de las costas y su composición es más homogénea (marinas), y heterogénea en los litorales fluviales (Lugo, 1989; Schwartz, 2005). Por el embate de un tsunami, las dunas se ven erosionadas, pero el grado depende del tamaño de la ola del evento (Narayana et al, 2007).

Ensenada. Este término se utiliza para denominar a una entrada de agua concava, menor que la bahía y mayor que una caleta. Cuando esta morfología se ve afectada por un tsunami sufre de erosión (creación de fosas) y depósito de materiales, las cuales pueden alterar drásticamente su configuración (Dawson, 1994; Atwater, 2005; Machinnes et al, 2009).

Escarpe. De ladera pronunciadas o verticales, de altura variable, que puede formarse por distintas causas: tectónico, erosión marina, procesos gravitacionales, glaciares, etc. Sobresalen abruptamente desde el mar o desde una plataforma basal (Hugget, 2007). Un tsunami puede causar en él erosión y en otros casos deslizamientos (Machinnes et al, 2009).

Estuario. Es una bahía con forma de embudo, alargada y estrecha que se extienden a través de una llanura costera aluvial hacia el interior de un río hasta el punto más alto alcanzado por la marea. Esta parcialmente cerrado, pero conectado al mar. Son zonas de transición entre ríos y mar donde se mezclan sus aguas. Su forma cambia a medida de la erosión y deposición actúan sobre ellos y alcanzan un estado estacionario (Haggett, 2007; Davisson-Arnott, 2010). Es una de las morfologías donde un tsunami puede conllevar a alteraciones drásticas por erosión y depósito de materiales (Lagos 2005, Narayana et al, 2007; Mahendra et al, 2010).

Frente de playa. Es una parte de la playa con superficie inclinada húmeda que se extiende desde la berma hasta la línea litoral (Tarbuck, 2003). Puede llegar a sufrir alteraciones drásticas por el embate de un tsunami (Narayana et al, 2007).

Golfo. Dentro de la clasificación de las morfologías cóncavas, el golfo es la de mayor tamaño; se puede definir como una porción amplia de océano que penetra con profundidad hacia tierra firme, pero con un régimen libre de circulación hídrica (Lugo, 1989). Pueden aumentar la altura de la ola de un tsunami (Lander et al, 2003).

Isla. Porción de tierra firme en el mar, lago o río, rodeada por una masa de agua, se pueden dividir por su ubicación, fluviales, lacustres, marinas y oceánicas, y, por su origen erosivas, continentales, oceánicas, volcánicas y orgánicas (Lugo, 1989). De la misma forma que los atolones pueden cambiar la dirección de la ola de un tsunami y de acuerdo a la morfología local recibir el impacto directo (Theilen, 2008).

Laderas. Porción inclinada de la corteza terrestre que delimita formas positivas o negativas. Pos su aspecto pueden ser: rectas, cóncavas, convexas (Lugo, 1989). Después del embate de un tsunami en esta morfología se pueden observar señales de erosión y, dependiendo de la pendiente, depósito de materiales (Dawson, 1994; Machinnes et al, 2009).

Laguna. Acuífero natural, somero, separado del mar por franjas de bancos costeros cocoteros, barras o uniones de estas con estrechos, o en el interior de un atolón (Lugo, 1989). En las lagunas, con un tsunami, se puede dar el transporte erosión y depósito de materiales resultados del *run-up* y *backwash* (Davies, 2002; Atwater et al, 2005; Machinnes et al, 2009; Mahendra et al, 2010).

Línea de costa. Límite entre la tierra firme y las aguas de cuencas de mares y lagos. Convencionalmente se traza por el nivel medio de las mareas; éste se encuentra en constante transformación a causa de las oscilaciones del nivel de las aguas por la influencia de las mareas, de los vientos, de las corrientes de oleaje, y por el avance o retroceso relativos de la tierra firme. Los desplazamientos lentos y prolongados de la línea de costa están condicionados por los movimientos tectónicos y por las oscilaciones estáticas (Lugo, 1989). Se presenta el depósito de materiales y erosión cuando un tsunami afecta a esta morfología hasta el punto de sufrir alteraciones drásticas (Dawson, 1994; Davies, 2002; Shi y Smith, 2003; Machinnes et al, 2009; Lagos, 2008).

Llanura costera. Es la franja que se extiende, algunas veces con gran amplitud, a lo largo del litoral marino; su superficie se encuentra inclinada hacia el océano. Se forma durante el levantamiento del fondo marino o el descenso del nivel del mar cuando afloran las superficies abrasivo-acumulativo de la plataforma (Lugo, 1989). En esta morfología el tsunami deja depósito de materiales después de la inundación (Mahendra et al, 2010)

Marisma. Es una zona de acumulación litoral somera, de mares de flujo, que se inunda solo durante las mareas o las grandes olas; se dispone sobre los pantanos. Se caracteriza por la formación de una cubierta de suelo y vegetación, son propias de la costa en proceso de hundimiento tectónico y poseen determinado tipo de sedimentos. Cuando la superficie de las marismas es protegida de las acumulaciones por diques, puede ser resultado por abajo del nivel de la cuenca debido al proceso de compactación de sedimentos y al hundimiento de la zona costera (Lugo, 1989). Con un tsunami en la marisma se depositan sedimentos acarreados por el tsunami y también sufre de erosión (Davies, 2002; Shi, 2003; Lagos, 2005; Mahendra et al, 2010).

Pantano. Es una porción de tierra firme con humedad constante que provoca la aparición de vegetación hidrófila y el desarrollo de procesos edáficos particulares. Los pantanos se diferencian por el tipo de vegetación (Lugo, 1989). En los pantanos los tsunamis suelen depositar materiales (Davies, 2002).

Península. Porción de tierra firme rodeada por agua excepto por la zona, relativamente estrecha, que la une con otra tierra de extensión mayor (Lugo, 1989). En general, el agua que rodea la tierra es de mar, aunque también pueden ser de lago, estuarios o ríos. Las penínsulas están propensas al embate de un tsunami y se puede ver erosionada e inundada (Lander et al, 2003).

Planicie. Se le llama de esta forma a la porción de la superficie terrestre de cualquier dimensión, equivalente a un plano horizontal o de poca inclinación o con poca diferencia altitudinal (Lugo, 1989). Esta zona puede inundarse fácilmente por un tsunami; también esta sujeta a los efectos de erosión y depósito de estos eventos (Davies, 2002; Shi, 2003; Lagos, 2006 y 2008; Machinnes, 2009; Mahendra et al, 2010).

Playa. Es una acumulación de sedimentos no consolidados situada a lo largo del borde continental del océano o de un lago. Esta compuesta por el material que abunda en la zona (arenas o gravas) y se debe considerar como material en tránsito a lo largo de la costa; su tamaño depende de la batimetría, geomorfología y el oleaje local (Tarbuck, 2003). La playa sufre en el detalle cambios rápidos por las olas de tormenta (Lugo, 1989). Cuando un tsunami se presenta la playa sufre alteraciones drásticas, erosión, al punto que llega a crear escarpes bajos, y depósito de materiales, también elimina la vegetación que se encuentra ahí (Sánchez y Farreras, 1993; Dawson, 1994; Recabarren et al, 1994; Shi y Smith, 2003; Narayana et al, 2007; Machinnes, 2009; Mahendra et al, 2010).

Rompeolas. Es una estructura de estabilización antropogénica firme que puede construirse en paralelo a la línea de costa con el propósito de proteger a los barcos de las grandes olas rompientes creando una zona de agua tranquila cerca de la línea de costa. En algunas ocasiones, cuando se hace esto, la reducción de la actividad de las olas a lo largo de la costa esta por detrás de la estructura y propicia la acumulación (Tarbuck, 2003). Principalmente el rompeolas sufre de erosión y depósito de materiales después del

embate de un tsunami; Su construcción responde a los intentos de protección de la costa del impacto directo de un evento de este tipo, pero de ninguna manera puede frenar el embate de este, si la ola sobre pasa las barreras y las erosiona, el material que transporta aumenta la destrucción (Sánchez y Farreras, 1993; Recabarren et al, 1994).

Terrazas. Son superficies planas o débilmente inclinadas, generalmente estrechas y alargadas, se encuentran delimitadas por cambios bruscos de pendiente. Su origen se debe a la acción del agua de un río, lago o mar que provoca un modelado; este queda aislado del nivel base por cambios en el régimen hidrológico o por movimientos tectónicos (Lugo, 1989). Durante un tsunami, las terrazas se pueden ver erosionadas, pero principalmente se puede observar el depósito de sedimentos tras el paso del evento (Cisternas, 2005).

Valle fluvial. Es una morfología que se ha originado por la acción de las aguas de escurrimientos en la superficie terrestre, sin influencia principal de procesos exógenos (Lugo, 1989). Por su morfología los valles de los ríos fungen como canalizadores de la energía de un tsunami y aumentan la inundación en la costa (Shi y Smith, 2003).

Zona intermareal. Forma parte del litoral y se sitúa entre los niveles de mareas máximas y mínimas en la costa. La duración de la retirada del mar depende de su ubicación con respecto al nivel medio del mar y del número de mareas por día. En las zonas de estuario en la zona intermareal se originan los manglares. Esta zona es víctima de la erosión cuando un tsunami embate la costa (Dawson, 1994).

Nivel de susceptibilidad	Efecto 2	Efecto 3	Efecto 4	Efecto 5
3	Creación de fosas	Erosión	Alteraciones drásticas	Inundación
3	Cambio de configuración del delta	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	Se generan turbulencias
5	Creación de fosas	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	Transporte de materiales
4	Creación de fosas	Erosión	Alteraciones drásticas	
4	Cambio de configuración del delta	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	
4	Creación de fosas	Erosión significativa	Alteraciones drásticas	
4	Reducción de la costa	Erosión significativa	Alteraciones drásticas	
3	Erosión	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	
3	Cambio de configuración de la costa	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	
3	Alteraciones drásticas	Erosión significativa	Alteraciones drásticas	
3	Erosión	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	
3	Depósito de sedimentos	Cambio de salinidad del suelo	Alteraciones drásticas	
2	Erosión	Exposición de los lechos de coral	Alteraciones drásticas	
2	Alteraciones drásticas	Escudo	Alteraciones drásticas	
2	Alteraciones drásticas	Erosión significativa	Alteraciones drásticas	
2	Inundación	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	
2	Alteraciones drásticas	Erosión significativa	Alteraciones drásticas	
2	Alteraciones drásticas	Erosión significativa	Alteraciones drásticas	
2	Daños considerables	Cambio de dirección de la onda	Alteraciones drásticas	
2	Efectos moderados	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	
2	Transporte de materiales	Drenación	Alteraciones drásticas	
2	Depósito de sedimentos	Bioescudo	Alteraciones drásticas	
2	Probable inundación	Depósito de materiales	Alteraciones drásticas	
1	Deslizamientos por sismo		Alteraciones drásticas	
1	Modificados por el flujo del agua		Alteraciones drásticas	
1	Expuesto a Erosión		Alteraciones drásticas	
1	Erosión de materiales		Alteraciones drásticas	
1	Aumento de inundación		Alteraciones drásticas	
1	Erosión		Alteraciones drásticas	
1	Aumenta la altura de la ola		Alteraciones drásticas	
1	Depósito de sedimentos		Alteraciones drásticas	
1	Deposito de sedimentos		Alteraciones drásticas	
1	Inundación		Alteraciones drásticas	
1	Depósito de materiales		Alteraciones drásticas	
1	Depósito de materiales		Alteraciones drásticas	
1	Depósito de materiales		Alteraciones drásticas	
1	Aumento de altura de inundación		Alteraciones drásticas	
1	Depósito de materiales		Alteraciones drásticas	

Anexo III. Lugares con Muy alta y alta susceptibilidad en la zona de estudio.

