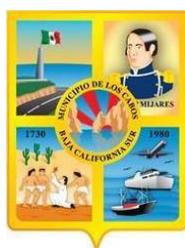




# Atlas de Riesgos Naturales del Municipio de Los Cabos, Baja California Sur 2013



Diciembre de 2013  
Versión Final



Número de obra: IMPLAN/OM/AARN/LIC28/2013  
Número de expediente: LA-803008998-N28-2013

Los Cabos, Baja California Sur

Evaluación de Riesgos Naturales y Antropogénicos, S.A. de C.V.  
Vito Alessio Robles 179, Col. Hacienda Guadalupe Chimalistac, Deleg. Alvaro Obregón, 01050  
México, D.F.

Tel. 52 (55) 5616-8161, 62 y 64; e-mail: [aclientes@ern.com.mx](mailto:aclientes@ern.com.mx)





## CONTENIDO

CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES E INTRODUCCIÓN.....	7
1.1. Introducción .....	7
1.2. Antecedentes.....	8
1.3. Objetivo general .....	9
1.4. Alcances .....	10
1.5. Metodología general.....	10
1.6. Importancia del estudio .....	11
1.7. Contenido del Atlas de Riesgo .....	11
CAPÍTULO 2. DETERMINACIÓN DE NIVELES DE ANÁLISIS Y ESCALAS DE REPRESENTACIÓN CARTOGRÁFICA .....	13
2.1. Determinación de niveles de análisis y escalas de representación cartográfica.....	13
CAPÍTULO 3. CARACTERIZACIÓN DE LOS ELEMENTOS DEL MEDIO NATURAL.....	19
3.1. Fisiografía .....	19
3.2. Geomorfología .....	21
3.3. Geología .....	23
3.4. Edafología.....	26
3.5. Hidrología .....	27
3.6. Climatología.....	29
3.7. Uso de Suelo y Vegetación .....	30
3.8. Áreas naturales protegidas.....	31
CAPÍTULO 4. CARACTERIZACIÓN DE LOS ELEMENTOS SOCIALES, ECONÓMICOS Y DEMOGRÁFICOS .....	33
4.1. Elementos demográficos: dinámica demográfica, distribución de población, mortalidad, densidad de población .....	33
4.2. Características sociales.....	37
4.3. Principales actividades económicas en la zona.....	44
4.4 Características de la población económicamente activa .....	45
4.5. Estructura urbana .....	45



CAPÍTULO 5. IDENTIFICACIÓN DE PELIGROS, VULNERABILIDAD Y RIESGOS ANTE FENÓMENOS PERTURBADORES DE ORIGEN NATURAL.....	47
Amenaza ante fenómenos de origen geológico.....	47
5.1. Amenaza volcánica.....	47
5.2. Amenaza sísmica.....	59
5.3. Amenaza por tsunami.....	79
5.4. Amenaza por inestabilidad de laderas, flujos y caídos.....	93
5.5. Amenaza por hundimiento y subsidencia.....	115
5.6. Amenaza por agrietamiento del suelo.....	129
5.7. Amenaza por licuación.....	139
Amenaza ante fenómenos de origen hidrometeorológico.....	159
5.8 Amenaza por ondas cálidas y gélidas.....	159
5.9. Amenaza por sequías.....	171
5.10. Amenaza por heladas.....	183
5.11. Amenaza por tormentas de granizo.....	201
5.12. Amenaza por tormentas de nieve.....	211
5.13. Amenaza por ciclones tropicales.....	225
5.14. Amenaza por tornados.....	245
5.15. Amenaza por tormentas de polvo.....	253
5.16. Amenaza por tormentas eléctrica.....	259
5.17. Amenaza por lluvias extremas.....	269
5.18. Amenaza por inundaciones pluviales, fluviales, costeras y lacustres.....	301
CAPÍTULO 6. EXPOSICIÓN, VULNERABILIDAD Y RIESGO.....	327
6.1. Exposición.....	328
6.1.1. Introducción.....	328
6.1.2. Análisis de la base de datos.....	328
6.1.3. Integración de la base de datos y datos faltantes.....	330
6.1.4. Actualización de la base de datos.....	330
6.1.5. Conclusiones.....	331
6.2. Vulnerabilidad.....	331
6.2.1. Vulnerabilidad por Inestabilidad de Laderas.....	331
6.2.25. Vulnerabilidad por Inundación.....	332



6.3. Riesgo.....	334
6.5. Riesgo por Inestabilidad de Laderas.....	334
6.5. Riesgo por Inundación.....	337
CAPÍTULO 7. RECORRIDO EN CAMPO AL MUNICIPIO DE LOS CABOS, BAJA CALIFORNIA, 17-18 DE MARZO DE 2014.....	345
Marzo 17 de 2014.....	346
Marzo 18 del 2014.....	352





## CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES E INTRODUCCIÓN

### 1.1. Introducción

El presente Atlas de Riesgos Naturales se realizó en el marco del Programa de Prevención de Riesgos de Asentamientos Humanos (PRAH) de la Secretaría de Desarrollo Agrario, Territorial y Urbano (SEDATU), con la colaboración del estado de Baja California Sur y el municipio de Los Cabos. Este Atlas tiene por objetivo identificar los efectos potenciales que pudieran presentarse en el contexto social y material ante la ocurrencia de algún fenómeno de origen natural, permitiendo que dentro de los programas de desarrollo y planes de inversión del municipio se puedan definir medidas que eviten o atenúen las consecuencias de los futuros desastres.

Para el desarrollo del Atlas se utilizaron las “Bases para la Estandarización en la Elaboración de Atlas de Riesgos y Catálogo de Datos Geográficos para Representar el Riesgo 2013” propuestas por la SEDATU. También se utilizaron los Términos de Referencia establecidos por la SEDESOL, que incluyen los criterios del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), y los planteados por el PRAH.

#### 1.1.1. Problemática

El acelerado crecimiento poblacional y económico que ha experimentado el municipio de Los Cabos en las últimas décadas, ha ocasionado un desmesurado crecimiento urbano sobre su costa, en la zona de montaña (a piedemonte) y sobre los cauces de los ríos. Este fenómeno trae como consecuencia que tanto las personas como la infraestructura se encuentren ante una eventual condición de riesgo en caso de eventos hidrometeorológicos y geológicos, ya sea por grandes avenidas de agua, inundaciones, deslizamientos o flujos canalizados de lodos y detritos. En la zona de los cauces existen un gran número de viviendas en grave riesgo, debido a que durante la temporada de huracanes los arroyos recuperan su nivel de cauce de manera inmediata, inundando zonas aledañas a su margen y arrastrando todo lo que obstruya su paso. Por otro lado, las ocupaciones irregulares han generado el depósito de residuos sólidos, aguas residuales y desechos peligrosos en los cauces de los ríos, los cuales no sólo afectan a las personas que habitan en esas zonas sino a gran parte de la localidad. En caso de fuertes lluvias en las partes altas, la zona de montaña puede canalizar grandes avenidas de agua y flujos de detritos, así como la generación de deslizamientos y problemas de erosión, lo cual conlleva un riesgo para la población e infraestructura civil.

Todos estos aspectos fundamentan la necesidad de realizar un estudio que abarque los peligros inherentes a estas zonas, para servir de base en acciones en materia de Protección Civil, Ordenamiento Territorial, Gestión del Riesgo, Planeación y Desarrollo Urbano así como para servir de base para estudios más detallados de vulnerabilidad y de riesgo.

#### 1.1.2. Crecimiento y expansión del área urbana

El rápido crecimiento urbano que han experimentado algunas localidades del municipio de Los Cabos (p.ej., San José del Cabo, Cabo San Lucas y La Ribera) se originó a finales de los años setenta por medio de una política turística impulsada por el gobierno federal (FONATUR), en donde convertiría al municipio de Los Cabos en un Centro Integralmente Planeado (CIP) para implantar polos de desarrollo turístico como una forma de dinamizar económicamente regiones poco desarrolladas, propiciando un crecimiento planificado de los desarrollos turísticos, pero no el de las zonas urbanas que albergarían a una población inmigrante, cada vez más creciente, en búsqueda de empleos y que, a la par, demandarían una gran cantidad de servicios y recursos naturales, entre ellos el suelo.

El crecimiento urbano de las localidades de San José del Cabo y Cabo San Lucas es un aspecto importante a considerar durante la elaboración del Atlas, ya que la mancha urbana de las localidades antes mencionadas se ha ido extendiendo por toda la costa y hacia las partes planas a piedemonte (ver Figura



1.1), siendo preocupante la gran cantidad de asentamiento humanos (muchos de ellos irregulares) que se encuentran ubicados sobre los cauces de extintos arroyos y ríos, los cuales generalmente se reactivan durante la temporada de huracanes, poniendo en riesgo la seguridad de muchas familias que habitan en tales zonas.

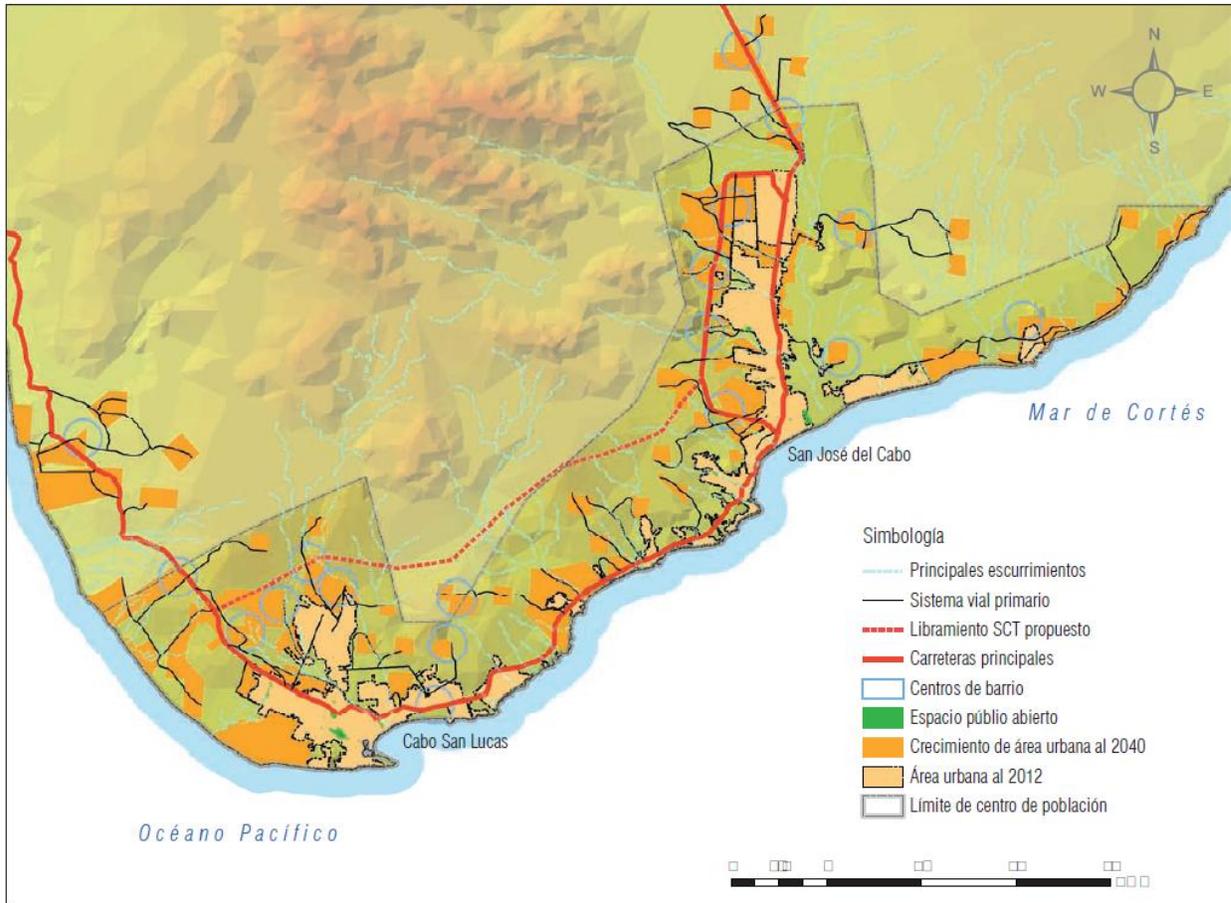


Figura 1.1. Escenario tendencial del crecimiento urbano de las principales localidades del municipio de Los Cabos (Secretaría de Desarrollo Social, 2012)

## 1.2. Antecedentes

Históricamente, el estado de Baja California Sur se ha visto afectado en repetidas ocasiones por los efectos de ciclones tropicales y diferentes fenómenos meteorológicos, como las llamadas lluvias de invierno, que ocasionan precipitaciones pluviales de gran intensidad. En consecuencia, la región es susceptible a peligrosos escurrimientos súbitos e inundaciones severas. Entre los eventos más relevantes se cuentan el ciclón Marty en 2003, con entrada en San José del Cabo, el huracán Juliette en el año 2001, que dejó 8 mil damnificados; el huracán Isis en 1998, que provocó fuertes inundaciones en Los Cabos; y las intensas lluvias de noviembre de 1993 que dejaron 10,000 damnificados en Los Cabos. Este tipo de fenómenos naturales han impactado al municipio de manera recurrente debido a que el municipio se encuentra localizado sobre la trayectoria normal de muchos de los huracanes que se originan en el Océano Pacífico.

Aunado a los peligros hidrometeorológicos, también pueden presentarse fenómenos geológicos de importancia como los sismos ya que el estado de Baja California Sur está ubicado en una zona actividad sísmica (actividad originada por el movimiento transcurrete entre la placa Norteamericana y la del Pacífico) en donde han ocurrido sismos de baja magnitud en comparación con los registrados en Estados como Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, pero que de acuerdo con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), estos tienen un alto potencial de



daño sobre esta entidad federativa. En esta zona se registraron cerca de 12 mil sismos en el periodo de 1995 a 2008. Aunque en su mayoría se trató de movimientos telúricos de baja intensidad, algunos generaron alarma entre la población. El análisis de la experiencia en materia de protección civil ocurrida en otros países demuestra que la capacidad destructiva de un temblor es consecuencia, más que de su intensidad, del conocimiento de la sismicidad y de la preparación de la sociedad.

#### 1.2.1. Estudios y documentos previos

Los documentos consultados para el estudio de los peligros naturales que afectan al municipio de Los Cabos, se enmarcan dentro de los ámbitos nacional y estatal. Entre los primeros están los publicados por el CENAPRED como “Diagnostico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México” y las “Bases para la Estandarización en la Elaboración de Atlas de Riesgos y Catálogo de Datos Geográficos para Representar el Riesgo 2013” del SEDATU. Dentro del ámbito estatal, se consultaron los Atlas de Peligros Naturales elaborados para los municipios de La Paz, Mulegé y Los Cabos, de los cuales se obtuvo información importante sobre los fenómenos naturales que más afectan a las distintas localidades del estado de Baja California Sur, en particular al municipio de Los Cabos.

### 1.3. Objetivo general

Desarrollar el Atlas de Riesgos Naturales del Municipio de Los Cabos a fin de integrarlo en un Sistema de Información Geográfica (SIG), tomando en cuenta los peligros geológicos e hidrometeorológicos que mayor impacto tienen en la entidad. Para este fin se generará una base de datos en un SIG, con el propósito de que las autoridades gubernamentales posean una herramienta capaz de proporcionar información inmediata, de los posibles efectos desastrosos a nivel local ó regional, causados por los peligros antes mencionados, los cuales pueden impactar tanto a la población como a la infraestructura que la rodea.

#### 1.3.1. Objetivos específicos

- Realizar un estudio tanto conceptual como aplicado de la problemática actual respecto a los Peligros Naturales que ocurren dentro del Municipio de Los Cabos, para poder proponer alternativas en materia de prevención y mitigación.
- Generar mapas temáticos para cada tipo de peligro con el fin de establecer grados de ponderación para cada uno de los fenómenos y sus variables involucradas; para tal fin se implementarán metodologías especializadas de acuerdo a la literatura nacional e internacional disponible.
- Integrar la información en un Sistema de Información Geográfica (SIG), teniendo como plataforma el software “Arc Gis Desktop versión 10.1”, con el propósito de manipular, modificar y eventualmente actualizar la información correspondiente a los peligros naturales involucrados en este estudio
- Facilitar la jerarquización de los peligros con distintos niveles de atención, en el marco de una política integral de prevención, para que el municipio establezca prioridades en términos de recursos humanos y materiales, elaboren estudios detallados de vulnerabilidad y riesgo en zonas críticas, ejecuten medidas de mitigación, formulen programas y planes preventivos y de atención a emergencias en caso de desastres.

El uso de la información del Atlas, contenida en el Sistema de Información Geográfica, permitirá a las autoridades municipales establecer acciones fundamentadas, en materia de prevención, mitigación, conservación del medio ambiente, ordenamiento territorial, así como atención a las situaciones de emergencia. De igual manera, servirá para establecer criterios unificados para la concepción del desarrollo sustentable, así como la convivencia responsable con los peligros naturales, asimismo, facilitará la comunicación entre todos los niveles de gobierno, medios de comunicación, instituciones académicas y la



sociedad misma, ya que el manejo de la información con respecto de los peligros que nos rodean, resulta indispensable para reducir significativamente el efecto de los mismos.

#### 1.4. Alcances

La interpretación de la cartografía ayudara a detectar, clasificar y zonificar las áreas del municipio que corren mayor peligro ante los distintos fenómenos de origen natural que pueden afectar al municipio de Los Cabos. El Atlas permitirá correlacionar las zonas propensas a manifestar fenómenos naturales perturbadores y el espacio físico vulnerable considerando aspectos tales como la infraestructura urbana, la vivienda, el equipamiento, factores socioeconómicos, etc. Esta correlación permitirá identificar diferentes niveles de peligro desde una perspectiva cualitativa.

Los resultados de este estudio contribuirán a establecer las prioridades en el ordenamiento territorial, la prevención de desastres, la reducción de la vulnerabilidad y el riesgo al que está expuesta la sociedad, así como también a establecer las políticas públicas de ordenamiento territorial para el asentamiento humano. En síntesis, el Atlas proporcionara las bases para definir un esquema de prevención, planeación y gestión del riesgo en el municipio de Los Cabos.

#### 1.5. Metodología general

En esencia la metodología empleada en este trabajo sigue los lineamientos generales establecidos en el documento “Bases para la Estandarización en la Elaboración de Atlas de Riesgos y Catálogo de Datos Geográficos para Representar el Riesgo 2013” por la SEDATU. De esta forma se tomaron como mapas base la topografía digital, modelos digitales de elevación y se generaron diversos mapas temáticos en función del peligro geológico e hidrometeorológico a analizar. Asimismo, se realizó una adaptación de los criterios establecidos por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) en la “Guía Básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos”, tomando en cuenta la gran extensión y complejidad de la zona a estudiar, el nivel de representación de los resultados y la información disponible. Para complementar y fortalecer las metodologías particulares empleadas, se utilizaron criterios y conceptos publicados en la literatura especializada, nacional e internacional, para así orientar y robustecer los análisis dando con ello un soporte teórico importante.

El análisis y procesado de la información de realizó en el Sistema de Información Geográfica Arc Gis Desktop, ver. 10.1. Asimismo, se realizó el análisis e interpretación de imágenes de satélite y ortofotos, para identificar los principales rasgos del relieve. A partir de las curvas de nivel se generó el modelo digital de elevación, mismo que sirvió de base para obtener el mapa de pendiente, de hipsometría y modelos de relieve sombreado con distintas orientaciones de iluminación, los cuales sirvieron para comprender el contexto morfológico y estructural. A su vez estos mapas fueron el insumo para analizar los diferentes peligros que afectan al área de estudio.

En términos generales se siguió una metodología adaptada para cada uno de los peligros, en función del área de estudio y de la información disponible, con lo cual se llegó a resultados favorables dada la escala de trabajo, el nivel de representación requerido, las condiciones del terreno así como las necesidades propias de este proyecto. Para cada caso, se describe con mayor detalle la metodología utilizada en los subcapítulos correspondientes.

Los resultados serán plasmados en una escala que permita el mejor nivel de representación, tomando en cuenta el área y forma del Municipio de Los Cabos y la de sus principales localidades (Cabo San Lucas, Buena Vista, San José del Cabo, Miraflores, Santiago y La Ribera). De esta manera, la escala de trabajo utilizada para representar los peligros geológicos e hidrometeorológicos variara dependiendo del tamaño y forma de la localidad en la cual serán representados los resultados de peligro. Dicho valor oscila entre 1:40 000 y 1:7 500 para las localidades, y 1:500 000 para todo el municipio de Los Cabos.



Asimismo, los resultados serán mostrados de dos maneras, una sin utilizar todas las capas de información base a fin de tener un nivel de representación óptimo. De esta forma se resaltan los resultados obtenidos para cada tipo de peligro sin menoscabo de una adecuada visualización. La otra, consiste en representar los mapas a mayor escala y tomando en cuenta los elementos más importantes de la simbología base así como los rasgos geográficos y la traza urbana para contar con mapas útiles en acciones de planeación y atención a emergencias.

Es importante señalar que la información base será proporcionada a la Delegación a fin de que su incorporación en el Sistema de Información Geográfica, permita manipularla y representarla con los resultados deseados así como a la escala que se considere conveniente, en función de la problemática que se desee analizar.

## 1.6. Importancia del estudio

El proyecto del Atlas de Riesgos Naturales del Municipio de Los Cabos será una herramienta estratégica que debe permitir la integración de información sobre riesgos de desastres a nivel Municipal; esto mediante su ingreso en un Sistema de Información Geográfica (SIG), que permita establecer mejores políticas, planes y programas de planeación urbana, ordenamiento territorial, estrategias de prevención y atención a emergencias, mejorando la toma de decisiones para una efectiva planeación, gestión urbana y un ordenamiento territorial sustentable.

Los aspectos fundamentales que conviene resaltar del presente estudio son:

1. Los mapas generados sirven como herramienta para apoyar en labores de protección civil, cuyo fin último es salvaguardar la integridad y los bienes de la población.
2. Se podrán determinar las zonas críticas y su área de influencia, para establecer así medidas preventivas, de mitigación, además de servir de base para estudios más detallados de vulnerabilidad y de riesgo.
3. La planeación de las obras dentro del Municipio deberá tomar en cuenta los posibles efectos de estos procesos.
4. Se podrán sentar las bases para que el municipio actualice y enriquezca sus propios mapas de peligro y así adopten las medidas de prevención y mitigación correspondientes.
5. Se tienen bases técnicas e informáticas para generar estudios de vulnerabilidad y riesgo.

La generación de estos mapas tendrá un impacto inmediato en la ciudadanía, ya que las autoridades municipales podrán emplearlos para orientar las labores de prevención y mitigación, para establecer políticas públicas de conservación y restauración ecológica, así como para regular el crecimiento urbano.

## 1.7. Contenido del Atlas de Riesgo

Para estructurar este documento, se siguieron los lineamientos estipulados en las “Bases para la Estandarización en la Elaboración de Atlas de Riesgos y Catálogo de Datos Geográficos para Representar el Riesgo 2013”, elaborado por la SEDATU. El contenido del presente informe está estructurado de la siguiente manera:

- **CAPÍTULO I. Antecedentes e Introducción.** Se describen los aspectos generales del área de estudio, se plantean los objetivos, los alcances, la metodología general, y la importancia del estudio.



- **CAPÍTULO II. Determinación de niveles de análisis y escalas de representación cartográfica.** Se describen las características geográficas generales del Municipio de Los Cabos; Asimismo, se definen los aspectos metodológicos, bases de datos empleadas y criterios utilizados para determinar en nivel de análisis de cada uno de los peligros naturales considerados.
- **CAPITULO III. Caracterización de los elementos del medio natural.** Se describen los principales rasgos físicos y geográficos de la región, tales como su fisiografía, geomorfología, geología, edafología, hidrografía, cuencas y subcuencas, clima, uso de suelo y vegetación.
- **CAPITULO IV. Caracterización de los elementos sociales, económicos y demográficos.** Se presentan datos estadísticos sobre los aspectos demográficos, sociales y económicos más relevantes del municipio.



## CAPÍTULO 2. DETERMINACIÓN DE NIVELES DE ANÁLISIS Y ESCALAS DE REPRESENTACIÓN CARTOGRÁFICA

### 2.1. Determinación de niveles de análisis y escalas de representación cartográfica

#### 2.1.1 Localización

Los Cabos es uno de los cinco municipios del estado de Baja California Sur, el cual se encuentra ubicado en el extremo sur del estado. Las coordenadas extremas como referencias geográficas del municipio son: al Norte 23°42', al Sur 22°52' de latitud Norte. Al Este 109°24', al Oeste 110°12' de Latitud Oeste.

Los límites del municipio son: Al Norte, con el municipio de La Paz y el Golfo de California; al Este, continúa limitando con el mismo Golfo y el Océano Pacífico; al Sur, continúa limitando con el Océano Pacífico; al Oeste, con el municipio de la Paz y nuevamente con el Océano Pacífico.

La superficie territorial es de 3684 km<sup>2</sup> el cual representa el 5.028 % de la superficie del estado y tiene una altitud máxima y mínima de 1800 msnm y 5 msnm respectivamente. La cabecera municipal está en San José del Cabo pero la localidad más importante es Cabo San Lucas, la cual se encuentra ubicada a 32 km de distancia de la cabecera. Las otras delegaciones que forman parte del municipio son La Ribera, Miraflores, Santiago, Buena Vista y Cabo Pulmo.

Por su extensión territorial, el municipio de Los Cabos puede ser analizado integralmente en una escala de 1:350,000 para un ámbito regional. En la figura 2.1.1 se muestra el mapa regional donde se aprecian algunos datos cartográficos representativos, entre ellos, se destaca la distribución de las Unidades de Gestión Ambiental (UGA), representados por una línea color verde claro.

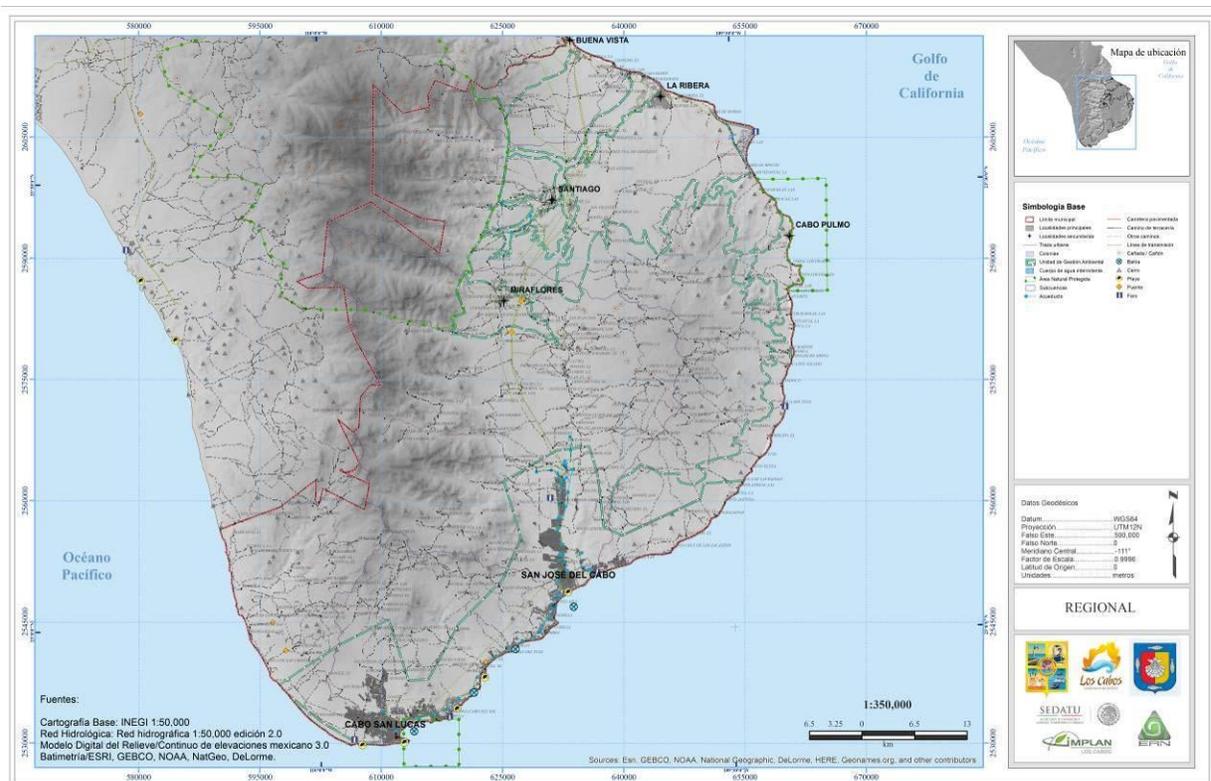


Figura 2.1.1 Mapa Base del municipio de Los Cabos, Baja California Sur.



En las zonas que a escala local se identifiquen niveles de peligro considerable y se encuentren habitadas, se realiza un análisis con mayor nivel de detalle. El área de estudio a nivel local se determinó para un ámbito urbano, es decir, se tomaron en cuenta las localidades de San José del Cabo y Cabo San Lucas, con una escala de 1:75,000 y 1:40,000 respectivamente. En la figura 2.1.2 y 2.1.3 se muestran estos casos.

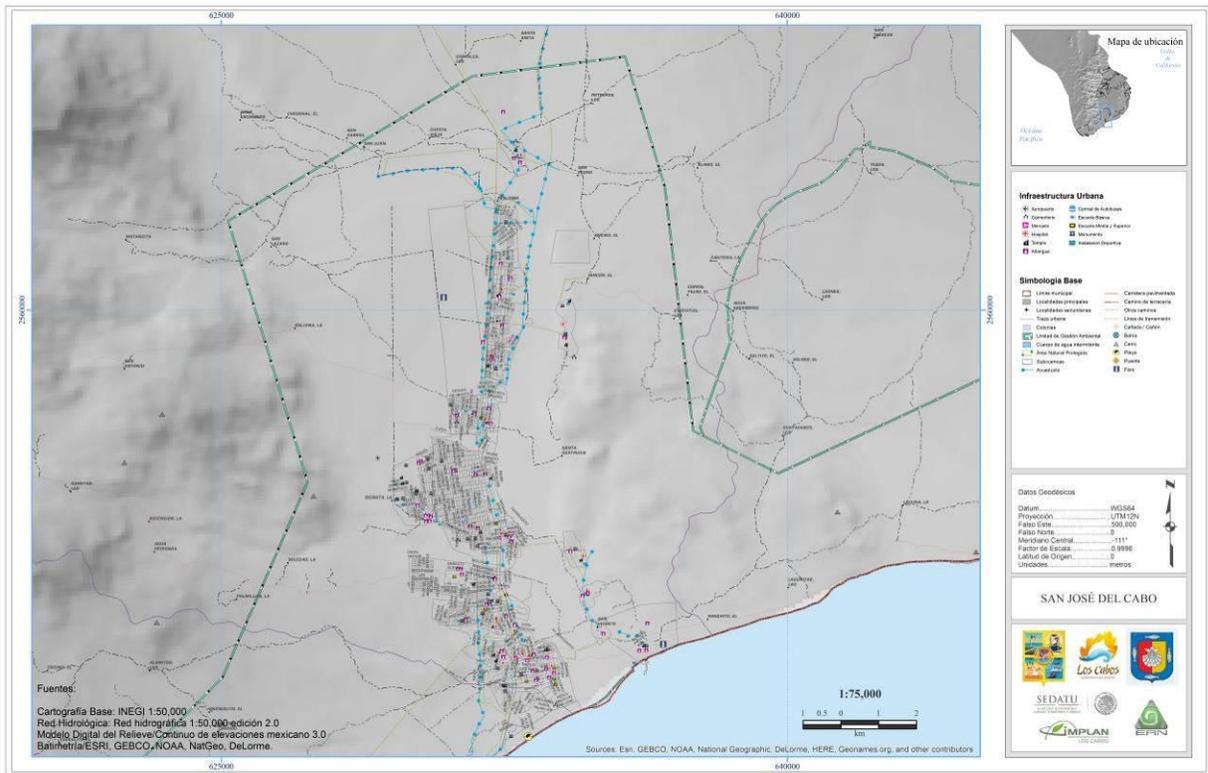


Figura 2.1.2 Mapa Base de la localidad de San José del Cabo

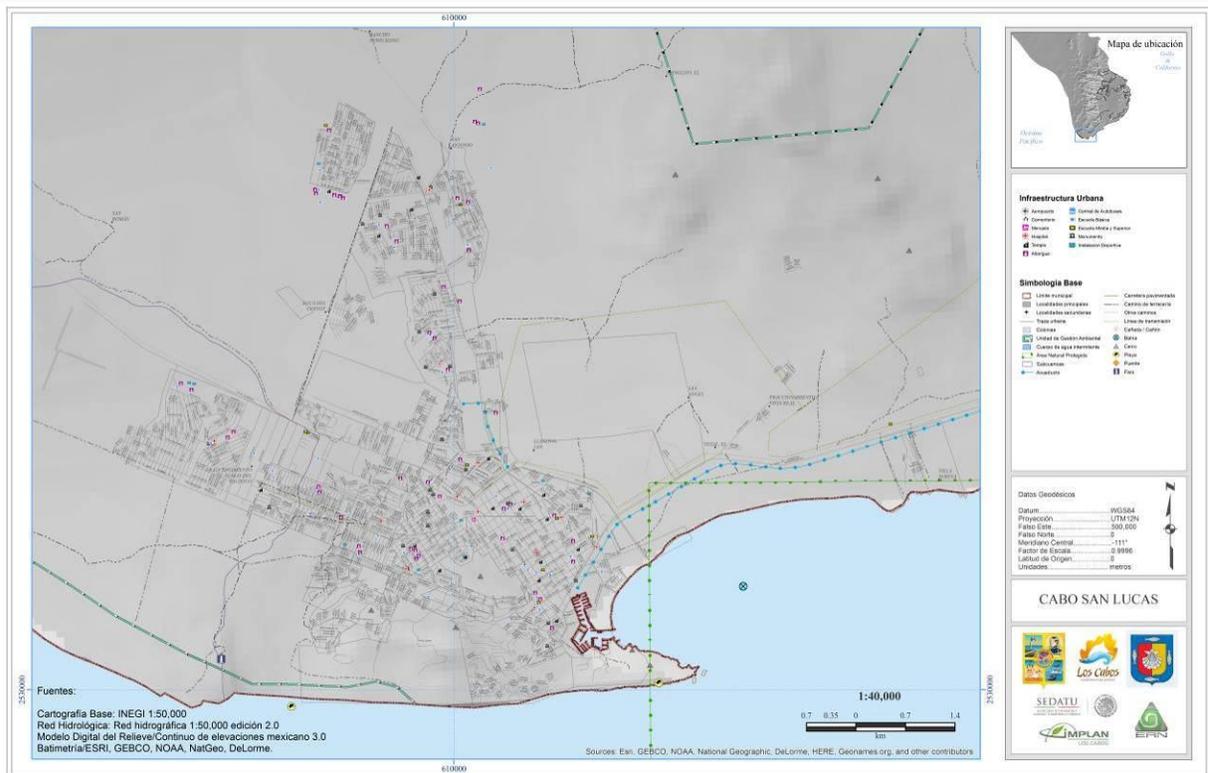
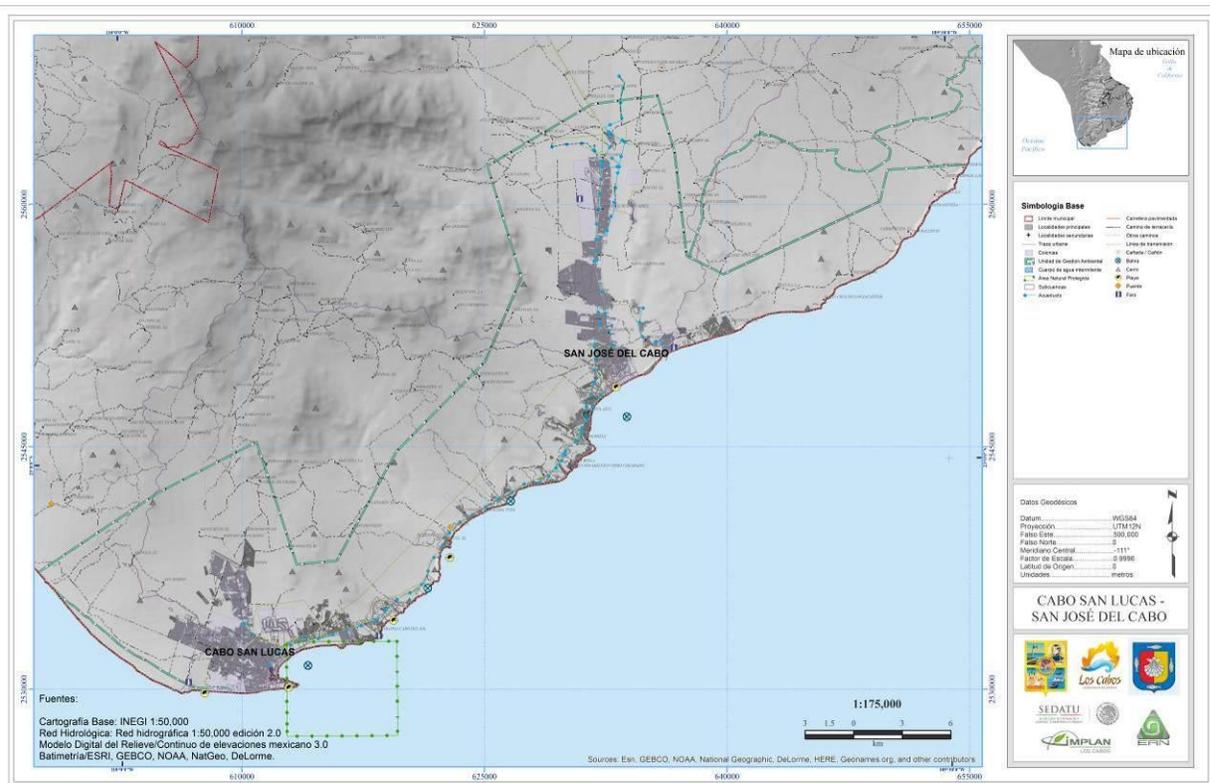


Figura 2.1.3 Mapa Base de la localidad de Cabo San Lucas



Dada la importancia del corredor entre las dos localidades principales del municipio de Los Cabos (Cabo San Lucas y San José del Cabo), se decide incluir un nuevo nivel de análisis con una escala de 1:175,000. En la figura 2.1.4 se muestra el mapa asociado a este nivel de análisis.



**Figura 2.1.4** Mapa Base del corredor entre las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo.

Asimismo, al nororiente del municipio se encuentran otras localidades de interés, las cuales hacen parte del área de estudio y para las cuales se determinaron diferentes niveles de escala, dependiendo de la extensión de cada una de ellas. A continuación se menciona como se agruparon dichas localidades y cuál fue la escala empleada.