ID	Susceptibilidad	Nombre del municipio	Estado	X	Y
1	Alta	Bahía de Banderas	Nayarit	-105.315790796	20.7324052993
2	Alta	Puerto Vallarta	Jalisco	-105.239806502	20.6417550356
3	Alta	Cabo Corrientes	Jalisco	-105.615991980	20.2855342242
4	Alta	Tomatlán	Jalisco	-105.398942525	19.8680100305
5	Alta	La Huerta	Jalisco	-105.198697727	19.6208941795
6	Alta	Tomatlán	Jalisco	-105.222621625	19.6477745669
7	Alta	La Huerta	Jalisco	-105.089249826	19.5548375001
8	Alta	La Huerta	Jalisco	-104.893286115	19.2924481686
9	Alta	Cihuatlán	Jalisco	-104.692327723	19.2149573866
10	Alta	Manzanillo	Colima	-104.559038788	19.1429294369
11	Alta	Manzanillo	Colima	-104.361589673	19.1178558177
12	Alta	Manzanillo	Colima	-104.310080299	19.0847350706
13	Alta	Tecomán	Colima	-103.851363282	18.7825426165
14	Alta	Coahuayana	Michoacán	-103.695327028	18.6451625703
15	Alta	Aquila	Michoacán	-103.675384682	18.5824927164
16	Alta	Aquila	Michoacán	-103.609984969	18.5323799457
17	Alta	Aquila	Michoacán	-103.559470833	18.4541344339
18	Alta	Aquila	Michoacán	-103.436989931	18.3064472087
19	Alta	Aquila	Michoacán	-103.297515568	18.2553434777
20	Alta	Aquila	Michoacán	-103.187024278	18.2224339745
21	Alta	Aquila	Michoacán	-103.082524696	18.1916453606
22	Alta	Aquila	Michoacán	-103.062916996	18.1944624290
23	Alta	Aquila	Michoacán	-103.046128184	18.1883982046
24	Alta	Aquila	Michoacán	-102.931856014	18.1474450086
25	Alta	Aquila	Michoacán	-102.881952313	18.1251334145
26	Alta	Aquila	Michoacán	-102.863626749	18.1168318940
27	Alta	Lázaro Cárdenas	Michoacán	-102.658679310	18.0552836423
28	Alta	Lázaro Cárdenas	Michoacán	-102.626063852	18.0512666498
29	Alta	Lázaro Cárdenas	Michoacán	-102.605788491	18.0478606476
30	Alta	Lázaro Cárdenas	Michoacán	-102.572219868	18.0370873644
31	Alta	Lázaro Cárdenas	Michoacán	-102.536222792	18.0287962179
32	Alta	Lázaro Cárdenas	Michoacán	-102.436570397	18.0047605432
33	Alta	Lázaro Cárdenas	Michoacán	-102.272628990	17.9555380888
34	Alta	La Unión de Isidoro Montes de Oca	Guerrero	-102.041120972	17.9886951269
35	Alta	La Unión de Isidoro Montes de Oca	Guerrero	-101.813957545	17.8930464116
36	Alta	La Unión de Isidoro Montes de Oca	Guerrero	-101.763103572	17.8236274053
37	Alta	La Unión de Isidoro Montes de Oca	Guerrero	-101.718229383	17.7757941375
38	Alta	José Azueta	Guerrero	-101.686335916	17.7531959972
39	Alta	José Azueta	Guerrero	-101.608015598	17.6611577892
40	Alta	José Azueta	Guerrero	-101.553157768	17.6390190826
41	Alta	José Azueta	Guerrero	-101.468999080	17.5931066247
42	Alta	Petatlán	Guerrero	-101.367534565	17.4957963002

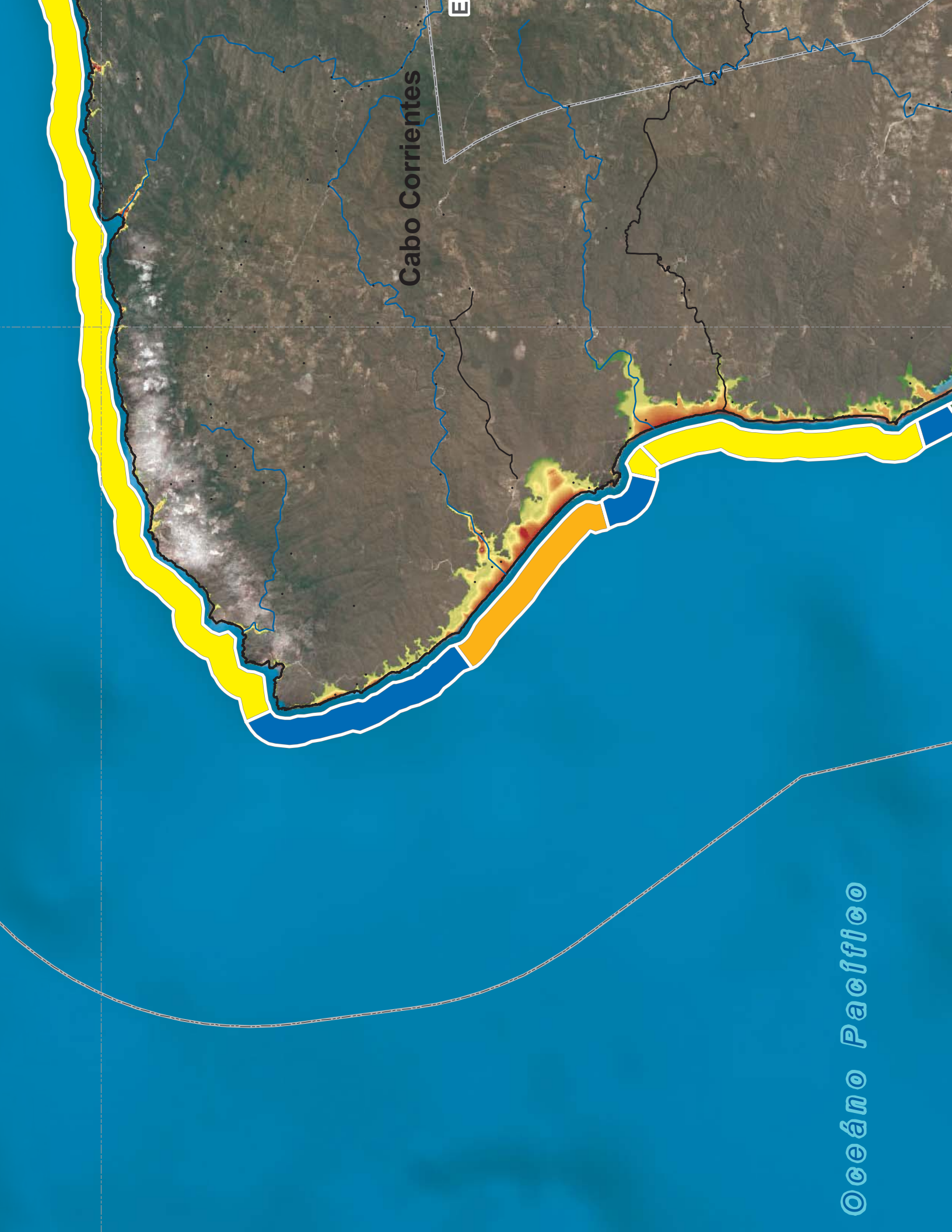
ID	Susceptibilidad	Nombre del municipio	Estado	X	Y
43	Alta	Petatlán	Guerrero	-101.245245198	17.4477960968
44	Alta	Petatlán	Guerrero	-101.163812096	17.3861931355
45	Alta	Petatlán	Guerrero	-101.100105394	17.3447642658
46	Alta	Técpan de Galeana	Guerrero	-100.989025109	17.2507811539
47	Alta	Técpan de Galeana	Guerrero	-100.814315063	17.1916728503
48	Alta	Benito Juárez	Guerrero	-100.572681853	17.1098702995
49	Alta	Benito Juárez	Guerrero	-100.356684141	17.0369932025
50	Alta	Coyuca de Benítez	Guerrero	-100.186304722	16.9755207766
51	Alta	Acapulco de Juárez	Guerrero	-99.838043027	16.8060591432
52	Alta	San Marcos	Guerrero	-99.570004306	16.6887428077
53	Alta	San Marcos	Guerrero	-99.444024215	16.6800067120
54	Alta	Florencio Villarreal	Guerrero	-99.189040945	16.6232023521
55	Alta	Copala	Guerrero	-99.011900765	16.5725707640
56	Alta	Marquelia	Guerrero	-98.791941657	16.5555911529
57	Alta	Cuajinicuilapa	Guerrero	-98.557765313	16.3202487199
58	Alta	Santiago Tapextla	Oaxaca	-98.457969258	16.2813707203
59	Alta	Santiago Pinotepa Nacional	Oaxaca	-98.038033022	16.1430018387
60	Alta	Santa María Huazolotitlán	Oaxaca	-97.952889365	16.0952509353
61	Alta	Santiago Jamiltepec	Oaxaca	-97.795620189	15.9910833017
62	Alta	Villa de Tututepec de Melchor Ocampo	Oaxaca	-97.785993461	15.9818348230
63	Alta	Villa de Tututepec de Melchor Ocampo	Oaxaca	-97.483589938	15.9551785479
64	Alta	Villa de Tututepec de Melchor Ocampo	Oaxaca	-97.401978220	15.9430135757
65	Alta	Villa de Tututepec de Melchor Ocampo	Oaxaca	-97.349546156	15.9451558391
66	Alta	Villa de Tututepec de Melchor Ocampo	Oaxaca	-97.226029581	15.9261711801
67	Alta	San Pedro Mixtepec	Oaxaca	-97.165457453	15.9074042439
68	Alta	Santa María Colotepec	Oaxaca	-97.001853555	15.8024066773
69	Alta	Santa María Colotepec	Oaxaca	-96.925743540	15.7788303542
70	Alta	Santa María Colotepec	Oaxaca	-96.694580117	15.7147682586
71	Alta	Santa María Colotepec	Oaxaca	-96.556298479	15.6572390772
72	Alta	San Pedro Pochutla	Oaxaca	-96.516934504	15.6627057057
73	Alta	San Pedro Pochutla	Oaxaca	-96.399066788	15.6911489483
74	Alta	Santa María Huatulco	Oaxaca	-96.322518799	15.6877702969
75	Alta	Santa María Huatulco	Oaxaca	-96.295415926	15.6854665250
76	Alta	Santa María Huatulco	Oaxaca	-96.264930744	15.6850368537
77	Alta	Santa María Huatulco	Oaxaca	-96.164066489	15.7229965890
78	Alta	Santa María Huatulco	Oaxaca	-96.122129695	15.7601851166
79	Alta	Santa María Huatulco	Oaxaca	-96.095324359	15.7730883359
80	Alta	Santa María Huatulco	Oaxaca	-96.048816842	15.7876159950
81	Alta	San Miguel del Puerto	Oaxaca	-96.019939684	15.7985060064
82	Alta	San Pedro Huamelula	Oaxaca	-95.980177245	15.8137579589
83	Alta	San Pedro Huamelula	Oaxaca	-95.959022315	15.8277492983

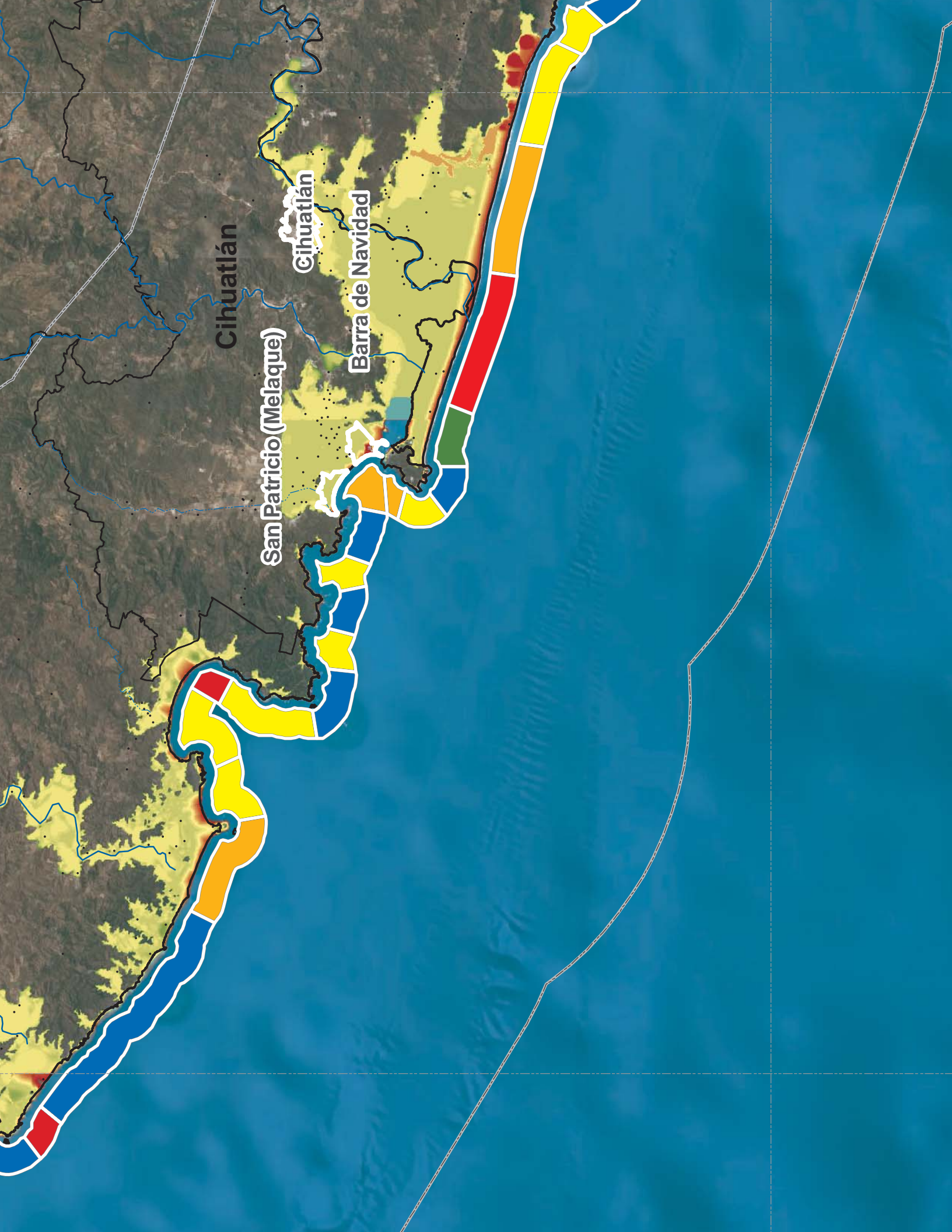
ID	Susceptibilidad	Nombre del municipio	Estado	X	Y
84	Alta	San Pedro Huamelula	Oaxaca	-95.840814740	15.8605480921
85	Alta	San Pedro Huamelula	Oaxaca	-95.757343447	15.8983731001
86	Alta	Santiago Astata	Oaxaca	-95.615648011	15.9304275612
87	Alta	Santiago Astata	Oaxaca	-95.517477658	15.9628312570
88	Alta	Santo Domingo Tehuantepec	Oaxaca	-95.510025692	15.9640141359
89	Alta	Santo Domingo Tehuantepec	Oaxaca	-95.411995884	16.0036486467
90	Alta	Santo Domingo Tehuantepec	Oaxaca	-95.366120774	16.0643792295
91	Alta	Santo Domingo Tehuantepec	Oaxaca	-95.305730427	16.0955472196
92	Alta	Santo Domingo Tehuantepec	Oaxaca	-95.275893336	16.1074648748
93	Alta	Salina Cruz	Oaxaca	-95.275977706	16.1245762771
94	Alta	Salina Cruz	Oaxaca	-95.154274852	16.1833612404
95	Alta	Tonalá	Chiapas	-93.659681740	15.8383313096
96	Alta	Pijjiapan	Chiapas	-93.373094980	15.6234601757
97	Alta	Mapastepec	Chiapas	-93.065948390	15.3565530584
98	Alta	Acapetahua	Chiapas	-92.784332235	15.0843659486
99	Alta	Mazatán	Chiapas	-92.483046490	14.7734291209
100	Alta	Tapachula	Chiapas	-92.443401008	14.7373878053
101	Alta	Tapachula	Chiapas	-92.360389916	14.6556973442
102	Alta	Suchiate	Chiapas	-92.281506641	14.5834069137
103	Muy Alta	Tapachula	Chiapas	-92.419458116	14.7128797144
104	Muy Alta	Mazatán	Chiapas	-92.577282281	14.8694127461
105	Muy Alta	Huixtla	Chiapas	-92.692329715	14.9900182395
106	Muy Alta	Acapetahua	Chiapas	-92.907295847	15.2088894793
107	Muy Alta	Mapastepec	Chiapas	-92.951569252	15.2506799531
108	Muy Alta	Santiago Astata	Oaxaca	-95.534624375	15.9607582409
109	Muy Alta	Santiago Astata	Oaxaca	-95.657748528	15.9178104179
110	Muy Alta	Santa María Tonameca	Oaxaca	-96.620950668	15.6827297028
111	Muy Alta	Santa María Tonameca	Oaxaca	-96.746006916	15.7260112656
112	Muy Alta	Santa María Colotepec	Oaxaca	-96.970815953	15.7953281692
113	Muy Alta	Santiago Pinotepa Nacional	Oaxaca	-98.249659524	16.2428677794
114	Muy Alta	Cuajinicuilapa	Guerrero	-98.699901961	16.4634634049
115	Muy Alta	Marquelia	Guerrero	-98.809415229	16.5572585740
116	Muy Alta	Copala	Guerrero	-98.820309995	16.5545166752
117	Muy Alta	La Unión de Isidoro Montes de Oca	Guerrero	-101.770074742	17.8392681374
118	Muy Alta	Aquila	Michoacán	-103.121775788	18.2041897166
119	Muy Alta	Aquila	Michoacán	-103.345790428	18.2704067840
120	Muy Alta	Aquila	Michoacán	-103.472711827	18.3216136659
121	Muy Alta	Coahuayana	Michoacán	-103.717333494	18.6707519076
122	Muy Alta	Armería	Colima	-104.000160063	18.8809093076
123	Muy Alta	Manzanillo	Colima	-104.628459303	19.1592157799
124	Muy Alta	La Huerta	Jalisco	-104.789837388	19.2878043202
125	Muy Alta	La Huerta	Jalisco	-105.023350607	19.3829454113
126	Muy Alta	La Huerta	Jalisco	-105.152322401	19.5972794601
127	Muy Alta	Tomatlán	Jalisco	-105.503543382	20.0097445576