- Buena Vista – La Ribera, escala 1:85,000
- Miraflores – Santiago, escala 1: 80,000
- Cabo Pulmo – Los Frailes, escala 1:70,000

En las figuras 2.1.5, 2.1.6 y 2.1.7, se muestran los mapas base para las localidades que se mencionan anteriormente. En ellas se aprecian la mancha urbana, así como algunos datos cartográficos relevantes.

Finalmente, para el caso en donde no se identifiquen mayores niveles de peligro considerable sobre las localidades de Buena Vista, La Ribera, Miraflores, Santiago y Cabo Pulmo, o donde no sea relevante llevar el nivel de análisis a escala local, se determina una escala mayor que contenga las cinco localidades, dicha escala es de 1:175,000. En la figura 2.1.8 podemos apreciar el mapa base para este nivel de análisis.



Figura 2.1.5 Mapa Base de las localidades de Buena Vista y La Ribera.

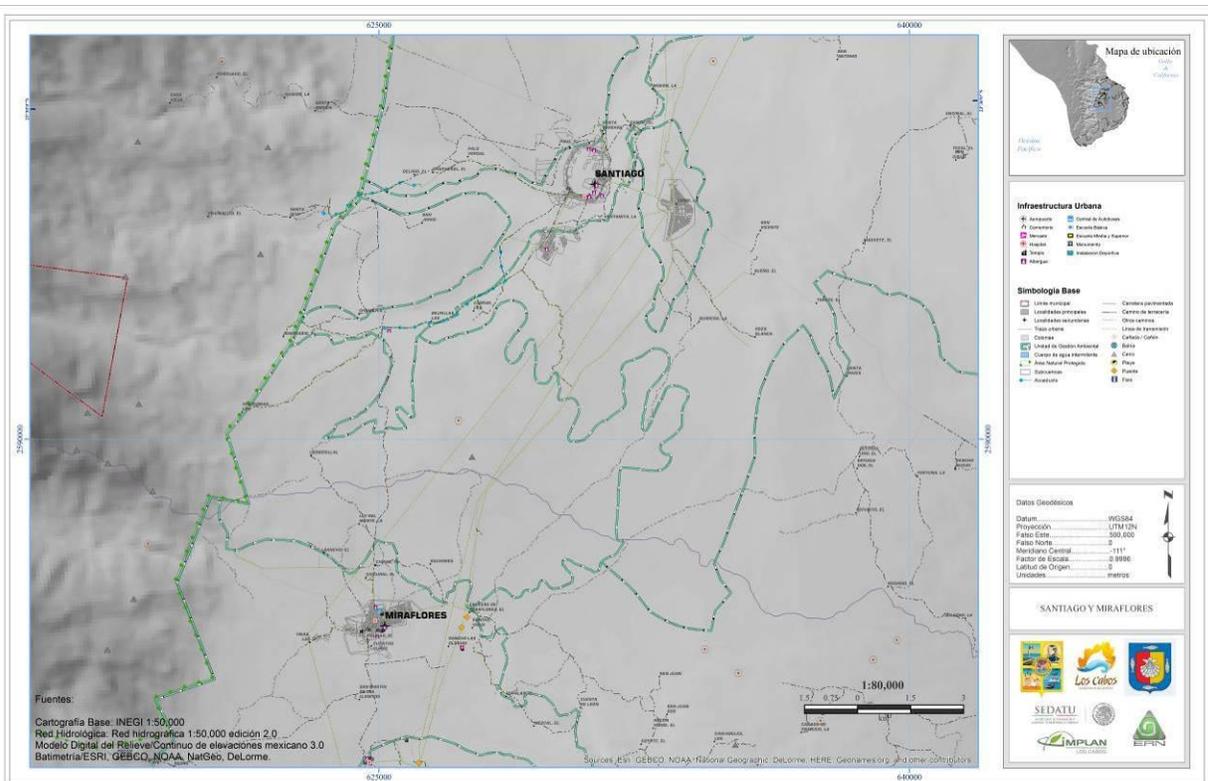


Figura 2.1.6 Mapa Base de las localidades de Miraflores y Santiago.



Figura 2.1.7 Mapa Base de las localidades de Cabo Pulmo y Los Frailes.

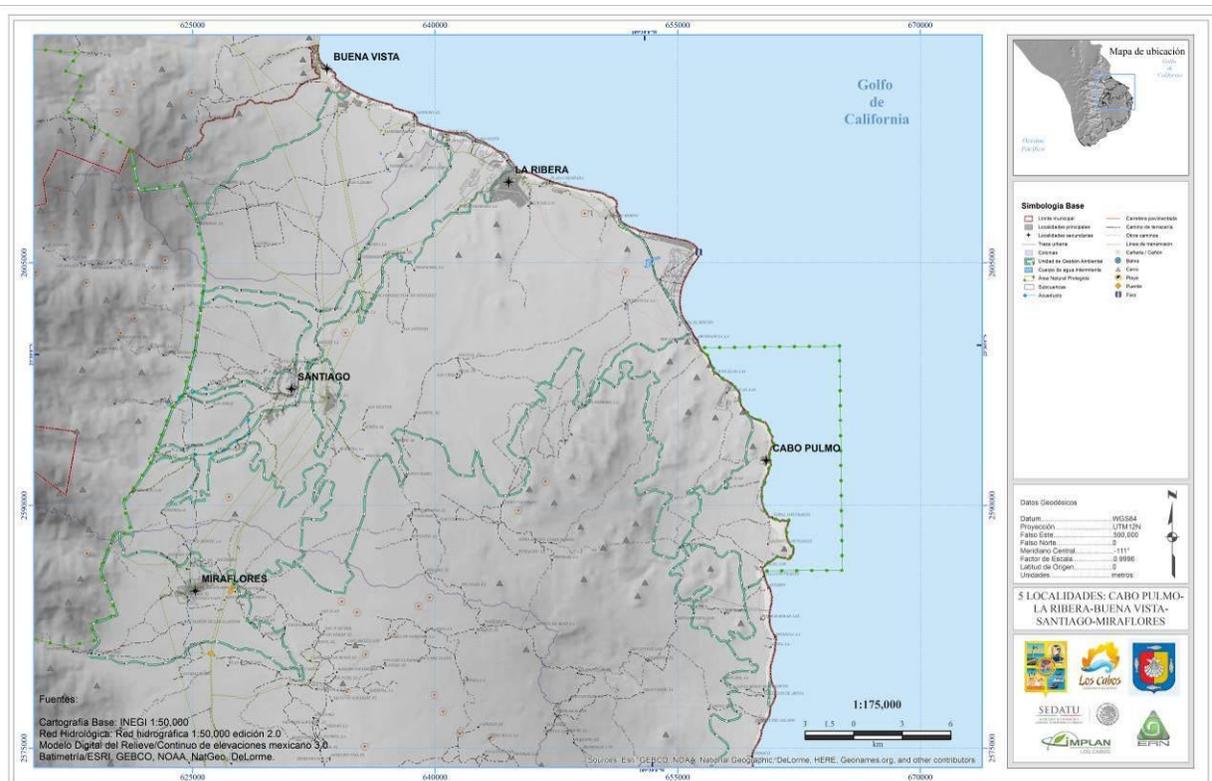


Figura 2.1.8 Mapa Base de cinco localidades secundarias (Miraflores, Santiago, Buena Vista, La Ribera y Cabo Pulmo).





## CAPÍTULO 3. CARACTERIZACIÓN DE LOS ELEMENTOS DEL MEDIO NATURAL

### 3.1. Fisiografía

La gran diversidad de formas que presenta el relieve de México hace que sea uno de los países del mundo con mayor número de características y variedades topográficas contrastantes y heterogéneas, y poseedor de un gran potencial en recursos naturales, podemos encontrar desde cadenas montañosas hasta grandes planicies costeras pasando por valles, altiplanicies y depresiones entre otras formaciones.

Sin embargo, el conocimiento fisiográfico de una región implica, además la identificación de los principales rasgos del relieve, la explicación de los procesos que intervinieron en su modelado y que han dado su aspecto actual. Las provincias fisiográficas son regiones en el que el relieve es el resultado de la acción de un mismo conjunto de agentes modeladores del terreno, así como de un mismo origen geológico, lo mismo o muy semejante tipo de suelo y de la vegetación que sustenta.

#### 3.1.1 Provincias fisiográficas

El país está dividido en 15 regiones fisiográficas como se muestra en la figura 3.1.1; por su extensión destacan la Sierra Madre Oriental, la Occidental y la del Sur; el Eje Neovolcánico; la Mesa del Centro; las Penínsulas de Yucatán y Baja California, y diversas llanuras, cordilleras y mesetas. Las regiones fisiográficas Sierra Madre Occidental, Sierras y Llanuras del Norte, Sierra Madre Oriental y Sierra Madre del Sur representan la mitad de la superficie total del país.

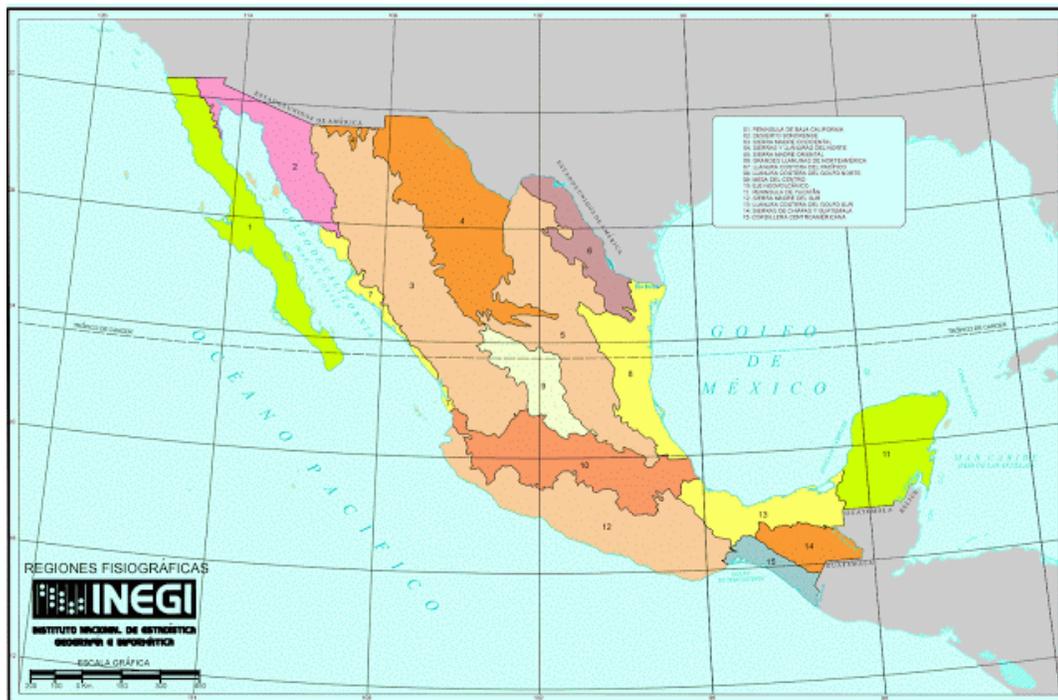


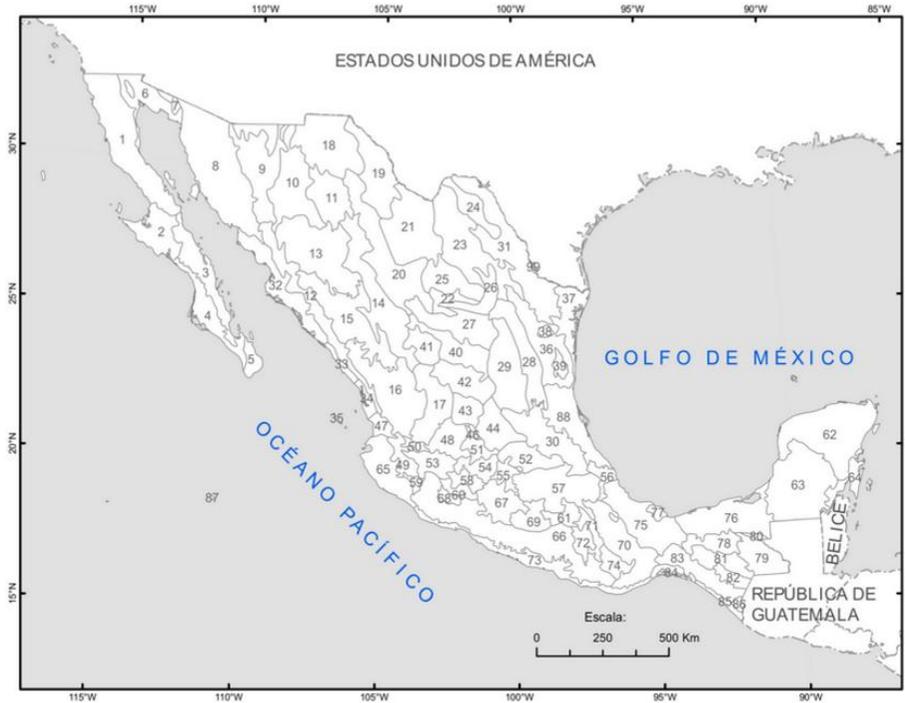
Figura 3.1.1 Mapa de Regiones Fisiográficas en México (INEGI)

El municipio de Los Cabos se encuentra en la zona fisiográfica de la Península de Baja California; esta zona fisiográfica se localiza a lo largo de la península del mismo nombre, con la dirección general noroeste-sureste, limita al norte por el Valle de San Joaquín en Estados Unidos y termina por el Sur en Cabo San Lucas; tiene aproximadamente 1230 km de longitud y una anchura media de 75 km, sus mayores alturas están en la parte norte con 2200 m de altitud, mientras que al sur cerca de la Paz alcanza los 250m, su altitud media es de 1000 m



### 3.1.2 Sub-Provincias Fisiográficas

En la figura 3.1.2 se encuentran los límites de provincia fisiográfica; límites que corresponden a las sub-provincias y discontinuidades fisiográficas propuestas por INEGI, teniendo un total de 88 sub-provincias.



**Figura 3.1.2** Sub-provincias fisiográficas  
Comisión Nacional para el conocimiento y el uso de la biodiversidad (CONABIO).

A continuación se describen las dos regiones fisiográficas presentes en el municipio de Los Cabos.

**Llanos de la Magdalena:** Los llanos de Magdalena son las planicies que se extienden aproximadamente desde el paralelo 26° por el norte hasta la altura del llano de La Paz por el sur, la costa oeste del estado y la sierra de la Giganta por el este; junto con el Desierto de Vizcaino, la llanura del Berrendo y otras que se encuentren más al norte, forma la planicie occidental de Baja California. Esta gran planicie tiene una longitud de 1250 km y una anchura media de 40 km.

**El Cabo:** La región del Cabo se encuentra en el extremo sur de la península, constituida por montañas altas con lomeríos y cañadas de rocas ígneas intrusivas, esencialmente rocas graníticas y dioríticas de edad mesozoica, Queda interrumpida en su zona central por la cuenca de Santiago y en la zona norte por la cuenca de San Juan de los Planes.

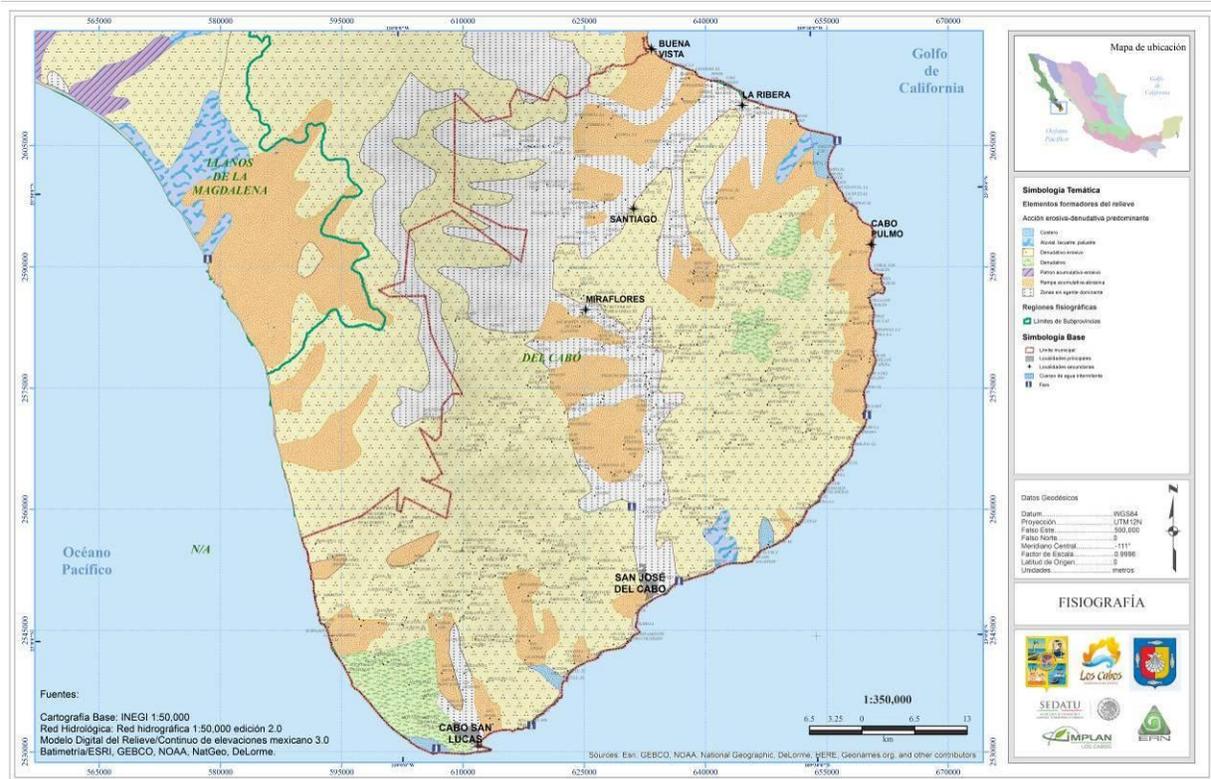
El área de estudio que corresponde a los Cabos se encuentra entre dos sub provincias, las cuales son Llanos de la Magdalena y El Cabo. En la figura 3.1.3 se muestra la regionalización fisiográfica, así como una clasificación de elementos formadores del relieve, la cual esta jerarquizada con base a la acción erosiva-denudativa predominante, es decir, se refiere a las geoformas resultantes o sometidas a procesos que además de la erosión implica el transporte de materiales por agentes secundarios, tales como el agua, viento, gravedad.

En la figura 3.1.3 se muestran además de las dos sub provincias fisiográficas, diferentes elementos formadores del relieve no sólo para el municipio de Los Cabos, sino para toda el área que se muestra en la figura. En la tabla 3.1 se encuentra la distribución en porcentaje de cada uno de estos elementos en el municipio de Los Cabos, en donde se aprecia que el denudativo-erosivo corresponde a más del 50% del territorio.



**Tabla 3.1.** Distribución de elementos formadores del relieve en Los Cabos, Baja California Sur

Elementos formadores del relieve	Porcentaje (%)
Denudativo-erosivo	55.59%
Zonas sin agente dominante	20.57%
Rampa acumulativa-abrasiva	17.54%
Denudativo	4.27%
Costero	0.77%
Aluvial, lacustre, palustre	0.71%



**Figura 3.1.3** Mapa de Regionalización Fisiográfica

### 3.2. Geomorfología

La variedad geomorfológica del lugar depende principalmente de factores exógenos modeladores del terreno como es el intemperismo, en conjunto con el tipo de características de las rocas existentes, el intemperismo diferencial a lo largo del tiempo geológico ha modelado un paisaje en el que predominan determinadas geoformas. La variedad geomorfológica en el área de estudio se puede observar en la figura 3.2.1, la cual se encuentra dividida de la siguiente manera: Buena Vista: Lomerio; Cabo San Lucas: Llanura; San José del Cabo y La Ribera se encuentran entre zonas de Mesetas, Llanura y Lomerio, por último Santiago y Miraflores se encuentran en una zona de Meseta. Las geoformas de Bajada, Playa o Barra y Valle aunque se presentan en el mapa de la figura 3.2.1 no se encuentran dentro del territorio en estudio, por lo que no serán de nuestro interés.



**Llanura:** Áreas de la superficie de la tierra con relieve general pequeño o nulo, donde los elementos topográficos locales son más significativos para la dinámica del ambiente que la pendiente regional. Son caracterizadas por ser superficies planas compuestas por sedimentos y rocas sedimentarias recientes, que son disecadas por arroyos de gran caudal que bajan de las serranías.

**Lomerío:** Este rasgo geomorfológico mantiene una relación directa con las serranías difiriendo de estas principalmente por tener un relieve menos pronunciado, razón por la cual, este tipo de geofomas se encuentran aisladas y con mayor grado de modelación por efectos erosivos. La litología forma un papel muy importante debido a que las zonas constituidas por lomeríos tendrán a componerse de material más susceptible a la degradación.

**Meseta:** Es una zona elevada de terreno con una cima plana y cuyos lados suelen ser acantilados abruptos, son caracterizadas principalmente por superficies relativamente planas de poca inclinación y amplia distribución. **Sierra:** Es una parte de una cordillera, se compone de una alineación montañosa principal que hace de eje de la misma y, en algunos casos, de otros cordales montañosos de menor altitud e importancia que el primordial. Sin embargo, una cordillera es un conjunto más complejo de alineaciones montañosas con una importancia más similar entre ellas. Una sierra, al estar constituida por un cordal que funciona de eje, su longitud respecto de su anchura es notablemente mayor que en una cordillera.

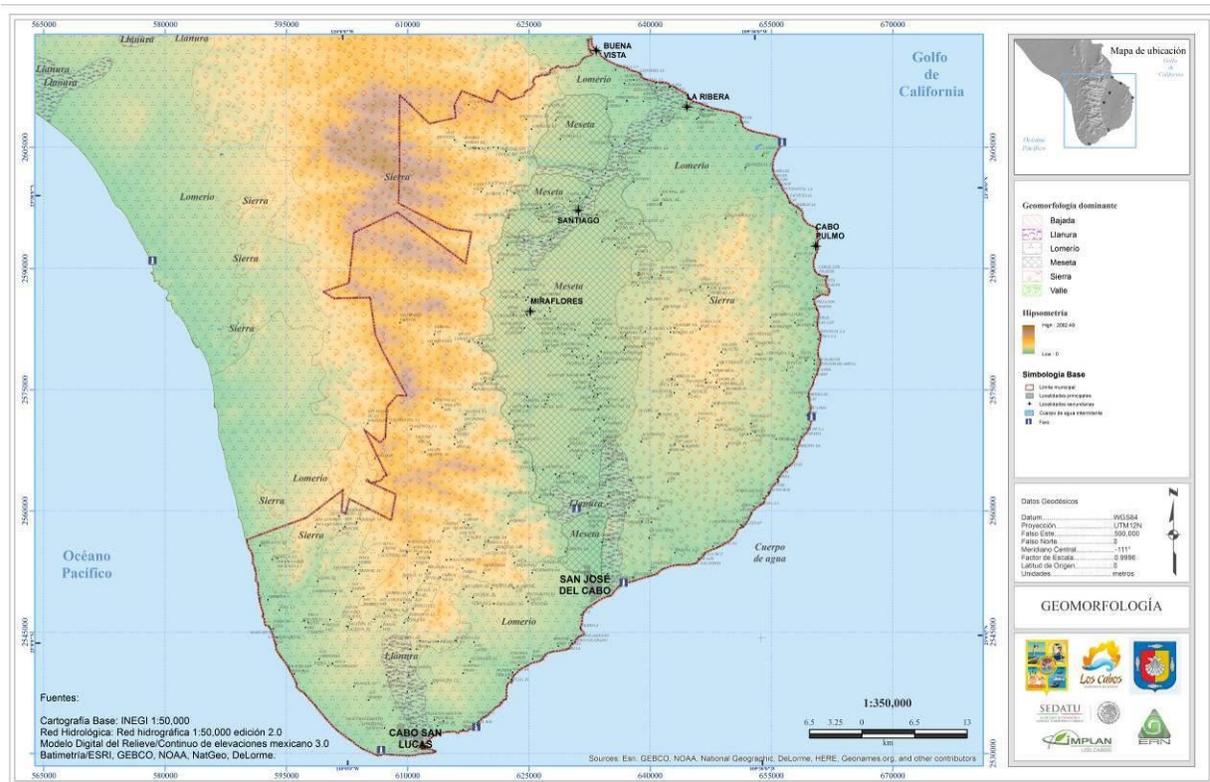


Figura 3.2.1 Mapa Geomorfológico

En la Tabla 3.2 se muestra para cada geofoma presente en el área de estudio, la distribución en porcentaje de cada uno de los sistemas de topofomas; las que se encuentren fuera del municipio de Los Cabos, no son de relevancia. Puede apreciarse que la mayoría de las geofomas corresponden al tipo Sierra, aunque es importante aclarar que pertenecen a la clase de sierra baja de laderas tendidas con lomerío.



**Tabla 3.2.** Distribución Geomorfológica

<b>Geoforma</b>	<b>Sistema de topoformas</b>	<b>Porcentaje (%)</b>
Sierra	Sierra alta	29.30
	Sierra baja de laderas tendidas con lomerío	23.55
Meseta	Meseta compleja con cañadas	18.11
Lomerío	Lomerío escarpado con cañadas	16.21
	Lomerío tendido con cañadas	7.50
Llanura	Llanura aluvial	5.26
No aplicable	No aplicable	0.07

FUENTE: INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010.

### 3.3. Geología

La geología es la ciencia que estudia la descomposición y estructura interna de la tierra y los procesos por los cuales ha ido evolucionando a lo largo del tiempo geológico, por lo que es necesario analizar no sólo el área de estudio, si no la región como un todo para poder entender los procesos.

La longitud de la península de Baja California es de 1300 km y abarca un amplio gradiente latitudinal donde las dos grandes divisiones faunísticas de América Occidental convergen, es decir, se tiene desde una fauna tropical hasta una templada boreal. Tanto la península como el Golfo de California fueron probablemente reconocidos después de la orogenia del Cretácico medio, a pesar de que eventos posteriores fueron los que determinaron la configuración moderna de la línea de costa. Durante el periodo Cenozoico, los límites del Golfo de California se expandieron y contrajeron en armonía con el surgimiento y la emersión de la península y áreas contiguas en el margen oriental del Pacífico, y con sedimentación en la desembocadura del Río Colorado. La península estuvo confinada a veces a una pequeña área norteña con su parte sureña expresada como una serie de islas. Durante tiempos de emersión, la península se expandió ligeramente para incluir áreas más allá de sus costas actuales. Si nos centramos en la geología del municipio de Los Cabos, podemos encontrarnos con la siguiente distribución de periodos geológicos en las estructuras de la zona de estudio, Cretácico (43.44%), Cuaternario (28.60%), Neógeno (12.42%), Terciario (11.85%) y No definido (3.70%).

#### 3.3.1 Litología

La distribución geológica del municipio de Los Cabos está compuesta por la siguiente agrupación de rocas, Ígnea intrusiva, Sedimentaria, Ígnea extrusiva, Metamórfica. Dentro de estas cuatro clases se tienen diferentes tipos de rocas las cuales se aprecian en la figura 3.3.1. Arenisca, Arenisca-Conglomerado, Complejo Metamórfico, Conglomerado, Lutita-Arenisca, Volcanoclástico, Ígnea extrusiva intermedia, Ígnea intrusiva básica, Ígnea intrusiva ácida. A continuación se describen cada una de ellas.

**Arenisca:** La arenisca o psamita es una roca sedimentaria de tipo detrítico, de color variable, que contiene clastos de tamaño arena. Tras las lutitas son las rocas sedimentarias más comunes en la corteza terrestre. Las areniscas contienen espacios intersticiales entre sus granos. En rocas de origen reciente estos espacios están sin material sólido mientras que en rocas antiguas se encuentran rellenos de una matriz o de cemento de sílice o carbonato de calcio.

**Arenisca-Conglomerado:** El sedimento casi exclusivamente es de origen intrusivo, con una porción pequeña de materiales metamórficos. La unidad aflora principalmente en mesas disectadas y no disectadas y lomas. Son depósitos terrestres de origen fluvial con una probable edad del pleistoceno.



**Complejo Metamórfico:** Un complejo metamórfico es un conjunto de rocas que metamorfisan por la misma presión y temperatura y sufren la misma historia geo-cronológica.

**Conglomerado:** Un conglomerado o rudita es una roca sedimentaria de tipo detrítico formada mayoritariamente por clastos redondeados tamaño grava o mayor (>2 mm). Dichos clastos pueden corresponder a cualquier tipo de roca. Un tipo de roca similar son las brechas pero estas se distinguen de los conglomerados por estar compuestas de clastos angulosos. Los conglomerados componen menos del 1% de las rocas sedimentarias del mundo en cuanto refiere su peso

**Lutita-Arenisca:** La Lutita es una roca sedimentaria compuesta por partículas del tamaño de la arcilla y del limo. Estas rocas detríticas de grano fino constituyen más de la mitad de todas las rocas sedimentarias. Las partículas de estas rocas son tan pequeñas que no pueden identificarse con facilidad sin grandes aumentos y por esta razón, resulta más difícil estudiar y analizar las lutitas que la mayoría de las otras rocas sedimentarias. En este caso la Lutita-Arenisca, tiene características conjuntas de éstas dos rocas sedimentarias.

**Volcanoclástico:** Las rocas volcanoclásticas son aquellas con textura clástica causada por procesos volcánicos. Las rocas ígneas extrusivas, o volcánicas, se forman cuando el magma fluye hacia la superficie de la Tierra y hace erupción o fluye sobre la superficie de la Tierra en forma de lava; y luego se enfría y forma las rocas. La lava que hace erupción hacia la superficie de la Tierra puede provenir de diferentes niveles del manto superior de la Tierra, entre 50 a 150 kilómetros por debajo de la superficie de la Tierra.

**Ígnea intrusiva ácida:** Las rocas intrusivas son originadas a partir del magma que se ha enfriado y solidificado en el interior de la corteza, llegan a la superficie terrestre mediante procesos orogénicos (deformaciones tectónicas) o mediante procesos externos de erosión o denudación. Se distinguen dos tipos, las rocas plutónicas y las rocas hipoabisales, subvolcánicas o filonianas. Asimismo, existe una clasificación dependiendo del contenido de sílice. Ácidas, como el granito y la riolita, con un contenido de sílice superior al 66%. Intermedias, como la diorita y andesita, cuyo contenido de sílice está entre 66% y el 52%. Básicas, como el basalto o el gabro, con un contenido de sílice entre 52% y 45%. Ultra Básicas, como la periotita, con un contenido de sílice inferior al 45%.

A continuación, en la tabla 3.2 se muestra la distribución geológica presente en el territorio del municipio de Los Cabos, clasificado por el tipo de roca que se encuentra en la zona. En la tabla resalta que el mayor porcentaje lo ocupa la roca ígnea intrusiva ácida que es de clase de ígnea intrusiva. Los otros tipos de roca que se encuentran clasificados en el mapa de la figura 3.3.1 y que no están en la tabla 3.3 se localizan fuera del territorio del municipio, por lo que no son de interés.

**Tabla 3.3.** Distribución Geológica

Clase	Tipo	Porcentaje (%)
Ígnea extrusiva	Volcanoclástico	3.86%
Ígnea intrusiva	Ígnea intrusiva ácida	56.74%
Metamórfica	Complejo metamórfico	1.59%
	Arenisca	1.99%
Sedimentaria	Arenisca-Conglomerado	4.53%
	Conglomerado	19.80%
	Lutita-Arenisca	11.20%

FUENTE: INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010

En la figura 3.3.2 se muestra el mapa regional de curvas de nivel cada 20 metros, en donde puede apreciarse el relieve de la zona de estudio.

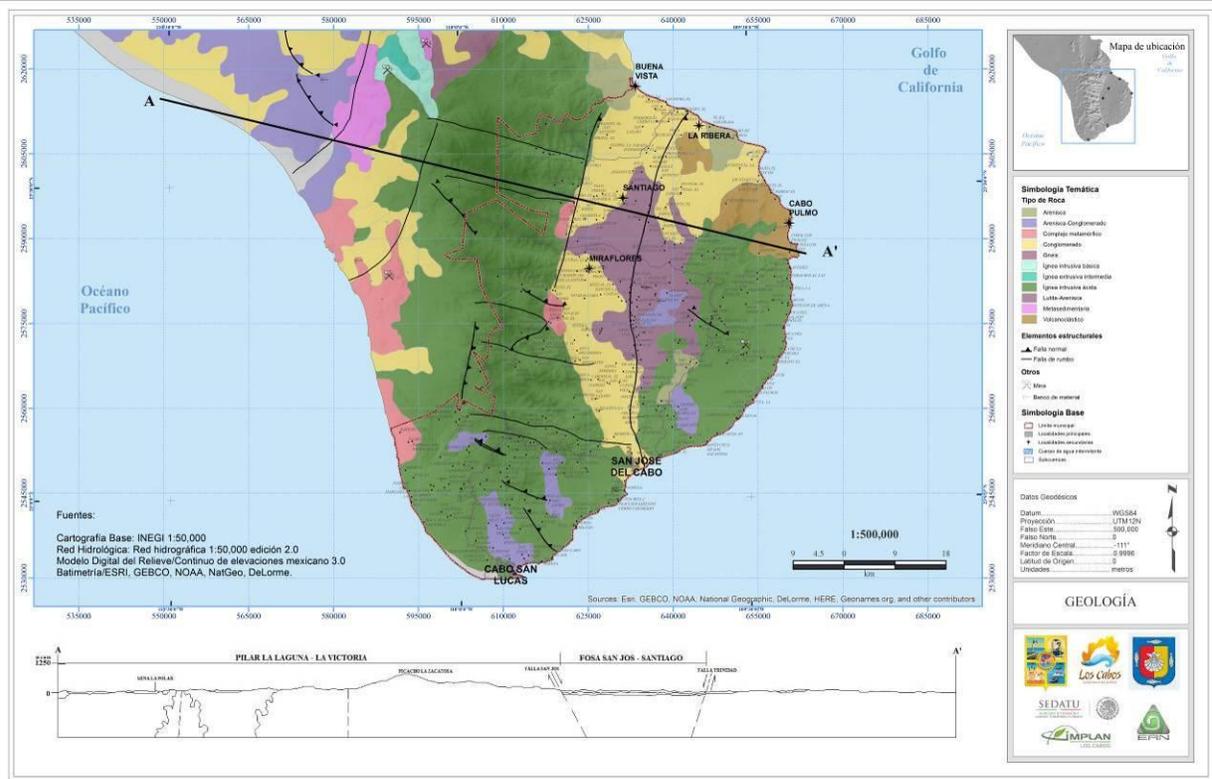


Figura 3.3.1 Mapa Geológico y Litológico

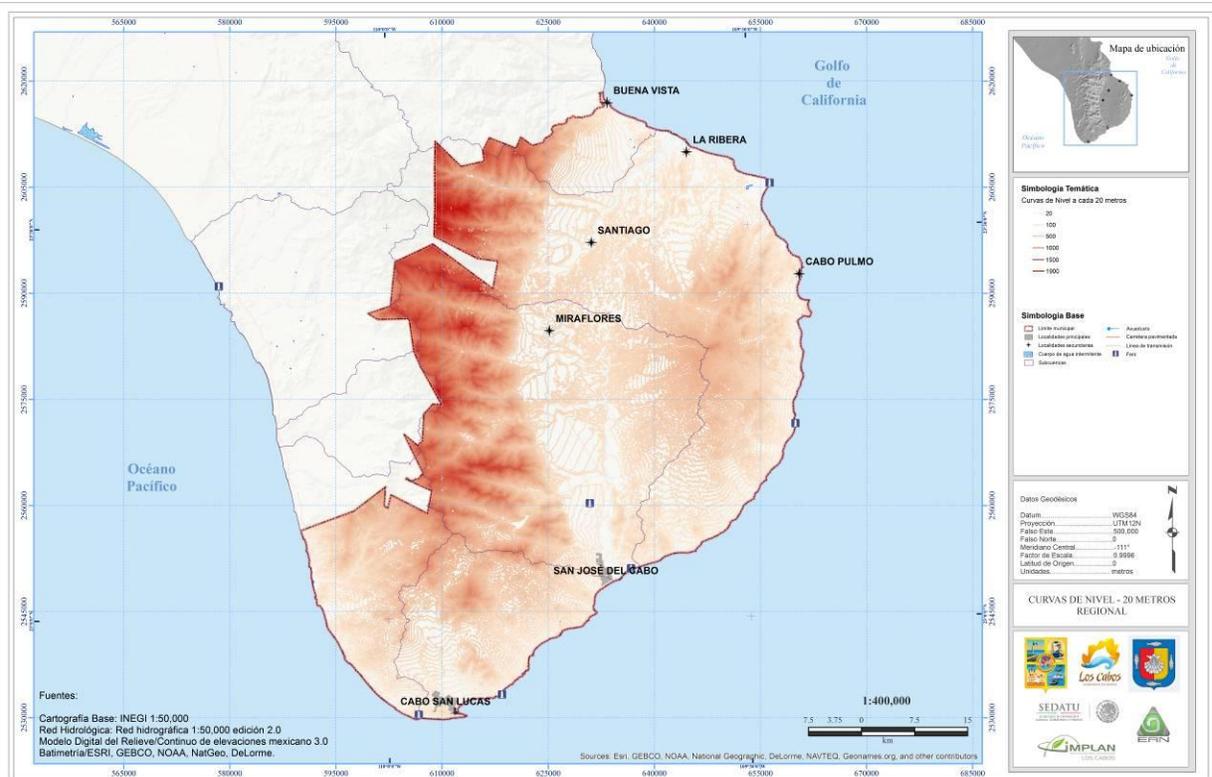


Figura 3.3.1 Mapa de Curvas de Nivel cada 20 metros.



### 3.4. Edafología

El suelo es la parte exterior de la corteza terrestre formada por rocas desintegradas por efectos de intemperismo. El suelo está compuesto por finas partículas minerales y una flora y fauna microbiana que actúa como activo laboratorio transformado la materia mineral en alimento de plantas. Esta flora es a su vez alimento de animales y del hombre, ósea que este recurso, junto con el agua, es el que ha determinado la existencia de vida en nuestro planeta. México cuenta con aproximadamente 90% de los diferentes tipos de suelos que existen a nivel mundial.

En el municipio Los Cabos se encuentra la siguiente distribución edafológica: Arenosol, Calcisol, Fluvisol, Leptosol, Phaeozem, Regosol, Solonchak. En el mapa de la figura 3.4.1 se muestra la edafología de toda la zona, no sólo para el municipio de Los Cabos, por lo tanto se pueden apreciar otros suelos que no son de nuestro interés. A pesar de lo anterior, únicamente nos centraremos en los suelos presentes en la zona de estudio, los cuales se describen a continuación.