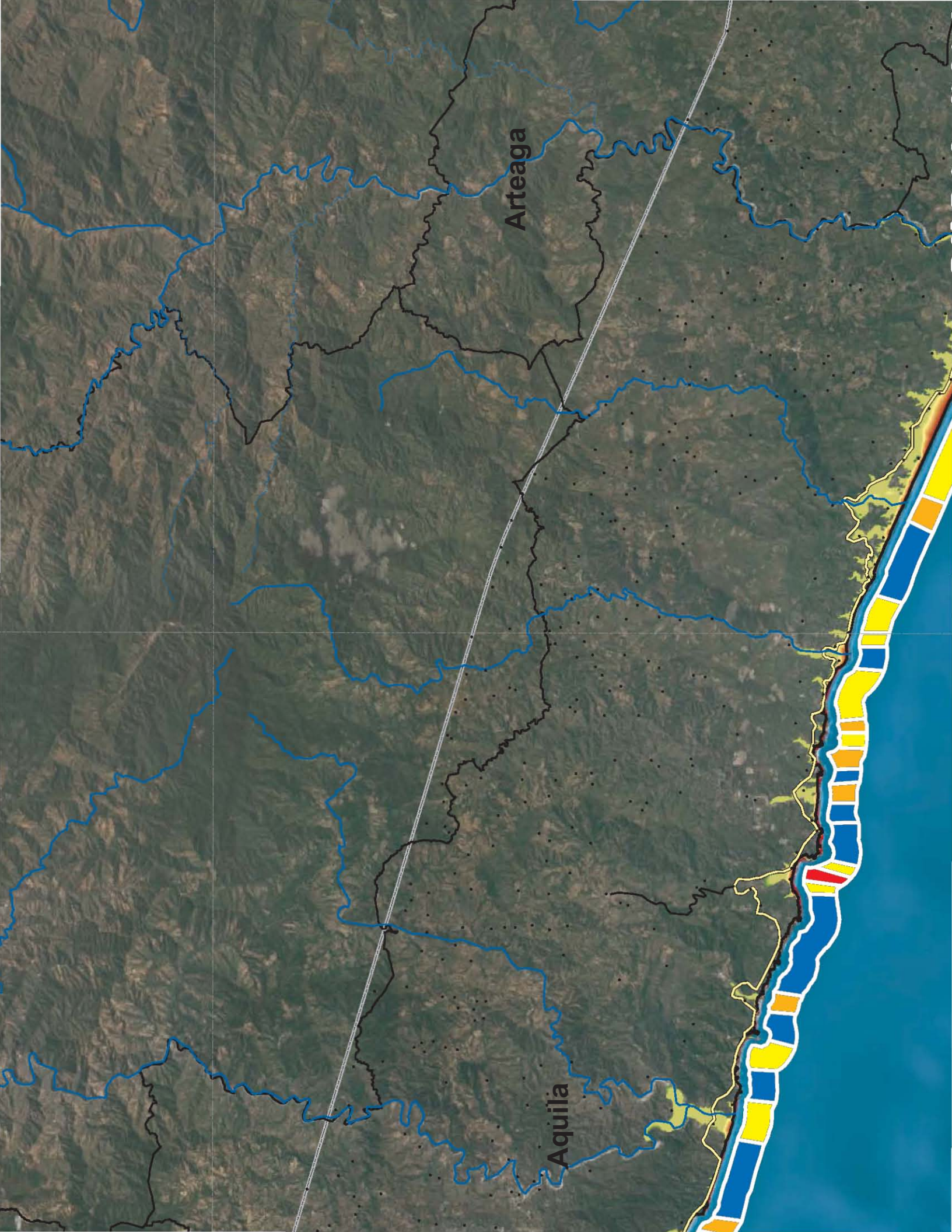
Cabo Corrientes

E

Océano Pacífico

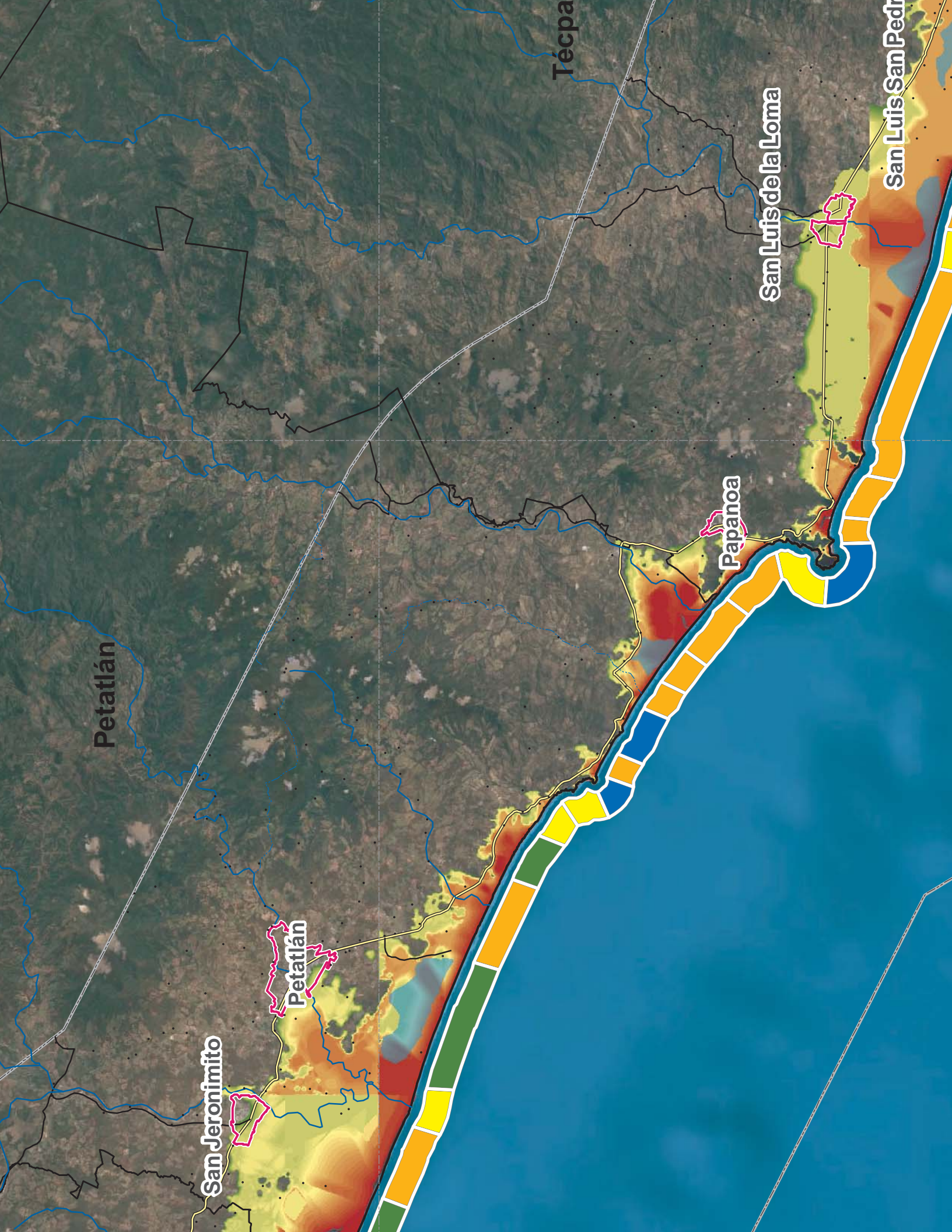






Arteaga

Aquila



Petatlán

San Jeronimito

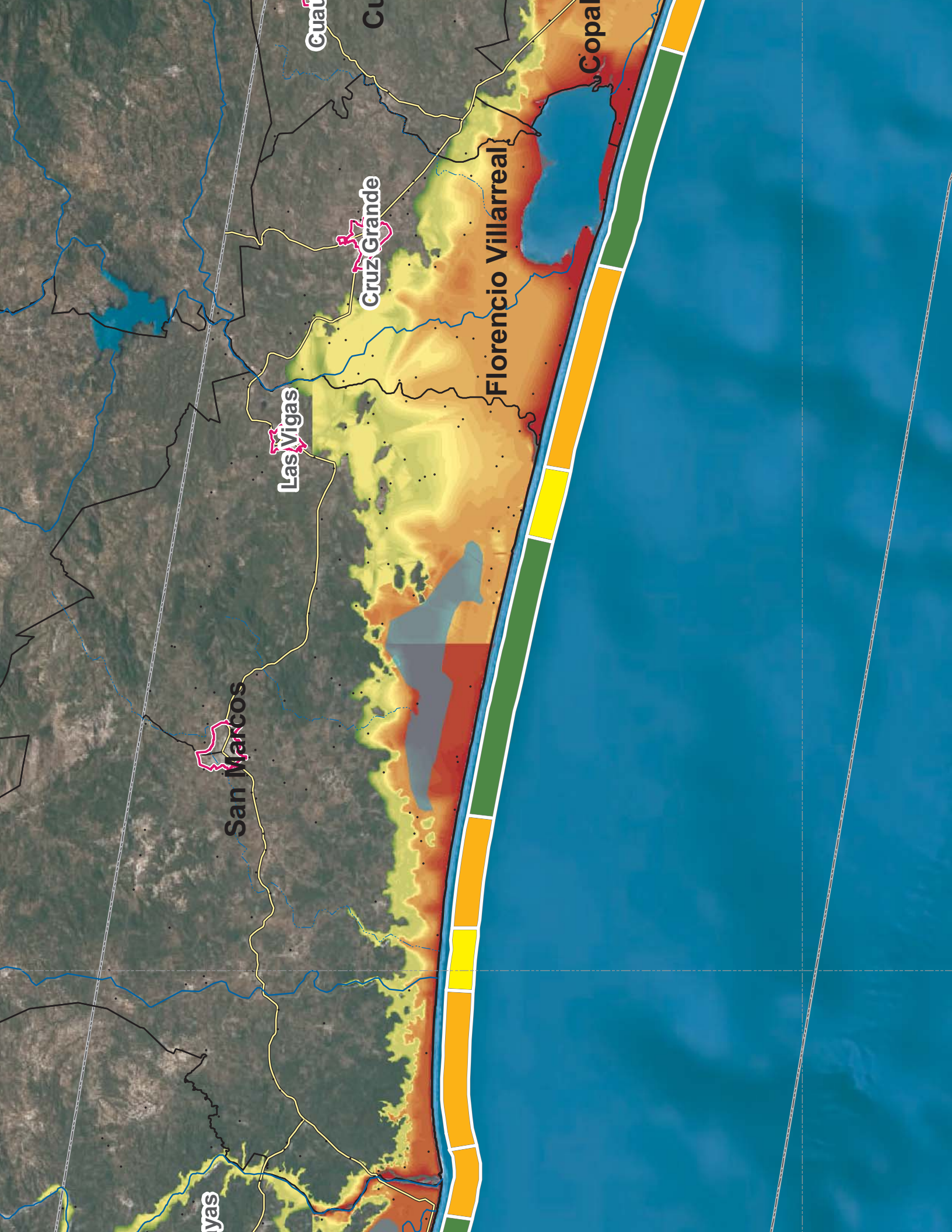
Petatlán

Papanoa

San Luis de la Loma

San Luis San Pedro

Tépapa



Las Vigas

San Marcos

Las Vigas

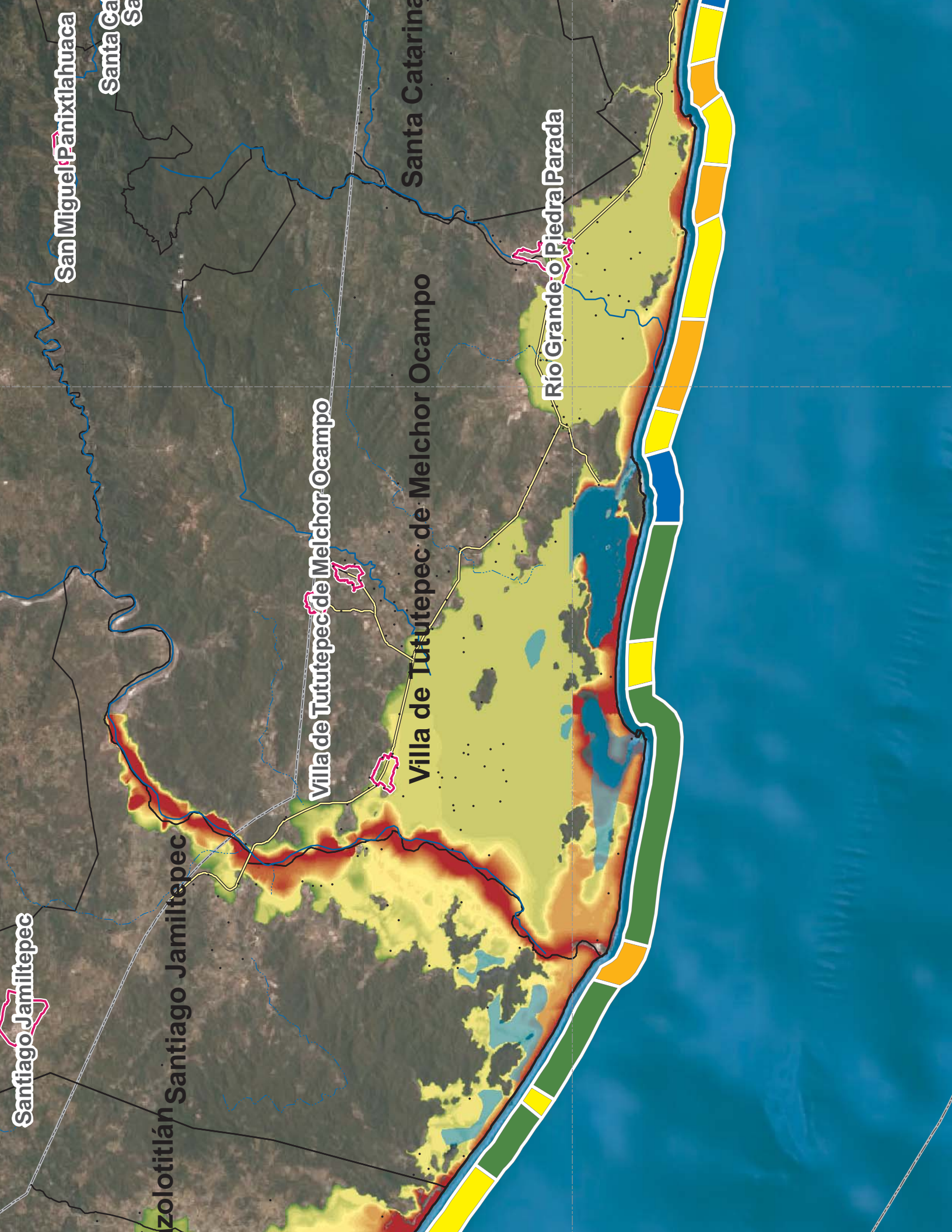
Cruz Grande

Florencio Villarreal

Copal

Guatemala

Cruz Grande



San Miguel Panixtlahuaca

Santa Catarina

Santa Catarina

Río Grande o Piedra Parada

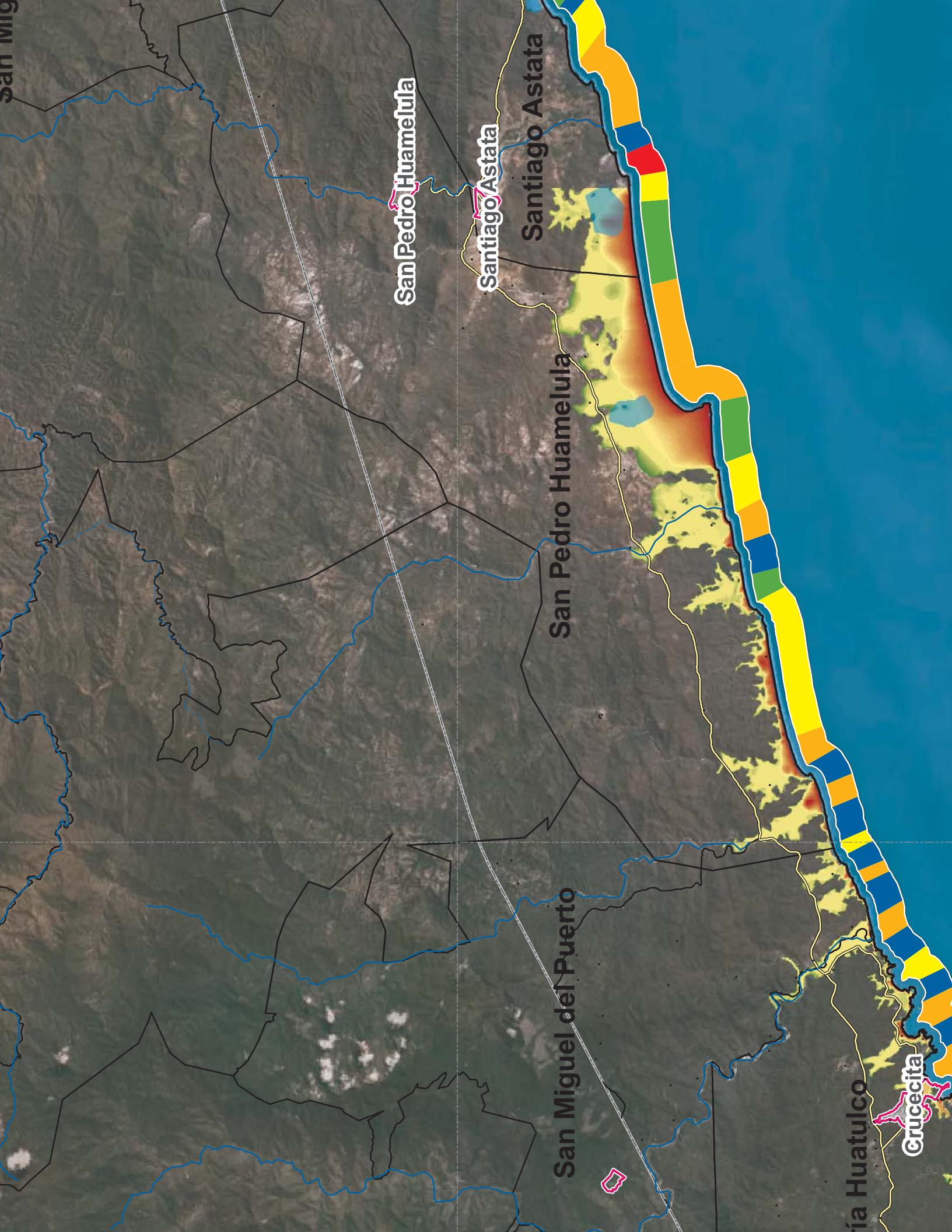