**Phaeozem:** Literalmente, tierra parda. Suelos que se pueden presentar en cualquier tipo de relieve y clima, excepto en regiones tropicales lluviosas o zonas muy desérticas. Es el cuarto tipo de suelo más abundante en el país. Se caracteriza por tener una capa superficial oscura, suave, rica en materia orgánica y en nutrientes.

**Fluvisol:** Literalmente, suelo de río. Se caracterizan por estar formados de materiales acarreados por agua. Son suelos muy poco desarrollados, mediamente profundos y presentan generalmente estructura débil o suelta. Se encuentran en todos los climas y regiones de México cercanos siempre a lechos de los ríos. Los fluvisoles presentan capas alternadas de arena con piedras o gravas redondeadas.

**Regosol:** Proceden de material no consolidado y por lo regular se encuentran en playas y dunas, pero no son ausentes en algunas laderas y sierras. Tienen una amplia gama de texturas y ocurren en todas las zonas climáticas.

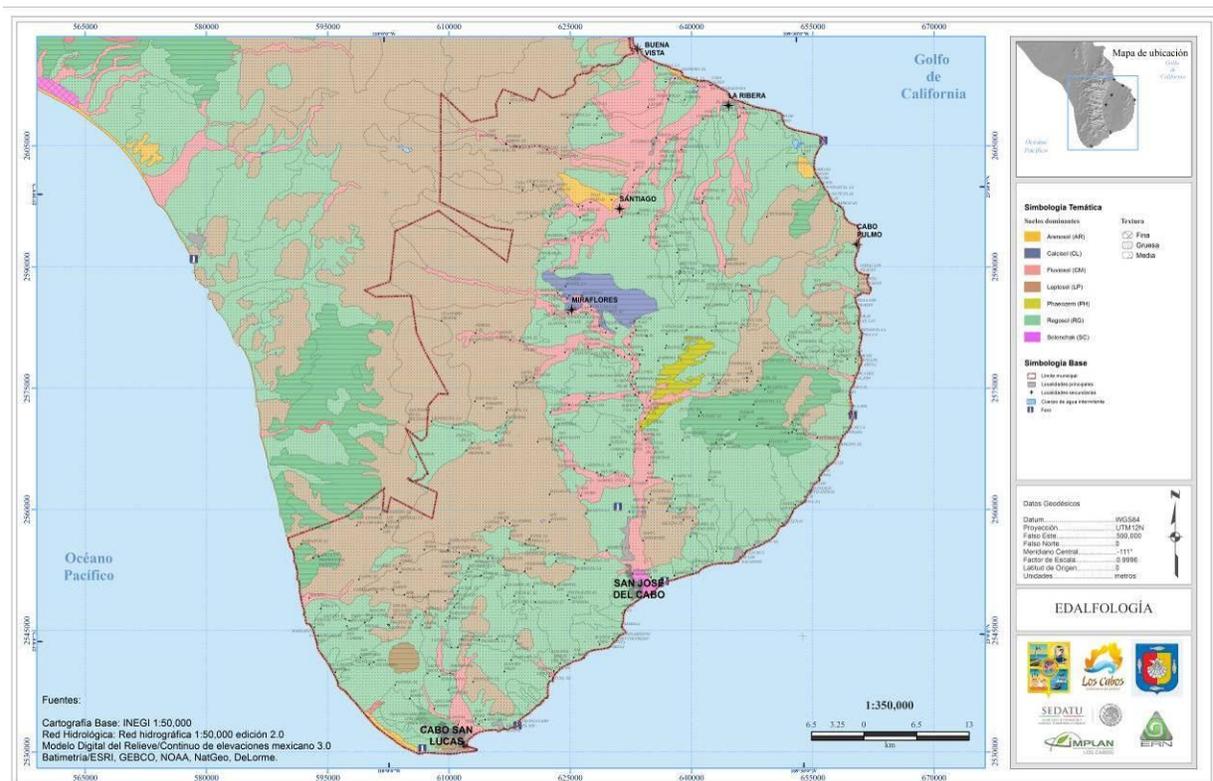


Figura 3.4.1 Mapa de Edafología



Solonchak: Estos suelos son caracterizados por un exceso de sales de sodio, comúnmente cloruro y fosfato.

Calcisol: Son un tipo de suelos asociado con un clima árido o semiárido. El material original lo constituyen depósitos aluviales, coluviales o eólicos de materiales alterados ricos en bases.

Arenosol: Literalmente suelo arenoso. Suelos que se localizan principalmente en zonas tropicales o templadas muy lluviosas del sureste de México. La vegetación que presentan es variable. Se caracterizan por ser de textura gruesa, con más del 65% de arena al menos en el primer metro de profundidad. Estos suelos tienen alta permeabilidad pero muy baja capacidad para retener agua y almacenar nutrientes.

Leptosol: El material original puede ser cualquiera tanto rocas como materiales no consolidados con menos del 10 % de tierra fina. Aparecen fundamentalmente en zonas altas o medias con una topografía escarpada y pendientes elevadas. Se encuentran en todas las zonas climáticas y, particularmente, en áreas fuertemente erosionadas.

De la figura 3.4.1 y la tabla 3.4 podemos concluir que más de la mitad del territorio del municipio de Los Cabos tiene suelos del tipo Regosol (50.59%). Como se mencionó anteriormente, los Regosoles se desarrollan sobre materiales no consolidados, alterados y de textura fina. Aparecen en cualquier zona climática sin permafrost y a cualquier altitud. Son muy comunes en zonas áridas, en los trópicos secos y en las regiones montañosas.

**Tabla 3.4.** Distribución Edafológica

<b>Suelo dominante</b>	<b>Porcentaje (%)</b>
Regosol	50.59
Leptosol	35.93
Fluvisol	9.63
Calcisol	1.32
Arenosol	0.74
Phaeozem	0.70
Solonchak	0.12
No Aplica	0.97

FUENTE: INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010

### 3.5. Hidrología

En el municipio de Los Cabos las corrientes superficiales permanentes son pocas o nulas, y en los arroyos se presentan caudales importantes sólo después de las lluvias. Los principales arroyos aportan solamente en la temporada de lluvias volúmenes de agua significativos, que escurren rápidamente y una gran cantidad se infiltra de los arroyos al suelo en las zonas donde el material cambia de rocoso a granular sedimentario.

Dentro de la hidrología superficial que se encuentra presente en Los Cabos, se encuentran las corrientes de agua que se mencionan a continuación: Intermitentes: Agua Caliente, Boca de la Sierra, Boca del Salado, Buena Vista, Caduaño, Cerro Blanco, Corral del Piedras, Cuentascuaves, De la Pintada, De Santo Domingo, El Aguajito, El Alamito, El Brasilar, El Brinco, El Carrizalito, El Guaje, El Guerijo, El León, El Mangle, El Palmar, El Palo, El Peyote, El Pilar, El Potrerito, El Rosarito, El Saltito, El Sauce, El Tiburón, El Tule, El Zacatón, El Zorrillo, El Gavilán, Hondo, La Ardilla, La Boquilla, La Burrera, La Capilla, La Ciéneguita, La Laguna, Matancitas, La Palma, La Palmilla, La Pintada, La Tinaja, La Trinidad, La Victoria, Las Ardillas, Las Cuevas, Las Escobas, Las Parrillas, Las Piedras, Las Salinas, Las Truchas, Las Víboras, Los Arcos, Los Dátiles, Los Encinos, Los Guayacanes, Los Guerigos, Los Mangles, Los Pocitos, Los Tepetates, Los Tesos, Los Tomates, Matancita, Migriño, Miramar, Palmilla Chueca, Palo Parado, Palos Escopetas, Portezuelo Hondo, Salto de Chido, Salto Seco, San Alberto, San Antonio, San Cristóbal, San Dionisio, San Felipe, San Ignacio, San Jorge, San José, San Lázaro, San Miguel, San Miguelito, San Pedro, San Pedro y San Pablo, San Román, San Venancio, Santa Bárbara, Santiago, Santo Domingo, Sol de Mayo. Asimismo, existe en la



zona de estudio un cuerpo de agua: presa San Lázaro. En la figura 3.6.1 se muestra el mapa de hidrología superficial donde se especifican las corrientes principales.

En cuanto a la hidrología subterránea para el municipio de Los Cabos, se tiene que la subcuenca más importante con respecto a la extracción de agua subterránea en la región, es la subcuenca de San José del Cabo, la cual tiene una superficie de 1278 km<sup>2</sup>. La gran demanda de agua producto del crecimiento poblacional y económico lleva a que la sobreexplotación del acuífero y la poca disponibilidad de este valioso recurso se conviertan en los principales obstáculos para el crecimiento y desarrollo. En la figura 3.6.2 se muestra el mapa de hidrología subterránea donde se observan las unidades geohidrológicas, las cuales representan las zonas con posibilidades de contener acuíferos. En la figura se aprecia como en la subcuenca de San José del Cabo y entre las localidades de Santiago y La Ribera existe material no consolidado con posibilidades altas (representado por zonas de color morado oscuro), es decir, son las zonas donde hay mayor propensión a tener agua subterránea.

### 3.5.1 Cuencas y Sub-cuencas

Dentro del área de estudio se presentan las siguientes Cuencas y Subcuencas las cuales están representadas en la figura 3.6.1, su distribución en el territorio y división se presenta a continuación:

- Cuencas: La Paz-Cabo San Lucas (89.94%) y A. Caracol-A. Candelaria (10.06%).
- Subcuencas: A. Santiago (40.21%), R. San José (32.74%), Cabo de San Lucas (12.71%), A. Candelaria (9.43%), Las Palmas (4.29%), A. Santa Inés (0.41) y R. San Jacinto (0.21%).

La cuenca La Paz-Cabo San Lucas, representa casi la totalidad del territorio, la cual contiene 6 de las subcuencas presentes en el municipio de Los Cabos.



Figura 3.6.1 Mapa de Hidrología Superficial

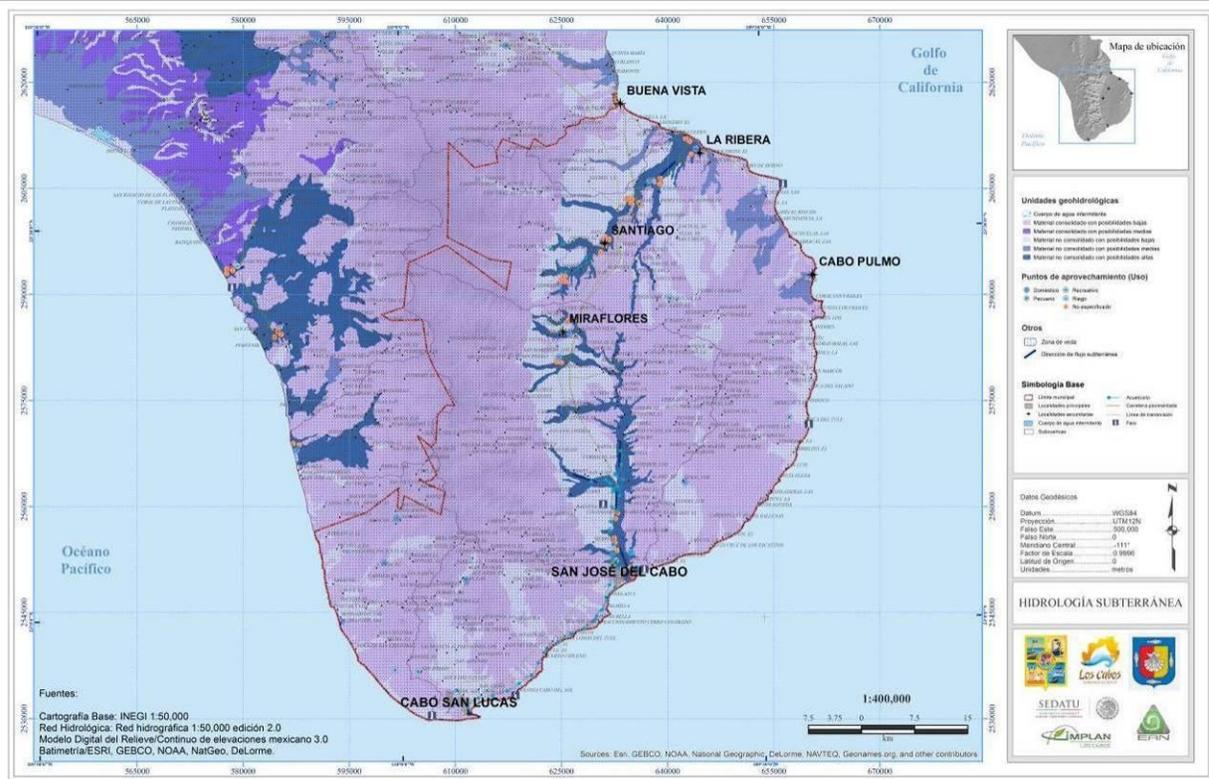


Figura 3.6.2 Mapa de Hidrología Subterránea

### 3.6. Climatología

El clima es la suma total de los fenómenos meteorológicos como la temperatura del aire, la presión atmosférica o peso del aire, los vientos y la humedad que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un punto de la superficie terrestre. Estos elementos se ven influidos por condiciones astronómicas y geográficas que modifican al propio clima; tales condiciones se denominan factores del clima y son: la latitud, la altitud, la distancia al mar y los vientos regidos por perturbaciones atmosféricas. La vegetación también modifica al clima. En otras palabras, el clima es el estado más frecuente de la atmósfera en un lugar determinado, y comprende los extremos y todas las variaciones.

En el área de estudio se presenta los siguientes climas como se puede observar en la figura 3.7.1: Seco, semicálido, semiseco, muy cálido y cálido. Muy seco, muy cálido y cálido, Muy seco semicálido, Templado subhúmedo con lluvias en verano Subtipo menos húmedo, Templado subhúmedo con lluvias en verano subtipo de humedad media.

Seco estepario: Caracterizado por tener una precipitación media anual inferior a 750 mm en la zona intertropical en la templada con lluvia en verano 500 mm y 300 mm en la templada con lluvia en invierno.

Seco Desértico: La precipitación es menor a 300 mm, también presenta dos variantes. La variante caliente cubre el centro y norte de la Mesa del Centro, las tierras bajas de las grandes llanuras de Norteamérica. La vertiente fría se localiza en la misma Baja California en tierras bajas y la región noroeste de la Llanura Sonorense.

Templado con lluvias en verano: La lluvia se presenta en verano con precipitaciones que fluctúan los 600 y 1000 mm anuales.

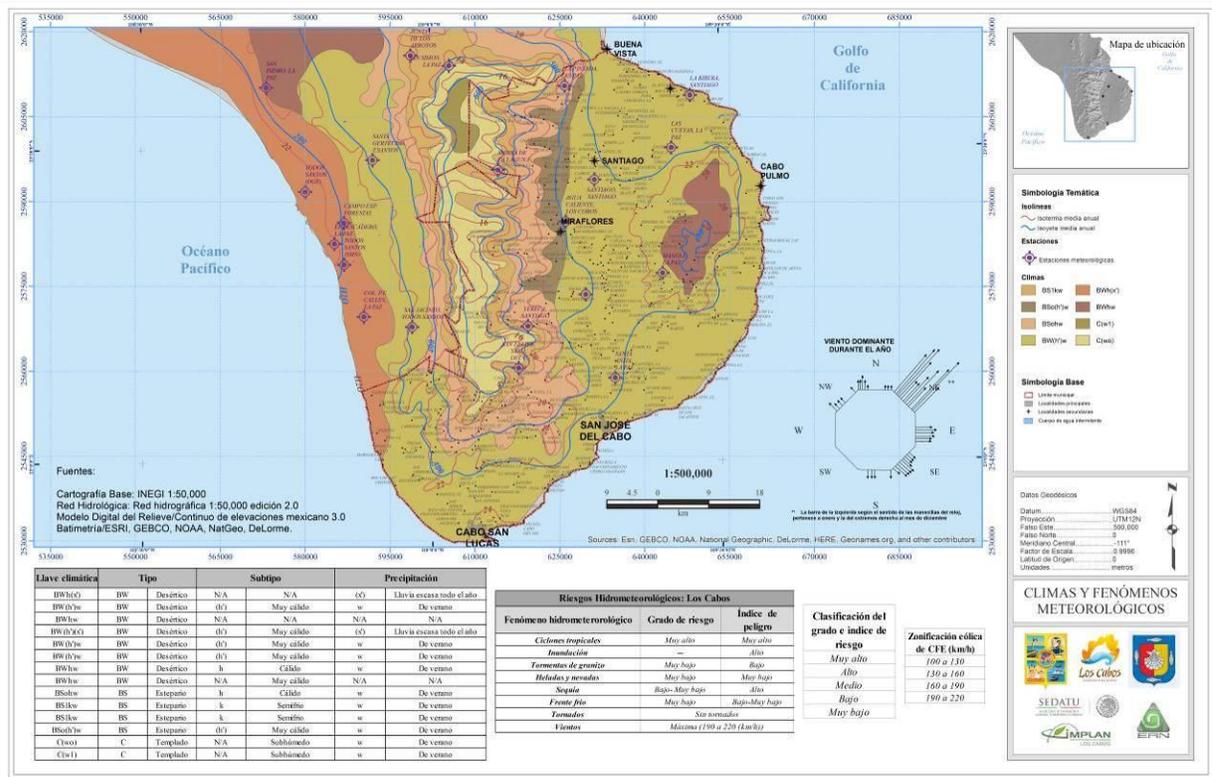


Figura 3.7.1 Mapa de Climas y Fenómenos Hidrometeorológicos.

### 3.7. Uso de Suelo y Vegetación

El municipio de Los Cabos debido a su posición geográfica y producto de procesos geológicos de millones de años, cuenta con ambientes naturales únicos que albergan algunas especies de flora y fauna nativas y endémicas. Las diversas actividades socioeconómicas y los asentamientos humanos han provocado la modificación de estos ambientes alterando y degradando las comunidades naturales. Entre las actividades de mayor impacto espacial y temporal han sido el desmonte y la pérdida de vegetación y suelo resultantes de actividades productivas.

Como resultado, el área de estudio presenta la siguiente distribución; la vegetación que se tiene es:

- Bosque: Bosque de encino, Bosque de encino-pino, Bosque de galería, Bosque de mezquite, Bosque de pino-encino, Manglar.
- Matorral: Matorral desértico rosetófilo, Matorral sarco-crasicaule, Matorral sarco-crasicaule de neblina, Matorral sarco-caule, Mezquital desértico, Palmar inducido, Pastizal inducido, Selva: Selva baja caducifolia,
- No aplicable: vegetación de dunas costeras, vegetación de galería, vegetación halófila xerófila.

Para el uso del suelo, la clasificación que se tiene es:

- Agricultura: Uso acuícola, Agricultura de riego, Pastizal cultivado.
- Zonas urbanas.

En la tabla 3.4, se muestra una distribución general de ambas clases, uso del suelo y vegetación, con su respectivo porcentaje de extensión en el territorio. Cerca del 45% del terreno está conformado por selva, mientras que el alrededor del 40% lo conforman zonas de matorral.



**Tabla 3.4.** Distribución de Uso del Suelo y Vegetación

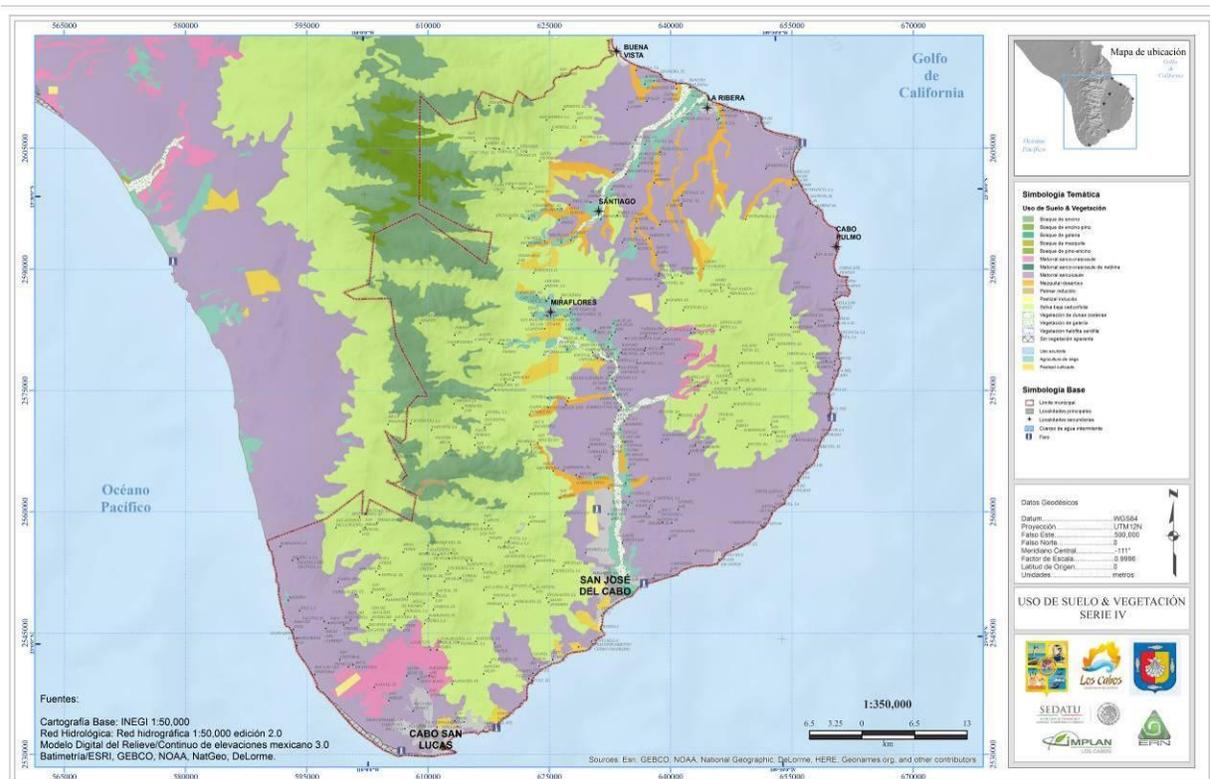
Clase	Tipo	Porcentaje (%)
Uso del suelo	Agricultura	3.10%
	Zonas urbanas	0.95%
	Selva	45.85%
Vegetación	Matorral	41.70%
	Bosque	6.65%
	No aplicable	1.74%

En la figura 3.8.1 se muestra el mapa de uso del suelo y vegetación para el área de estudio, donde se aprecia la distribución en el territorio. En el caso del municipio de Los Cabos, la Selva del tipo baja caducifolia es la de mayor porcentaje, seguida por el Matorral del tipo sarcocaula.

### 3.8. Áreas naturales protegidas

Un área natural protegida, son porciones del territorio nacional, terrestres o acuáticas, representativas de los diferentes ecosistemas en donde el ambiente original no ha sido modificado en su esencia por la actividad del hombre y que están sujetas a regímenes especiales de protección, conservación, restauración y desarrollo. En los cabos se encuentran las siguientes áreas naturales protegidas, las cuales son representadas en la figura 3.9.1: Parque Nacional Cabo Pulmo, Sistema Ripario de la Cuenca y Estero de San José del Cabo.

Parque Nacional Cabo Pulmo: El arrecife coralino presente en la Bahía de Cabo Pulmo constituye una de las contadas áreas arrecifales en el Pacífico Este y la única en el Golfo de California o Mar de Cortés. Debido a su carácter de ecotono, resultado de la confluencia de especies provenientes de las provincias biogeográficas panámica, californiana, e Indo-pacífico, la diversidad biológica que se encuentra es una de las más altas en la costa mexicana del Pacífico.



**Figura 3.8.1** Mapa de Uso del Suelo y Vegetación



El 6 de junio de 1995 el área fue decretada como Área Natural Protegida bajo la categoría de Parque Marino Nacional. Sin embargo, esta categoría se modificó a Parque Nacional, mediante acuerdo secretarial publicado en el Diario Oficial de la Federación el 7 de junio de 2000, de acuerdo con la Ley General del Equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente (LGEEPA).

Sistema Ripario de la Cuenca y Estero de San José del Cabo: Estero de San José es la única laguna dulceacuícola de esta región y se caracteriza por la gran cantidad de especies de aves residentes y migratorias bajo algún estatus de protección, así como las especies vegetales que proporcionan alimento suficiente, de calidad y refugio contra depredadores. Este sitio cuenta con un área 124,219 hectáreas y está constituido principalmente por un complejo sistema ripario y de oasis cuya vegetación está formada por especies típicas de oasis palmares, carrizos y especies acuáticas. Es la última estación de descanso para aves acuáticas migrando hacia zonas del sur de México, Centroamérica o Sudamérica. Las funciones socio-económicas de la cuenca de San José y del sistema ripario, destaca su función en el ciclo del agua y en la recarga del acuífero.

La sierra de La Laguna es una cadena montañosa ubicada en gran parte en el municipio de Los Cabos, Baja California Sur, que forma parte de la Red Mundial de Reservas de la Biosfera protegidas por la Unesco. Contiene el único bosque pino-encino de Baja California Sur y la única selva sudcaliforniana de toda la península. Es un sitio donde se encuentra una enorme variedad de especies endémicas. Fue declarada reserva de la biosfera el 6 de junio de 1994. La constitución de esta Área Natural Protegida tiene una gran relevancia por contener ecosistemas únicos y por su valor como sitio de recarga de los mantos acuíferos. Los principales arroyos y cuerpos de agua subterráneos del estado se localizan en esta región y se deben a los escurrimientos de agua que se generan en la Reserva.

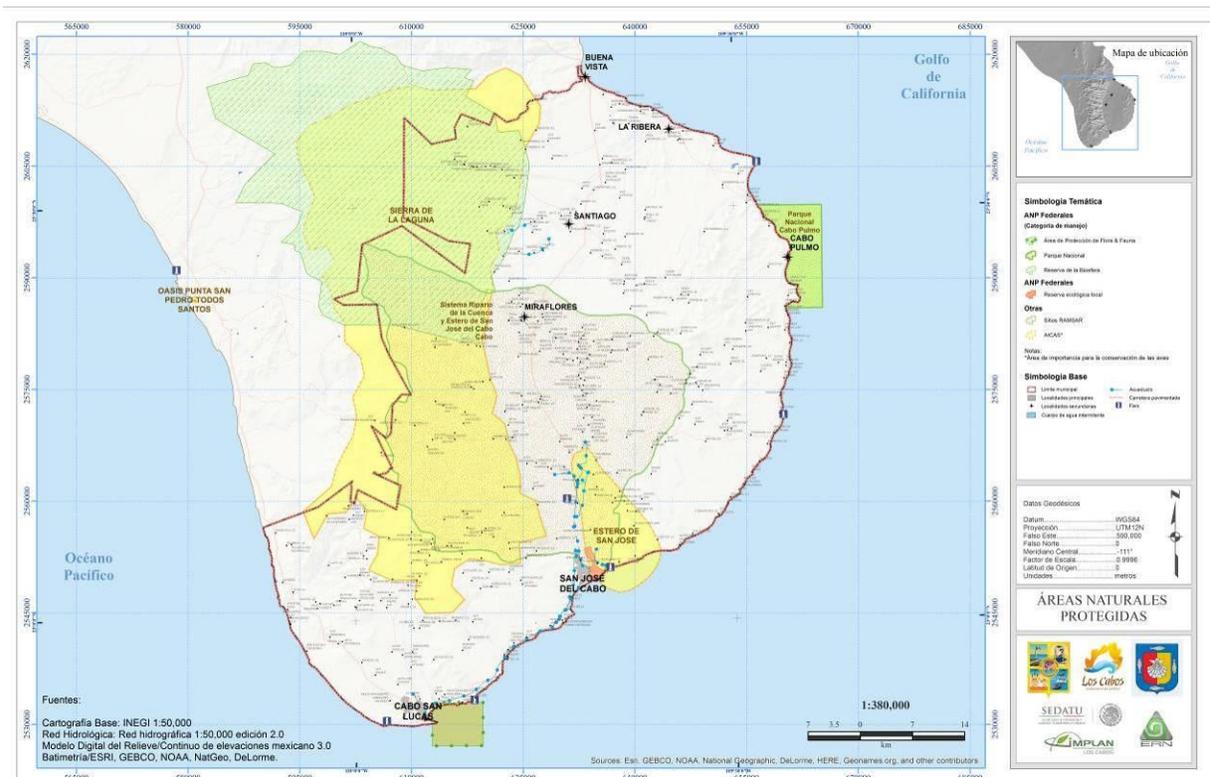


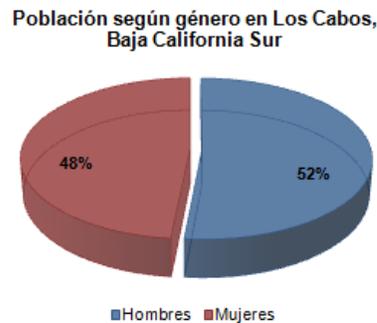
Figura 3.9.1 Mapa de Áreas Naturales Protegidas



## CAPÍTULO 4. CARACTERIZACIÓN DE LOS ELEMENTOS SOCIALES, ECONÓMICOS Y DEMOGRÁFICOS

### 4.1. Elementos demográficos: dinámica demográfica, distribución de población, mortalidad, densidad de población

De acuerdo al censo de población y vivienda 2010 que realizó el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), en el distrito de Los Cabos habitan un total de 238,487 habitantes, de los cuales 123,101 son hombres que representan un 52% de la población total, mientras que 115,386 son mujeres y estas representan un 48% de la población total, a continuación se representa en la figura 4.1.1.



**Figura 4.1.1** Población según género en el municipio de Los Cabos.

Utilizando los datos geo-estadísticos históricos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía, el crecimiento tendencial del distrito de Los cabos en Baja California Sur se muestra en la siguiente tabla 4.1

**Tabla 4.1** Escenario tendencial de crecimiento de población

<i>Año de Censo</i>	<i>Población</i>	<i>TC %</i>
2000	105,469	8.2
2005	164,162	9.2
2010	238,487	7.7
2013	303,872	8.4
2023	681,459	8.4

FUENTE: INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010

La tendencia histórica indica que el ritmo de crecimiento tiende a mantenerse constante y sube de manera paulatina en algunos años, alrededor de 1%, la proyección de población se fue hecha en base a la metodología de tasas de crecimiento de INEGI.

En cuanto al desarrollo de la población indígena asentada en Los Cabos se refiere, se registra un reducido grupo de gente que aún mantiene la lengua natal. Este grupo está representado con un total de 4,114 habitantes de un total 238,487 habitantes en el distrito de los cabos.



**Figura 4.1.2** Población indígena en el municipio de Los Cabos.



A continuación se muestran los mapas de distribución de población para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo, donde aparece la población total por manzanas.

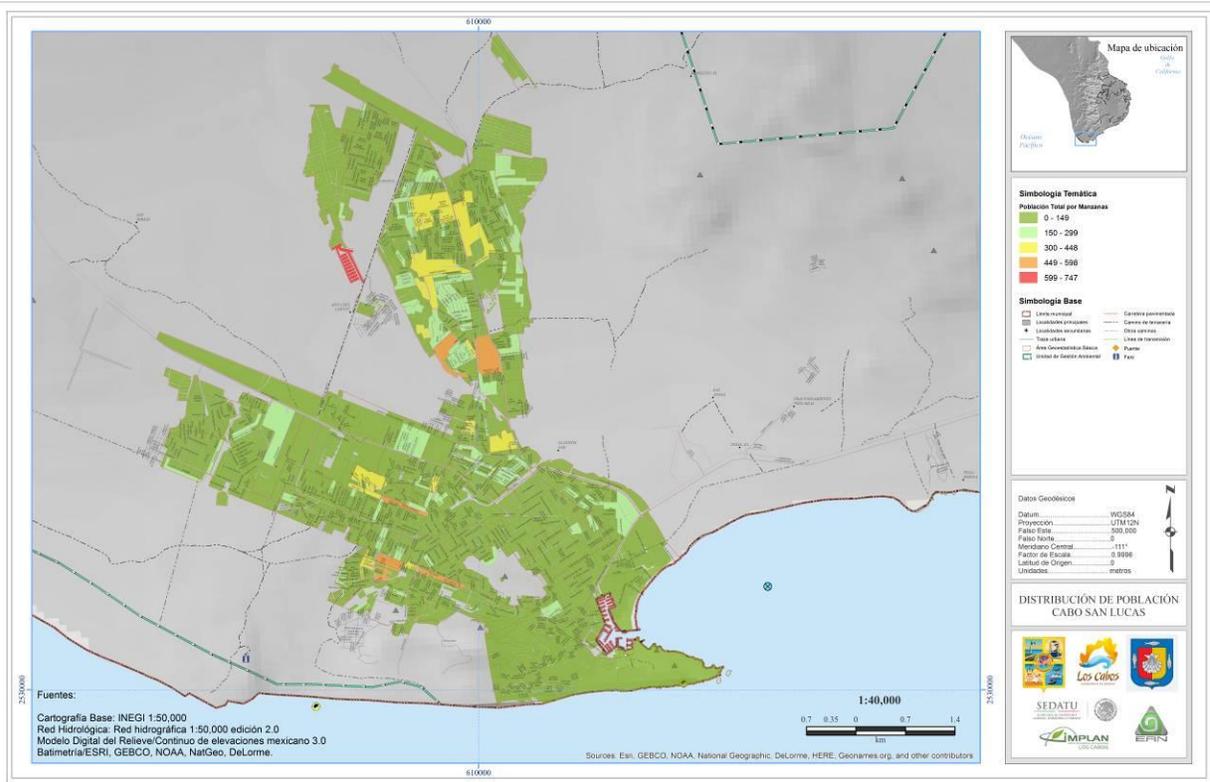


Figura 4.1.3 Mapa distribución de población de la localidad de Cabo San Lucas, Baja California Sur.

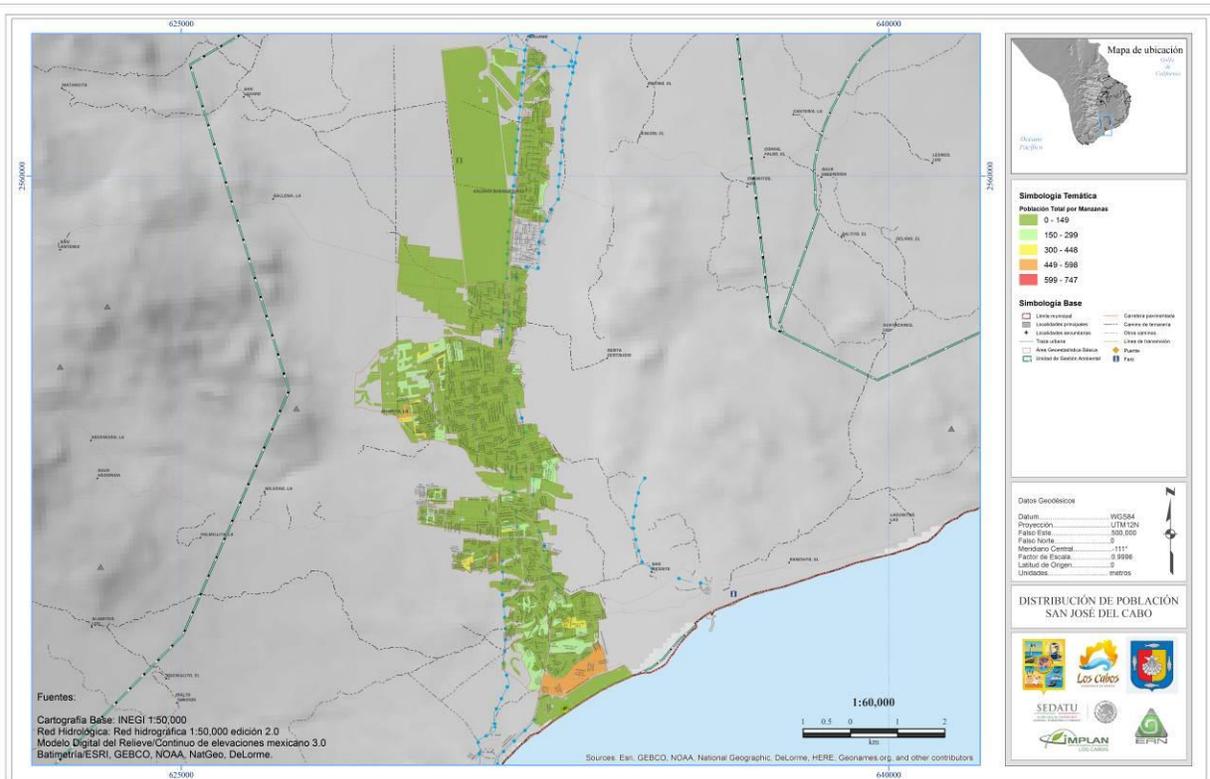


Figura 4.1.4 Mapa distribución de población de la localidad de San José del Cabo, Baja California Sur.



Con base en los resultados del Censo General de Población y Vivienda del 2010 del INEGI, la pirámide de población para grupos quinquenales de edades se encuentra en la figura 4.1.5, la cual se muestra a continuación.

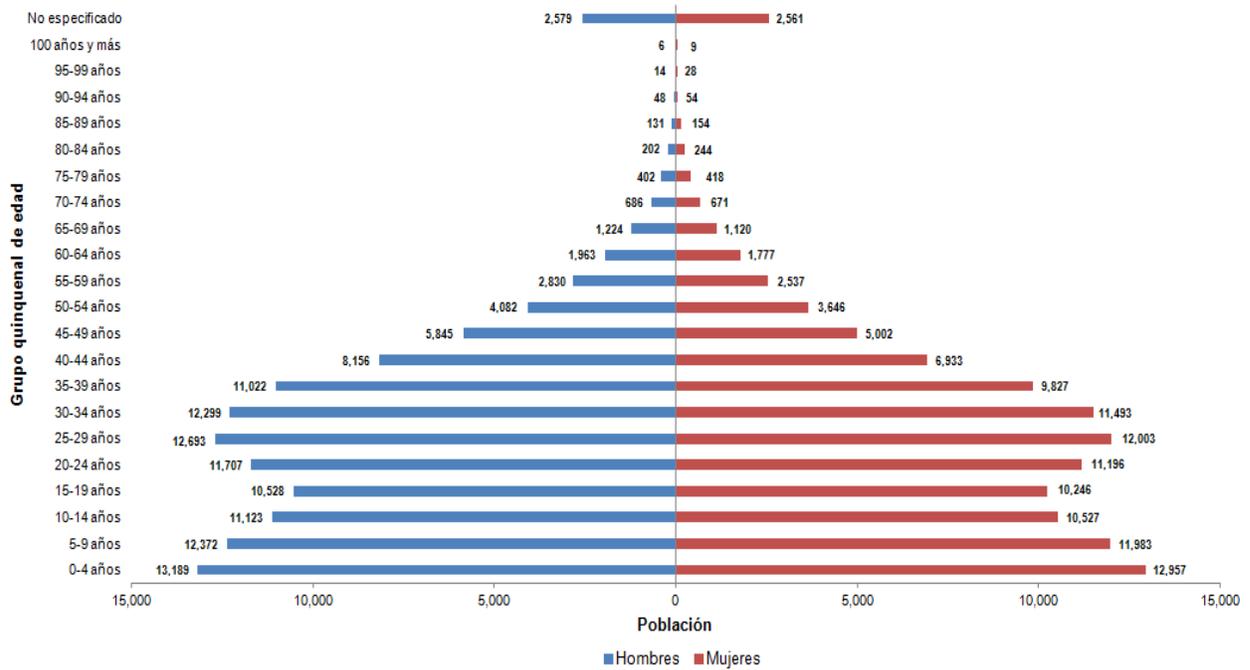


Figura 4.1.5 Pirámide poblacional según sexo y edad. Fuente: INEGI - Censo General de Población y Vivienda 2010

Con base en la información de la Secretaría de Salud de Baja California Sur, las diez principales causas de mortalidad en el distrito de los cabos en el año 2012 se presenta a continuación en la tabla 4.2.