Villa de Tututepec de Melchor Ocampo

Villa de Tututepec de Melchor Ocampo

Santiago Jamiltepec

Zolotitlán

Santiago Jamiltepec



San Pedro Huamelula

Santiago Astata

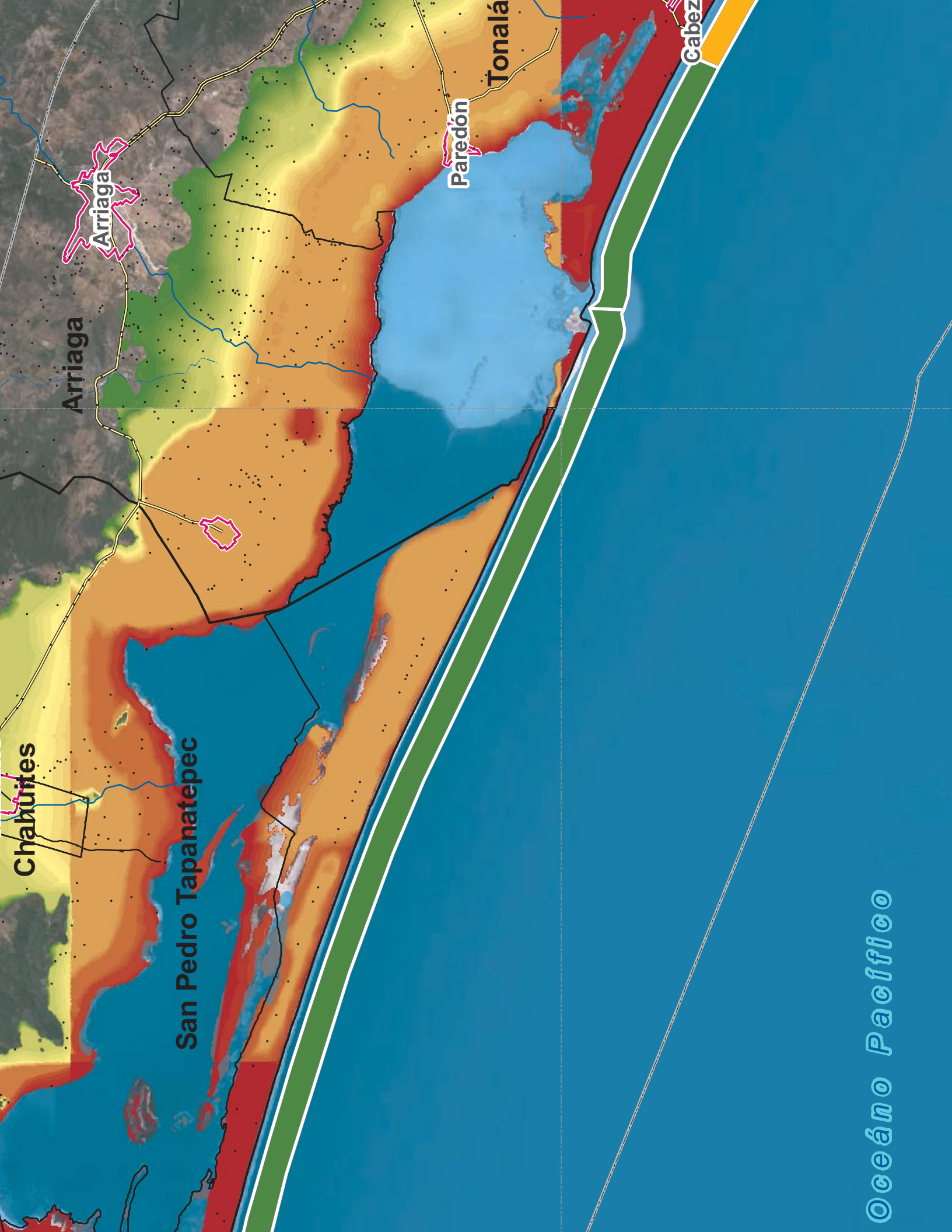
Santiago Astata

San Pedro Huamelula

San Miguel del Puerto

Huatula

Crucecita



Oceáno Pacífico

Cabez

Tonalá

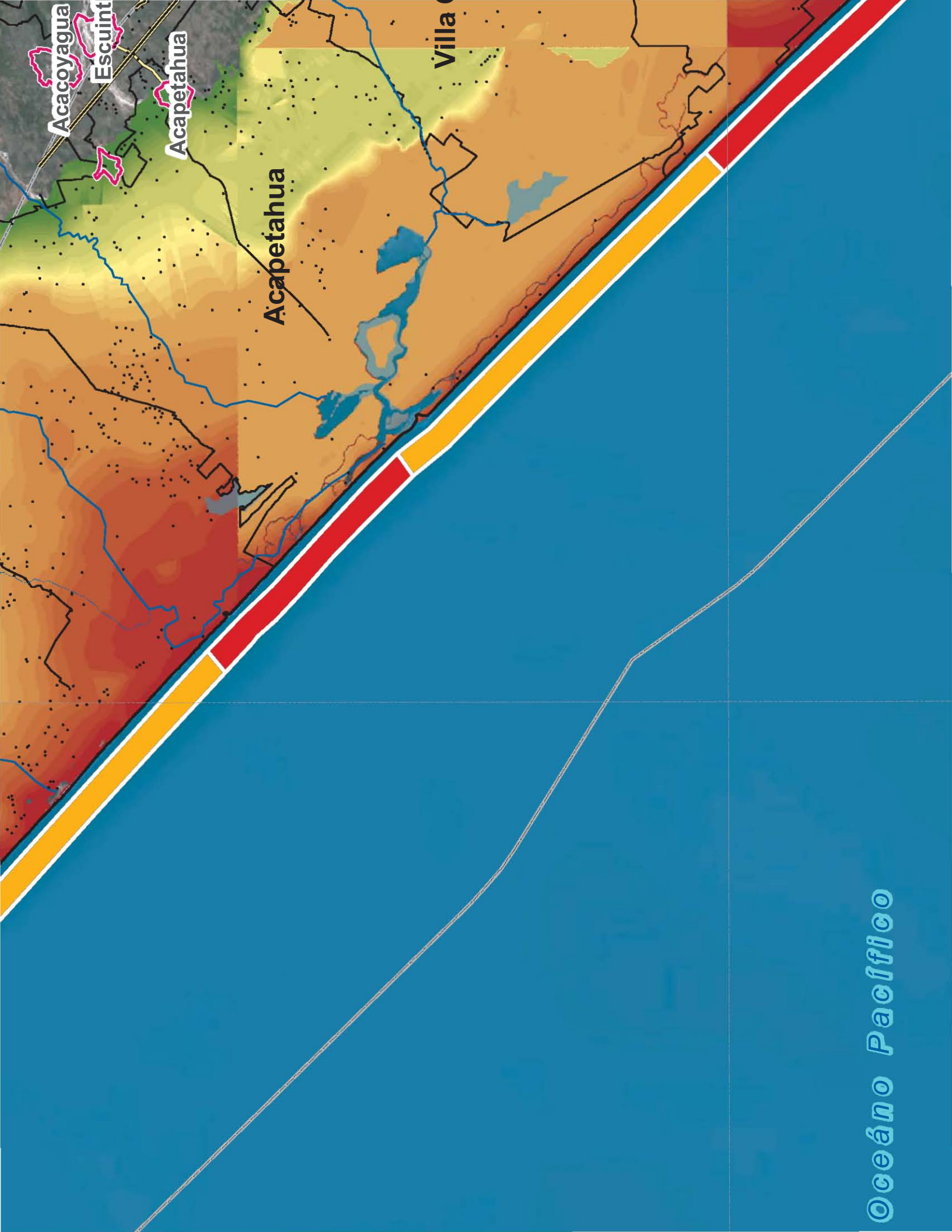
Paredón

Arriaga

Arriaga

Chahuítes

San Pedro Tapanatepec



Acacoyagua

Escuint

Acapetahua

Acapetahua

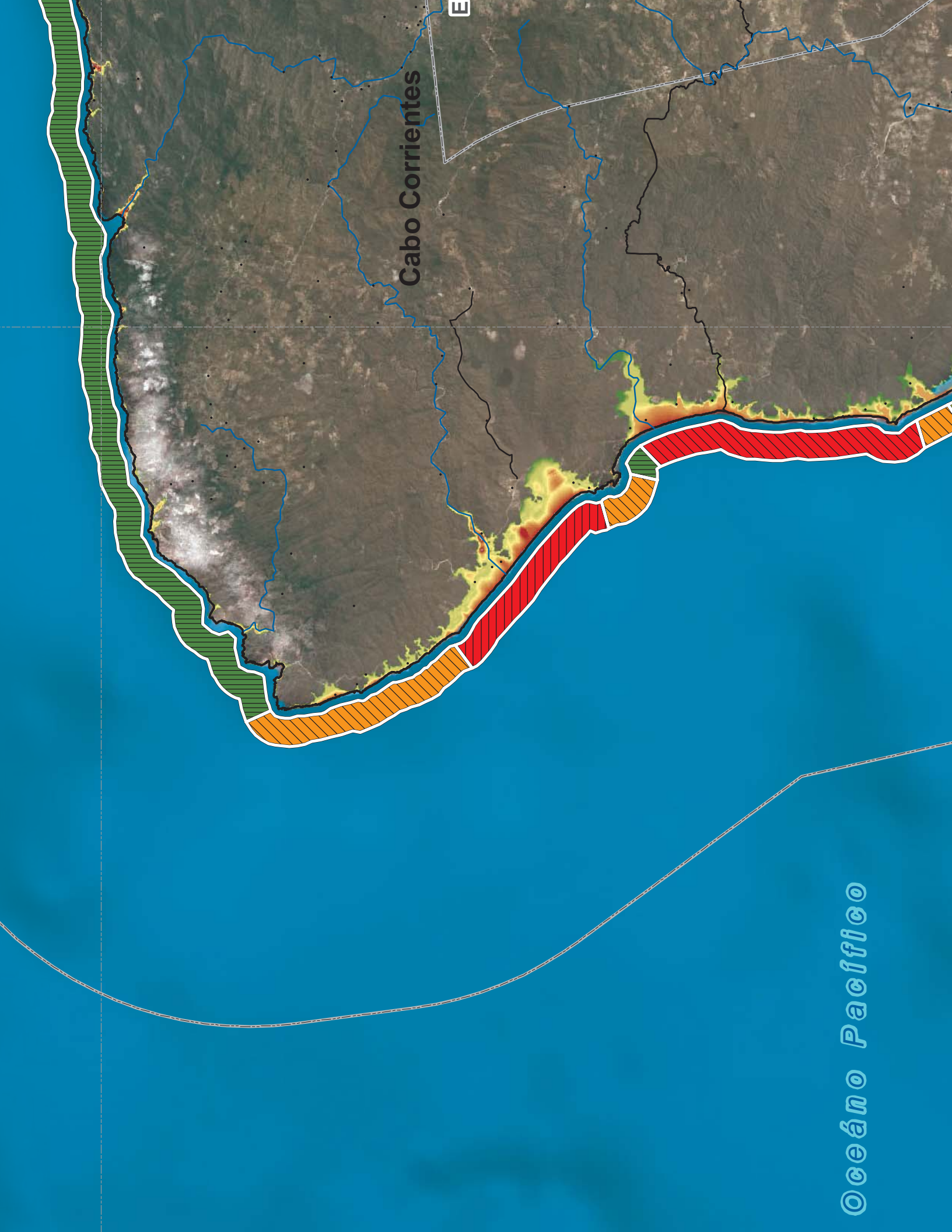
Villa O

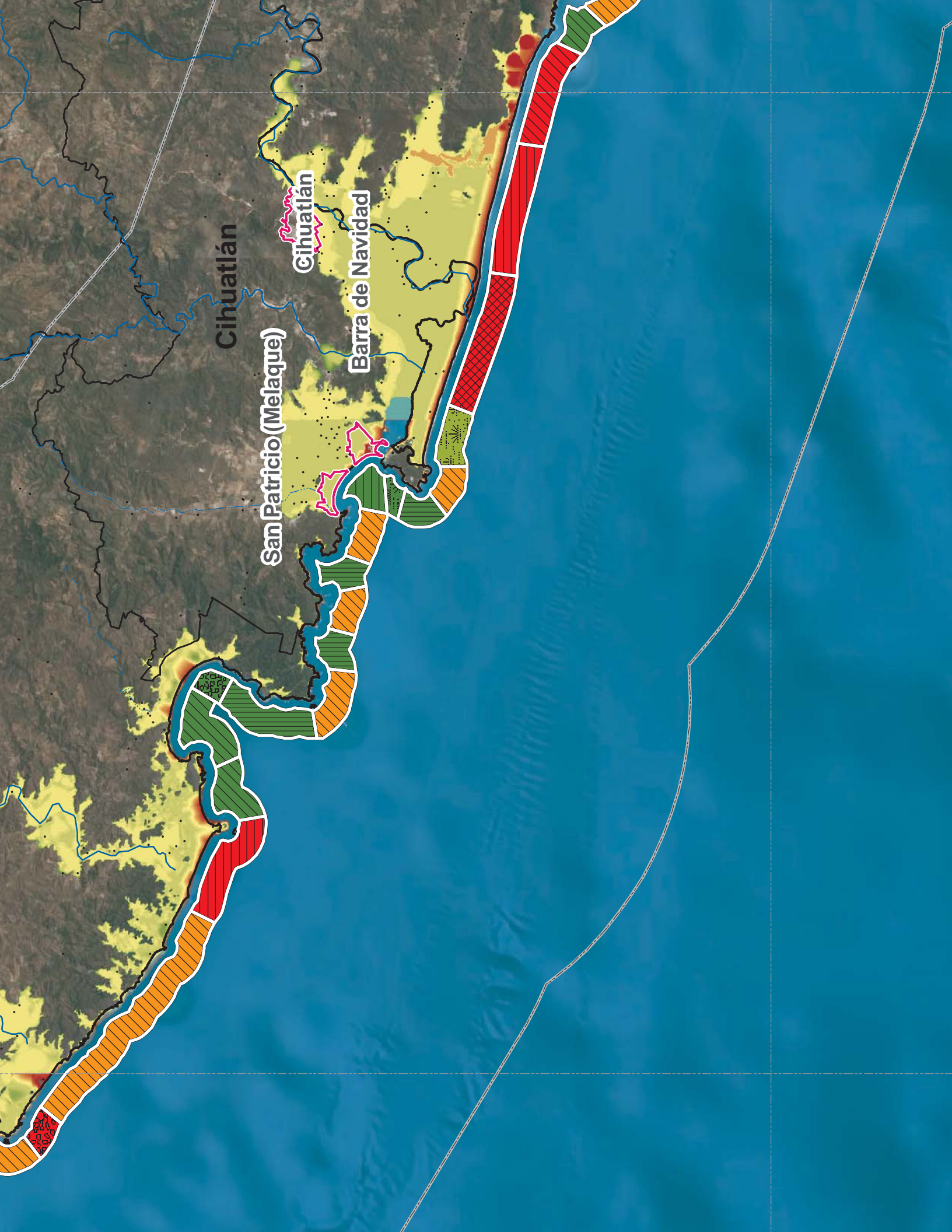
Oceano Pacífico

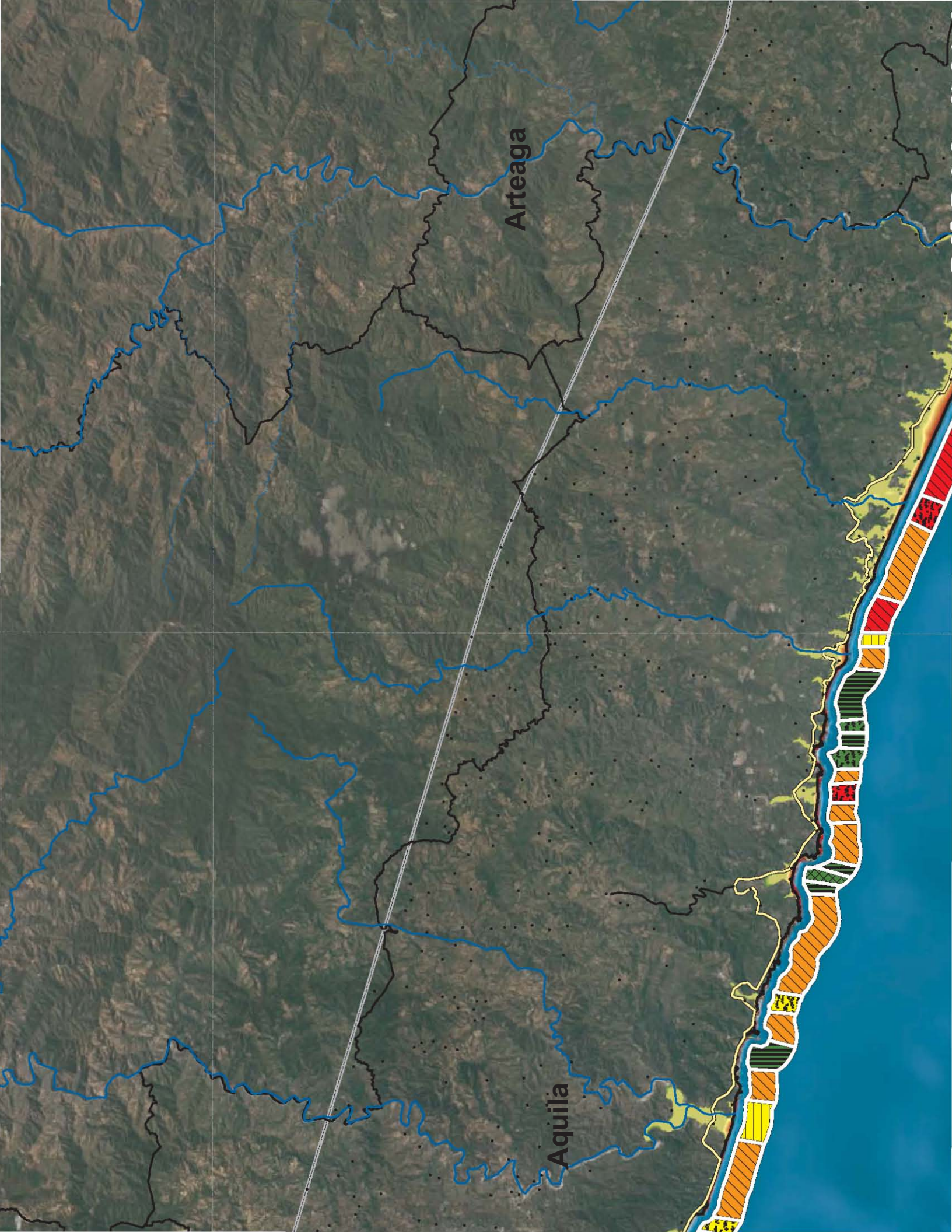
Cabo Corrientes

E

Océano Pacífico

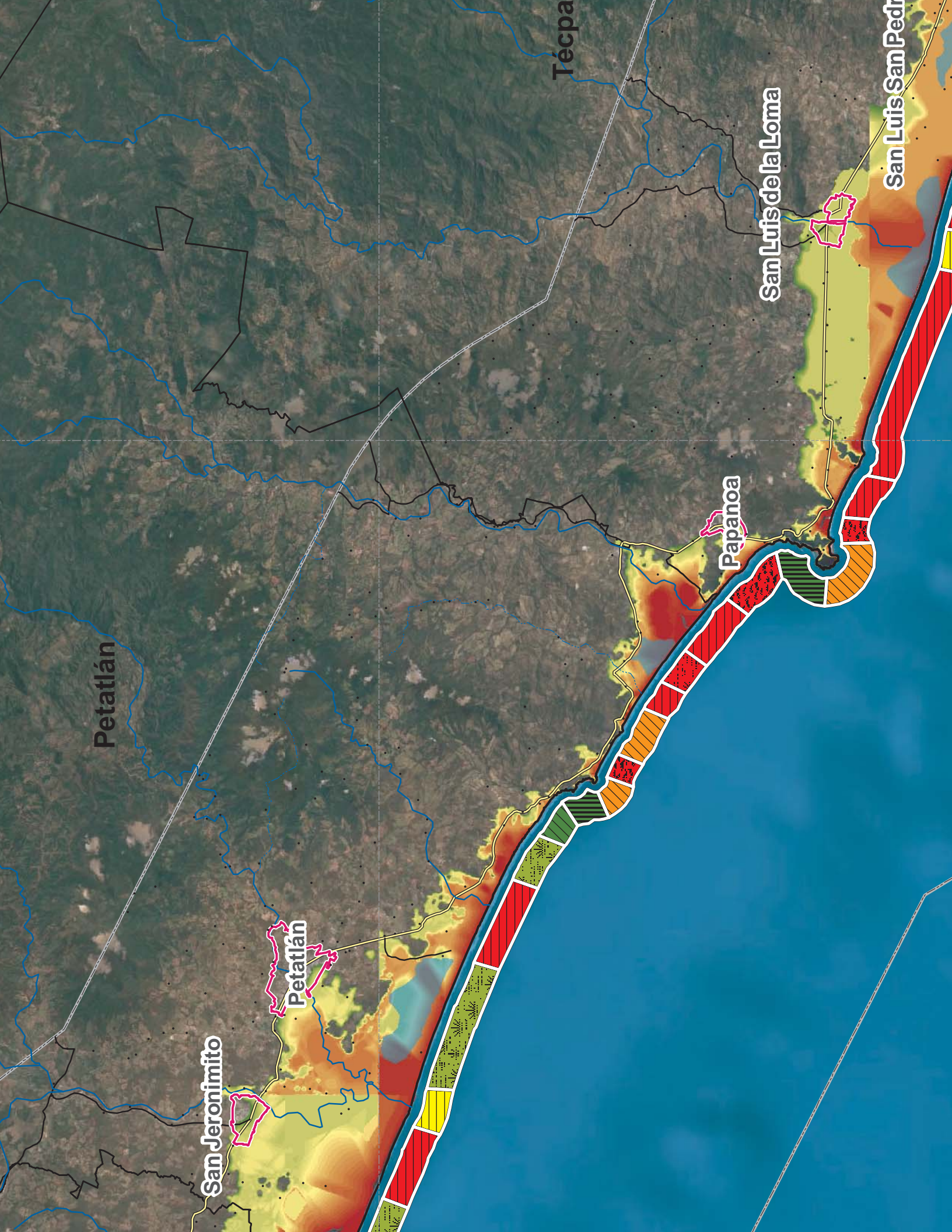






Arteaga

Aquila



Petatlán

San Jeronimito

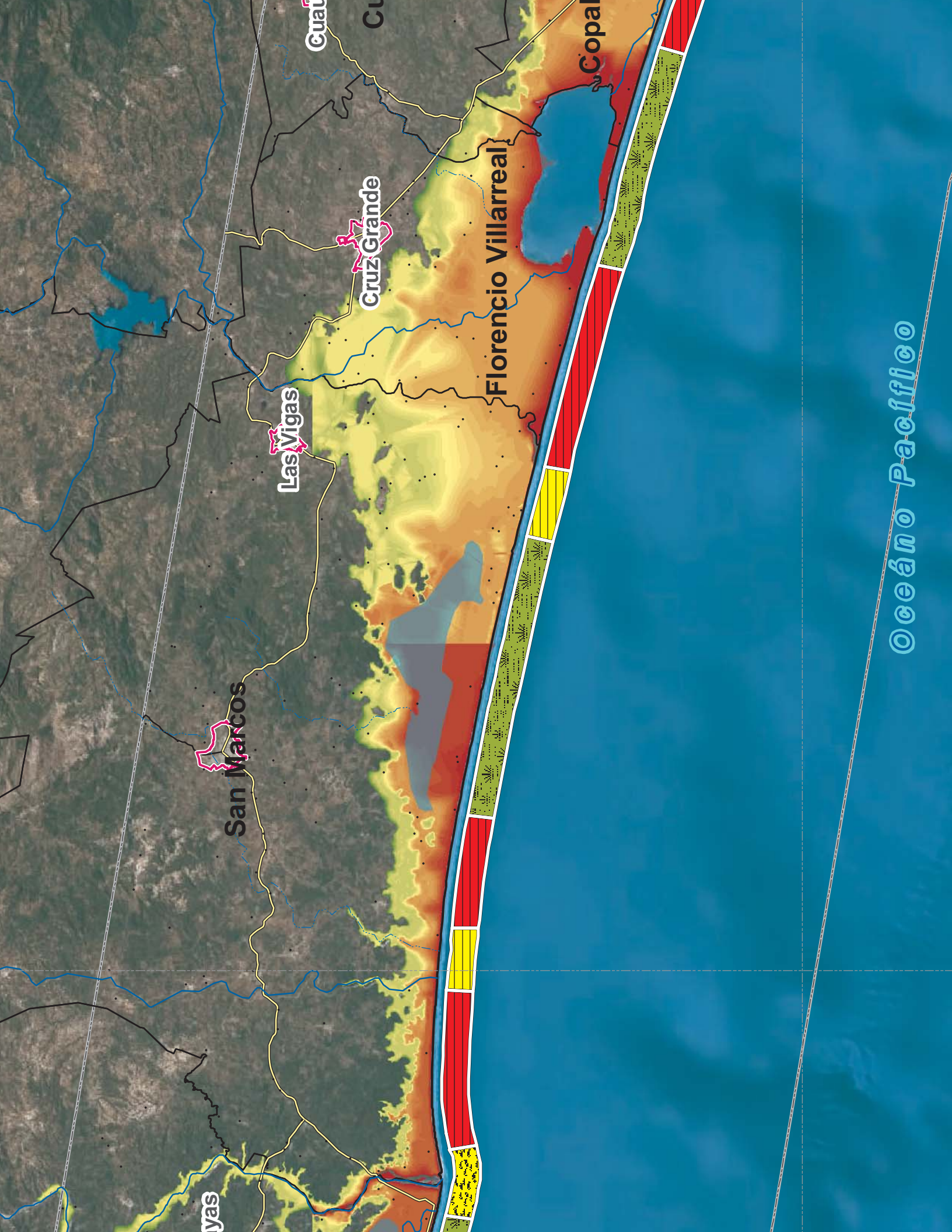
Petatlán

Papanoa

San Luis de la Loma

San Luis San Pedro

Tépapa



Las Vigas

San Marcos

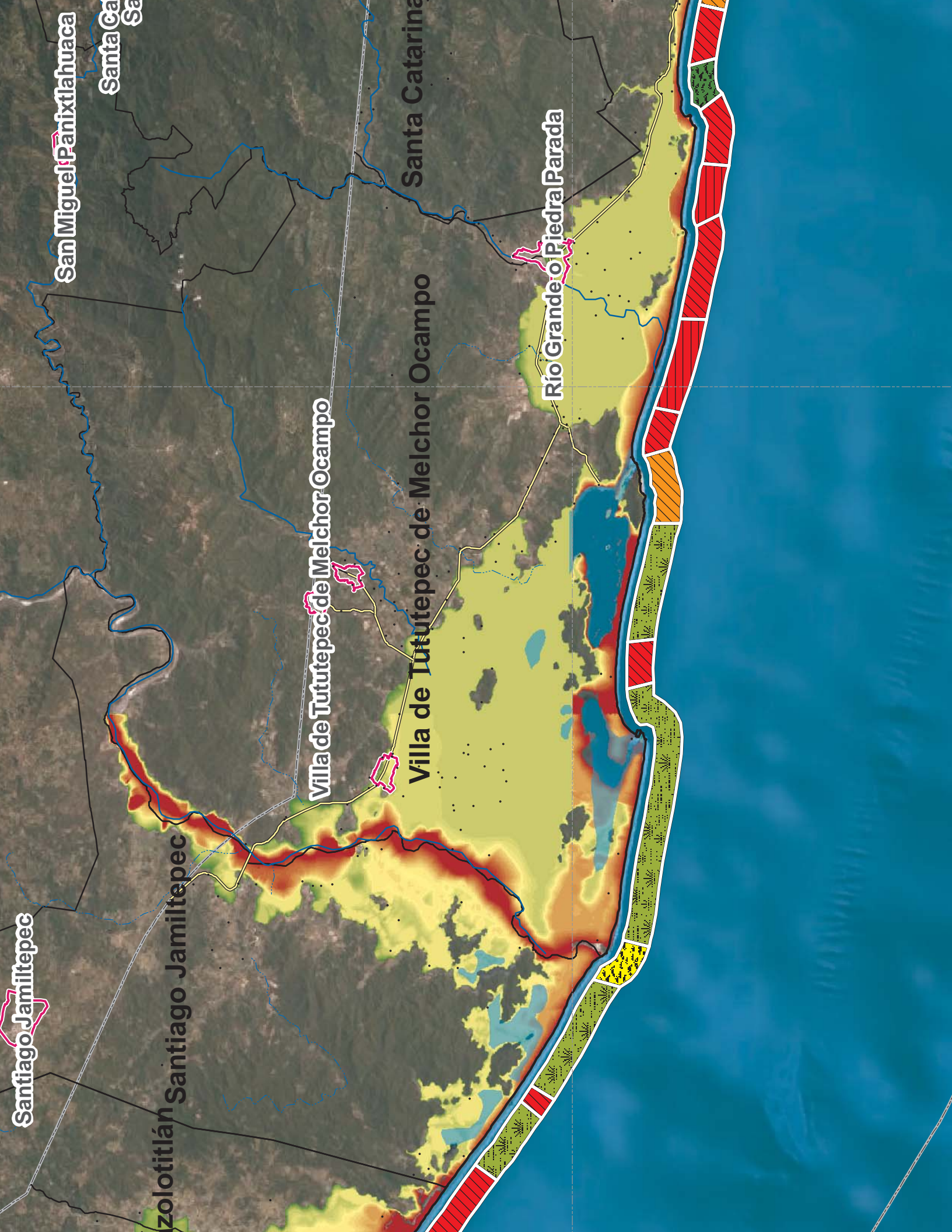
Las Vigas

Cruz Grande

Florencio Villarreal

Copal

Océano Pacífico



Santiago Jamiltepec

Zolotitlán
Santiago Jamiltepec

Villa de Tututepec de Melchor Ocampo

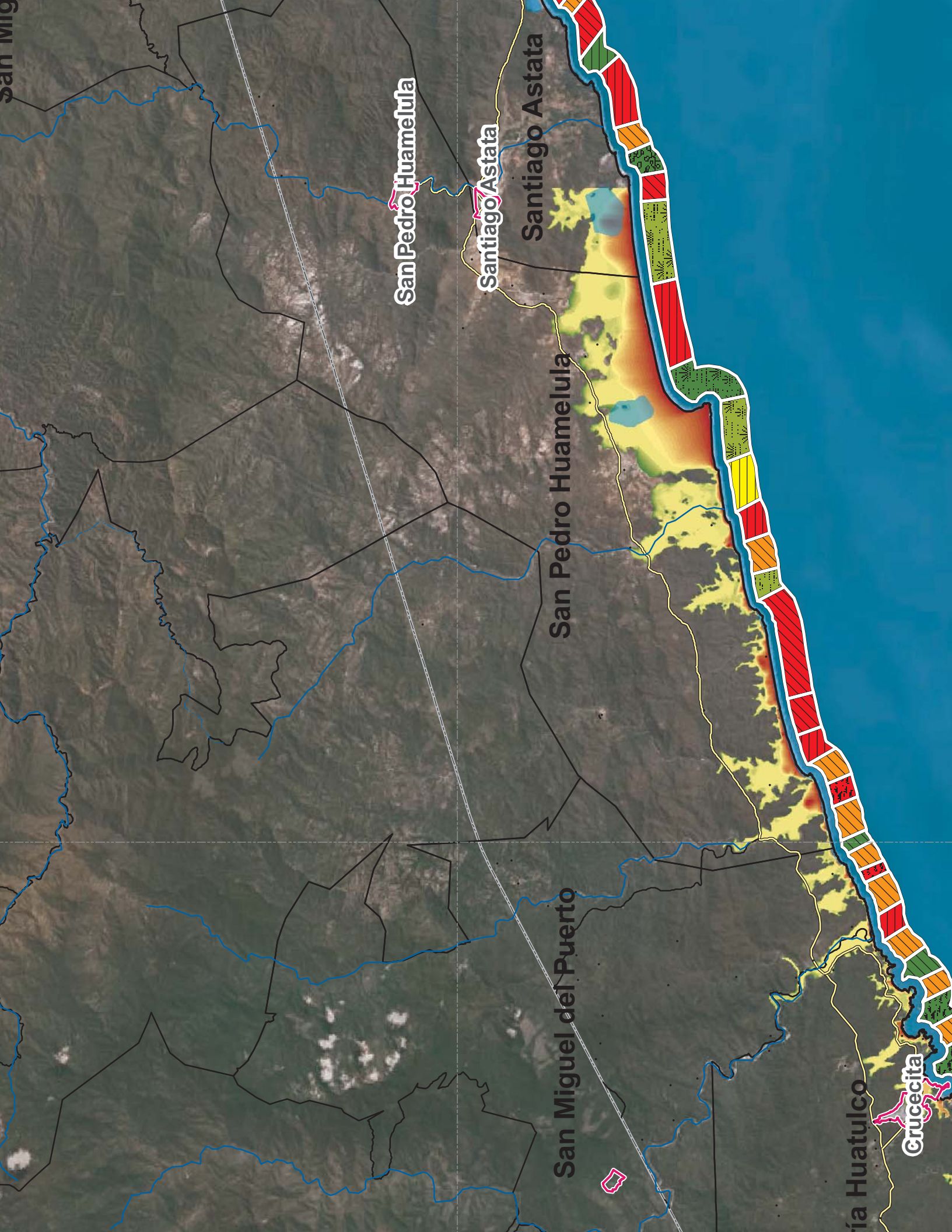