Tabla 4.2 Principales causas de mortalidad en el distrito de Los Cabos

No.	Causa	Frecuencia	Tasa	%
1	Enfermedades isquémicas del corazón	231	13.2	16.2
2	Tumores Malignos	213	12.1	14.9
3	Diabetes mellitus	166	9.5	11.6
4	Accidentes	147	8.4	10.3
5	Cirrosis y otras enfermedades crónicas del hígado	77	4.4	5.4
6	Enfermedad cerebro vascular	54	3.1	3.8
7	Enfermedad pulmonar obstructiva crónica	45	2.6	3.1
8	VIH/SIDA	38	2.2	2.7
9	Infecciones respiratorias agudas bajas	36	2.1	2.5
10	Enfermedades hipertensivas	36	2.1	2.5

FUENTE: INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010

A continuación se muestran mapas de densidad de población para las localidades de Cabo San Lucas (figura 4.1.6.) y San José del Cabo (figura 4.1.7)

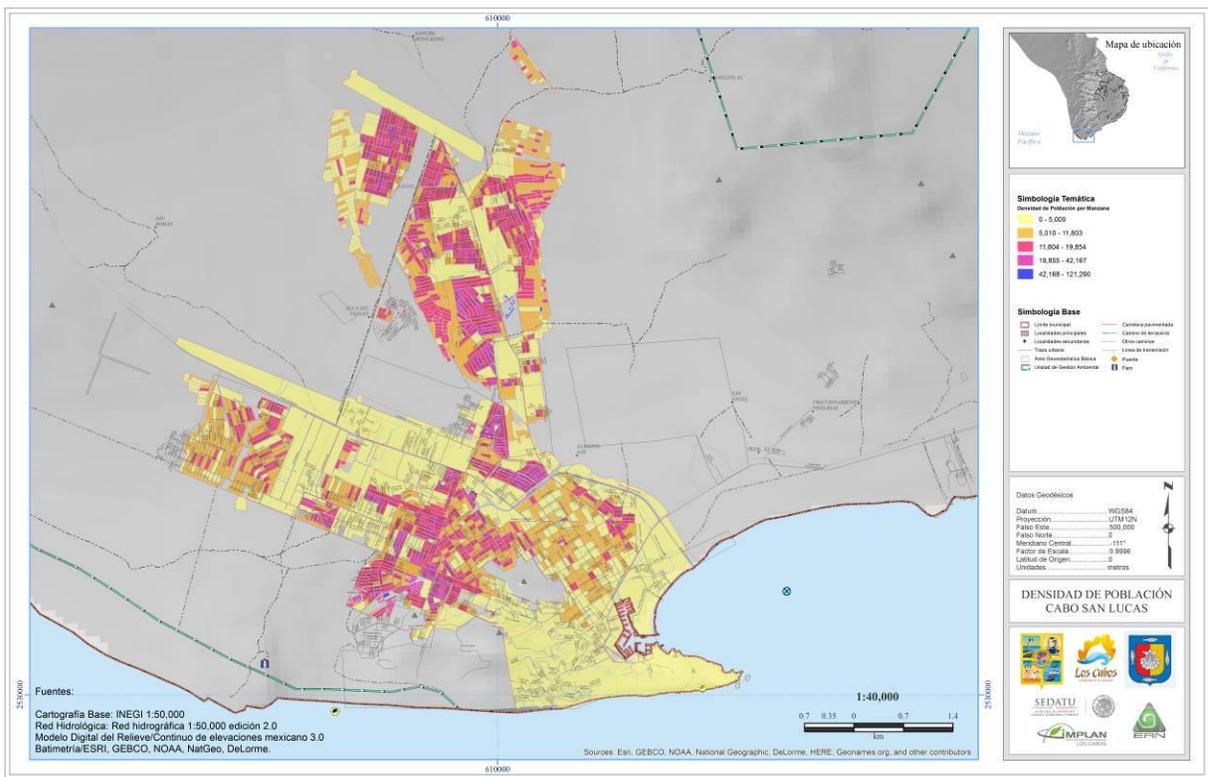


Figura 4.1.6 Mapa densidad de población de la localidad de Cabo San Lucas, Baja California Sur.

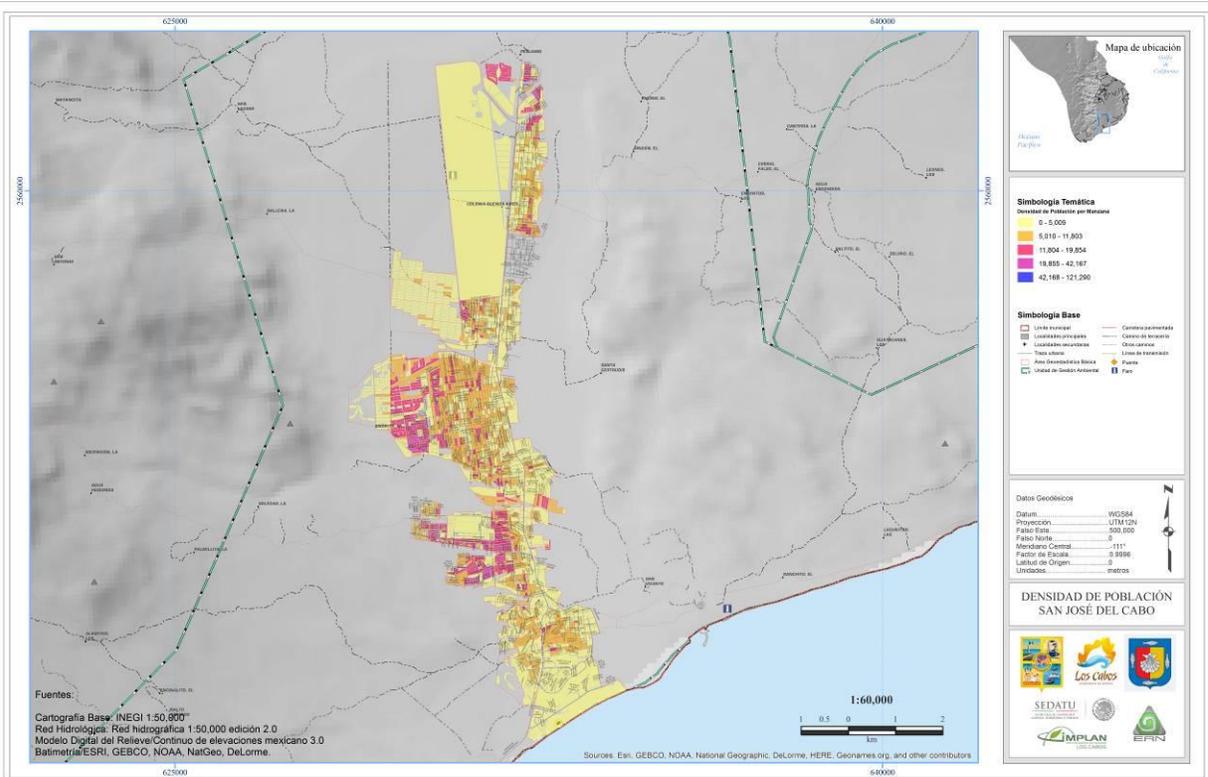


Figura 4.1.7 Mapa densidad de población de la localidad de San José del Cabo, Baja California Sur.



## 4.2. Características sociales

### 4.2.1 Escolaridad

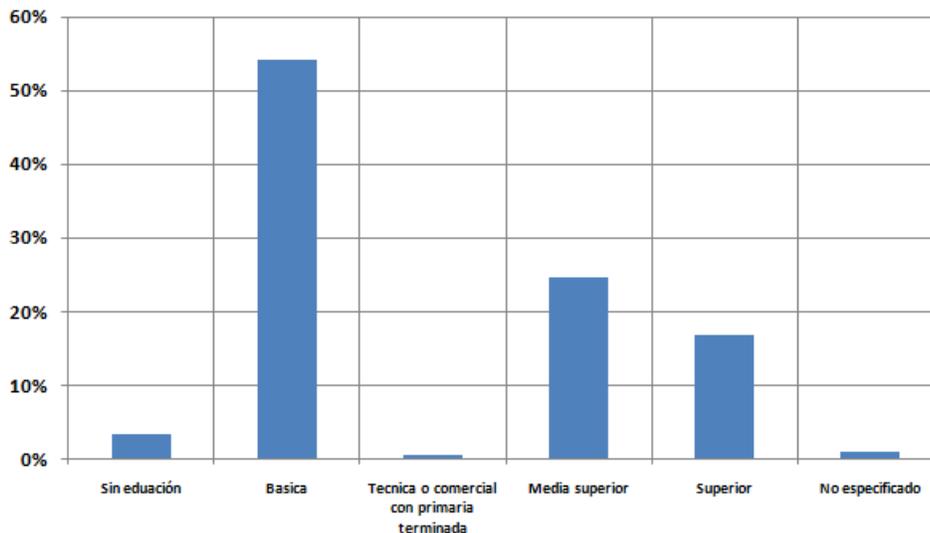
Para el año 2010, la población alfabetizada de 15 años y más fue de 156,588 habitantes, que representa el 98% de la población municipal de ese rango. Este municipio es el segundo con menor nivel de analfabetismo (2.9%). Así mismo es el segundo municipio mejor posicionado por el grado promedio de escolaridad, que es de 9.3 años de estudio, ligeramente inferior al promedio estatal que es de 9.4 años. Este indicador es similar tanto en hombres como en mujeres.

**Tabla 4.3** Características de alfabetización del municipio de Los Cabos (INEGI, 2010)

<b>Tasa de alfabetización por grupo de edad:</b>	
15 - 24 años	98.0%
25 años y mas	95.5%
Asistencia escolar por grupo de edad:	
3 - 5 años	45.10%
6 - 11 años	97.10%
12 - 14 años	93.3%
15 - 24 años	32.3%

FUENTE: INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010

Respecto a la infraestructura educativa, este municipio cuenta con instalaciones de todos los niveles escolares, en las dos ciudades más importantes (Cabo San Lucas y San José del Cabo). El número total de alumnos al fin de ciclo 2009-2010 fue de 67,793. Durante el mismo ciclo el número de maestros, planteles y aulas fue de 3,257, 357 y 2,318, respectivamente. En educación media superior, cuenta con 21 escuelas, 14 de bachillerato general, 7 de bachillerato tecnológico y profesional medio. En el nivel superior, cuenta con una amplia oferta de carreras profesionales. En total son 8 las instituciones, la mayoría campus o extensiones de instituciones asentadas en la ciudad de Los Cabos que ofrecen estudios a nivel licenciatura



**Figura 4.2.1** Distribución de la población de 15 años y más según nivel de escolaridad (INEGI, 2010)

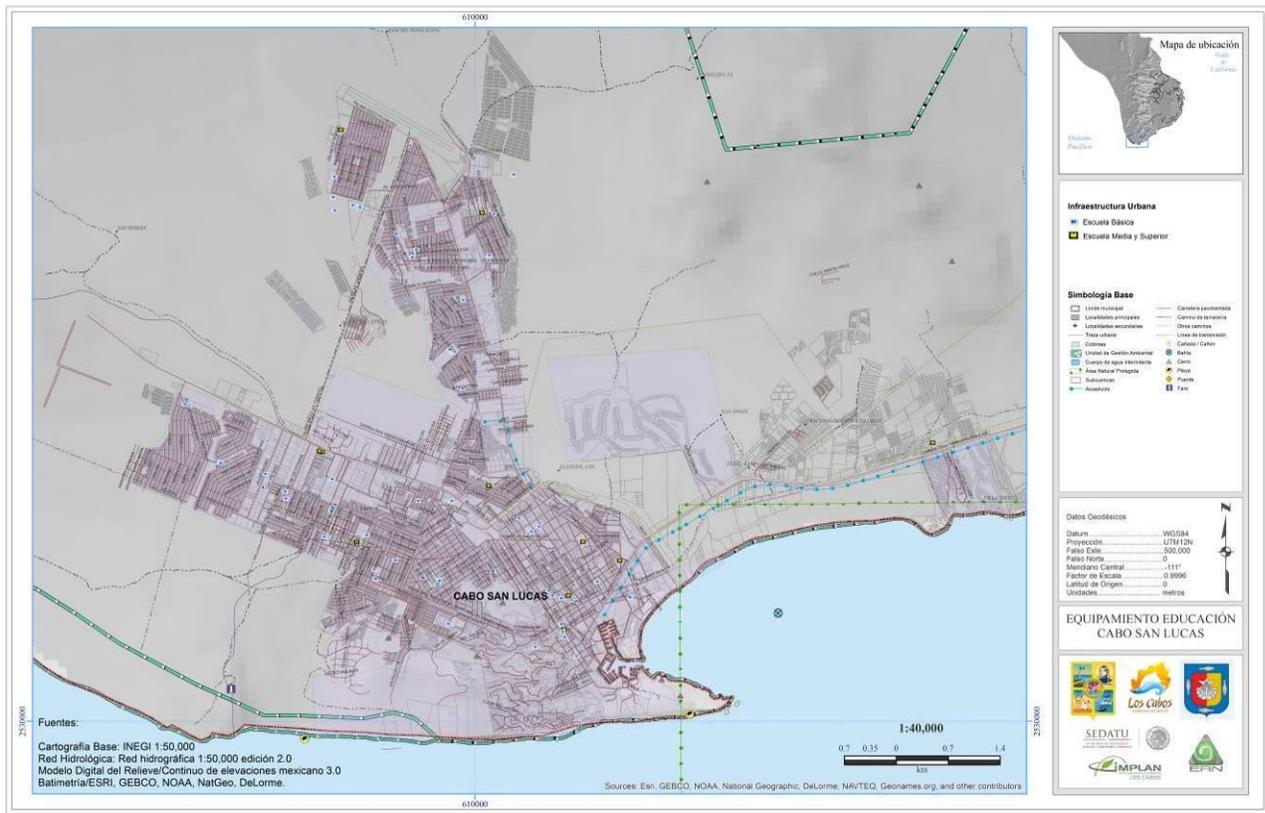


Figura 4.2.2 Mapa equipamiento en Educación de la localidad de Cabo San Lucas, Baja California Sur

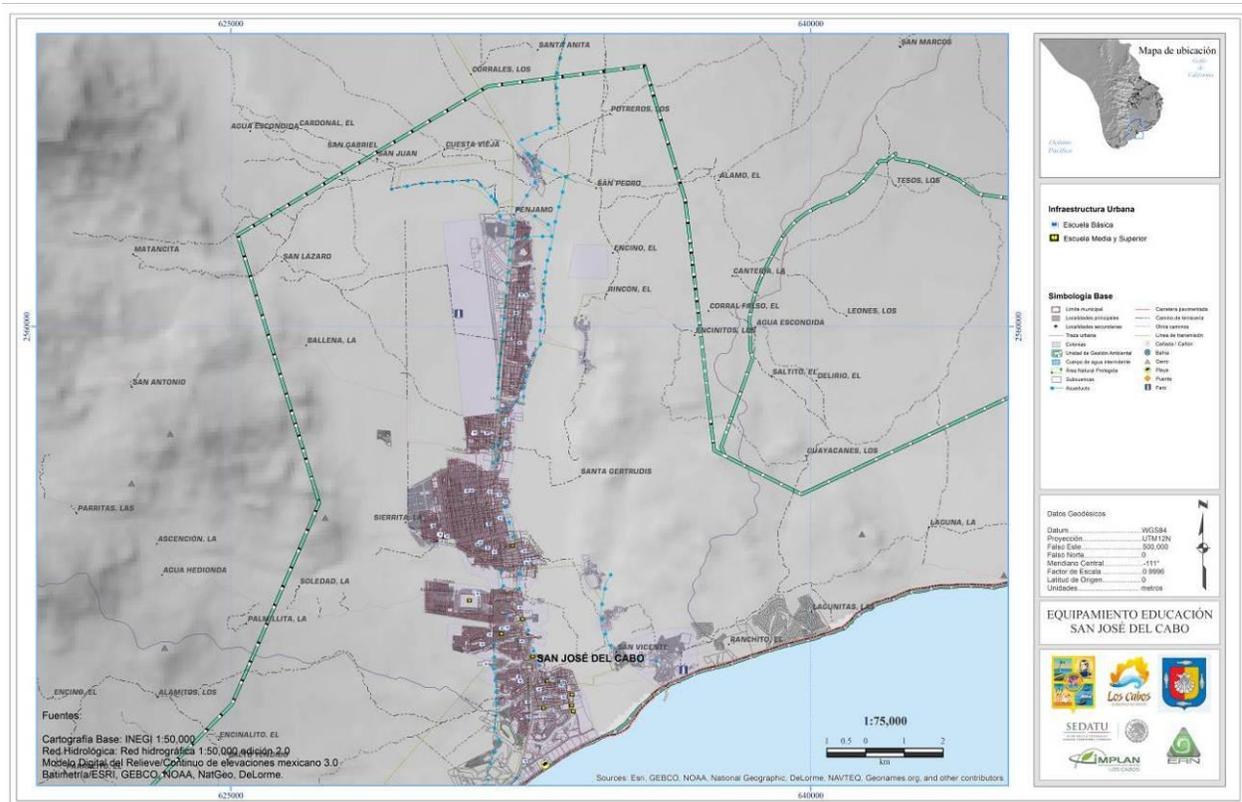


Figura 4.2.3 Mapa equipamiento en Educación de la localidad de San José del Cabo, Baja California Sur



#### 4.2.2 Marginación Urbana

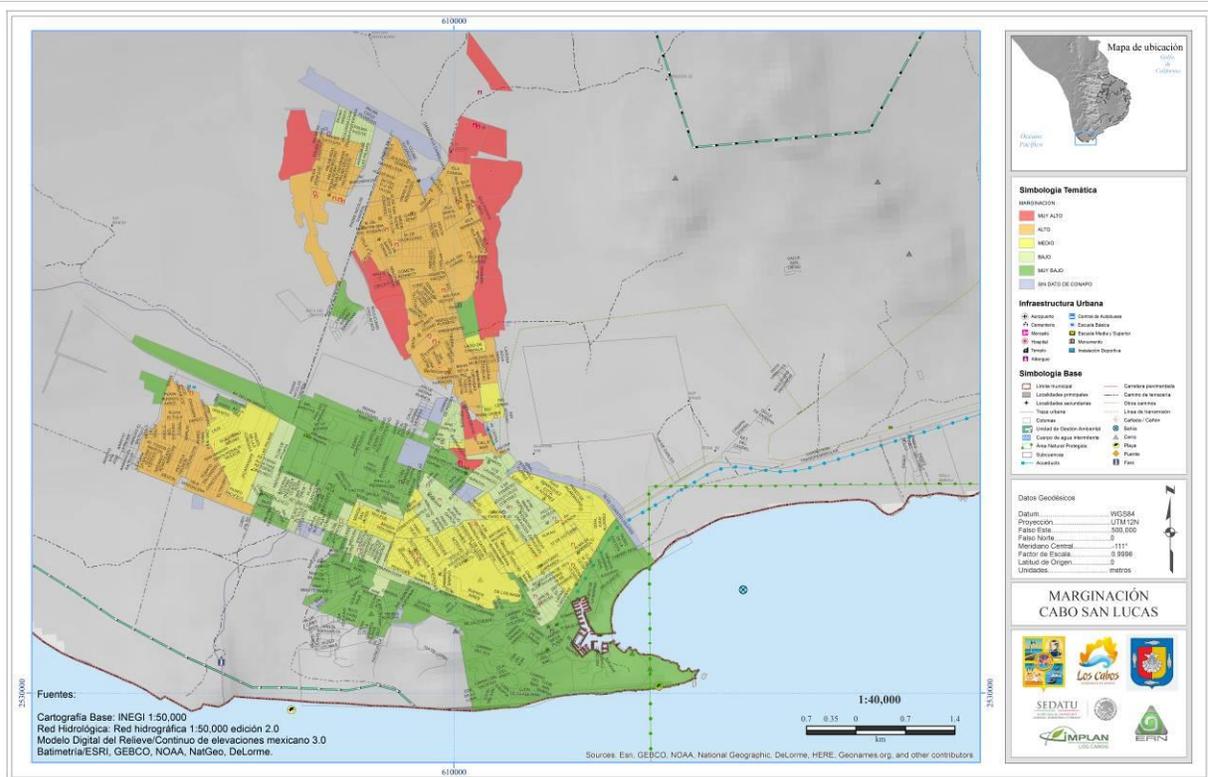
De acuerdo a cifras de CONAPO (2005) referidas al grado de marginación de una zona, que se refiere a la exclusión social o población que no participa del disfrute de bienes y servicios esenciales para el desarrollo de sus capacidades básicas, este municipio presenta un grado de marginación muy bajo, ocupando el lugar número 4 en el estado, y a nivel nacional, el lugar número 2314 (de 2,439 municipios). Entendiéndose que la escala de marginación va de aquellos más marginados que ocupan los primeros lugares a los menos marginados cuya posición está en los últimos del rango. Después de La Paz, es el segundo municipio con menos marginación.

**Tabla 4.4** Indicadores socioeconómicos del Municipio de Los Cabos, 2005-2010

<i>Indicador</i>	<b>2005</b>	<b>2010</b>
Índice de Marginación	-1.50806	-
Lugar que ocupa en el contexto estatal	4	-
Lugar que ocupa en el contexto nacional	2314	-
% Población analfabeta de 15 años o mas	3.22	2.86
% Población sin primaria completa de 15 años o mas	15.15	9.55
% Ocupantes en viviendas s/drenaje ni servicio sanitarios.	0.94	0.66
% Ocupantes en viviendas sin energía eléctrica	1.94	3.35
% Ocupantes en viviendas sin agua entubada	22.48	18.78
% Viviendas con algún nivel de hacinamiento	43.15	-
% Ocupantes en viviendas con piso de tierra	10.78	9.65
% Población en localidades con menos de 5 mil habitantes	15.09	9.62
% Población ocupada con ingreso de hasta 2 salarios mínimos	16.38	-

FUENTE: CONAPO, Índice de Marginación 2005., INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010

A continuación se muestran los mapas de marginación urbana para las localidades de Cabo San Lucas (figura 4.2.4) y San José del Cabo (figura 4.2.5).



**Figura 4.2.4** Mapa de Marginación Urbana de la localidad de Cabo San Lucas, Baja California Sur.

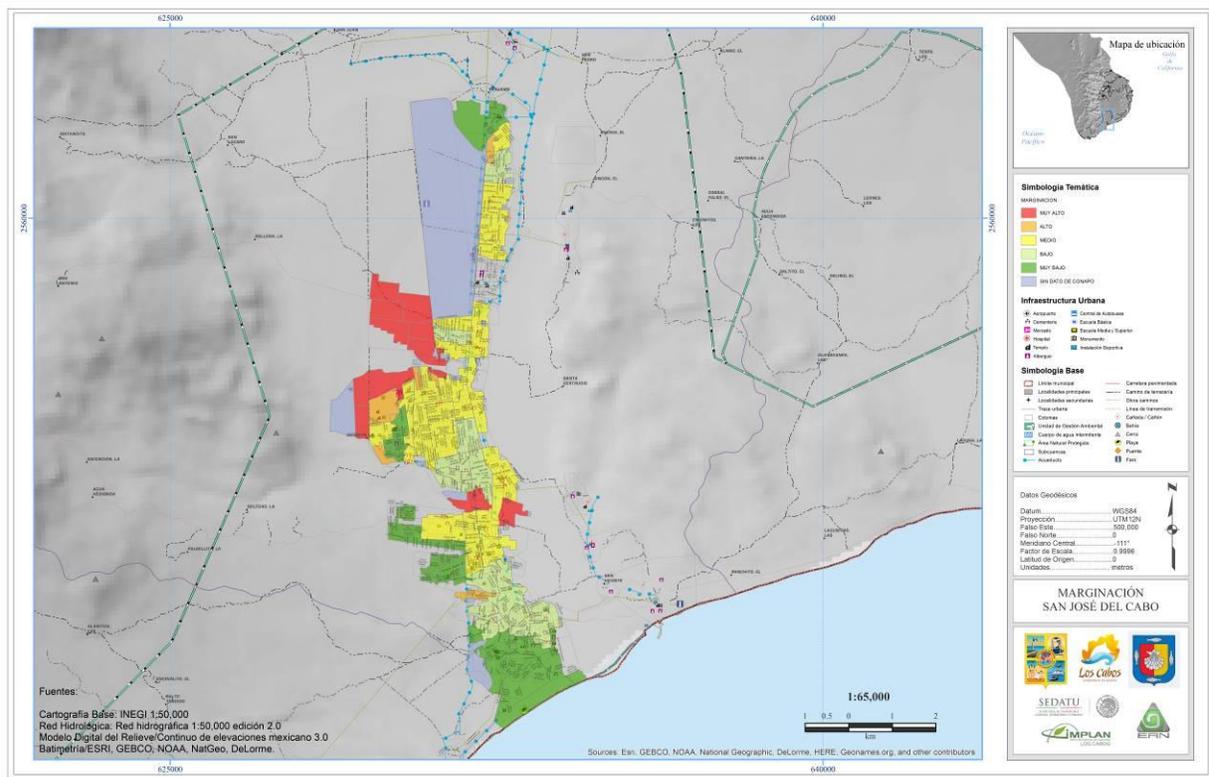


Figura 4.2.5 Mapa de Marginación Urbana de la localidad de San José del Cabo, Baja California Sur

Asimismo, se pueden observar los mapas de distribución de viviendas para ambas localidades, Cabo San Lucas (figura 4.2.6) y San José del Cabo (figura 4.2.7).

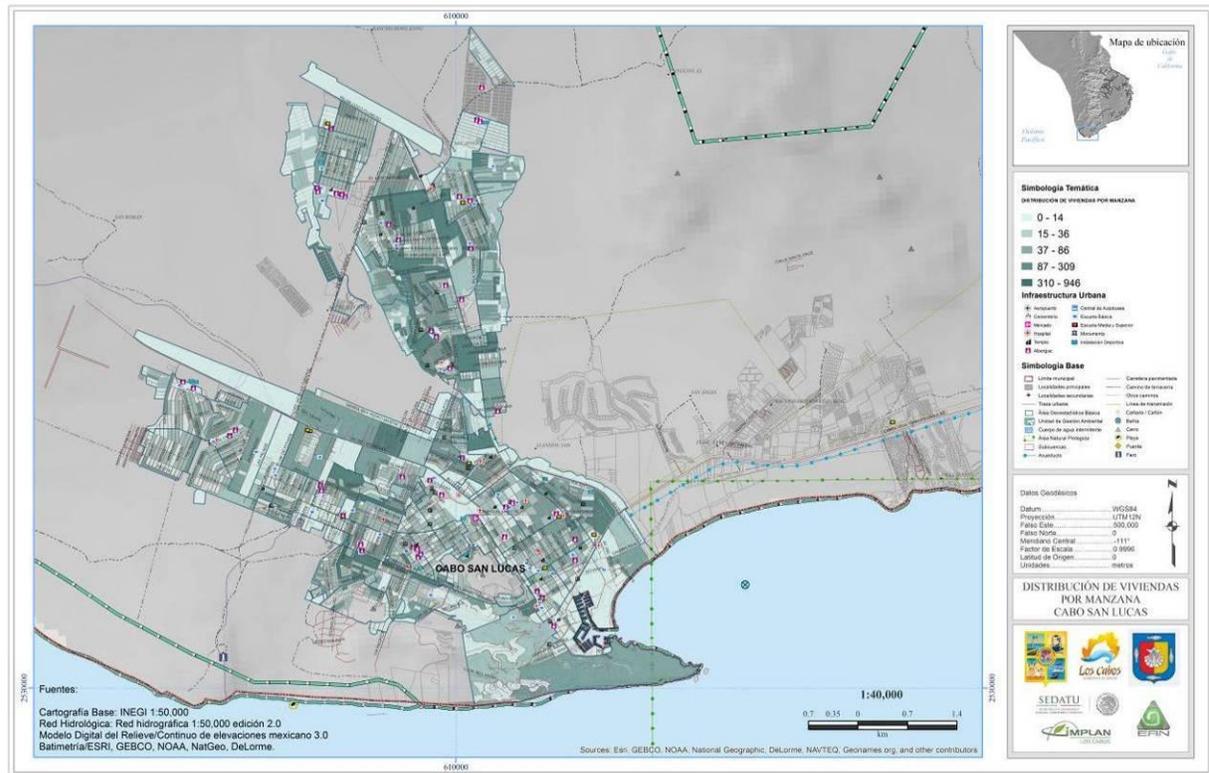


Figura 4.2.6 Mapa de Distribución de Viviendas de la localidad de Cabo San Lucas, Baja California Sur.

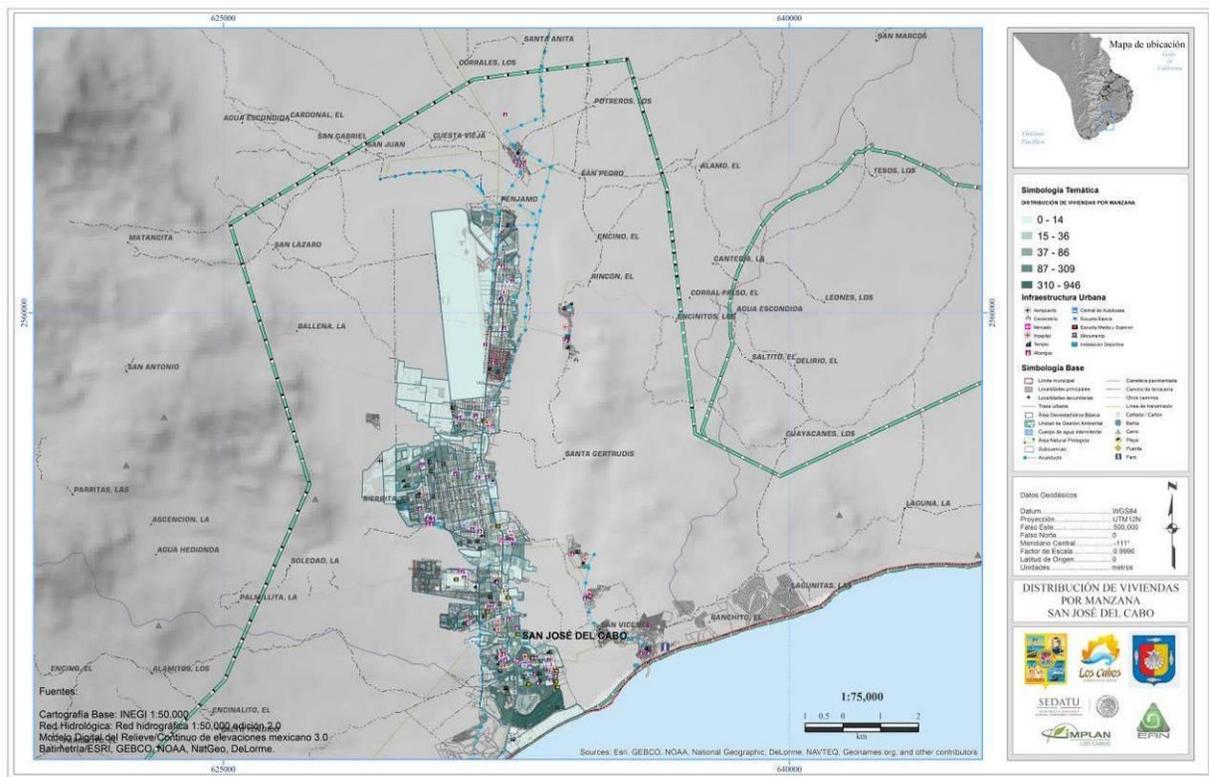


Figura 4.2.7 Mapa de Distribución de Viviendas de la localidad de San José del Cabo, Baja California Sur.

A continuación en la tabla 4.5 se presenta información de población, número de viviendas y el grado de marginación urbana. Las cifras más representativas de esta tabla corresponden a que alrededor de 8000 personas se encuentran en un nivel de marginación Muy Alta, mientras que cerca de 12800 se encuentran en grado de marginación Alto. Las viviendas marginadas corresponden a 2732 para un nivel Muy Alto y de 3911 para nivel Alto. Los otros datos de la tabla mencionada corresponden a códigos de la entidad, el municipio, la localidad, AGEB.

Tabla 4.5. Cantidad de población y vivienda por AGEB e índice de marginación (Fuente: CONAPO)

CLAVE AGEB	ENTIDAD	MUNICIPIO	LOCALIDAD	NOMBRE DE LOCALIDAD	AGEB	GRADO DE MARGINACIÓN URBANA	POBLACIÓN TOTAL	VIVIENDAS TOTALES
300800012174.00	03	08	0001	San José del Cabo	2174	MUY ALTO	125	33
300800012210.00	03	08	0001	San José del Cabo	2210	MUY ALTO	1617	610
300800012579.00	03	08	0001	San José del Cabo	2579	MUY ALTO	3475	1117
300800012583.00	03	08	0001	San José del Cabo	2583	MUY ALTO	1354	474
300800012884.00	03	08	0001	San José del Cabo	2884	MUY ALTO	212	67
300800012899.00	03	08	0001	San José del Cabo	2899	MUY ALTO	463	144
300800541941.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	1941	MUY ALTO	291	96
300800542456.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	2456	MUY ALTO	477	191
300800011284.00	03	08	0001	San José del Cabo	1284	ALTO	508	163
300800011299.00	03	08	0001	San José del Cabo	1299	ALTO	253	82
300800011551.00	03	08	0001	San José del Cabo	1551	ALTO	3785	1124
300800011778.00	03	08	0001	San José del Cabo	1778	ALTO	175	60
030080001180A	03	08	0001	San José del Cabo	180A	ALTO	223	69
300800011871.00	03	08	0001	San José del Cabo	1871	ALTO	215	91
300800541570.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	1570	ALTO	2529	730
300800541617.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	1617	ALTO	2107	639
300800541621.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	1621	ALTO	2639	812
300800541744.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	1744	ALTO	354	141
300800010464.00	03	08	0001	San José del Cabo	464	MEDIO	1540	540



030080001077A	03	08	0001	San José del Cabo	077A	MEDIO	940	363
300800010784.00	03	08	0001	San José del Cabo	784	MEDIO	788	296
300800011053.00	03	08	0001	San José del Cabo	1053	MEDIO	3968	1383
300800011068.00	03	08	0001	San José del Cabo	1068	MEDIO	1622	536
300800011087.00	03	08	0001	San José del Cabo	1087	MEDIO	1969	640
300800011123.00	03	08	0001	San José del Cabo	1123	MEDIO	787	256
300800011157.00	03	08	0001	San José del Cabo	1157	MEDIO	1889	544
300800011176.00	03	08	0001	San José del Cabo	1176	MEDIO	1479	504
300800011180.00	03	08	0001	San José del Cabo	1180	MEDIO	1286	444
300800011195.00	03	08	0001	San José del Cabo	1195	MEDIO	1073	381
300800011208.00	03	08	0001	San José del Cabo	1208	MEDIO	1162	500
300800011212.00	03	08	0001	San José del Cabo	1212	MEDIO	2026	686
030080001127A	03	08	0001	San José del Cabo	127A	MEDIO	1915	626
300800011566.00	03	08	0001	San José del Cabo	1566	MEDIO	2953	929
300800011782.00	03	08	0001	San José del Cabo	1782	MEDIO	2246	762
300800011848.00	03	08	0001	San José del Cabo	1848	MEDIO	191	93
300800012634.00	03	08	0001	San José del Cabo	2634	MEDIO	314	95
300800540337.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	337	MEDIO	2541	1218
300800540483.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	483	MEDIO	3184	1652
300800540873.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	873	MEDIO	1548	623
300800540892.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	892	MEDIO	2162	791
300800540905.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	905	MEDIO	1515	497
030080054091A	03	08	0054	Cabo San Lucas	091A	MEDIO	1657	626
300800540924.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	924	MEDIO	1288	538
300800540943.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	943	MEDIO	504	279
300800540958.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	958	MEDIO	656	221
300800540962.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	962	MEDIO	2779	848
300800541049.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	1049	MEDIO	1508	470
300800541585.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	1585	MEDIO	3293	1025
300800541937.00	03	08	0054	Cabo San Lucas	1937	MEDIO	345	107

#### 4.2.3 Salud y asistencia social

De acuerdo a cifras del Censo de Población y Vivienda 2010 del INEGI, los resultados de con base en la condición de derechohabencia a servicios de salud para el municipio de Los Cabos, Baja California Sur, muestran que el 71% de la población tiene algún servicio de salud, mientras que el 27% de la población no cuenta con este servicio. El restante 2% no está especificado.

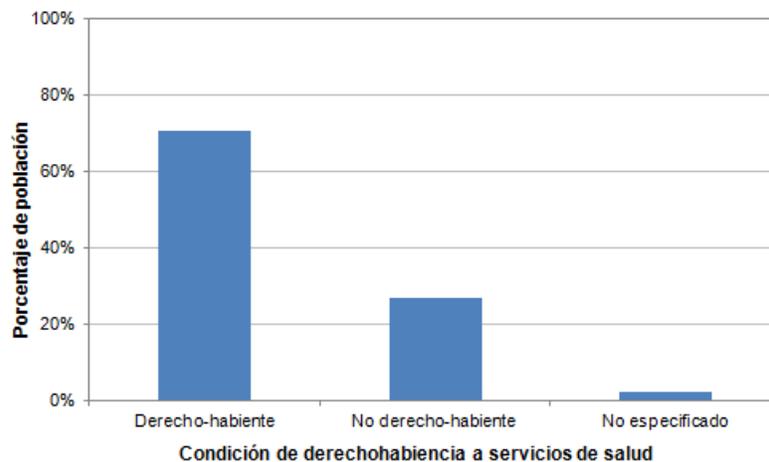


Figura 4.2.8 Condición de derechohabencia a servicios de salud en el Municipio de Los Cabos, Baja California Sur (Fuente: Censo de Población y Vivienda, INEGI 2010)



En la figura 4.2.9 se muestra el tipo de atención médica para el derechohabiente del municipio de Los Cabos, en donde se destaca el IMSS con un 65%, seguido por el Seguro Popular con un 23% y el ISSSTE con un 8.4%. Los otros centros de atención corresponden al ISSSTE estatal, Pemex, Defensa, Marina, Institución privada u otro tipo de institución, entre todos ellos suman alrededor del 4%.