Villa de Tututepec de Melchor Ocampo

Río Grande o Piedra Parada

Santa Catarina

San Miguel Panixtlahuaca

Santa Catarina



San Pedro Huamelula

Santiago Astata

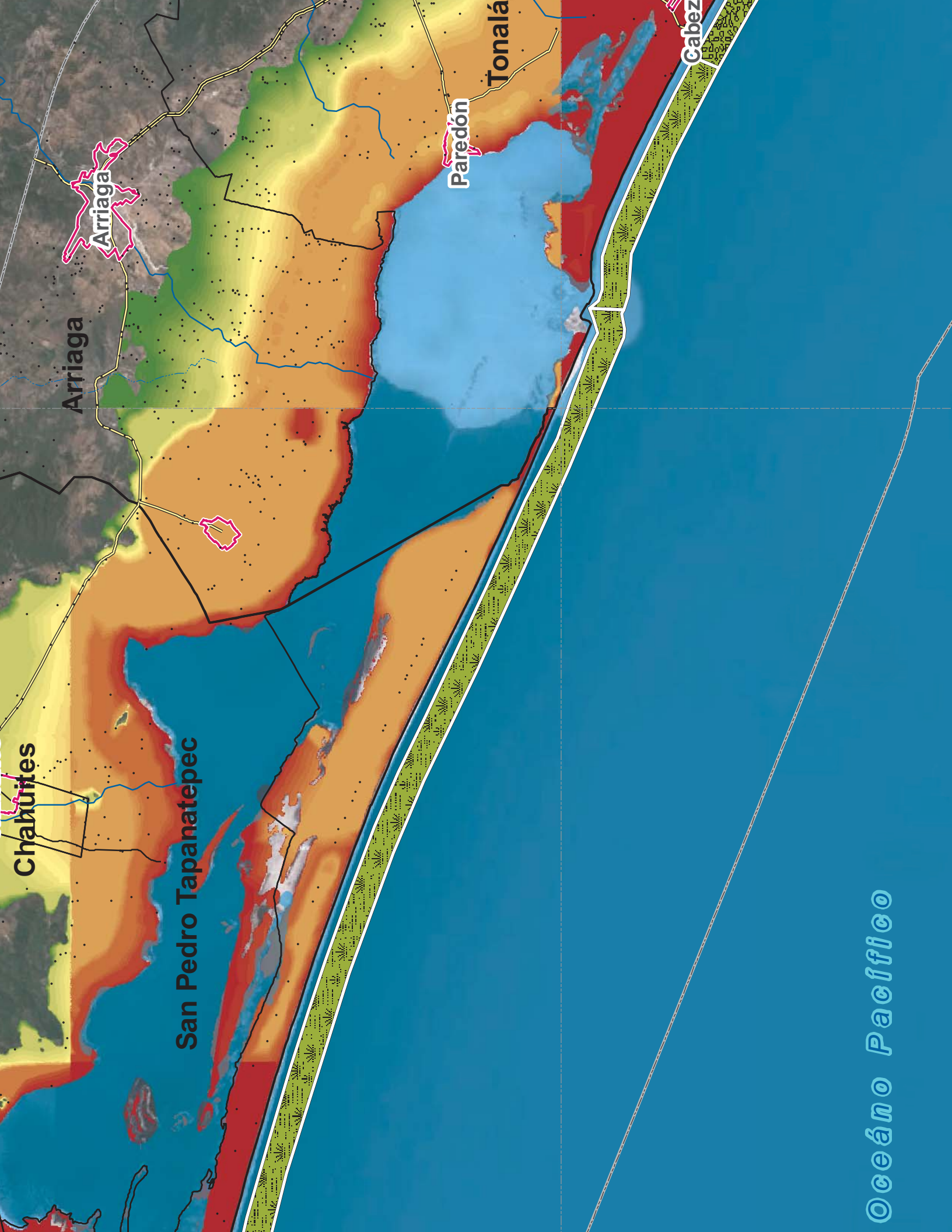
Santiago Astata

San Pedro Huamelula

San Miguel del Puerto

Huatula

Crucecita



Chahuítes

Arriaga

Arriaga

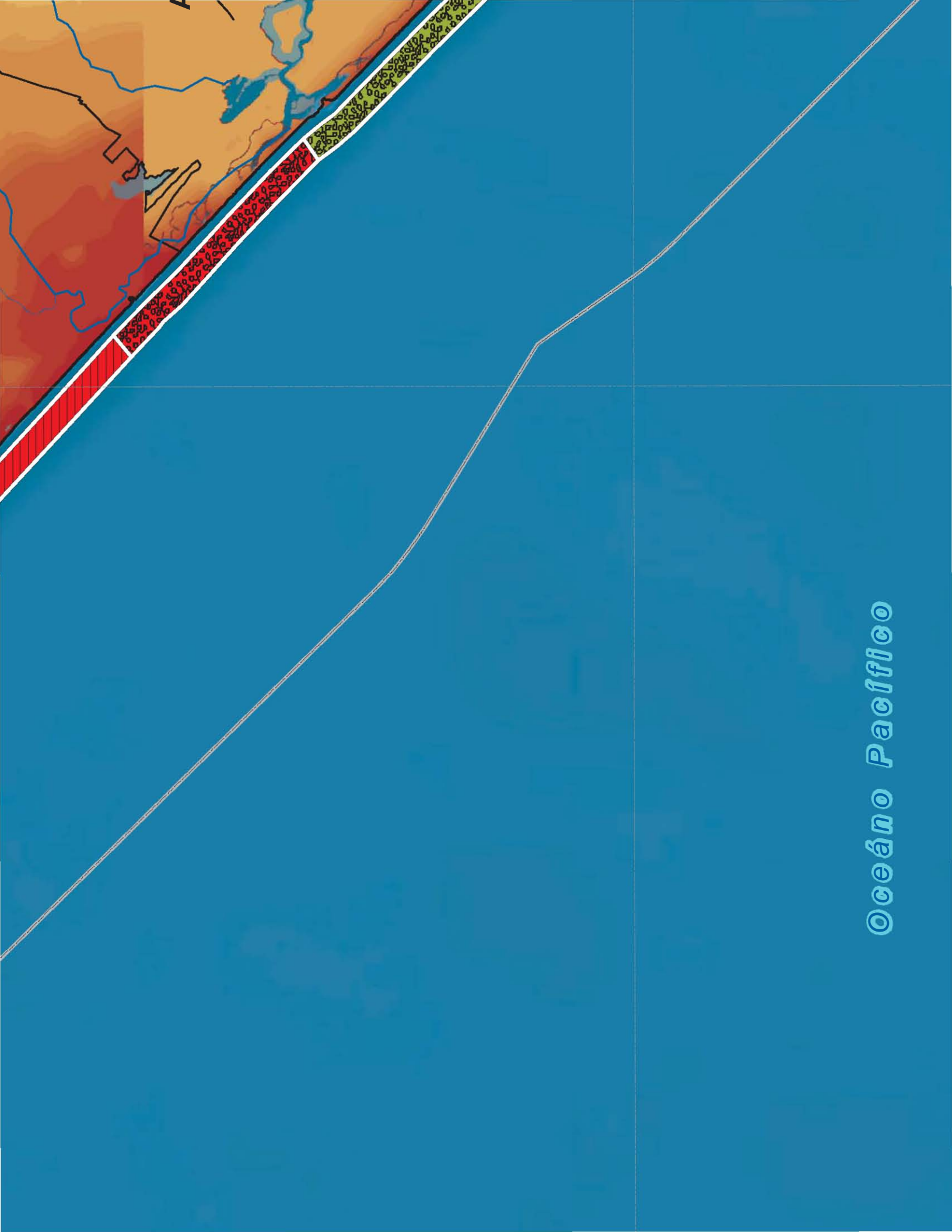
San Pedro Tapanatepec

Paredón

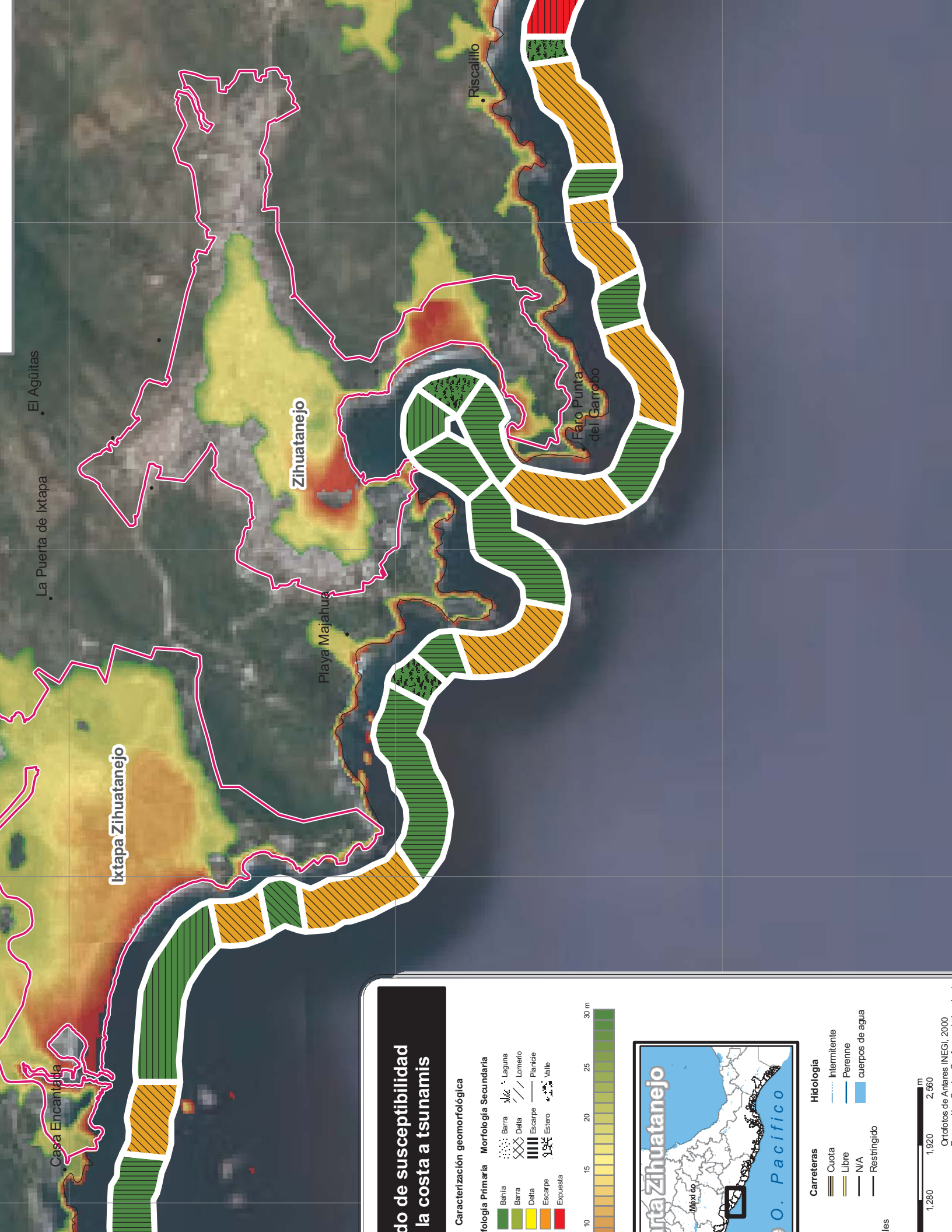
Tonalá

Cabezas

Oceáno Pacífico



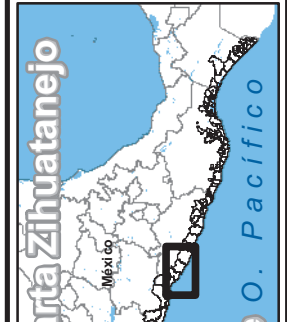
Oceano Pacífico



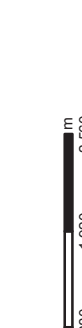
Grado de susceptibilidad la costa a tsunamis

Caracterización geomorfológica

Morfología Secundaria	
Bahía	Barra
Barra	Delta
Delta	Escarpe
Escarpe	Estero
Exposición	Walle



Carreteras	
Cuota	Intermitente
Libre	Perenne
N/A	Corporos de agua
Restringido	



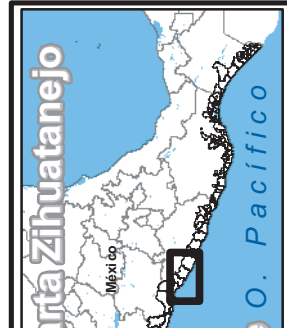
Ortofotos de Antares INEGI, 2000



Grado de susceptibilidad la costa a tsunamis

Rangos

- 1-2 MUY BAJO
- 3-4 BAJO
- 5-6 MODERADO
- 7-8 ALTO
- 9-10 MUY ALTO



- Carreteras**
- Cuota
 - Libre
 - N/A
 - Restringido
- Hidrología**
- Intermitente
 - Perenne
 - cuerosos de agua