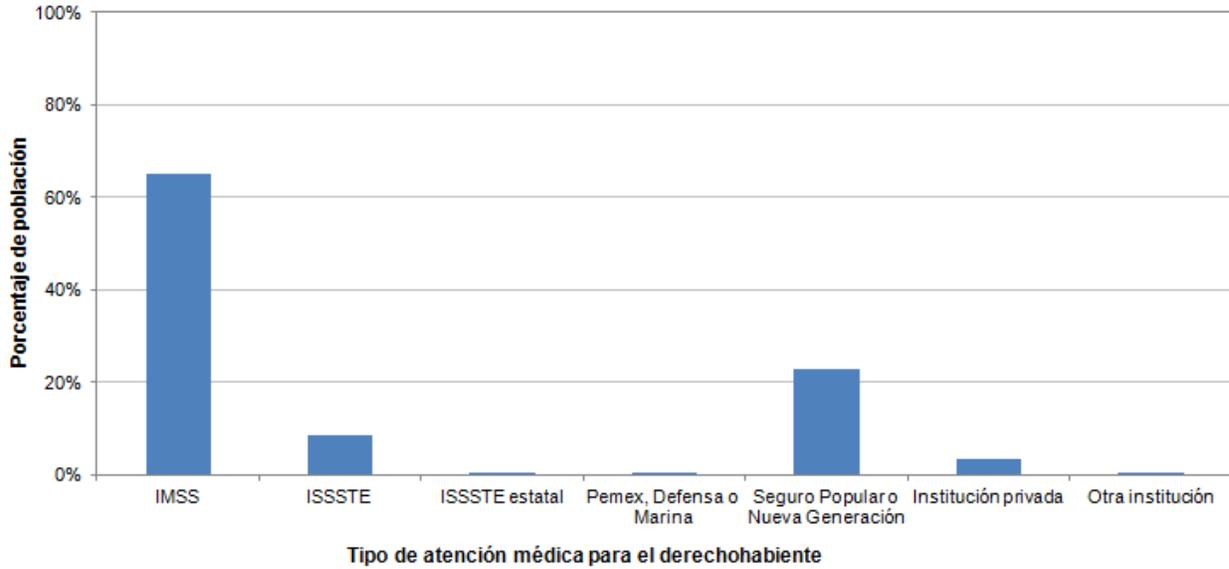


Figura 4.2.9. Tipo de Atención Médica para el derechohabiente (Fuente: Censo de Población y Vivienda, INEGI 2010).

El equipamiento en salud se muestra a continuación, tanto la localidad de Cabo San Lucas (figura 4.2.10) como para San José del Cabo (figura 4.2.11).

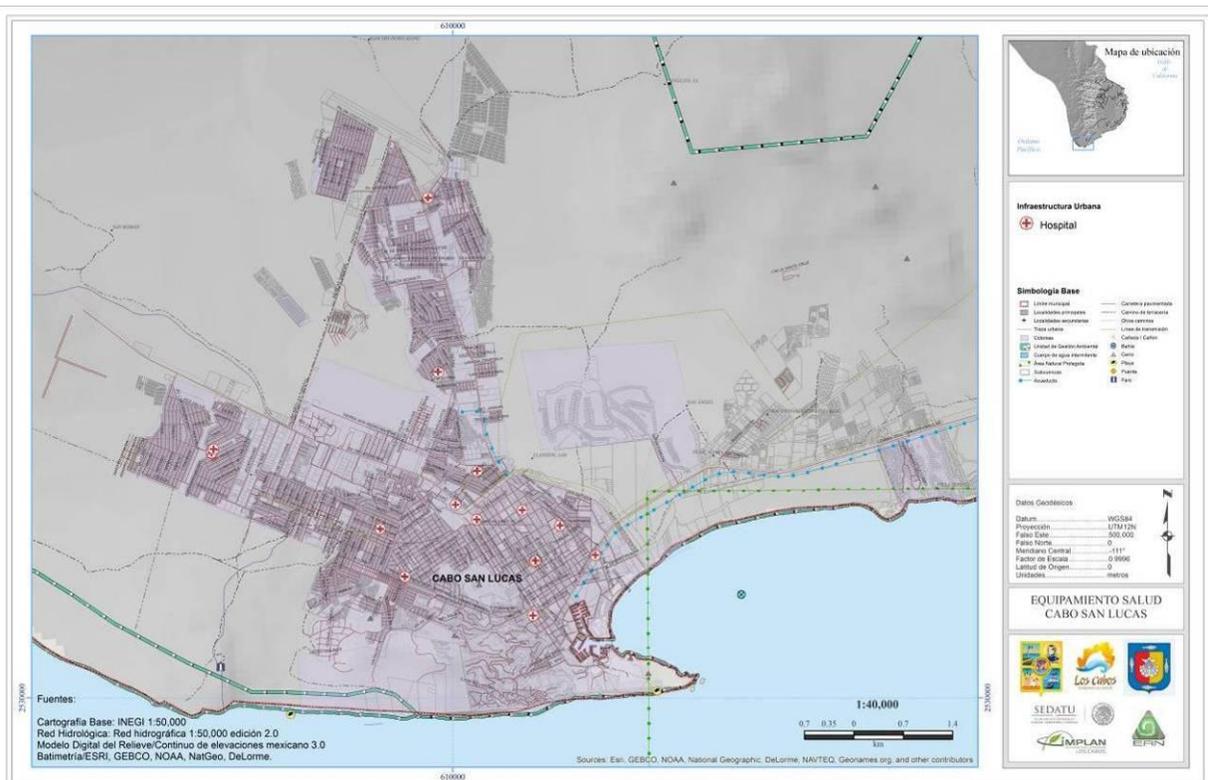


Figura 4.2.10 Mapa de equipamiento en Salud de la localidad de Cabo San Lucas, Baja California Sur.

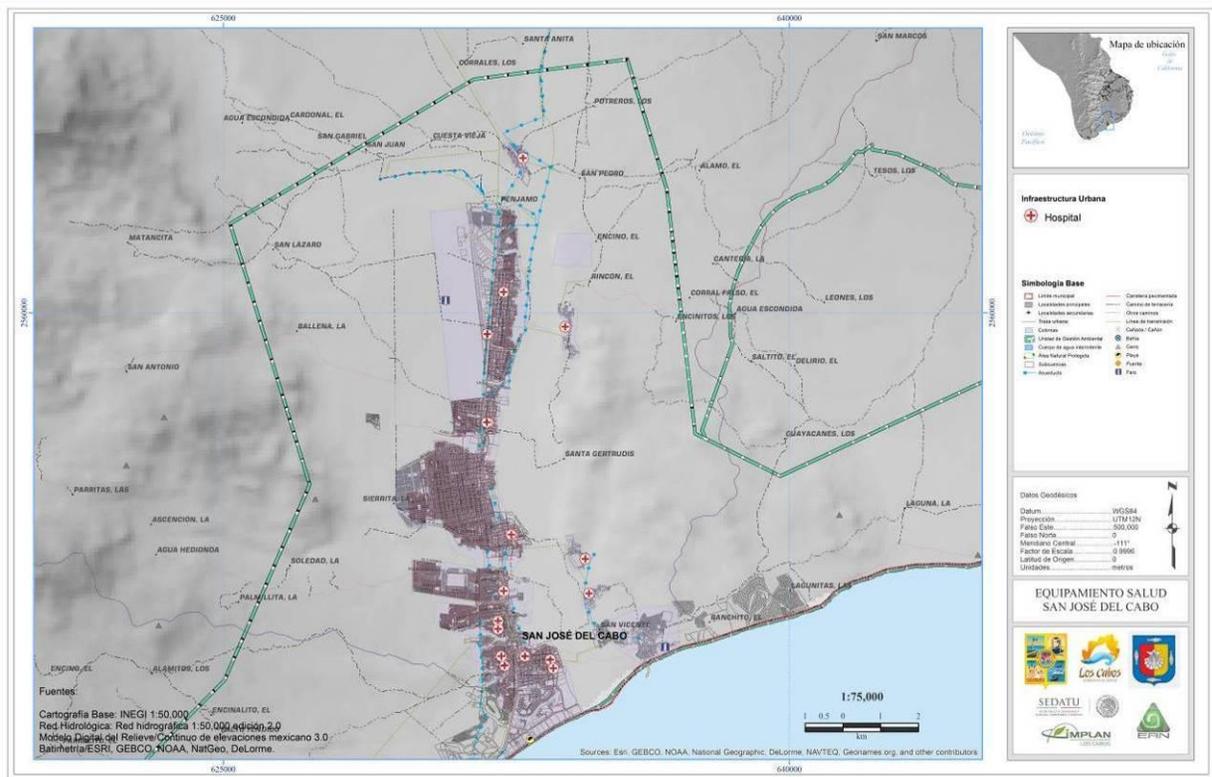


Figura 4.2.11 Mapa de equipamiento en Salud de la localidad de Cabo San Lucas, Baja California Sur.

### 4.3. Principales actividades económicas en la zona

Los resultados presentados por el INEGI en el Censo General de Población y Vivienda 2010 registran que la población económicamente activa ocupada en el municipio de Los Cabos participa en mayor porcentaje en el sector terciario, con un 68.4 %. Es decir, la mayoría de la población labora en comercio transporte, gobierno y servicios. El segundo lugar lo ocupa el sector secundario con un 22.7 %, en donde las principales actividades son la industria manufacturera, minería, extracción de petróleo y gas, electricidad, agua y construcción. El sector primario tiene una participación del 5.4 %, en donde las actividades son agricultura, ganadería, caza y pesca. En la figura 4.3.1 se aprecian los valores anteriormente mencionados.

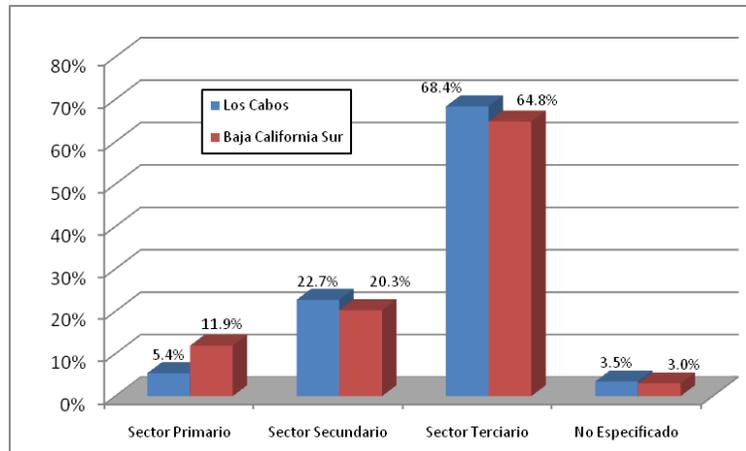


Figura 4.3.1 Población ocupada por sector (INEGI, Censo General de Población y Vivienda 2010)



#### 4.4 Características de la población económicamente activa

De acuerdo a los datos del Censo General de Población y vivienda del año 2010, la Población Económicamente Activa (PEA), está conformada por 151,201 habitantes, es decir, el 63.4% de los cuales 141,222 está ocupada, representando el 93.4 % mientras que el 6.6 % restante (9,979) no se encuentra ocupada o desempleada. La Población Económicamente Inactiva está representada por el 36.2 % del municipio. En la figura 4.4.1 se aprecia el comparativo que guarda la Población Económicamente Activa (PEA) del municipio de Los Cabos con relación al estado de Baja California Sur. La Población Económicamente Inactiva (PEI) hace referencia a las personas de 12 años y más que en la semana de referencia no realizaron ninguna actividad económica.

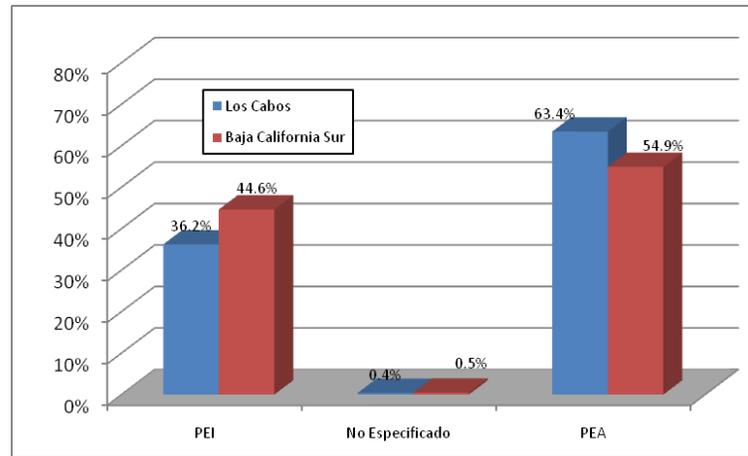


Figura 4.4.1 Comparativo de la Población Económicamente Activa

#### 4.5. Estructura urbana

Como se mencionó anteriormente, el municipio de Los Cabos está conformado por varias localidades pero las dos principales son San José del Cabo y Cabo San Lucas, siendo ésta última la más importante. En recientes años, esta localidad se ha venido desarrollando un acelerado crecimiento poblacional en donde las áreas urbanas son ocupadas por la mayoría de la población. Este rápido crecimiento en el sector turístico de Los Cabos, ha significado una gran fuente de empleo y desarrollo económico, especialmente para Cabo San Lucas, en donde el reto se centra en resolver los problemas y necesidades de una población en constante crecimiento.

El equipamiento del centro urbano de Cabo San Lucas y San José del Cabo está compuesto por diferentes servicios, tales como: Albergues, Aeropuerto, Bancos, Cementerio, Estación de carburación, Faro, Gasolineras, Instalaciones deportivas, Mercados, Monumentos, Templos, Antena de microondas, Antena de radio, Antena de televisión

En las figuras 4.5.1 se muestra el mapa de equipamiento urbano existente para la localidad de Cabo San Lucas, en donde se observa la localización de infraestructura o equipamiento urbano así como infraestructura en transporte.

En la figura 4.5.2 se encuentra el equipamiento urbano de San José del Cabo, donde es posible apreciar la infraestructura o equipamiento urbano así como la infraestructura o equipamiento en transporte.

Las otras localidades de importancia que forman parte del municipio de Los Cabos son Santiago, Miraflores, Buena Vista, La Ribera y Cabo Pulmo. A pesar de que estas localidades también tienen algún tipo de infraestructura urbana, no se muestra una localización exacta de infraestructura relevante, ya que dichas localidades carecen de información.



Figura 4.5.1 Mapa de equipamiento Urbano de Cabo San Lucas, Baja California Sur

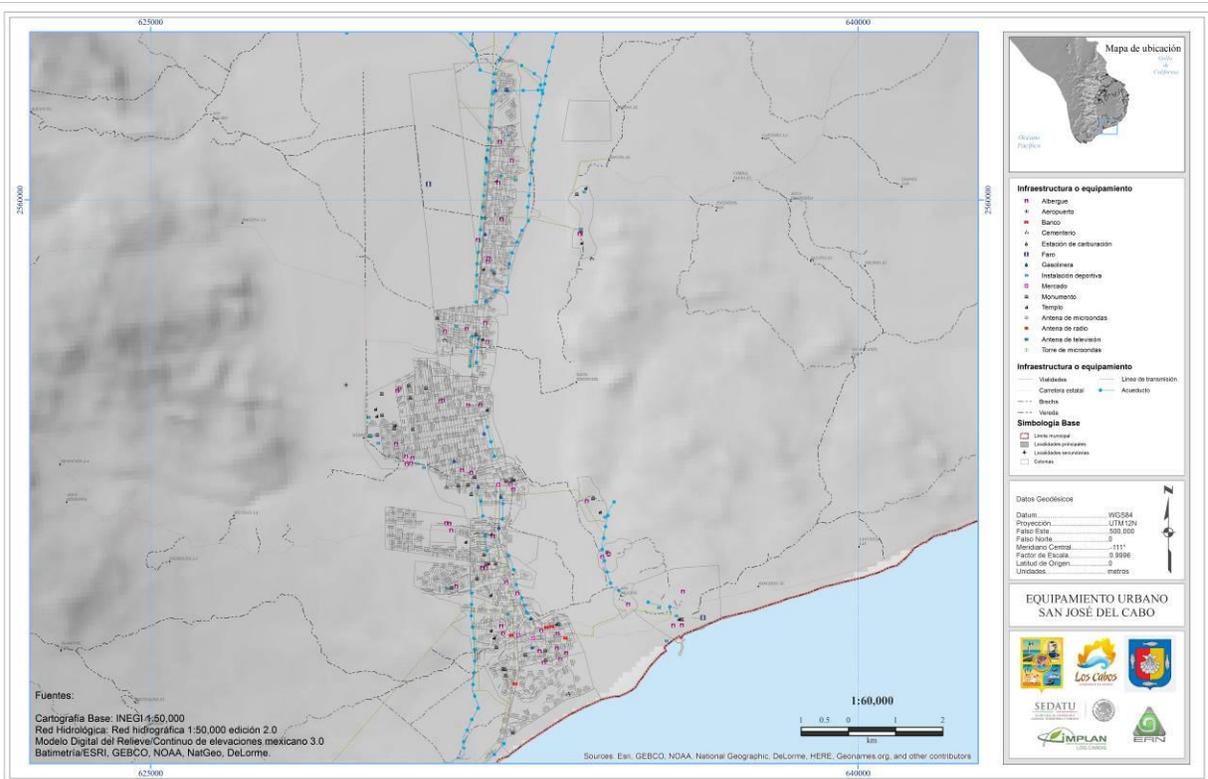


Figura 4.5.2 Mapa de equipamiento Urbano de San José del Cabo, Baja California Sur.



## CAPÍTULO 5. IDENTIFICACIÓN DE PELIGROS, VULNERABILIDAD Y RIESGOS ANTE FENÓMENOS PERTURBADORES DE ORIGEN NATURAL

### AMENAZA ANTE FENÓMENOS DE ORIGEN GEOLÓGICO

#### CAPÍTULO 5.1 AMENAZA VOLCÁNICA

##### CONTENIDO

5.1.1	INTRODUCCIÓN.....	48
5.1.2	PRINCIPALES PRODUCTOS VOLCÁNICOS .....	48
	Caída de cenizas.....	48
	Flujos piroclásticos .....	48
	Flujos de lava .....	48
	Proyecciones balísticas .....	49
	Índice de explosividad volcánica .....	49
5.1.3	MODELO DE DISTRIBUCIÓN DE CAÍDA DE CENIZAS .....	51
5.1.4	MODELO DE DISTRIBUCIÓN DE FLUJOS DE LAVA.....	53
5.1.5	MODELO DE DISTRIBUCIÓN DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS.....	53
5.1.6	TASA DE OCURRENCIA .....	53
5.1.7	ESTIMACIÓN DE LA PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE EVENTOS DE UNA CATEGORÍA DADA DE VEI.....	54
5.1.8	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	55
5.1.9	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	55
5.1.10	CAMBIO CLIMÁTICO.....	56
	REFERENCIAS .....	56



### 5.1.1 INTRODUCCIÓN

Los volcanes constituyen el único proceso que comunica la superficie de la tierra con los niveles profundos de la corteza terrestre; es decir, son el único medio para la observación y el estudio de los materiales líticos de origen magmático, que constituyen aproximadamente el 80% de la corteza sólida. En la profundidad del manto terrestre, el magma bajo presión asciende, creando cámaras magmáticas dentro o por debajo de la corteza. Las grietas en las rocas de la corteza proporcionan una salida para la intensa presión en forma de erupciones con diversos materiales como vapor de agua, humo, gases, cenizas, rocas y lava.

### 5.1.2 PRINCIPALES PRODUCTOS VOLCÁNICOS

En el entorno a la actividad volcánica se generan diversos procesos eruptivos con potencial de impacto. Los principales procesos son la caída de cenizas frías, flujos piroclásticos, flujos de lava, flujo de escombros fríos o lahares y proyecciones balísticas.

#### ***Caída de cenizas***

Este proceso se desarrolla por la expulsión a la atmósfera de fragmentos de material magmático (conocidos como tefras o piroclastos), impulsados por los gases ascendentes producidos durante algunas erupciones volcánicas. Esta masa de material es transportada grandes distancias, dependiendo del viento dominante, y dispersada por la turbulencia atmosférica sobre grandes áreas, generando en ocasiones cambios climáticos globales. A causa del enfriamiento y condensación el material se precipita por acción de la gravedad sobre grandes extensiones de tierra, causando daños no solo de tipo climático sino también en propiedades y bienes de infraestructura expuesta. Los tefras son material volcánico fragmentado y se clasifican según su tamaño como se muestra en la tabla 5.1.1.

**Tabla 5.1.1** Tamaño de la muestra volcánica

<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Clasificación</b>
> 64	Bloques: forma angular a subangular Bombas: forma suave, a manera de bala
64 – 2	Lapilli
< 2	Ceniza

#### ***Flujos piroclásticos***

Los flujos piroclásticos están compuestos de material granular y gases eruptivos de elevada temperatura acumulados durante el proceso eruptivo en la columna de erupción, que por su alta densidad colapsa desplazándose ladera abajo por el edificio volcánico, alcanzando velocidades de flujo de hasta 200m/s, por lo cual es uno de los procesos eruptivos más destructivos. Su curso es guiado generalmente por la topografía y puede alcanzar temperaturas de cientos de Celcius, detonando los materiales combustibles que encuentra a su paso.

#### ***Flujos de lava***

Los flujos de lava son corrientes de roca fundida que dependiendo de la composición química y gases disueltos puede variar de viscosidad, y consecuentemente de velocidad y distancia cubierta por el flujo. Los principales factores que afectan la velocidad de los flujos de lava y las distancias que cubren dependen principalmente de las características del material expulsado, aunque también intervienen factores como la tasa de expulsión, pendiente topográfica y accidentes del terreno en el que es vertida la lava, y la forma o estructura del edificio volcánico. Por ejemplo, en los lugares en donde las erupciones se caracterizan por ser periódicas y muy viscosas, los flujos de lava no alcanzan mayores distancias y terminan acumulándose en capas para formar domos. Al igual que los flujos piroclásticos, los flujos de lava generan una destrucción casi total a lo largo del cauce de la corriente de flujo, pues las elevadas temperaturas calcinan cualquier elemento



que se encuentre en la trayectoria, destruyendo incluso el mismo terreno el cual puede durar mucho tiempo en recuperarse.

La intrusión de los flujos de lava en depósitos de nieve o hielo puede generar lahares de gran magnitud, o la intrusión en depósitos de agua superficial puede generar, por la ebullición violenta, explosiones con desprendimientos de roca fundida.

### **Proyecciones balísticas**

Las proyecciones balísticas son piroclastos expulsados por la boca eruptiva que por el tamaño y fuerza con la que son eyectados no son arrastrados por los gases ascendentes de la erupción, sino que adoptan cursos de proyectil alcanzando distancias de hasta algunos kilómetros.

### **Índice de explosividad volcánica**

A lo largo de la historia se ha intentado determinar la magnitud de las erupciones volcánicas, para lo cuales se inventaron varias escalas, las cuales se han ido perfeccionado con el tiempo.

Actualmente la escala utilizada para medir la magnitud de una erupción volcánica es la del Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés: Volcanic Explosivity Index) ideada por Newhall y Self (1982) del U.S. Geological Survey y S. Self de la Universidad de Hawai, la cual consta de una estimación compuesta de varios factores mensurables (volumen de masa expulsada, altura de la columna de humo) y/o apreciables en una erupción volcánica. Este índice se compone de ocho clases que aumentan con la magnitud de la erupción y el volumen de fragmentos de roca expulsados. En la Tabla 5.1.2 se describen cada uno de los niveles del índice planteado a la vez que se cita un ejemplo para cada uno de ellos.

**Tabla 5.1.2** Índice de explosividad volcánica.

VEI	Altura columna de humo (km)	Volumen (m <sup>3</sup> )	Descripción cualitativa	Tipo de Erupción	Recurrencia	Ejemplo
0	<0.1	1x10 <sup>4</sup>	Suave	Hawaiana	Diaria	Kilauea
1	0.1-1	1x10 <sup>6</sup>	Efusiva	Haw/Stromboliana	Diaria	Stromboli
2	1-5	1x10 <sup>7</sup>	Explosiva	Strom/Vulcaniana	Semanal	Galeras, 1992
3	3-15	1x10 <sup>8</sup>	Explosiva	Vulcaniana	Anual	Ruiz, 1985
4	10-25	1x10 <sup>9</sup>	Explosiva	Vulc/Pliniana	Decenios	Galunggung, 1982
5	>25	1x10 <sup>10</sup>	Cataclísmica	Pliniana	Siglos	St. Helens, 1981
6	>25 km	1x10 <sup>11</sup>	Paroxismal	Plin/Ultra-Pliniana	Siglos	Krakatau, 1883
7	>25 km	1x10 <sup>12</sup>	Colosal	Ultra-Pliniana	1.000 años	Tambora, 1815
<b>8</b>	>25 km	>1x10 <sup>12</sup>	Colosal	Ultra-Pliniana	10.000 años	Toba (73,000 AC)

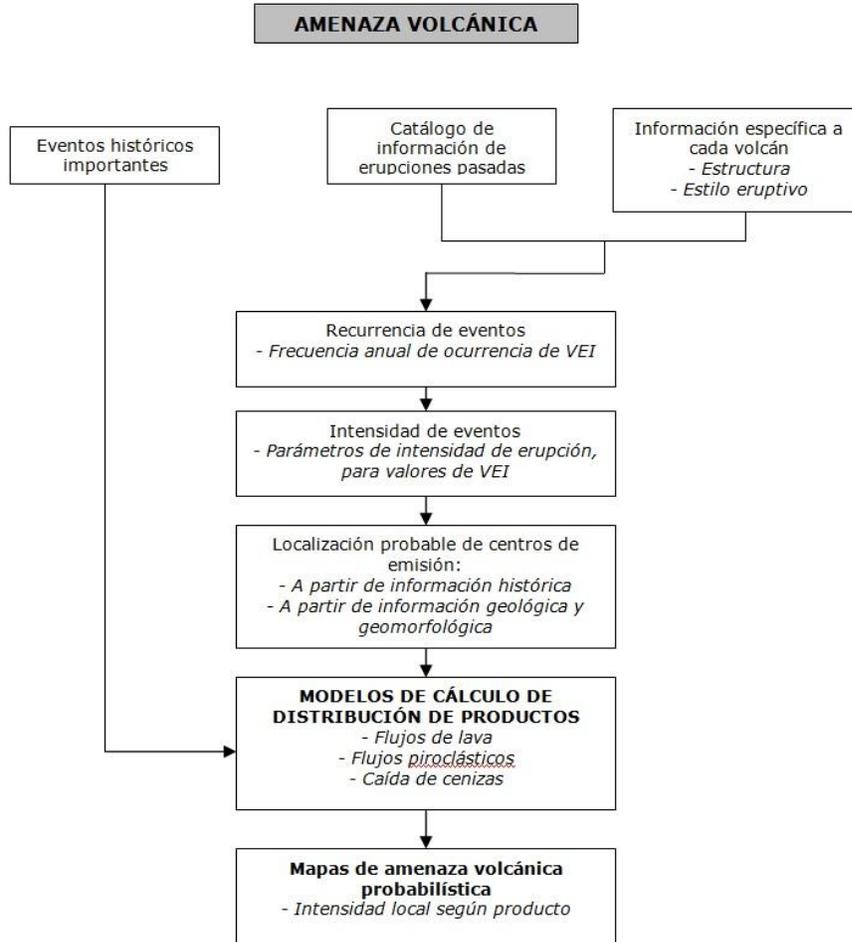


Figura 5.1.1 Metodología para evaluar la amenaza volcánica

Los pasos principales para evaluar la amenaza volcánica son los siguientes los cuales también se mencionan en un diagrama de flujo en la figura 5.1.1:

- (1) **Definición y caracterización general de volcanes activos:** a partir de la información disponible (geológica, geomorfológica, estudios de amenaza), se definen las características de los volcanes activos, incluyendo tipo de volcán, tipo de productos e índice de explosividad, VEI, máximo registrado. Se considerarán activos los volcanes con actividad comprobada en los últimos 10,000 años.
- (2) **Definición de recurrencia de eventos a partir de información histórica:** Con base en el catálogo de erupciones históricas, se definen las tasas de excedencia de valores específicos de VEI.
- (3) **Caracterización de la intensidad de las erupciones en función de VEI:** A partir de la información recopilada sobre las erupciones históricas en el volcán, se define la intensidad de una erupción en un volcán particular, en función del VEI. Esta definición de intensidad es particular para cada volcán, y debe definirse para los productos que el volcán pueda generar.
- (4) **Localización geográfica de los posibles centros de emisión del volcán:** Con base en la morfología del edificio volcánico, se definen los lugares específicos o centros de emisión en los cuales puede iniciarse la expulsión de material. En caso que la información lo permita, es posible definir una función de probabilidad para la emisión de los diferentes sitios identificados.
- (5) **Modelación de distribución de productos volcánicos:** Se evalúa cada escenario a partir de su magnitud en términos del VEI, e intensidad en términos de los parámetros propios de cada modelo de distribución. El cálculo de distribución genera zonas de afectación e intensidad local específica



para la magnitud seleccionada. Se considerarán tres tipos de productos: caída de ceniza, flujos de lava y flujos piroclásticos.

- (6) **Generación de mapas de amenaza de eventos representativos:** Se generarán los mapas de distribución espacial de productos e intensidades asociadas, para cada evento definido, por medio de los modelos de distribución adoptados.

### 5.1.3 MODELO DE DISTRIBUCIÓN DE CAÍDA DE CENIZAS

El modelo de distribución de cenizas volcánicas empleado es un modelo de advección-difusión, en el cual las partículas se dispersan por la turbulencia atmosférica y la advección horizontal del viento, y se depositan luego por la acción de la gravedad (Folch y Felpeto, 2005). La ecuación general del modelo es (Armienti *et al.*, 1988):

$$\frac{\partial C}{\partial t} + V_x \frac{\partial C}{\partial x} + V_y \frac{\partial C}{\partial y} + V_z \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial vC}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + S \quad (1)$$

en donde  $C$  es la concentración de partículas,  $k_x$ ,  $k_y$  y  $k_z$ , son las componentes del tensor de difusividad,  $V_x$ ,  $V_y$  y  $V_z$  definen el campo de velocidades del sistema,  $v$  es la velocidad límite de caída de partículas, y  $S$  es la función que describe la entrada de partículas a la columna. Para facilidad en la resolución del problema, se considera que la corriente de viento y difusión vertical son despreciables, y los coeficientes de difusión horizontal son iguales ( $k=k_x=k_y$ ).

La distribución granulométrica se define en función del parámetro  $f$ , definido como  $d=2^{-f}$ , donde  $d$  es el diámetro de la partícula. Así el volumen total de dicho tamaño de partícula, está definido como (Woods y Bursik, 1991).

$$V_\phi = \frac{V}{\sqrt{2\pi\sigma_\phi}} \exp\left(-\frac{(\phi - \phi_m)^2}{2\sigma_\phi^2}\right) \quad (2)$$

donde  $V$  es el volumen total emitido,  $\phi_m$  y  $\sigma_\phi$  son el valor medio y la desviación estándar de la distribución del parámetro  $j$ .

La distribución del material expulsado en la columna eruptiva se modela asumiendo la velocidad de salida del gas en la boca de la erupción como un valor varios órdenes de magnitud superior respecto a la velocidad límite de caída de las partículas (Armienti *et al.*, 1988).

$$V_\phi(z) = V_\phi \frac{A_\phi^2 \left(1 - \frac{z}{H_T}\right) \exp\left(-A_\phi \left(\frac{z}{H_T} - 1\right)\right)}{H_T \left(1 - (1 + A_\phi) \exp(-A_\phi)\right)} \quad (3)$$

donde  $H_T$  es la altura máxima de la columna de humo y  $A_\phi$  es un parámetro para la localización del punto de máxima concentración de partículas a una altura definida como  $H_T(1-1/A_\phi)$ , y se calcula como  $A_\phi = A/v_{\phi 0}$ , donde  $A$  es un factor de forma de la columna y  $v_{\phi 0}$  es la velocidad final de caída de las partículas de tamaño  $\phi$  a nivel del mar.

La columna eruptiva se divide en  $N$  capas de igual altura  $z$ , en las cuales se asume que el campo de viento y la velocidad terminal de partículas permanecen constantes, de tal manera que una concentración de masa



con volumen  $V_j$ , localizada a una altura  $z_j$ , se trasladará por efecto de corrientes de viento y caída libre de partículas de tamaño, hasta un punto localizado en coordenadas  $x_j$  y  $y_j$ , dadas por (Folch y Felpeto, 2005).

$$\begin{aligned} x_{\phi_j} &= x_o + \sum_{i=j}^1 W_{xi} \frac{z_i - z_{i-1}}{v_{\phi_i}} \\ y_{\phi_j} &= y_o + \sum_{i=j}^1 W_{yi} \frac{z_i - z_{i-1}}{v_{\phi_i}} \end{aligned} \quad (4)$$

donde  $x_o$  y  $y_o$  son las coordenadas del centro de emisión. Se considera adicionalmente que toda la masa es emitida en el mismo instante  $t=0$ . El tiempo total necesario para que una masa de partículas cruce todas las capas desde una posición  $z_j$  es

$$t_{fall} = \sum_{i=1}^j \Delta t_i \quad (5)$$

De esta manera, el espesor depositado por partículas de tamaño  $\phi$ , con distribución inicial circular de radio  $r_o$ , inicialmente localizadas a una altura  $z_j$  es (Carslaw y Jaeger, 1959):

$$T_{\phi} = \frac{V_{\phi}}{2\pi r_o^2} \left[ erf\left(\frac{r_o + r}{2\sqrt{kt_{fall}}}\right) + erf\left(\frac{r_o - r}{2\sqrt{kt_{fall}}}\right) \right] erf\left(\frac{r_o}{2\sqrt{kt_{fall}}}\right) \quad (6)$$

donde  $\rho$  es la distancia entre el centro de concentración inicial ( $\xi_{0\phi\phi}$ ,  $\psi_{0\phi\phi}$ ) y el punto donde el espesor está siendo evaluado, y  $\varepsilon\rho\phi$  corresponde a la función gaussiana de error. Finalmente el espesor total de partículas se calcula como la suma de las contribuciones de todas las capas de la columna, y todos los tamaños de partícula considerados,

$$T = \sum_{\phi_{min}}^{\phi_{max}} \sum_{j=1}^N T_{\phi_j} \quad (7)$$

Las velocidades terminales de partículas, se calculan en función del número de Reynolds, de la siguiente manera (Bonadonna *et al.*, 1998)

$$\begin{aligned} V &= \sqrt{\frac{8\rho_p d g}{6\rho_a D}} & \text{Re} > 500 \\ V &= d \left( \frac{4g^2 \rho_p^2}{255 \rho_a \mu_a} \right)^{2/3} & 0.4 < \text{Re} < 500 \\ V &= \frac{g\rho_p d^2}{18\mu_a} & \text{Re} < 0.4 \end{aligned} \quad (8)$$

donde  $\rho_p$  es la densidad de las partículas,  $d$  es el diámetro de la partícula,  $\rho_a$  es la densidad del aire,  $\Delta$  es el parámetro de arrastre y  $\mu_a$  es la viscosidad del aire.



### 5.1.4 MODELO DE DISTRIBUCIÓN DE FLUJOS DE LAVA

Para modelar la extensión de flujos de lava se emplea un modelo de escurrimiento en cuencas, el cual es indicativo de todos los posibles caminos que puede tomar determinado flujo, siendo emitido desde un punto particular, en función de la topografía particular del volcán.

El modelo verifica la diferencia de altura entre celdas contiguas del modelo digital de elevación (DEM) empleado, para determinar hacia donde puede escurrir el flujo de lava. Esta operación se repite hasta alcanzar un valor máximo de distancia desde el centro de emisión, el cual es dado en función del VEI particular de la erupción, y de las características propias del volcán.

### 5.1.5 MODELO DE DISTRIBUCIÓN DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS

Se emplea el modelo de Cono de Energía (Sheridan y Malin, 1983) para caracterizar la extensión probable de flujos piroclásticos en una erupción determinada. En este modelo, la energía de la nube de gases y partículas que colapsa desde la columna creada por la erupción, disminuye con la distancia desde el punto de eyección con la diferencia entre la línea de energía y la topografía. La línea de energía se define por la altura de la columna de erupción, y el ángulo de inclinación estimado del cono, y relaciona la altura de columna con la extensión probable de impacto del flujo (ver figura 5.1.2).

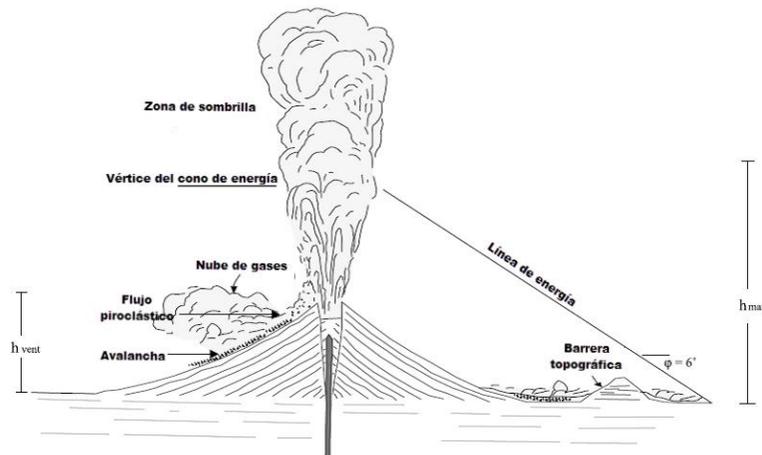


Figura 5.1.2 Estimación del área de influencia de flujos piroclásticos según Sheridan y Malin (1983)

Se define la susceptibilidad de un determinado sitio en función de la magnitud de energía disponible con la que cuenta el flujo en ese sitio. La magnitud de energía  $h$  se define como:

$$h = H_0 + H_c - d \tan(\alpha_c) - h_0 \quad (9)$$

donde  $H_0$  es la altura topográfica del centro de emisión,  $H_c$  es la altura estimada de la columna eruptiva,  $d$  es la distancia entre el centro de emisión y el punto bajo análisis,  $\alpha_c$  es el ángulo del cono, y  $h_0$  es la altura topográfica del punto analizado.

### 5.1.6 TASA DE OCURRENCIA

Para el caso de un volcán individual, el proceso no es estacionario, pudiendo representarse por medio de promedios pesados de las tasas de ocurrencias de los distintos regímenes; en la escala global el proceso tiende a ser estacionario (De la Cruz-Reyna, 1996).



Uniendo las erupciones de un amplio grupo de volcanes se genera un proceso de Poisson homogéneo bien definido, como en el caso de la actividad eruptiva global. Se estimaron los valores  $a=3.494$  y  $b=0.789$  para la actividad volcánica global ocupando los datos históricos de Newhall y Self (1982) considerando VEI entre 3 y 6 (De la Cruz - Reyna, 1991).

El comportamiento de la ocurrencia de erupciones explosivas es similar a lo de los sismos, (y muchos otros fenómenos naturales) en el sentido de que la frecuencia de los eventos disminuye al aumentar de la magnitud.

El análisis de los datos históricos clasificados por el VEI muestra que cuando los datos de las erupciones se analizan como número de erupciones ocurridas en un intervalo de tiempo, se puede considerar la expresión 10 la cual representa la relación entre la clase de magnitud (VEI) y la tasa de ocurrencia de las erupciones ( $\lambda_{VEI}$ ) (Mendoza-Rosas, De la Cruz-Reyna, 2008).

$$\log \lambda_{VEI} = a - bVEI \quad (10)$$

Se propone utilizar esta ecuación para los volcanes que se están analizando para averiguar si las tasas de ocurrencias observadas y calculadas considerando datos históricos y geológicos representan este proceso.

Cuando se ocupan los datos reales es necesario tomar en cuenta que los catálogos de las erupciones pueden estar incompletos para los eventos con VEI menor ( $VEI \leq 2$ ) y mayor ( $VEI \geq 5$ ).

Los reportes de las erupciones pequeñas son más subjetivos, el número de testigos que las presencian y describen son mucho menores y por su carácter poco explosivo son difíciles de definirse como eventos puntuales en el tiempo (De la Cruz-Reyna, 1996). Los eventos mayores son tan raros que si no se tiene información sobre una erupción ocurrida, por ejemplo, en el Holoceno, los resultados pueden variar mucho.

La validez de la Ecuación 10 para los volcanes individuales puede fallar, sobre de todo cuando las series eruptivas presentan una dependencia temporal, en Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna (2008) se presentan buenos resultados en el uso de esta ecuación para los volcanes mexicanos de *Colima*, el *Popocatepetl*, el *Pico de Orizaba*, el *Nevado de Toluca* y *El Chichón*.

### 5.1.7 ESTIMACIÓN DE LA PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE EVENTOS DE UNA CATEGORÍA DADA DE VEI

Para la estimación de la probabilidad de ocurrencia de eventos con VEI mayor de un VEI dado, se ocupa una unión de distribuciones exponenciales: MOED (Mixture Of Exponentials Distribution); como la presentada por Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna, 2009.

Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna (2009) presenta dos aplicaciones del método MOED: el caso del *Volcán de Colima* y el caso del *Volcán Popocatepetl*.

Se recomienda considerar el MOED cuando en las series acumulativas de los eventos se pueden identificar los regímenes con tasas de erupción bien definidas, este método es útil cuando las series eruptivas son no-estacionarias; en el caso estacionario se tendrá una sola tasa de erupción ( $\lambda$ ).

En el caso no-estacionario cada régimen identificado será caracterizado por una tasa de erupción  $\lambda_i$ , una duración  $D_i$  y un factor de peso  $\omega_i$ .

Este modelo se utiliza para estimar la probabilidad de que ocurra por lo menos una erupción de una categoría dada de VEI en un momento específico en el futuro. Suponiendo que el evento más reciente ocurrió hace  $s$  años, y asumiendo una duración  $t$  en años, la probabilidad de que ocurra por lo menos una erupción en los próximos  $t$  años es:

$$P(T \leq s + t | T > s) = 1 - \frac{1 - F(s+t)}{1 - F(s)} \quad (11)$$

Donde

$$F(t|\Lambda) = \sum_{i=1}^m \omega_i (1 - e^{-\lambda_i t}) \quad (12)$$



$\omega$  es el factor de peso dado por:

$$\omega_i = \frac{D_t - D_i}{\sum_{i=1}^m (D_t - D_i)} \quad (13)$$

Donde  $D_t$  es la duración del intervalo de la muestra y  $D_i$  es la duración del régimen identificado. Este método puede ser aplicado para series de tiempo que presentan datos completos, donde no se omitieron eventos; la falta de un solo evento puede cambiar la distribución de los tiempos de reposo. El MOED es un buen método para estimar la amenaza volcánica para volcanes que presentan una tasa de actividad eruptiva alta y una significativa evidencia de la distribución de regímenes altos y bajos de erupción (Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna, 2009).

### 5.1.8 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Los volcanes de México que presentan una actividad considerable son, en orden de importancia a nivel de riesgo: Popocatépetl, Colima, Ceboruco, San Martín Tuxtla, El Chichón y Pico de Orizaba. Entre estos volcanes el más cercano a la zona en análisis es el volcán Ceboruco, ubicado a 600 km de distancia; por esta razón la región en estudio no presenta riesgo volcánico.

Un volcán se considera activo cuando tuvo la última erupción hace menos de 10,000 años, según esta definición los volcanes activos más cercanos a la zona de Los Cabos son los Tres Vírgenes, el Bárcena y el Socorro ubicados respectivamente a 500 km de distancia, 400 km y 450 km. No se conoce con certeza la fecha de la última erupción de los Tres Vírgenes (se supone ocurrió en el 1857), el volcán Bárcena se formó en 1953 con una erupción de VEI=3 y no volvió a presentar actividad, la erupción más reciente del volcán Socorro ocurrió en 1994 (VEI=0).

En la figura 5.1.3 se muestra el mapa de amenaza por vulcanismo para el municipio de Los Cabos, Baja California Sur, en donde se aprecia que dicha amenaza no aplica para la zona de estudio.

### 5.1.9 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Debido a que esta no es una amenaza latente en la zona, se presentan aportaciones generales para establecer un plan o acciones de mitigación, estas aportaciones son las siguientes:

**Sistema de vigilancia permanente:** es importante tener un monitoreo constante de la actividad del volcán y con ello, dar aviso de manera oportuna a las autoridades competentes para que ejecuten los planes de emergencia. Hay algunas dependencias estatales que se encargan de este tipo de seguimiento, por lo que es recomendable identificarlas en caso de un evento.

**Educación y divulgación:** es importante que las instituciones como los cuerpos de emergencia tengan conocimiento sobre esta amenaza, fomentando así la educación sobre los fenómenos naturales que asechan el área en estudio.

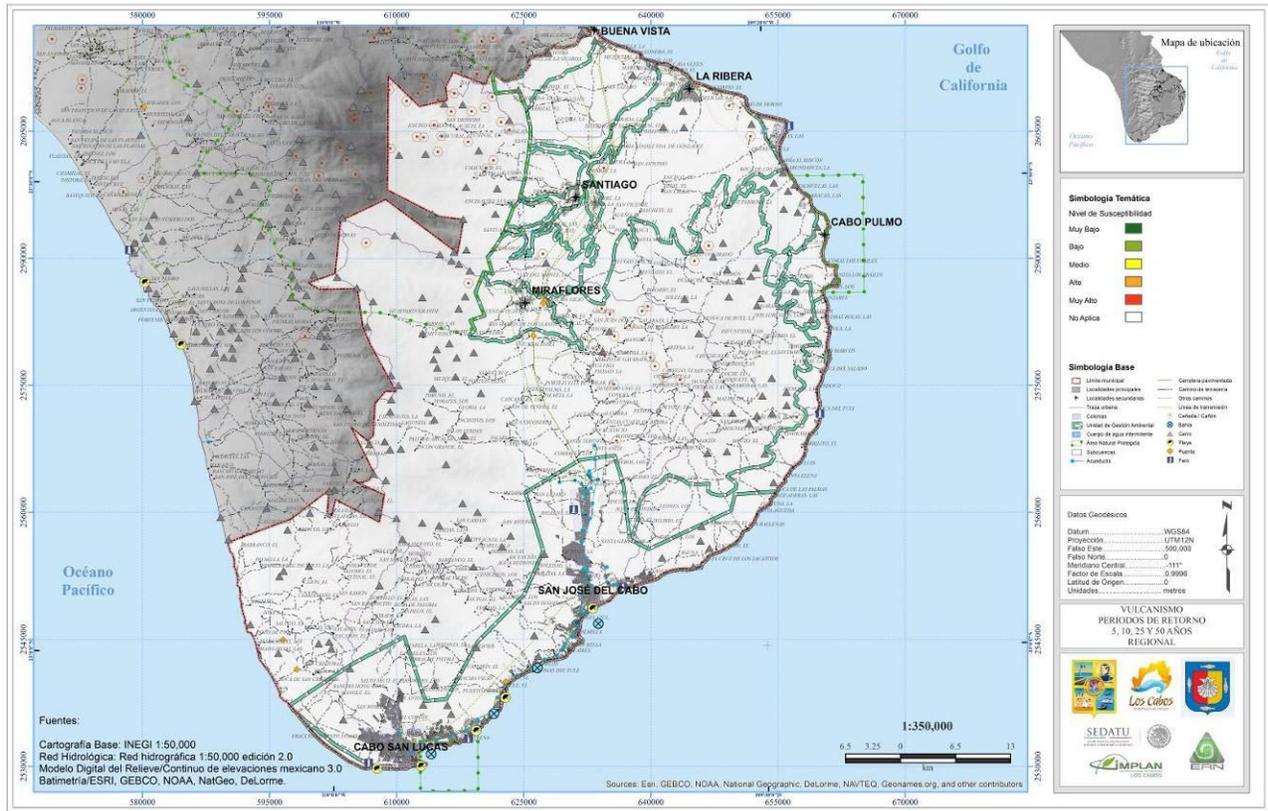


Figura 5.1.3 Mapa de amenaza Volcánica para Los Cabos, Baja California Sur.

### 5.1.10 CAMBIO CLIMÁTICO

El cambio climático ha sido un factor importante en la alteración de la frecuencia de la actividad volcánica, ya que, se ha observado que el reacondicionamiento de la corteza terrestre asociado al aumento del peso del agua en el océano puede producir el movimiento de placas tectónicas y provocar un incremento de esta actividad. Algunos investigadores consideran que la actividad volcánica no afecta completamente, ya que, los volcanes expelen grandes cantidades de cenizas, sulfuro, dióxido de carbono y agua a la alta atmósfera, reflejando luz solar para enfriar a la Tierra por un par de años. Sin embargo, el incremento en la frecuencia de la actividad volcánica puede generar el efecto contrario.

### REFERENCIAS

Alberico et al., A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy), Journal of Volcanology and Geothermal Research, N° 116, pp 63-78, 2002

Armienti, P., G. Macedonio y M. Pareschi 1988. A Numerical Model for Simulation of Tephra Transport and Deposition: Applications to May 18, 1980, Mount St. Helens Eruption, J. Geophys. Res., 93(B6), 6463-6476.

Bonadonna, C., Ernst, G., Sparks, R., 1998. Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of the particle Reynolds number. J. Volcanol. Geotherm. Res. 81 (3-4), 173-187.

Carslaw, H., Jaeger, J., 1959. Conduction of Heat in Solids. Clarendon Press, Oxford.

De la Cruz-Reyna, 1996. Long term probabilistic analysis of future explosive eruptions En: ScarScarpa and R.I. Tilling, eds. Monitoring and mitigation of volcanic hazards. A iavcei/UNESCO Volume. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. Pp 599-629



- De la Cruz-Reyna, 1996. Estimación del riesgo volcánico en términos de la distribución estadística de erupciones explosivas. Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED)
- De la Cruz Reyna S., 1993, Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima volcano, Mexico. *J Volc Geotherm Res*, 55: 51-68
- De la Cruz-Reyna, 1991, Poisson-distributed patterns of explosive eruptive activity. *Bull Volcanol* 54:57-67
- Folch, A., Felpeto, A., 2005. A coupled model for dispersal of tephra during sustained explosive eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145. 337-349.
- Mendoza Rosas A., De la Cruz Reyna S. , 2009, A mixture of exponentials distribution for a simple and precise assessment of the volcanic hazard, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 425-431
- Mendoza Rosas A., De la Cruz Reyna S. , 2008, A statistical method linking geological and historical eruption time series for volcanic hazard estimations: Applications to active polygenetic volcanoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 277-290
- Newhall C.G., Self S., 1982. The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* 87C2, 1231-1238
- Sheridan, M.F., Malin, M.C., 1983. Application of computer assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari and Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 187-202.
- Woods, A., Bursik, M., 1991. Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes. *Bull. Volcanol.* 53, 559-570.





## CAPÍTULO 5.2. AMENAZA SÍSMICA

### CONTENIDO

5.2.1	INTRODUCCIÓN.....	60
5.2.2	CÁLCULO DE LA AMENAZA SÍSMICA.....	60
5.2.3	ANÁLISIS DETERMINISTA DE AMENAZA SÍSMICA.....	61
5.2.4	ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DE AMENAZA SÍSMICA.....	61
	Herramientas computacionales existentes.....	62
	Pasos de la metodología utilizada en el modelo de amenaza sísmica:.....	62
5.2.5	PARÁMETROS DE SISMICIDAD DE FUENTES SISMOGÉNICAS.....	63
	Integración espacial.....	64
	Atenuación de los parámetros de amenaza.....	65
5.2.6	MODIFICACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA POR EFECTOS DE SITIO.....	66
	Definición de efectos de sitio.....	67
	Tipos de efectos de sitio.....	67
	Deslizamientos y deslaves.....	67
	Cambios en estructura superficial.....	68
	Identificación y medición de efectos de sitio.....	68
	Métodos experimentales.....	68
	Modelos y métodos numéricos.....	68
	Modelado de topografías.....	68
	Amplificación dinámica en valles aluviales: modelos 1D, 2D ó 3D.....	69
	Amenaza sísmica en términos de tasa de excedencia de intensidades.....	70
5.2.7	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	71
5.2.8	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	75
5.2.9	CAMBIO CLIMÁTICO.....	75
	REFERENCIAS.....	76



## 5.2.1 INTRODUCCIÓN

Los sismos se definen como el proceso de liberación súbita de energía mecánica acumulada dentro de la corteza terrestre a lo largo de largos periodos de tiempo. Su efecto inmediato es la transmisión de la energía liberada en el punto de origen del sismo o foco al terreno circundante mediante vibración.

La mayoría de los sismos se generan dentro y en los alrededores de la interacción de las placas tectónicas. En la figura 5.2.1 se muestran las fronteras entre placas y el tipo de interacción en cada región. Dicha interacción se produce a velocidades de desplazamiento lentas.

La sismicidad es recurrente (episódica) en cada región donde se producen sismos o región sismogénica. Los sismos de magnitudes bajas y medianas ( $M \leq 6$ ) tienen una probabilidad mayor de producirse ( $Tr=50$  años o menos), mientras que el periodo de recurrencia  $Tr$  de los sismos de magnitudes superiores ( $M \geq 6$ ) pueden superar los 50 años en cada una de sus fuentes sismogénicas (así sea interplaca o intraplaca). La variabilidad de la recurrencia, según las magnitudes, implica la necesidad de modelar la sismicidad de manera probabilística.

La amenaza sísmica de una región determinada depende de un gran número de variables, algunas de las cuales son difíciles de cuantificar. Sin embargo, se han desarrollado modelos que permiten estimar las variables involucradas en el cálculo de la amenaza sísmica, lo cual permite dar un tratamiento científico al problema.

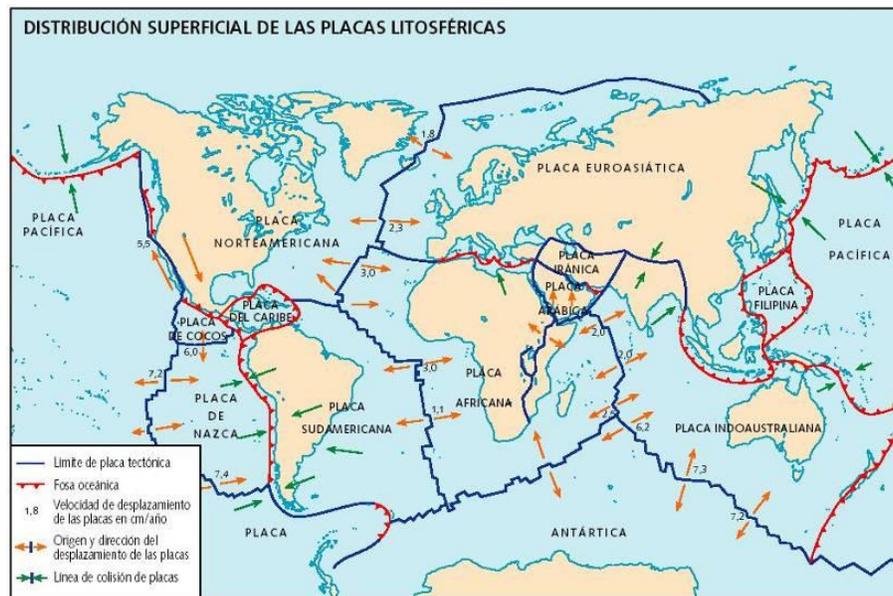


Figura 5.2.1 Límite de placas tectónicas

## 5.2.2 CÁLCULO DE LA AMENAZA SÍSMICA

El cálculo de la amenaza sísmica emplea las definiciones y métodos presentados anteriormente, para establecer el nivel de peligro esperado en un sitio o zona determinada, bajo la influencia de la actividad sísmica de fuentes aledañas identificadas. Históricamente los ingenieros, geólogos y sismólogos se han preocupado por desarrollar metodologías de cálculo que representan cada vez mejor el comportamiento de las fuentes, el tránsito de las ondas dentro del medio rocoso, la respuesta de los suelos y la respuesta estructural en el sitio de interés. De esta manera, es posible identificar dos metodologías primordiales de evaluación de amenaza, que engloban los esfuerzos realizados en el pasado en diferentes estudios en el ámbito mundial.



### 5.2.3 ANÁLISIS DETERMINISTA DE AMENAZA SÍSMICA

Durante muchos años el análisis determinista de amenaza sísmica (Deterministic Seismic Hazard Analysis DSHA) fue la herramienta primordial de la ingeniería sísmica para la evaluación de la amenaza en una zona determinada. El uso del DSHA implica la definición de un escenario particular, en el cual se basa la estimación del movimiento del terreno y los efectos secundarios relacionados. El escenario se define como un sismo de magnitud conocida, el cual sucede en un sitio determinado. Los pasos a seguir, para llevar a cabo un DSHA, son:

1. Caracterización de las fuentes generadoras de terremotos con influencia en el sitio de análisis. Se requiere definir cada fuente en términos de su geometría y sismicidad.
2. Selección de la distancia de la fuente al sitio. Generalmente se toma la menor distancia existente entre la fuente y el lugar de análisis.
3. Selección del sismo de análisis, el cual representa de la mejor manera el potencial sísmico de la fuente en consideración, en términos de la intensidad en el sitio bajo estudio. Se debe escoger a partir de comparación de los niveles de intensidad generados por sismos históricos de la región, o de otras regiones con características neotectónicas similares, de tal manera que sea posible definir una magnitud del sismo de análisis para las distancias anteriormente definidas.
4. Selección de las funciones de atenuación que permitan caracterizar completamente la amenaza en el sitio. Según el alcance del análisis se requerirán funciones de atenuación de aceleración, velocidad, desplazamiento, componentes espectrales de los anteriores parámetros, duración, o cualquier otro parámetro.

El DSHA indica el peor caso posible del efecto sísmico en el sitio de análisis. Cuando se emplea el DSHA para la evaluación de la amenaza en estructuras primordiales, puede estimarse la mayor intensidad que puede afectar dichas estructuras. Sin embargo, no se toma en cuenta cuál es la probabilidad de ocurrencia de ese evento, si es probable o no que ocurra en el sitio escogido, qué tan probable es que suceda a lo largo de un período determinado, ni cuál es el grado de incertidumbre asociado a las variables involucradas en el problema.

En general, el análisis determinista no se emplea ni se recomienda como herramienta única del análisis de la amenaza sísmica. Puede ser usado principalmente como herramienta de calibración de modelos más refinados, siempre y cuando se cuente con información histórica suficiente, o para el análisis retrospectivo de eventos históricos específicos.

### 5.2.4 ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DE AMENAZA SÍSMICA

En la últimas décadas se ha desarrollado el enfoque probabilístico en los análisis de amenaza sísmica, con el fin de involucrar de manera analítica la incertidumbre asociada con las variables que intervienen en el peligro sísmico de una región. Parámetros como la frecuencia de ocurrencia de determinado sismo, la probabilidad de que ocurra en un sitio específico, probabilidades de excedencia de intensidades sísmicas, etc., son incluidos en los modelos de cálculo, para conformar un *análisis probabilístico de amenaza sísmica* (PSHA por sus siglas en inglés). Los pasos a seguir para llevar a cabo un PSHA son:

1. Caracterización de las fuentes generadoras de terremotos con influencia en el sitio de análisis, en términos de su geometría y distribución de probabilidad de puntos de inicio de la ruptura en el área de falla definida. Es usual asumir una distribución de probabilidad uniforme, lo cual implica que la ocurrencia de sismos se espera con igual probabilidad en cualquier lugar de la geometría de fuente definida. Determinación de la sismicidad de las fuentes consideradas, a partir del registro histórico



de eventos ocurridos sobre la geometría anteriormente definida (catálogo sísmico), y de información y estudios de neotectónica y paleosismología para la fuente. La sismicidad se establece por medio de una curva de recurrencia de magnitudes, la cual es una relación específica para cada fuente, que indica cual es la tasa de excedencia de una magnitud sísmica particular.

2. Selección de las funciones de atenuación que permitan caracterizar completamente la amenaza en el sitio. Según el alcance del análisis se requerirán funciones de atenuación de aceleración, velocidad, desplazamiento, componentes espectrales de los anteriores parámetros, duración, etc. Debe involucrarse la incertidumbre asociada a la estimación de los parámetros, generalmente indicada en cada modelo de atenuación.
3. Finalmente se combinan las incertidumbres asociadas a localización, tamaño y atenuación y se obtiene una *curva de amenaza*, la cual indica la probabilidad que una intensidad específica sea igualada o excedida en un periodo de tiempo determinado.

### Herramientas computacionales existentes

Existe una diversidad de herramientas computacionales y aplicaciones en software para la evaluación de la amenaza sísmica. La mayoría de estas aplicaciones se basan en modelos de amenaza probabilística (PSHA), brindando diferentes utilidades en términos de definición de fuentes sísmicas, sismicidad y relaciones de atenuación de movimiento fuerte. La Tabla 5.2.1 presenta algunos ejemplos de los principales sistemas existentes.

Tabla 5.2.1 Algunas herramientas computacionales

Programa	Descripción	Método de cálculo	Referencia
EZ-FRISK	Programa de cálculo para estimar amenaza sísmica, respuesta local, manipulación de señales sísmicas, obtención de señales consistentes con espectros de respuesta determinados. Cuenta con archivos predeterminados de fuentes sísmicas, sismicidad y atenuación.	- Amenaza sísmica: PSHA - Respuesta local de suelos: Método lineal equivalente	Risk Engineering Inc. <a href="http://www.ez-frisk.com">http://www.ez-frisk.com</a>
HAZUS-MH	Programa de cálculo de riesgos por diversas amenazas naturales (Sismo, Huracán, Inundación)	PSHA	FEMA <a href="http://www.fema.gov/plan/prevent/hazus/">http://www.fema.gov/plan/prevent/hazus/</a>
OpenSHA	Sistema en código Open Source para el cálculo de amenaza sísmica.	PSHA	USGS- SCEC <a href="http://www.opensha.org/">http://www.opensha.org/</a>
CRISIS2007	Sistema para la integración de la amenaza sísmica en una zona determinada. Permite la definición de fuentes, sismicidad, atenuación y sitios de análisis.	PSHA / DSHA	Instituto de Ingeniería. UNAM

### Pasos de la metodología utilizada en el modelo de amenaza sísmica:

1. Definición y caracterización de las fuentes sismogénicas principales: a partir de la información geológica y neotectónica se define la geometría de las fuentes sismogénicas.
2. Asignación de parámetros de sismicidad a las diferentes fuentes sísmicas: con base en el catálogo sísmico histórico se asignan los parámetros de sismicidad a cada fuente.
3. Generación de un conjunto de eventos estocásticos compatible con la distribución de ubicación, profundidad, frecuencias y magnitudes: a partir de toda la información anterior, se genera un conjunto de eventos sísmicos por medio de un muestreo basado en división recursiva de la geometría de las fuentes, y se asignan parámetros de sismicidad a cada segmento de manera ponderada según su aporte de área en el área total. Para cada segmento se generan una serie de



- escenarios de diversas magnitudes, cuyas probabilidades de ocurrir se calculan a partir la curva de recurrencia de magnitudes específica de esa fuente.
4. Modelo de atenuación de parámetros de movimiento del terreno: se seleccionan las leyes de atenuación que mejor representen las condiciones del movimiento entre las fuentes y los sitios donde se calcula la amenaza, ya sean leyes existentes en la literatura o creadas con información y datos locales.
  5. Generación de mapas de amenaza de eventos representativos: se generan los mapas de distribución espacial de intensidad sísmica (valores espectrales) para cada evento.
  6. Amplificación de parámetros de amenaza por efectos de sitio: la respuesta dinámica de depósitos de suelo modifica las características del movimiento en amplitud, contenido de frecuencias y duración. El efecto de amplificación y deamplificación de la intensidad por efecto de los depósitos de suelo blando superficiales se cuantifica por medio de cocientes de espectros de respuesta de manera que modifican directamente los mapas calculados en el paso (5).
  7. Aplicación del modelo probabilístico de amenaza sísmica: obtención de mapas de amenaza sísmica para diferentes periodos de retorno.

### 5.2.5 PARÁMETROS DE SISMICIDAD DE FUENTES SISMOGÉNICAS

La actividad de la  $i$ -ésima fuente sísmica se especifica en términos de la tasa de excedencia de las magnitudes,  $\lambda_i(M)$ , generadas por esta fuente. La tasa de excedencia de magnitudes mide qué tan frecuentemente se generan temblores con magnitud superior a una dada. Para la mayor parte de las fuentes sísmicas, la función  $\lambda_i(M)$  es una versión modificada de la relación de Gutenberg y Richter. En estos casos, la sismicidad queda descrita de la siguiente manera:

$$\lambda_i(M) = \lambda_{0i} \frac{e^{-b_i M} - e^{-b_i M_{ui}}}{e^{-b_i M_0} - e^{-b_i M_{ui}}} \quad (1)$$

Donde,

$M_0$  es la mínima magnitud relevante.

$\lambda_{0i}$  corresponde al número promedio de eventos por año de sismos con magnitud mayor que 4.5 que se producen en una determinada fuente

$b_i$  es la pendiente del tramo inicial de la curva de recurrencia de magnitudes

$M_{ui}$  es la máxima magnitud que puede generarse en cada fuente y se estima con base en la máxima longitud de ruptura posible de cada una de las fuentes y en otras características morfológicas

Estos parámetros, diferentes para cada fuente, definen la tasa de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas, y se estiman por medio de procedimientos estadísticos bayesianos. En la figura 5.2.2 se muestran tres tasas de excedencia para zonas sísmicas distintas, una para una zona de alta sismicidad capaz de generar sismos con  $M_{ui} > 7.5$  (por ejemplo, para una zona de profundidad intermedia, Fuente 3), con  $M_{ui} > 7.0$  (una fuente en Guerrero o Michoacán, Fuente 1) y otra de baja sismicidad (en Baja California Norte, Fuente 2). Las tablas 5.2.2 y 5.2.3 muestran los parámetros de sismicidad de estas tres fuentes. Es claro que para una misma tasa de excedencia o tasa constante, estas fuentes generarán sismos con distinta magnitud; por ejemplo, si tomamos una tasa de 0.01 (periodo de retorno de 100 años), esperaremos sismos mayores o iguales que 5.7 en la fuente de baja sismicidad, en la fuente de mediana sismicidad encontraremos sismos mayores o iguales a 7.1 y, por último, mayores o iguales que 7.4 en la de alta sismicidad. Esto quiere decir



que con la misma probabilidad o para la misma tasa de excedencia estas fuentes generarán sismos de distinto tamaño.

Aunque la forma funcional para  $\lambda_i(M)$  dada en la ec (1) se utiliza para la mayor parte de las fuentes sísmicas, se ha observado que la distribución de magnitudes de los grandes temblores de subducción ( $M > 7$ ) se aparta sensiblemente de la predicha por la relación de Gutenberg y Richter, dando origen al llamado sismo característico. Por lo anterior, para los grandes temblores de subducción,  $\lambda_i(M)$  se define de la siguiente manera:

$$\lambda(M) = \lambda(7) \left[ 1 - \Phi \left( \frac{M - EM}{\sigma_M} \right) \right], \text{ si } M > 7 \quad (2)$$

Dónde:  $\lambda(7)$ ,  $EM$  y  $\sigma_M$  son parámetros que se deben obtener estadísticamente para la zona mexicana de subducción, y  $\Phi$  es la función de distribución normal estándar.

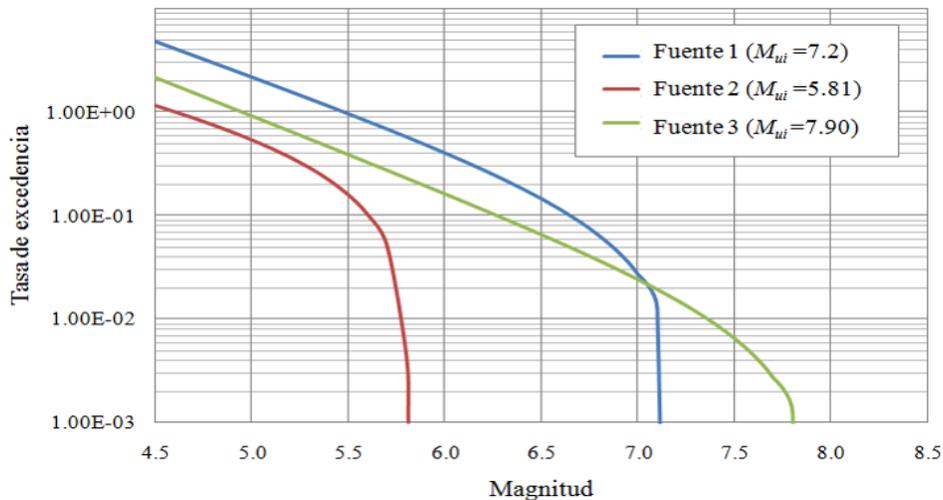


Figura 5.2.2 Tasa de excedencia

Tabla 5.2.2 Parámetros de sismicidad para la modificación de la relación Gutenberg y Richter

Ubicación de la fuente	$\lambda (Mo)$	$\beta$	$Mu$	$Mo$
1 Guerrero o Michoacán	4.79	1.55	7.20	4.5
2 Baja California Norte	1.14	0.97	5.81	4.5
3 Profundidad intermedia	2.16	1.70	7.90	4.5

Tabla 5.2.3 Parámetros de sismicidad para fuentes de sismos característicos

Ubicación Subducción No.	$1/\lambda (7)$	$EM$	$\sigma_M$
1 Chiapas	18.70	7.50	0.27
2 Oaxaca	77.90	7.50	0.27

### Integración espacial

Para realizar la integración espacial, el programa CRISIS asume que, dentro de una fuente, la sismicidad está uniformemente repartida por unidad de área. Para considerar correctamente esta suposición, se realiza una integración espacial subdividiendo las fuentes originales por medio de una función recursiva. Una vez divididas en subfuentes, la sismicidad asociada a cada subfuente se asigna a un punto, y la integración



espacial adopta la forma de una suma. Las fuentes son polígonos en tres dimensiones. Primero, el área se divide en  $N-2$  triángulos, y estos triángulos se siguen subdividiendo hasta que se llega a cualquiera de las dos siguientes condiciones:

- 1) El tamaño del triángulo es más pequeño que un valor dado, el “tamaño mínimo del triángulo”. Esto es, el triángulo se subdivide si es demasiado grande.
- 2) El cociente de la distancia fuente a sitio y el tamaño del triángulo es mayor que el cociente “Distancia Mínima/Tamaño del Triángulo”. En otras palabras, el triángulo se subdivide si el sitio no está suficientemente lejos.

### **Atenuación de los parámetros de amenaza**

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber qué intensidad se presentaría en el sitio en cuestión, si en la  $i$ -ésima fuente ocurriera un temblor con magnitud dada. A las expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad sísmica se les conoce como leyes de atenuación. Usualmente, la posición relativa fuente-sitio se especifica mediante la distancia focal, es decir, la distancia entre el foco sísmico y el sitio. Las leyes de atenuación pueden adoptar formas muy diversas.

El cálculo de la intensidad sísmica no puede considerarse determinista puesto que tiene incertidumbre. Por esta razón, se supone que la intensidad sísmica  $S_a$  es una variable aleatoria de distribución lognormal con mediana dada por la ley de atenuación y desviación típica del logaritmo natural igual a  $\sigma_{lnS_a}$ .

En este trabajo se clasifican las fuentes sísmicas en tres grupos: fuentes activas o intraplaca, fuentes de subducción y fuentes superficiales. A cada uno de estos tipos de fuentes está asociada una ley de atenuación diferente. Se utilizan leyes de atenuación espectrales que toman en cuenta el hecho de que la atenuación es diferente para ondas de diferentes frecuencias, con lo cual es posible calcular el espectro de respuesta esperado dadas una magnitud y una distancia. Las siguientes son las leyes de atenuación adoptadas:

1. Temblores costeros. Se utiliza, para la aceleración máxima del terreno provocada por temblores generados en la costa sur del Pacífico, la ley de atenuación de Ordaz *et al.* (1989). Esta ley fue construida a partir de numerosos registros de aceleración obtenidos por la Red Acelerográfica de Guerrero, que incluyen los del gran temblor del 19 de septiembre de 1985. La relación entre la aceleración máxima del terreno y las ordenadas del espectro de respuesta a otros periodos se obtiene del modelo teórico de fuente y trayecto reportado por Singh *et al.* (1989).
2. Temblores de profundidad intermedia. Se emplea en este caso un modelo de atenuación desarrollado por García *et al.* (2005). Esta fue construida de 16 sismos con magnitudes que se encuentran entre 5.2 y 7.4 y profundidades entre 35 y 138 km (figura 5.2.3).
3. Temblores superficiales. Para modelar la atenuación de los temblores superficiales, tanto los que ocurren en el Eje Neovolcánico como los que se presentan en la parte noroeste del país, se utilizan leyes de atenuación construidas con datos registrados en California (Abrahamson y Silva, 1997).

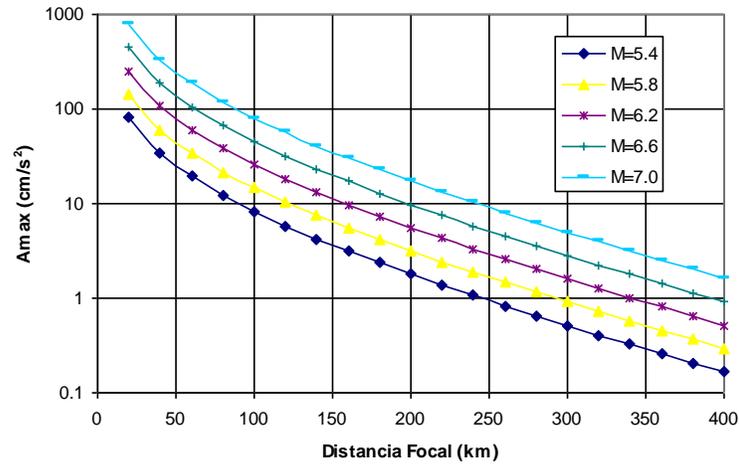


Figura 5.2.3 Ley de atenuación (García *et al.*, 2005) de la aceleración máxima del suelo ( $A_{max}$ ) para temblores de profundidad intermedia

A manera de ejemplo, en la figura 5.2.4 se muestran dos grupos de curvas de atenuación para periodos estructurales de 0.0 y 1 segundos. Las curvas superiores corresponden a sismos de mayor magnitud que las curvas inferiores. En cada gráfica se aprecia el efecto de la magnitud del sismo y es claro que sismos pequeños son poco eficientes para generar ondas de periodo largo.

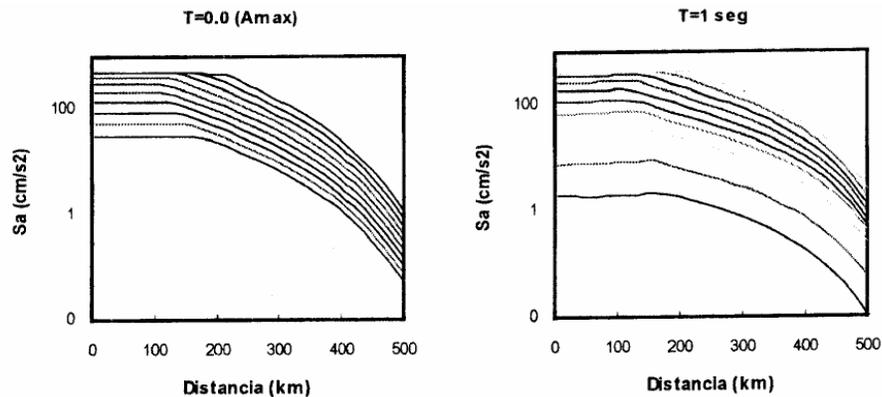


Figura 5.2.4 Atenuación de la amplitud espectral para dos periodos estructurales y para diez magnitudes. La curva superior corresponde a  $M 8.5$ , mientras que la inferior corresponde a  $M 4$ .

## 5.2.6 MODIFICACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA POR EFECTOS DE SITIO

Las condiciones locales del terreno afectan las características del movimiento sísmico. Lo descrito en el capítulo 3 nos permite conocer la intensidad sísmica en cualquier sitio en roca. Sin embargo, en general, nos interesa conocer la intensidad sísmica en cualquier tipo de suelo. Esto se logra a partir del movimiento en roca, considerado como de referencia, multiplicado por un factor que considera los efectos de sitio. Este factor se puede obtener mediante modelos matemáticos o valores empíricos, pero en cualquier caso lo que se obtienen son funciones de transferencia espectrales, las cuales permiten conocer el valor de amplificación por el cual se deben modificar las aceleraciones espectrales calculadas en roca. Estas funciones de transferencia deben construirse para diferentes valores de aceleración máxima del terreno con el fin de tener en cuenta el efecto no lineal de degradación de los suelos.



### ***Definición de efectos de sitio***

Los efectos de sitio son las alteraciones que sufren las ondas sísmicas debido a cambios en la geología local, es decir, en la geometría y composición de la superficie, incluyendo la presencia de depósitos superficiales compuestos por arcillas o arenas. Las modificaciones producto de estos factores se dan en la duración, amplitud y contenido de frecuencia de los movimientos. La correcta cuantificación de los efectos de sitio es indispensable para la elaboración de atlas de riesgos, estimación de pérdidas y diseño de construcciones.

### ***Tipos de efectos de sitio***

Existen efectos de sitio que solamente modifican las características del movimiento sísmico como los ocasionados por la presencia de topografías distintas a una superficie plana (montañas, cañones, entre otros), o por la presencia de valles con arcillas con contenidos de agua. Pero existen otros efectos de sitio, donde existen depósitos de arena o pendientes inestables, que ocasionan la falla del suelo con asentamientos o desplazamientos súbitos y permanentes.

### ***Topografía del terreno***

La superficie irregular del terreno puede provocar amplificación o deamplificación del movimiento. Esto se presenta en cañones, montañas, pendientes, cimas y simas. Los detalles de los efectos de sitio dependerán de la topografía, del tipo de onda sísmica y de su ángulo de incidencia. Existen muy pocas mediciones instrumentales de estos efectos y dependemos de modelos matemáticos para estimarlos.

### ***Presencia de depósitos de arcillas***

En valles aluviales o lacustres, se presenta amplificación dinámica debido al contraste de la velocidad del suelo superficial con respecto a los depósitos más profundos. Entre mayor sea el contraste, mayor será la amplificación. Dependen también de la geometría tridimensional del valle aluvial. Debido a una extraña costumbre generalizada o a una curiosa coincidencia, es común clasificar los suelos en zona I, zona II y zona III. Esto significa que en general habrá suelos con las siguientes características: Terreno firme, formado por suelos bien compactados con velocidades de ondas de corte arriba de 500 m/s, Transición o intermedio, formado por suelos con características entre suelos firmes y blandos, y Blandos o lacustres, formado por depósitos superficiales que experimentan amplificación dinámica. Debido a las características dinámicas de esta amplificación, la mejor manera de caracterizarla es mediante cocientes de espectros de respuesta, es decir, cuantas veces se amplifica, con respecto a terreno firme, la aceleración para un amortiguamiento y un periodo estructural.

### ***Presencia de estratos y depósitos de arenas***

En estos depósitos se puede presentar el fenómeno de licuación en el cual el suelo pierde su capacidad de carga debido al aumento de la presión de poro. En algunos casos la licuación de estratos completos de arena han provocado enormes deslizamientos de tierra (sismo de Alaska, 1964). Su estudio se impulsa por los daños causados por el sismo en Nigata, Japón. Es más factible su ocurrencia en arenas sueltas que en compactas, y más factible en arenas con granulometría uniforme. Si ocurre a profundidad causa flujo vertical de agua que se manifiesta en pequeños volcanes. Los estudios que se pueden realizar para conocer los peligros de licuación son pruebas de penetración y estudio de agua subterránea, como pruebas de campo, y estudios de densidad relativa y de tamaño de partículas en el laboratorio.

También es factible la ocurrencia de asentamiento de arenas secas; esto se puede conocer con estudios de resistencia a la penetración y de densidad relativa.

### ***Deslizamientos y deslaves***

Provocados por las fuerzas sísmicas que encuentran perfiles inestables. Son los responsables de gran parte de los daños en vías de comunicación como carreteras.



### ***Cambios en estructura superficial***

Debidos a heterogeneidad en los materiales que forman la superficie del terreno en sitios poco distantes entre sí. Esto es particularmente relevante para estructuras largas como puentes y conductos ya que las características del movimiento sísmico afectarán de manera distinta a los diversos apoyos. Estos cambios geológicos no deben confundirse con un fenómeno cada vez más común que es la presencia de grietas en la superficie debidas a la extracción excesiva de agua de pozos, comúnmente confundidas con fallas sísmicas.

### ***Identificación y medición de efectos de sitio***

Existen distintos métodos para conocer o estimar el peligro potencial de los efectos de sitio. Estos estudios serán indispensables para la elaboración de reglamentos urbanos y de diseño de estructuras y para la construcción de presas, plantas nucleares, puentes de grandes claros y, en general, para desarrollos civiles importantes.

### ***Métodos experimentales***

Observaciones macrosísmicas. De sismos históricos registrados en códices, relatos, periódicos, libros y tradición oral, entre otros, y sismos recientes que han causado grietas, licuación y fallas de obras civiles.

Microtemblores o microtemblores. Instrumentos muy sensibles que miden velocidad causada por ruido ambiental provocado por tráfico, sismos lejanos o pequeños, vibraciones terrestres. Las mediciones tienen que realizarse durante varias horas y con distintas condiciones. En general sirve para obtener periodos dominantes del suelo en sitios con presencia de depósitos de arcilla; funciona mejor con periodos dominantes de terreno largos ( $T_s > 1$  segundo).

Movimientos débiles. Causados por explosiones artificiales, nucleares, réplicas, sismos pequeños. No es muy eficiente cuando el suelo tiene comportamiento no lineal ya que los valores de amplitud son mayores, y los periodos medidos menores que los que se presentan durante sismos intensos.

Movimientos fuertes. Es el movimiento sísmico durante terremotos intensos, Se necesita estar perfectamente listo para captar la ocurrencia de eventos muy esporádicos. Se obtienen registros de aceleración. Es la mejor alternativa para medir efectos de sitio aunque resulta costoso y de cuidadoso mantenimiento.

Observaciones de campo y estudios en sitio. En numerosas ocasiones se pueden reconocer mediante vuelos, inspecciones y fotografías aéreas fallas y otras características que ayuden a conocer mejor los posibles efectos de sitio. De igual manera, los estudios geológicos, geofísicos y de mecánica de suelos.

### ***Modelos y métodos numéricos***

Las soluciones matemáticas a problemas generales de acústica y elastodinámica han sido aplicadas para estudiar la difracción de ondas sísmicas en valles aluviales y topografías. Las soluciones analíticas son exactas y no se requieren de procesos numéricos. Su desventaja es que solo se aplican para geometrías sencillas, como círculos o semicírculos, lo que no es común encontrar en la realidad. A pesar de estas limitaciones, estas soluciones han servido como base para calibrar los métodos numéricos que son los que prometen modelar casos reales.

Los métodos numéricos son los más conocidos. Se basan en formulaciones de elementos finitos, diferencias finitas (basados en ecuaciones diferenciales) y elementos de frontera (basado en ecuaciones integrales con condiciones de frontera).

### ***Modelado de topografías***

Durante el arribo de las ondas sísmicas se produce en la superficie o campo libre una amplificación constante. El tamaño de esta amplificación dependerá del tipo de onda que se estudie. Por ejemplo, para



ondas SH el valor es dos, uno por la onda que incide y otro por la onda que rebota. Para otro tipo de ondas el cálculo es más complejo pero esencialmente es el mismo.

Ante la presencia de una irregularidad en la superficie terrestre como lo es una montaña o un cañón, las ondas sísmicas incidentes sufrirán una alteración. La solución a este problema consiste en sumar la respuesta del campo libre más la debida a las ondas difractadas por la irregularidad. En estos casos es posible que ante ciertas combinaciones la respuesta en algunos sitios de la irregularidad sea menor que la de campo libre, lo que significa una deamplificación del movimiento.

Típicamente se han calculado amplificaciones en topografías de dos a tres veces la de campo libre, pero se han observado, a partir de registros obtenidos durante sismos, amplificaciones de hasta 10 veces para algunas frecuencias. En general, las amplificaciones son mayores en las crestas que en las bases, y son complejas y sin tendencias claras en las pendientes. Utilizando modelos 3D se aprecia que la dispersión provocada por topografías depende de su geometría, del tipo de onda incidente y del azimut; se observa también enfocamiento de ondas en algunos sitios y resonancia múltiple.

La relevancia de estudiar la influencia de estos efectos es que movimientos sísmicos intensos pueden incrementarse por efectos de sitio que provoquen deslaves y desprendimientos. Por ello, el estudio de topografías con métodos numéricos nos puede arrojar resultados importantes sobre fenómenos locales de amplificación.

#### ***Amplificación dinámica en valles aluviales: modelos 1D, 2D ó 3D***

Cuando las ondas sísmicas chocan con estratos de menor velocidad tienen que ganar amplitud para conservar la energía. Por ello, entre mayor sea el contraste de propiedades entre la roca o suelo firme y los estratos blandos mayores serán los efectos de amplificación. Al contraste de propiedades se le conoce como contraste de impedancias, que es el cociente de la velocidad de las ondas de corte y la densidad de la roca entre las mismas propiedades pero del suelo. Pero la amplificación no solo dependerá del contraste mencionado sino de la forma del valle y de la incidencia de las ondas.

Para conocer en forma teórica la amplificación dinámica en cualquier suelo blando es necesario recurrir a modelos de propagación de ondas. El método más sencillo para cuantificar la amplificación dinámica en suelos es el modelo 1D. Este modelo considera que los estratos tienen una extensión horizontal infinita, lo que implica que el valle no tiene bordes ni cambios en la distribución horizontal de los sedimentos. Desafortunadamente, todos los valles presentan distribución irregular de estratos y dimensiones finitas, por lo que para conocer mejor su comportamiento sísmico se requiere de modelos en dos (2D) y tres (3D) dimensiones y así poder explicar los patrones de amplificación. Estos modelos son en general más sofisticados que el 1D y requieren de mayores recursos matemáticos, numéricos y de cómputo. Si bien las simplificaciones del modelo 1D parecerían grandes y burdas, muchos de los valles aluviales más relevantes en ingeniería sísmica, como el de México, tienen un comportamiento fundamentalmente unidimensional.

Los modelos 2D son sensiblemente más limitados pero también más prácticos que los 3D, tanto por los requerimientos de cómputo como por la obtención de las propiedades para alimentar al modelo. En el caso 2D, la solución más sencilla es para ondas SH que produce movimiento en el sentido perpendicular al plano de estudio; el problema es entonces escalar y se resuelven las ecuaciones de la acústica. Si se requiere estudiar el movimiento en el plano provocado por ondas SV, P o de Rayleigh, se requiere modelar las ecuaciones de la elastodinámica y el problema es ahora vectorial.

Aunque estos modelos, por flexibles y versátiles, pueden arrojar información conceptual y cualitativa de mucha utilidad, la calidad de los resultados dependerá de la información de las características de los suelos con la que se cuente como la densidad, la velocidad de las ondas de corte, el módulo de Poisson y el amortiguamiento.



### **Amenaza sísmica en términos de tasa de excedencia de intensidades**

Una vez conocidas la sismicidad de las fuentes y los patrones de atenuación de las ondas generadas en cada una de ellas, puede calcularse la amenaza sísmica considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas y la distancia entre cada fuente y el sitio donde se encuentra la estructura. La amenaza  $v(Sa)$ , expresada en términos de las tasas de excedencia de intensidades  $Sa$ , se calcula mediante la siguiente expresión:

$$v(Sa) = \sum_{i=1}^N \int_{M_0}^{M_{ui}} -\frac{d\lambda_i(M)}{dM} Pr(SA > Sa | M, R_i) dM \quad (3)$$

Donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes sísmicas  $N$ , y  $Pr(SA > Sa | M, R_i)$  es la probabilidad de que la intensidad exceda un cierto valor dadas la magnitud del sismo,  $M$ , y la distancia entre la  $i$ -ésima fuente y el sitio,  $R_i$ . Las funciones  $\lambda_i(M)$  son las tasas de actividad de las fuentes sísmicas. La integral se realiza desde  $M_0$  hasta  $M_{ui}$ , lo que indica que se toma en cuenta, para cada fuente sísmica, la contribución de todas las magnitudes.

Conviene hacer notar que la ecuación anterior sería exacta si las fuentes sísmicas fueran puntos. En realidad son volúmenes, por lo que los epicentros no sólo pueden ocurrir en los centros de las fuentes sino, con igual probabilidad, en cualquier punto dentro del volumen correspondiente. Se debe tomar en cuenta esta situación subdividiendo las fuentes sísmicas en triángulos, en cuyo centro de gravedad se considera concentrada la sismicidad del triángulo. La subdivisión se hace recursivamente hasta alcanzar un tamaño de triángulo suficientemente pequeño como para garantizar la precisión en la integración de la ecuación anterior.

En vista de que se supone que, dadas la magnitud y la distancia, la intensidad tiene distribución lognormal, la probabilidad  $Pr(SA > Sa | M, R_i)$  se calcula de la siguiente manera:

$$Pr(SA > Sa | M, R_i) = \Phi \left( \frac{E(\ln Sa | M, R_i) - \ln Sa}{\sigma_{\ln Sa}} \right) \quad (4)$$

Siendo  $\Phi(\cdot)$  la distribución normal estándar,  $E(\ln Sa | M, R_i)$  el valor esperado del logaritmo de la intensidad (dado por la ley de atenuación correspondiente) y  $\sigma_{\ln Sa}$  su correspondiente desviación estándar.

La amenaza sísmica se expresa, entonces, en términos de la tasa de excedencia de valores dados de intensidad sísmica. La intensidad sísmica,  $Sa$ , se mide con las ordenadas del espectro de respuesta de pseudoaceleraciones para 5 por ciento del amortiguamiento crítico y el periodo natural de vibración de la edificación de interés,  $T$ .

En la figura 5.2.5 se presenta como ejemplo de tasa de excedencia de intensidad, la curva de amenaza sísmica para la Ciudad de Guadalajara. Esta tasa de excedencia indica qué tan frecuentemente se exceden, en Guadalajara, intensidades sísmicas de cierto valor. En esa curva se obtiene, por ejemplo, para una intensidad  $Sa = 100 \text{ cm/s}^2$ , un valor de  $v(Sa) = 0.002/\text{año}$ . Esto quiere decir que esta intensidad se excederá, en promedio, 0.002 veces por año o, en otras palabras, una vez cada 1/0.002 años (cada 500 años).

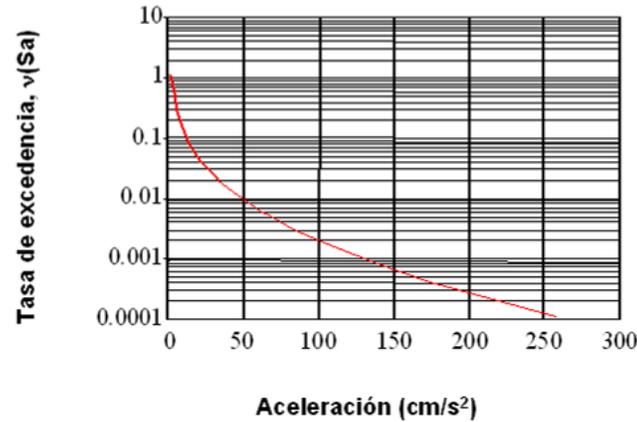


Figura 5.2.5 Tasa de excedencia de aceleración máxima del suelo en Guadalajara

### 5.2.7 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Por su ubicación geográfica, el municipio de Los Cabos, Baja California Sur ha sentido a lo largo de su historia una gran cantidad de sismos, pero la mayoría de ellos han sido de magnitudes intermedias, es decir, menores a M 6.0. En la figura 5.2.6 se aprecia un mapa con la sismicidad en México para el periodo comprendido entre 1900 hasta 2012 donde se observa la localización de sismos con magnitudes mayores a M 6.0, los cuales son relativamente pocos los cercanos a nuestra área de estudio.

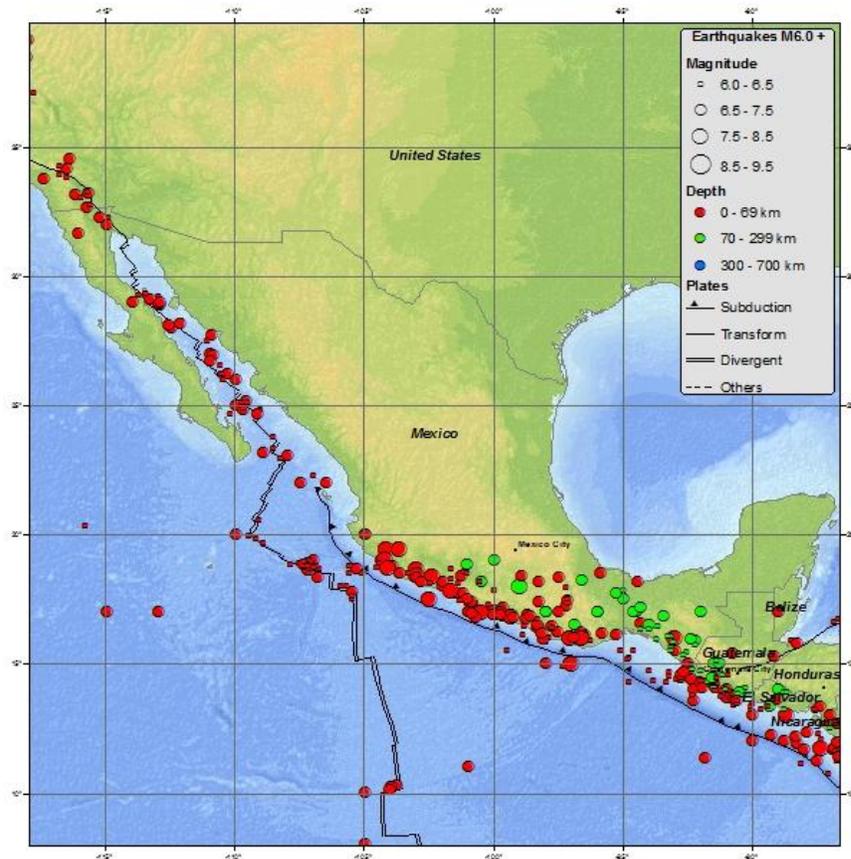


Figura 5.2.6 Mapa de sismicidad en México, sismos > M 6.0 entre 1900 a 2012. Fuente: USGS.



Por lo anterior, debe considerarse la amenaza sísmica como un fenómeno de afectación al municipio. En la figura 5.2.7 se muestra la localización de epicentros de sismos de diferentes magnitudes para los años entre 2009 y 2013. Puede apreciarse que la mayoría de los sismos con epicentro dentro del continente tienen magnitudes entre 2.0 y 3.0; para los eventos sísmicos con epicentro dentro del Golfo de California, las magnitudes se encuentran entre 3.0 y 5.0, con algunos eventos de magnitud mayores a 5.0.

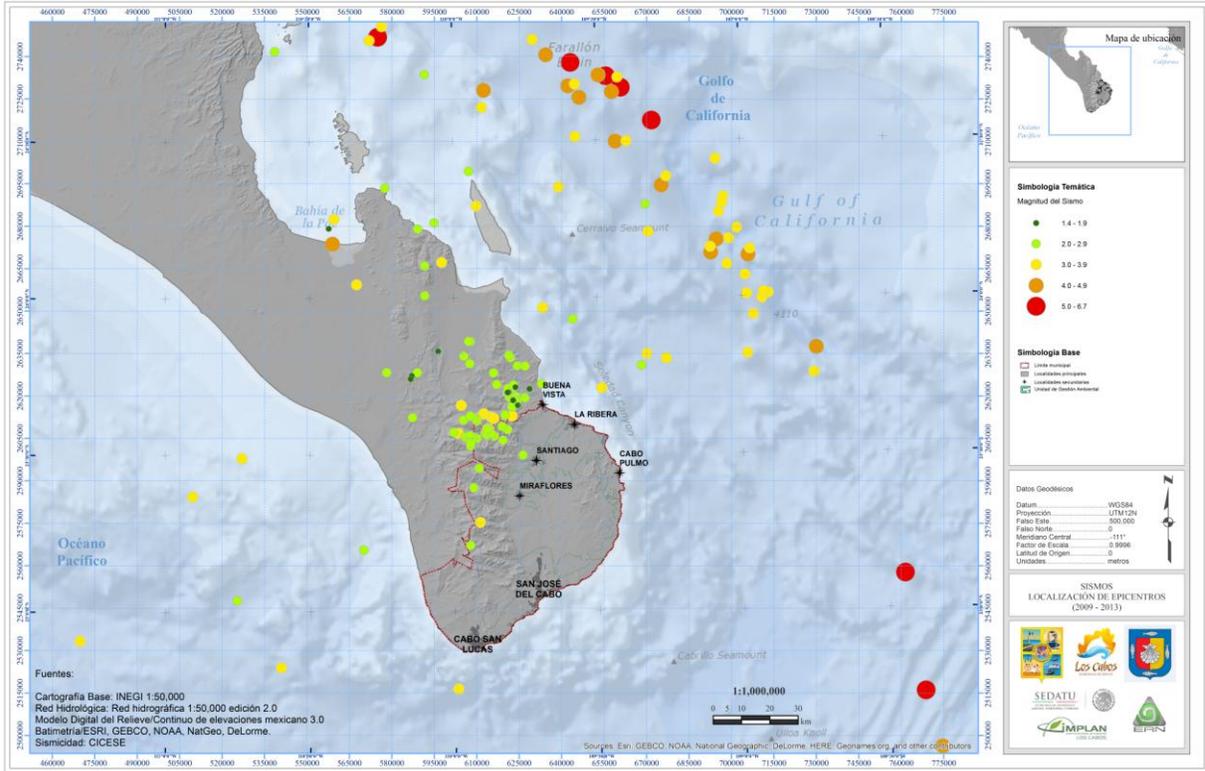


Figura 5.2.7 Localización de epicentros de sismos recientes (2009-2013) en Baja California Sur. Fuente: CICESE.

En el caso del municipio de Los Cabos, se tienen algunos sismos con epicentros dentro del territorio, localizados en su mayoría al norte del municipio. La sismicidad en el área de estudio está compuesta por una serie de fallas dentro y fuera del municipio que ocasionan los movimientos telúricos que se sienten en Los Cabos.

Para la evaluación de la amenaza sísmica en el área de estudio, se emplea el modelo descrito en este capítulo anteriormente, en donde se consideraron 3 periodos de retorno (10, 100 y 500 años); entendiéndose el periodo de retorno como el tiempo promedio en años ante la ocurrencia de un evento de igual o mayor magnitud. El análisis se realiza a nivel regional, es decir, en todo el área de estudio y posteriormente se centra atención en cada una de las escalas de representación cartográfica consideradas.

En este documento se muestran los mapas regionales y locales para el mayor periodo de retorno considerado ( $T_r = 500$  años), en donde la amenaza se evalúa en términos de la aceleración máxima del suelo (PGA, por sus siglas en inglés), con unidades de  $cm/s^2$ . Los mapas correspondientes a los otros periodos de retorno ( $T_r = 10$  y  $100$  años) se encuentran en el anexo de este documento.

En la figura 5.2.8 está el mapa regional para un periodo de retorno,  $T_r = 500$  años.

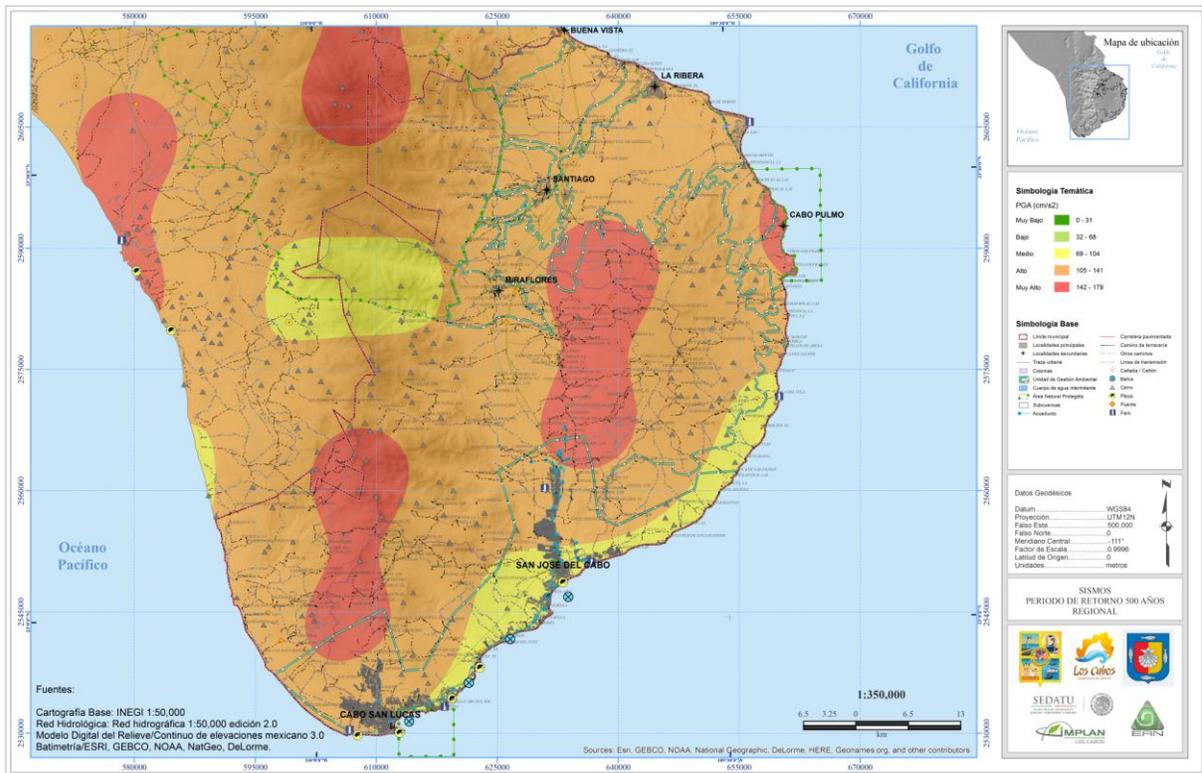


Figura 5.2.8 Mapa regional de amenaza sísmica para el municipio de Los Cabos, periodo de retorno de 500 años.

### Cabo San Lucas

En la figura 5.2.9 se muestra la evaluación de la amenaza sísmica para el municipio de Cabo San Lucas para el periodo de retorno de 500 años, en donde puede apreciarse que esta localidad se encuentra en su gran mayoría en un nivel de amenaza Alto con valores de PGA entre 105-141  $\text{cm/s}^2$ . Debido a esta aceleración se puede tener daño, pero éste solo puede ser estimado mediante un estudio a fondo de los sistemas estructurales presentes en el área de estudio. Por otro lado, algunas zonas cercanas a la Bahía San Lucas se encuentran en una zona de amenaza Media, con valores de aceleración de 69-104  $\text{cm/s}^2$ .

### San José del Cabo

En la figura 5.2.10 se muestra la evaluación de la amenaza sísmica para el municipio de San José del Cabo para el periodo de retorno de 500 años. La zona cercana a la playa se encuentra en un nivel de amenaza Media, con valores de aceleración entre 69-104  $\text{cm/s}^2$ ; mientras que las colonias al norte de esta localidad presentan mayores niveles de amenaza. Algunas colonias al norte que se encuentran un poco alejadas del casco municipal presentan niveles de amenaza Muy Altos, por lo que son susceptibles a posibles daños en la infraestructura. A pesar de lo anterior, el daño puede ser estimado únicamente con estudios a fondo de los sistemas estructurales presentes en la zona.

### Otras Localidades

En la figura 5.2.11, se muestra la evaluación de la amenaza sísmica para las localidades de Buena Vista, Rivera, Cabo Pulmo, Santiago y Miraflores para un periodo de retorno de 500 años. Puede apreciarse que en general en estas localidades el nivel de amenaza es Alto, a excepción de Cabo Pulmo, en donde la evaluación de la amenaza es Muy Alta. En los anexos de este documento, se encuentran los mapas de cada una de éstas localidades para los diferentes periodos de retorno considerados.

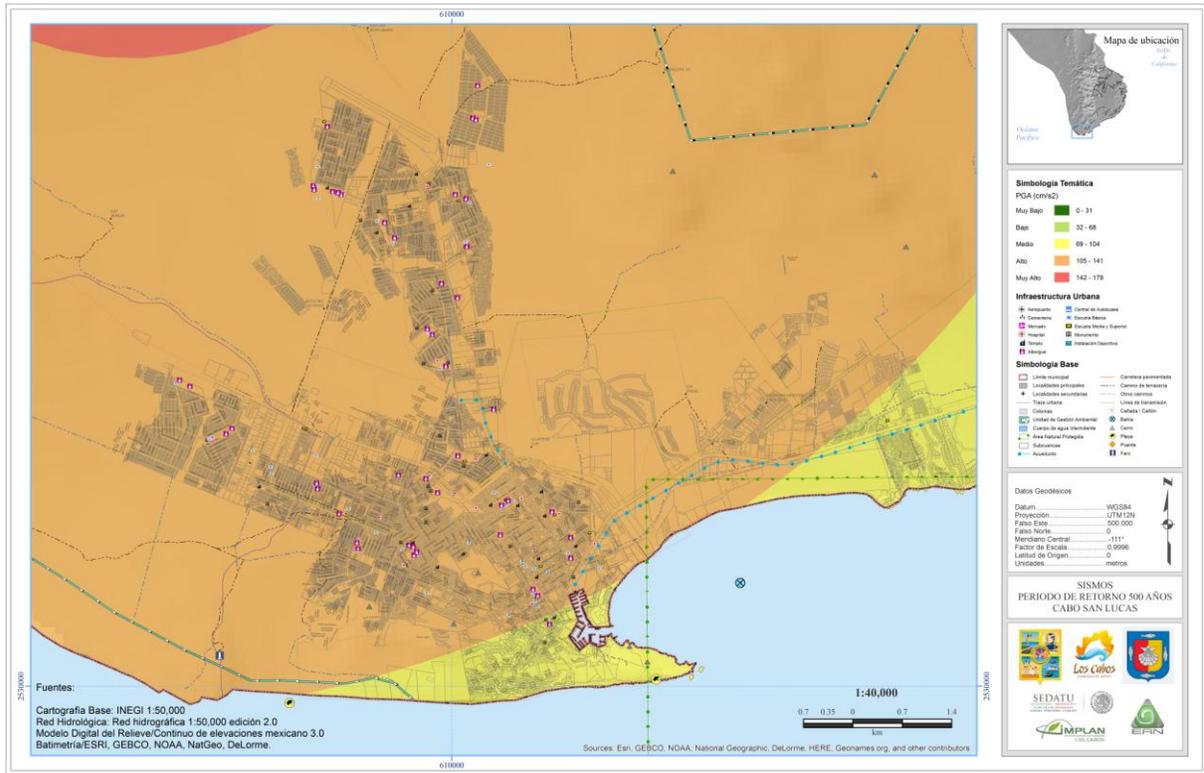


Figura 5.2.9 Mapa para la localidad de Cabo San Lucas de amenaza sísmica con un periodo de retorno de 500 años.

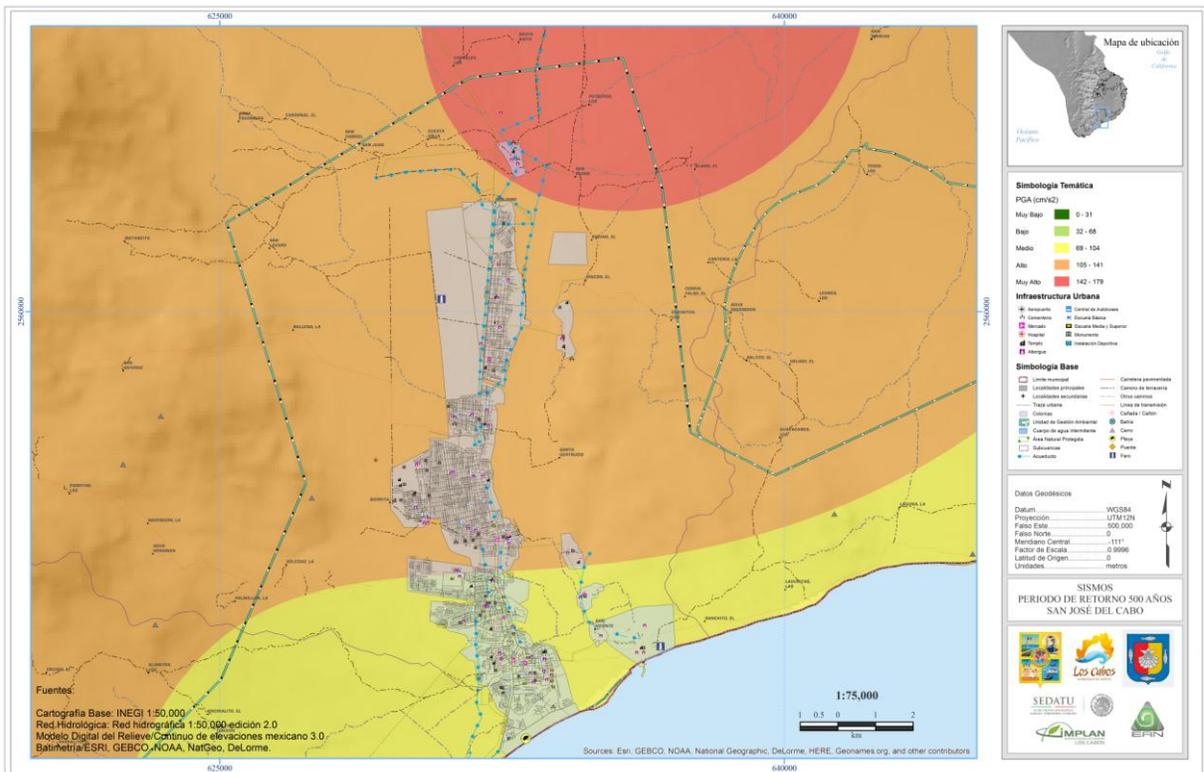


Figura 5.2.10 Mapa para la localidad de San José del Cabo de amenaza sísmica con un periodo de retorno de 500 años.

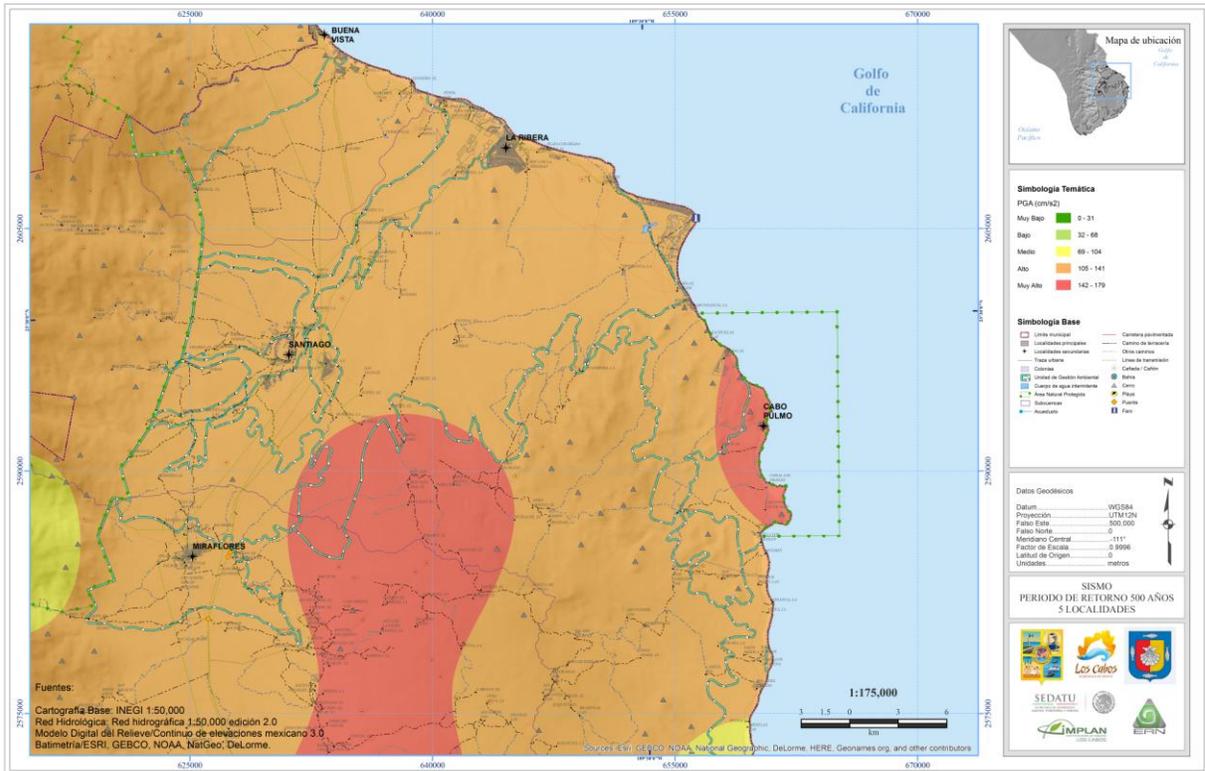


Figura 5.2.11 Mapa para las localidades de Buena Vista, La Rivera, Cabo Pulmo, Santiago y Miraflores de amenaza sísmica con un periodo de retorno de 500 años.

## 5.2.8 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Con base en los mapas obtenidos de la amenaza se recomienda tomar las siguientes medidas que pueden evitar desastres futuros:

- Ejecutar una planificación urbana poniendo en práctica el ordenamiento territorial, para no construir en la zona de riesgo.
- Evaluar el estado actual de la infraestructura de uso público, especialmente centros educativos, puestos de salud.
- Realizar construcciones seguras y evitar formas constructivas inadecuadas.
- Reforzamiento de estructuras ya existentes.

## 5.2.9 CAMBIO CLIMÁTICO

Documentos recientes indican que el cambio de temperatura ha afectado significativamente la frecuencia de los sismos, ya que, como consecuencia del derretimiento de los glaciares, la tierra se libera del peso del hielo. Lo anterior provoca un movimiento de rebote hacia arriba, generando un cambio sensible en la corteza terrestre, desatando movimientos sísmicos en diversas partes del mundo.



## REFERENCIAS

- Abrahamson N. A. and Silva W. J. (1997) "Empirical Response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes", *Seism. Res. Letters*, vol. 68, pag., 94-127.
- Alamilla, J., Esteva, L., García P. J. y Díaz L., O. (2001), "Simulating earthquake ground motion at a site, for given intensity and uncertain source location", *Journal of Seismology*, Vol. 5, No. 4, pp. 475-485.
- ASCE7-05, Minimum design loads for buildings and other structures, ASCE/SEI 7-05.
- Avilés J and Pérez-Rocha L E (2005a), Design concepts for yielding structures on flexible foundation, *Engineering Structures*, Vol. 27, 2005.
- Avilés J and Pérez-Rocha L E (2005b), Influence of foundation flexibility on R and C factors, *Journal of Structural Engineering*, ASCE, Vol. 131, No. 2, pp. 221-230, 2005.
- Bard, P.Y., A.M. Duval, B. Lebrun, C. Lachet, J. Riepl., and D. Hatzfeld (1997), "Reliability of the H/V technique for site effects measurement and experimental assesment", *Seventh International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Istanbul, July, 19-24.
- Bazurro P. y Cornell C. (1999), "Disaggregation of seismic hazard", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 89, No.2, pp. 501-520.
- Chapman M. (1995), "A probabilistic approach to ground-motion selection for engineering design", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 85, No. 3, pp. 937-942.
- Chopra A K (1995), *Dynamics of Structures. Theory and Applications to Earthquake Engineering*, Prentice Hall, 1995.
- Clough R W y Penzien J (1975), *Dynamics of Structures*, McGraw-Hill, 1975.
- Cornell C. (1968), "Engineering seismic risk analysis", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 58, No. 5, pp. 1583-1606.
- Dobry R y Gazetas G (1988), Simple method for dynamic stiffness and damping of floating pile groups, *Geotechnique*, Vol. 38, 1988.
- Esteva, L. (1970), "Regionalización sísmica de México para fines de ingeniería", *Series del Instituto de Ingeniería*, No. 246.
- Finn, W D L (1991), "Geotechnical engieneering aspects of microzonation", *Proc, Fourth Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, California, I, 199-259.
- García, D. Singh S. K., Herráiz M., Pacheco J. F. y Ordaz M. (2005), "Inslab earthquakes of central Mexico: Q, source spectra and stress drop", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 3, pp. 789-802.
- Gazetas G (1983), *Analysis of machine foundation vibrations: state of the art*, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 2, 1983.
- Gazetas G, *Foundation vibrations* (1991), *Foundation Engineering Handbook*, Ed. H Y Fang, Van Nostrand Reinhold, 1991.
- Harmsen, S., y Frankel, A. (2001), "Geographic disaggregation of seismic hazard in the United States", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 91, No. 1, pp. 13-26.
- Iervolino, I., y Cornell, C. A. (2005), "Record selection for nonlinear seismic analysis of structures", *Earthquake Spectra*, Vol. 21, No. 3, pp. 685-713.
- Iglesias, A., Singh S. K., Pacheco, J. F. y Ordaz M. (2002), "A source and wave propagation study of the Copalillo, Mexico earthquake of July, 2000 (Mw=5.9): Implications for seismic hazard in Mexico city from Inslab earthquakes", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 92, No. 3, pp. 1060-1071.
- Iguchi M (1982), An approximate analysis of input motions for rigid embedded foundations, *Transactions of Architectural Institute of Japan*, No. 315, 1982.
- Ishikawa Y. y Kameda H. (1988), "Hazard-consistent magnitude and distance for extended seismic risk analysis", *Proceedings of 9th World Conference on Earthquake Engineering*, II, pp. 89-94.
- Ishikawa Y. y Kameda H. (1991), "Probabilty-based determination of specific scenario earthquake", *Proceedings of Four International Conference of Seismic Zonation*, II, pp. 3-10.
- Jaimes M. A. y Reinoso E. (2006), "Comparación del comportamiento de edificios en el valle de México ante sismos de subducción y falla normal", *Revista de Ingeniería Sísmica*, SMIS, No. 74, pp. 1-21.



- Jaimes, M. A., Reinoso, E., y Ordaz, M. (2006), "Comparison of methods to predict response spectra at instrumented sites given the magnitude and distance of an earthquake", *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 10, No. 5, pp. 1-16.
- Jaimes M. A., Reinoso E., y Ordaz M. (2007), "Empirical Green's function modified by attenuation for sources located at intermediate and far distances from the original source", *Accepted for publication in Journal of Earthquake Engineering*.
- Joyner, W.B. y Boore, D.M. (1981), "Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the Imperial Valley, California", earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- Kanai, K and Tanaka (1954), "Measurement of the microtremor", *Bull Earthquake Res Inst. Tokyo Univ.* 32, 199-209.
- Kausel E and Tassoulas J L (1992), Program SUPELM Versión 2.0, Foundations Embedded in Layered Media: Dynamic Stiffnesses and Response to Seismic Waves, 1992.
- Kausel E, Whitman R V, Morray J P y Elsabee F (1978), The spring method for embedded foundations, *Nuclear Engineering and Design*, Vol. 48, 1978.
- Lachet, C. and P Y Bard (1994), "Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique", *J. Phys. Earth.*, 42, 377-397.
- Lermo, J. y F.J.Chávez-García (1994a), *Are microtremors useful in site response evaluation?*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1350-1364.
- Lermo, J. y F.J.Chávez-García (1994b), *Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records*, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13, 413-423.
- Malhotra, P. K. (2003), "Strong-motion records for site-specific analysis", *Earthquake Spectra*, Vol. 19, No. 3, pp. 557-578.
- McGuire R. K. (1995), "Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 85, No. 5, pp. 1275-1284.
- Montalvo-Arrieta, J. (2002), "La respuesta sísmica del terreno firme en la Ciudad de México. Observaciones y modelos", *Tesis de doctorado, Posgrado de Ingeniería*, UNAM.
- Mylonakis G, Nikolaou S and Gazetas G (2006), Footings under seismic loading: Analysis and design issues with emphasis on bridge foundations", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 26, 2006.
- Nakamura Y (1989), "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface", *QR of RTRI*, 30, No.1, 25-33.
- Nishenko S. P. y Singh S. K. (1987), "The Acapulco-Ometepec, México earthquake of 1907-1982: evidence for a variable recurrence history", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 77, No. 4, pp. 1359-1367.
- NTC-RCDF, (2004) *Normas Técnicas Complementarias del Reglamento de Construcciones del Distrito Federal*, Gaceta oficial del Distrito Federal, México, D. F., 6 de octubre del 2004.
- Mario Ordaz (2005), Mapas de peligro sísmico en México con fines de calificación de equipo eléctrico, Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE), realizado para el IIE, México.
- Ordaz, M. (2003), *Degtra A4*, Program for accelerograms analysis.
- Ordaz, M., Aguilar, A. y Arboleda, J. (2003) "Crisis 2003: programa para el cálculo de peligro sísmico", Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ordaz, M., Miranda, E., Reinoso, E., y Perez-Rocha, L.E. (2000) "Seismic loss estimation model for México city", XII World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand.
- Ordaz, M., Arboleda, J. and Singh, S.K. (1995), "A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85-6.
- Ordaz, M. and Faccioli, E. (1994), "Site response analysis in the valley of Mexico: selection of input motion and extend of non-linear soil behaviour", *EQ. Eng. Struct. Dyn.*, Vol.23, 895-908.
- Ordaz, M., y Singh, S. K. (1992), "Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 82, No. 41, 24-42.
- Ordaz, M., Jara, J.M. y Singh, S.K. (1989) "Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero", Informe Interno No. 8782, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Ovando E y Romo MP (1991) "Estimación de la velocidad de onda S en la arcilla de la ciudad de México con ensayos de cono", *Sismodinámica*, 2.



- Pérez A., Jaimes M.A. y Ordaz M. (2008), Spectral attenuation relations at soft sites based on existing attenuation relations for rock sites, Accepted for its publication in the *Journal of Earthquake Engineering*.
- Perez-Rocha, Luis Eduardo (1999) "*Respuesta sísmica estructural: efectos de sitio e interacción suelo-estructura*" Ph.D. Thesis, Faculty of Engineering, UNAM.
- Reinoso E. and Ordaz, M. (2001), "Duration of strong ground motion during Mexican earthquakes in terms of magnitude, distance to the rupture are and dominant site period," *Earthquake Engineering and Structural Dynamic*, Vol. 30, pp. 653-673.
- Reinoso E. y Jaimes M.A. (2008), Criterios para obtener acelerogramas de diseño en sitios afectados por varias fuentes sísmicas. Enviado para su posible publicación a la revista de Ingeniería Sísmica.
- Reinoso, E. y Lermo, J. (1991) "*Periodos del suelo del valle de México medidos en sismos y con vibración ambiental*", Proceedings of the IX National Conference on Earthquake Engineering, Manzanillo, Colima, Mexico, pág. 2,149-2,156.
- Reyes, C. (1999), "*El estado límite de servicio en el diseño sísmico de edificios*", Ph.D.Thesis, Faculty of Engineering, UNAM.
- Roesset J M and Scaletti H (1979), "Nonlinear effects in dynamic soil-structure interaction", 3rd International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Aachen.
- Rosenblueth, E., Ordaz M., Sánchez-Sesma, F.J. y Singh S.K. (1989), "*Design Spectra for Mexico's Federal District*", *Earthquake Spectra*, 5, 273-291.
- Sadigh, K., Chang, C. Y., Egan, J.A., Makdise, F. y Youngs, R. R. (1997), "Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data", *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 1, pp. 180-189.
- Schnable, P. B., Lysmer, J. y Seed, H. B. (1972) "*SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites*", UCB/EERC-72/12, University of California, Berkeley, december.
- Seed H. B. e I. M. Idriss (1970), "*Soil moduli and damping factors for dynamic response analyses*", EERC-70-10 december.
- Seed H. B., Wong R. T., Idriss I. M., y Tokimatsu K. (1986), "*Moduli and damping factors for dynamic analyses of cohesionless soils*", *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, vol 112, No. GT11, 1016-1032.
- SHAKE91: equivalent linear seismic response analysis of horizontally layered soil deposits*, (1992), Developed by: P.B. Schnabel, J. Lysmer and H.B. Seed; Modified by: I. M. Idriss and J. I. Sun, Department of Civil & Environmental Engineering, University of California, Davis.
- Singh, S.K., Ordaz, M., Anderson, J.G., Rodríguez, M., Quaas, R., Mena, E., Ottaviani, M., y Almora, D. (1989), "*Analysis of near-source strong motion recordings along the Mexican subduction zone*", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1697-1717.
- Singh S.K., Suárez G. and Domínguez T. (1985) "*The Oaxaca, México earthquake of 1931: Lithospheric normal faulting in subducted Cocos plate*", *Nature* 317, 56-58.
- Singh, S. K., Apsel, R., Fried, J., and Brune J. N., (1982), "Spectral attenuation of SH waves along the Imperial fault", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 72, No.6A, pp. 2003-2016.
- Singh, S.K., Astiz, L. and Havskov, J. (1981) "*Seismic gaps an recurrence period of large earthquakes along the Mexican subduction zone: a re-examination*", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 827-843.
- SMIS (2000), Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes, Vol. 2., CD-ROM, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.
- Stewart JP, Kim S, Bielak J, Dobry R and Power MS (2003), Revisions to soil-structure interaction procedures in NEHRP design provisions. *Earthquake Spectra* 2003; 19: 677-696.
- Tassoulas J L y Kausel E (1983), Elements for the numerical analysis of wave motion in layered strata, *Journal of Numerical Methods in Engineering*, Vol. 19, 1983.
- Trifunac, M.D. and Brady, A.G. (1975), "*A study on the duration of strong earthquake ground motion*", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 3, June 1975, pages 581-626.
- Zúñiga, R. (1994) "*Main seismogenic sources zones in Mexico*", Technical Report Project 89-0190 IPGH, Panamerican Institute of Geografy and History.
- Veletsos A S (1993), Design concepts for dynamics of soil-structure interaction, Eds. P Gülkan and R W Clough, Kluwer Academic Publishers, 1993.



## CAPÍTULO 5.3. AMENAZA POR TSUNAMI

### CONTENIDO

5.3.1	INTRODUCCIÓN.....	80
5.3.2	DATOS HISTÓRICOS.....	80
5.3.3	MODELOS DE PELIGRO.....	81
	Modelo de Propagación.....	81
	Condición inicial del tsunami.....	82
5.3.4	METODOLOGÍA EMPLEADA EN ESTE TRABAJO.....	83
	Segmentación de áreas de ruptura.....	84
	Confección del universo de funciones de Green.....	85
	Interpretación de los resultados.....	86
	Ejemplo de los resultados.....	86
5.3.5	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	87
5.3.6	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	90
5.3.7	CAMBIO CLIMÁTICO.....	90
	REFERENCIAS.....	91



### 5.3.1 INTRODUCCIÓN

Se le denomina tsunami o maremoto a la secuencia de olas o elevaciones abruptas del mar que se generan cuando algún terremoto desplaza una masa de agua verticalmente. Al acercarse a la costa, estas olas pueden alcanzar alturas de varios metros y provocar grandes pérdidas humanas y materiales, principalmente por el gran volumen de agua y velocidad asociadas al incremento en la altura del mar y por la gran extensión a la que éste puede penetrar.

La gran mayoría de los tsunamis se originan por sismos que ocurren en las márgenes del Océano Pacífico, en las zonas donde las placas tectónicas oceánicas se sumergen por debajo de las continentales. Otras causas menos frecuentes de tsunamis son las erupciones de volcanes, impacto de meteoritos o deslizamientos de tierra bajo el mar.

En este trabajo se presenta una metodología que permite evaluar el riesgo en edificaciones de la República Mexicana originado por tsunamis ocurridos en la zona de subducción del Océano Pacífico mexicano. Para ello, se emplea un universo de funciones de Green o tsunamis sintéticos, previamente generados a partir de un conjunto de funciones impulso o sismos prototipo localizados a lo largo de las zonas de subducción del Pacífico. Los tsunamis sintéticos se calcularon con un modelo numérico de propagación de tsunamis que resuelve, en diferencias finitas, las ecuaciones hidrodinámicas de ondas largas en aguas someras. La predicción de alturas y tiempos de arribo de un posible tsunami se estima mediante la superposición lineal del conjunto particular de funciones de Green correspondiente al área de ruptura.

### 5.3.2 DATOS HISTÓRICOS

Para poder calibrar los modelos físicos es necesario revisar la información histórica de los eventos y los efectos que éstos causaron. A continuación se hace una revisión de los tsunamis que se han registrado en México, a partir de los datos publicados en el fascículo de Tsunamis del CENAPRED.

La estadística de maremotos ocurridos en la costa occidental de México tiene las siguientes características: a) exceptuando Acapulco, el resto de la costa permaneció casi deshabitada hasta mediados del siglo XIX, por lo que no se cuenta con información histórica para estas zonas, y b) la operación de la red de mareógrafos con la que se registran los tsunamis, comenzó a operar hace 58 años (1952) y contiene aparentemente algunas deficiencias.

El catálogo de tsunamis en la costa occidental de México, documenta 49 tsunamis desde 1732 hasta 1985: 16 de origen lejano y 33 de origen local, que se detallan cronológicamente (salvo 4 lejanos observados sólo visualmente) en la Tabla 5.3.1. De 1986 a 1991 el catálogo no muestra registros, pero no sabemos si es porque ninguno llegó o por operación deficiente de los mareógrafos. A partir de 1992, el CICESE y la Secretaría de Marina de México, en colaboración con la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de los Estados Unidos de América (NOAA, por sus siglas en inglés) y el Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico (de la UNESCO) instalaron y mantienen 3 mareógrafos, equipados para transmisión inmediata de señales a satélite; éstos están instalados en Manzanillo, Isla Socorro y Cabo San Lucas, y desde 1992 han registrado 8 tsunamis, De esos tsunamis solo se muestran los que se han registrado en el municipio de los cabos. Es posible que algunos tsunamis de los que se sabe ocurrieron anteriormente hallan llegado a México, pero no había poblaciones donde se registraran los sucesos anteriores o porque son relativamente poco frecuentes y pequeños no fueran registrados como tsunamis. La Tabla 5.3.1 muestra los tsunamis registrados en Cabo san Lucas, única localidad en el municipio donde se tiene registros y en otros puntos de Baja California Sur



**Tabla 5.3.1** Tsunamis de origen lejano registrados en México a partir de 1950 (CENAPRED 2005)

<i>Fecha</i>	<i>Epicentro del Sismo</i>	<i>Zona del Sismo</i>	<i>Magnitud del Sismo</i>	<i>Lugar en que se registró el Tsunami</i>	<i>Altura Máx. de Olas (m)</i>
4, Nov. 1952	52.8°N 159.5°E	Kamchatka	8.3	La Paz, B.C.S.	0.5
9, Mar. 1957	51.3°N 175.8°W	I. Aleutianas	8.3	La Paz, B.C.S.	0.2
22, May. 1960	39.5°S 74.5°W	Chile	8.5	La Paz, B.C.S.	1.5
29, Nov. 1975	19.4°N 155.1°W	Hawaii	7.2	Loreto, B.C.S.	0.1
14, Ene. 1976	29.0°S 178.0°W	Kermadec	7.3	San Lucas, B.C.S.	0.1
30, Ene. 1973	-	Colima	7.6	La Paz	0.2
01, Sept. 1992	11.8°N 87.4°W	Nicaragua (regional)	7.2	Cabo San Lucas	0.28
30, Jul. 1995	24.2°S 70.7°W	Chile (lejano)	7.8	Cabo San Lucas	0.1
09, Oct. 1995	18.9°N 104.1°W	México (local)	8.0	Cabo San Lucas	0.5
26, Dic. 2004	3.3°N 95.8°E	Indonesia (lejano)	9	Cabo San Lucas	0.2
27, Feb. 2010	36.3°S 73.2°W	Chile (lejano)	8.8	Cabo San Lucas	0.4

Ninguno de los tsunamis de origen lejano registrados u observados, ha tenido ni 0.5 metros de altura, para Cabo San Lucas, aunque se han registrado alturas más importantes en La Paz.

Excepto el tsunami de octubre de 1995 los otros sismos locales recientes (posteriores a 1950) tuvieron alturas menores a 0.5 metros. Dado que se espera que los tsunamis de origen sísmico local sean más frecuentes (por observaciones en otros lugares del país) y con altura de ola en general mayor a los de origen lejano, una evaluación de riesgo ante estos eventos se considera más necesaria que ante eventos lejanos.

### 5.3.3 MODELOS DE PELIGRO

#### *Modelo de Propagación*

A lo largo de los últimos siglos se han realizado avances importantes en la modelación de la propagación del oleaje. Durante mucho tiempo, principalmente antes de que se contara con computadoras como las actuales, fue práctica común estudiarlos con modelos diseñados para ondas periódicas en aguas profundas o en el mejor de los casos como ondas solitarias, y aunque representaban una buena aproximación cualitativa, no permitían llegar al grado de definición cuantitativa necesaria.

La longitud de onda de tsunamis generados en zonas de subducción de placas tectónicas se ha estimado de decenas a cientos de kilómetros (Ortiz, *et al.*, 2000a). El hecho de que la longitud de onda del tsunami sea mucho mayor que la profundidad del océano ha permitido estudiar la propagación de tsunamis empleando ecuaciones que representan la propagación de ondas en aguas someras o de poca profundidad en comparación con la longitud de onda. Estas ecuaciones han sido planteadas y estudiadas desde finales del siglo XVIII (Lamb, 1932), dando lugar, entre otros, a dos modelos de propagación de ondas en aguas someras empleados en tsunamis: el modelo de Boussinesq (Liu, *et al.*, 1995), en el que se considera importante la dispersión de onda por banda de frecuencia y el modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979), en el que no se considera la dispersión por frecuencia. Aún cuando la dispersión por frecuencia prescrita por el modelo de Boussinesq es un mecanismo necesario y suficiente para simular la propagación de tsunamis (Ortiz, *et al.*, 2000a), la solución numérica del modelo de Aguas Someras es adecuada debido a que la dispersión intrínseca del método numérico es similar a la dispersión prescrita por Boussinesq (Imamura, *et al.*, 1990).

Una forma de simular la inundación por tsunamis es mediante la aplicación del modelo no-lineal usado en el proyecto *Tsunami Inundation Modeling Exchange* (TIME), una iniciativa de transferencia tecnológica



patrocinada por la Comisión de Tsunamis de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica y el Grupo Coordinador Internacional del Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico. El modelo consta de las ecuaciones de movimiento no-lineales para aguas someras, integradas verticalmente (1), y la ecuación de continuidad (2), sin el término de efecto Coriolis:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{V^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (2)$$

En la serie de ecuaciones,  $t$  es el tiempo;  $\eta$  representa el desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel en reposo;  $g$  es la aceleración gravitacional;  $D = (\eta+h)$  representa la profundidad instantánea de la columna de agua, en donde  $h$  es la profundidad media;  $U$  y  $V$  son los gastos en las direcciones longitudinal ( $x$ ) y latitudinal ( $y$ ) respectivamente y  $m$  es el parámetro de rugosidad de Manning (0.025), el cual por fines de simplicidad puede considerarse constante.

Para obtener los resultados de altura de agua, la serie de ecuaciones debe integrarse. Para ello se pueden emplear métodos de diferencias finitas centrales en un conjunto interconectado de mallas anidadas (Goto *et al.*, 1997). La integración de estas ecuaciones mediante el método de diferencias finitas requiere de toda la información de batimetría y topografía, así como equipos de cómputo robustos, ya que el tiempo de cómputo de cada uno de estos escenarios es demandante. Debido a las necesidades en tiempo de cálculo requeridas por los algoritmos de estimación de pérdidas de este proyecto, en la sección 1.4 se plantea un método de precálculo para cumplir con dichas necesidades.

### Condición inicial del tsunami

La condición inicial del tsunami consiste en prescribir una deformación vertical instantánea de la superficie del mar suponiendo que ésta es igual a la deformación vertical cosísmica del lecho marino. Esta hipótesis es válida siempre que la velocidad de propagación del tsunami sea mucho menor que la velocidad de propagación de la ruptura sísmica. A su vez, la deformación vertical cosísmica del lecho marino se calcula con expresiones analíticas que describen la deformación interna de un medio continuo debido al deslizamiento relativo en discontinuidades o fallas geológicas.

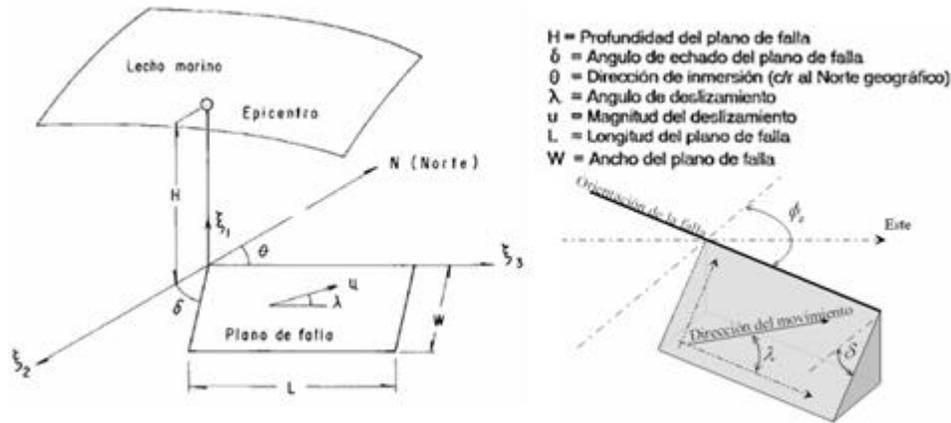
Para fines de este trabajo se emplea el modelo de deformación de Mansinha y Smylie (1971), que consiste en considerar un medio continuo isotrópico donde el deslizamiento o dislocación es uniforme en el área de ruptura. En este modelo de deformación se prescribe la magnitud y la dirección de la dislocación sobre un plano de falla rectangular, así como el rumbo, el echado y la profundidad del extremo superior de la falla. La Ecuación 3 ejemplifica este modelo con una perturbación de la superficie del océano correspondiente al desplazamiento temporal del fondo  $\partial h/\partial t$ , evaluado por integración de todos los puntos fuente que contribuyen al movimiento vertical en el plano de la falla:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \mu U \iint \left[ \left( \frac{\partial ui^2}{\partial \xi_2} - \frac{\partial ui^2}{\partial \xi_3} \right) \sin 2\delta - \left( \frac{\partial ui^2}{\partial \xi_2} + \frac{\partial ui^2}{\partial \xi_3} \right) \cos 2\delta \right] d\xi_2 d\xi_3 \quad (3)$$

En esta ecuación,  $\mu$  = constante elástica de Lamé  $\approx 5 \times 10^{11}$  dynas/cm<sup>2</sup>;  $U$  = deslizamiento del plano de falla;  $ui$  = componentes de la magnitud de la dislocación;  $\xi_2$  y  $\xi_3$  = coordenadas espaciales horizontales del plano de falla y  $\delta$  = el ángulo de deslizamiento del plano de falla. En la Figura 5.3.1 se describen los parámetros empleados en el modelo de dislocación; a la izquierda se muestra un esquema general de las características



generales de la falla en relación al lecho marino, a la derecha se detalla la dirección del movimiento sísmico que es función de los ángulos del plano de falla. Aunque en la realidad los planos de falla son más bien elípticos en vez de rectangulares se ha demostrado que se obtienen resultados muy aceptables con esta suposición.



**Figura 5.3.1.** Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). L y W indican el largo y ancho del plano de falla. H es la profundidad del plano de falla desde la superficie

### 5.3.4 METODOLOGÍA EMPLEADA EN ESTE TRABAJO

Con base en la revisión histórica, para fines de este estudio se decidió analizar sólo los tsunamis producidos por sismos localizados en las costas del Pacífico (locales) ya que, de acuerdo a la información histórica, los tsunamis lejanos ocasionados por sismos de otras regiones sísmicas no han producido daños importantes y su inclusión en este trabajo requeriría de un tratamiento muy detallado, el cual queda fuera de los alcances del mismo.

La forma rigurosa de calcular la amenaza por tsunami es con el modelo de propagación expuesto anteriormente en las Ecuaciones 1 y 2 para cada uno de los escenarios propuestos; desafortunadamente, la información necesaria para implementar este modelo y el tiempo de cómputo requerido hacen que éste sea sólo una alternativa para estudios puntuales. La metodología desarrollada en este trabajo debe ser capaz de estimar las pérdidas por tsunami de miles de edificios en tiempo razonable. Para lograr estos fines, se recurrió a los recientes desarrollos de estimación de altura de ola propuestos para el sistema regional de alerta de tsunamis, el cual plantea definir la zona de generación de tsunamis con funciones de Green o tsunamis sintéticos en varios puntos de la costa. El Dr. Modesto Ortiz del CICESE participó en el desarrollo de la parte de peligro por tsunami proporcionándonos información de sus recientes investigaciones, que consisten en la estimación de la altura de ola de tsunamis en la costa occidental de México en función del momento sísmico y de la extensión del área de ruptura de sismos interplaca localizados entre la costa y la Trinchera Mesoamericana. A continuación se detalla parte de esta metodología.

En los últimos diez años el progreso en los métodos de procesamiento e interpretación de los registros de nivel del mar ha permitido ampliar la gama de aplicaciones importantes de esta información. La modelación avanzada de los registros de tsunamis generados por sismos que ocurrieron entre la costa occidental de México y la trinchera Mesoamericana nos ha permitido emplear el método inverso para la determinación de áreas de ruptura de dislocaciones cosísmicas y la determinación de desplazamientos verticales de la costa (Ortiz *et al.*, 2000a, b). Estos resultados son importantes porque demuestran la relación funcional entre la altura del tsunami y la estimación de los parámetros de la fuente sísmica. Por ejemplo, la modelación tanto de la dislocación cosísmica como de los tsunamis asociados con los sismos de 1962 en Acapulco nos permitió relocalizar y determinar la extensión y magnitud ( $M 7$ ) de estos eventos que son muy importantes



para la estimación de riesgo sísmico en México. Los datos de los mareógrafos ubicados a decenas de kilómetros del área de la ruptura sísmica no han registrado directamente el desplazamiento cortical; sin embargo, los tsunamis registrados han sido extremadamente útiles para la estimación de la localización y extensión del área de ruptura, como en el caso del terremoto de 1957 ( $M 7.8$ ) en la costa Chica de Guerrero (Ortiz *et al.*, 2000a) y del terremoto de 1881 ( $M 7.1$ ) en el golfo de Bengala (Ortiz y Bilham, 2003). La relación funcional entre la altura del tsunami y la estimación de los parámetros de la fuente sísmica ha permitido, a su vez, el empleo satisfactorio de funciones de Green con fines de investigación para caracterizar la fuente sísmica en función de observaciones costeras de tsunami y de una segmentación adecuada del plano de falla (Satake, 1987; Ortiz y Bilham, 2003; Singh *et al.*, 2006). Los resultados satisfactorios de los métodos inversos nos dan la confianza para estimar la altura esperada de tsunamis empleando a la inversa los métodos inversos, es decir, empleando de manera directa la superposición de funciones de Green generadas por una segmentación adecuada del plano de falla.

### Segmentación de áreas de ruptura

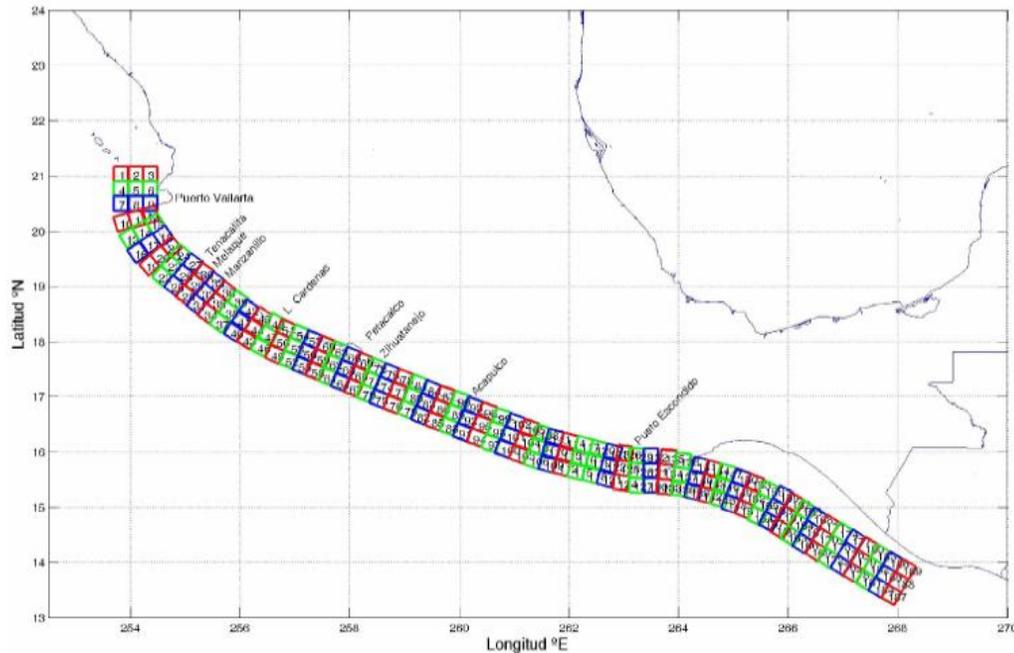
La historia de la sismicidad en México indica que los sismos ( $M > 7$ ) con potencial tsunamigénico para la costa occidental de México, son los que ocurren en la zona de contacto interplaca localizada entre la costa y la Trinchera Mesoamericana. A ello obedece la localización y segmentación de áreas de ruptura en mosaicos de  $30 \times 30 \text{ km}^2$  (figura 5.3.2), empleados en este estudio para simular dislocaciones cosísmicas tsunamigénicas. El área de ruptura de cada uno de estos segmentos correspondería a un sismo de magnitud  $M 7$  de acuerdo con la relación  $M = \log_{10}(A) + 4.0$  (Utsu and Seki, 1954; Wyss, 1979; Singh *et al.*, 1980), en donde  $A$  representa el área en  $\text{km}^2$ . El momento sísmico ( $Mo_i$ ) de cada uno de los segmentos  $i$  puede variar haciendo variar la magnitud de la dislocación ( $d_i$ ) de acuerdo con la relación:  $Mo_i = \mu A d_i$ ; en donde  $\mu$  representa el módulo de rigidez. En este caso la magnitud de una dislocación compuesta por  $n$  diferentes segmentos se puede estimar con la ecuación (Hanks and Kanamori, 1979):

$$M_w = 2/3 \log_{10} \left( \sum_{i=1}^n Mo_i \right) - 10.7 \quad (4)$$

Por ejemplo, en una dislocación homogénea de 4 metros en 6 segmentos consecutivos:

$$\sum_{i=1}^4 Mo_i = 1.08e28 \text{ dina-cm}; M_w = 7.98; \text{ considerando } \mu = 5 \times 10^{11} \text{ dina cm}^{-2}.$$

La deformación vertical cosísmica del lecho marino producto de una dislocación homogénea en cada uno de los segmentos se calculó con el modelo de Mansinha y Smylie (1971), representado por la Ecuación 3. En todos los segmentos se consideró un mecanismo focal puramente inverso con dislocación de un metro. La proyección superficial del extremo suroeste de los segmentos más cercanos a la Trinchera se hizo coincidir con la isóbata de 4000 metros. En estos segmentos se prescribió una profundidad de 5 km y un echado de 10 grados; en los segmentos intermedios, entre la trinchera y la costa, la profundidad es de 10 km y el echado de 15 grados; y en los segmentos más cercanos a la costa se prescribió una profundidad de 17 km y un echado de 16 grados. La profundidad que se indica corresponde al lado más somero o menos profundo de los segmentos.



**Figura 5.3.2.** Segmentación de áreas de ruptura en 189 mosaicos de 30x30 km<sup>2</sup> localizados en la interplaca entre la costa y la Trinchera Mesoamericana. La proyección superficial de los segmentos más cercanos a la Trinchera se hizo coincidir con la isóbata de 4000 metros

### **Confección del universo de funciones de Green**

Por cada una de las dislocaciones unitarias de los 189 segmentos se obtuvo un conjunto de 172 funciones de Green, mismas que corresponden a su vez a 172 localidades ubicadas sobre la isóbata de 100 metros tanto en la costa de la Península de Baja California como a lo largo de la costa occidental de México. Las localidades 1 a 5 se ubican en la Península de Baja California.

Cada conjunto de funciones de Green (tsunamis sintéticos) se calculó con las ecuaciones del Modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot U &= 0 \\ \frac{\partial U}{\partial t} + gh \nabla \eta &= 0 \end{aligned} \tag{5}$$

Estas ecuaciones son análogas a las Ecuaciones 1 y 2, donde  $t$  es el tiempo,  $\eta$  es el desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel de equilibrio,  $h$  es la profundidad de la columna de agua,  $U$  es el vector de velocidad horizontal integrado verticalmente, y  $g$  es la aceleración de la gravedad. Las ecuaciones (5) se resolvieron numéricamente en un esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas, empleando el modelo de propagación de tsunamis de Goto *et al.*, 1997. El dominio de integración numérica con resolución de 1 minuto (modelo digital de batimetría) se confeccionó empleando los datos batimétricos de las cartas de navegación de la Secretaría de Marina complementados con el banco de datos ETOPO-2 de Smith y Sandwell, 1997. La condición inicial del tsunami o función impulso se tomó como una perturbación instantánea de la superficie del agua igual a la deformación vertical cosísmica del lecho marino producto de la dislocación unitaria y homogénea por cada uno de los 189 segmentos.



### **Interpretación de los resultados**

Los resultados del modelo de propagación de los tsunamis generados por cada uno de los 189 segmentos conforman el universo de funciones de Green. El método directo para calcular los tsunamis sintéticos en las localidades  $i$ , empleando el universo de funciones de Green, consiste en prescribir la magnitud de las dislocaciones correspondientes a cada uno de los segmentos  $j$  que hayan sido seleccionados para conformar el plano de falla, y en la superposición lineal de los conjuntos de funciones de Green correspondientes a los segmentos seleccionados. El método directo se expresa con mayor claridad con la ecuación matricial:

$$G_{ij}(t) \cdot x_j = b_i(t) \quad (6)$$

En la ecuación anterior,  $G_{ij}(t)$  representa a la función de Green en la localidad  $i$ , generada por la función impulso en el segmento  $j$ ;  $x_j$  es la magnitud de la dislocación del plano de falla en el segmento  $j$ ; y  $b_i(t)$  corresponde al tsunami sintético en la localidad  $i$ . La validez de la superposición lineal para obtener los tsunamis sintéticos calculados con esta ecuación consiste en suponer que los efectos no lineales (advección y fricción) son despreciables durante la propagación del tsunami. Si bien estos efectos son importantes cuando el tsunami se aproxima a la costa, Shuto (1991) y Kowalik y Murthy (1987), demostraron que en profundidades mayores a 50 metros, ambos términos, advección y fricción, no son importantes, y a ello obedece que estos términos no hayan sido incluidos en las ecuaciones 5, y que los tsunamis sintéticos se hayan calculado frente a la costa sobre la isóbata de 100 metros.

Para simular adecuadamente la altura del tsunami en la costa y su penetración tierra adentro, es necesario incluir los términos no lineales en la ecuación de conservación de momentum en el conjunto de Ecuaciones 5. La inclusión de estos términos requiere de una batimetría de alta resolución para la zona costera, misma que no está disponible a la fecha para la mayor parte de la costa occidental de México: sin embargo, se puede obtener una buena aproximación de la altura del tsunami en la costa a partir de la altura del tsunami calculada para la isóbata de 100 metros. El procedimiento consiste en aplicar un factor de amplificación al tsunami, en agua profunda, para calcular la altura del tsunami al aproximarse a la costa. Este factor de amplificación, comúnmente aplicado, es conocido como Ley de Green (Lamb, 1932), y consiste en multiplicar la altura del tsunami en agua profunda ( $\eta_1$ ) por la raíz cuarta del cociente de las profundidades en agua profunda ( $h_1$ ) y cercanas a la costa ( $h_2$ ):

$$\eta_2 = \eta_1 \left( \frac{h_1}{h_2} \right)^{1/4} \quad (7)$$

La ley de Green se obtiene al resolver, analíticamente, la ecuación de onda para una ola que se propaga en una batimetría con pendiente constante. En este caso, el factor de amplificación es 2.73, al considerar  $h_2 = 100$  metros y  $h_1 = 1.8$  metros.

### **Ejemplo de los resultados**

A continuación se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos con esta metodología. En la figura 5.3.5 se muestra un mapa con las mayores alturas alcanzadas por el tsunami durante las 10 horas de propagación. La altura que se muestra es la altura corregida por el factor de amplificación de la ecuación 7.

Para estimar la pérdida en los inmuebles asegurados asociada al peligro de tsunami se dividió la zona de generación (el total de las celdas de  $30 \times 30 \text{ km}^2$ ) en 8 fuentes sísmicas generadoras de tsunami, las cuales coinciden con los grandes temblores de subducción en México ( $M \geq 7.0$ ) a lo largo de la costa del Pacífico. En Figura 5.3.3 se muestran las fuentes sísmicas generadoras de estos sismos. Cada una de estas fuentes genera temblores a una tasa constante. La tasa de excedencia de magnitudes de cada fuente mide qué tan frecuentemente se generan en una fuente temblores con magnitud superior a una dada.

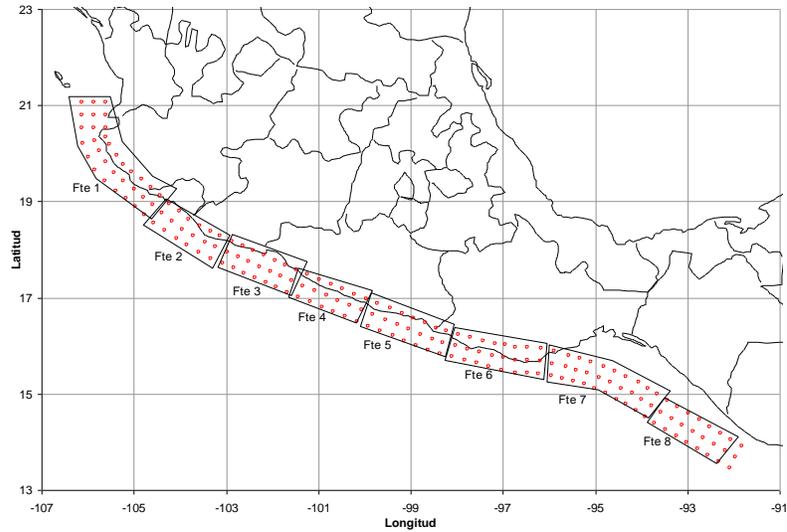


Figura 5.3.3. Centroides de las celdas de 30x30 km<sup>2</sup> y las 8 fuentes generadoras de Tsunami

En cada una de estas ocho fuentes se contemplaron los escenarios que se pueden calcular de acuerdo a las combinaciones de arreglos de celdas de 30x30 km<sup>2</sup> en cada fuente, como resultado obtuvimos un total de 603 escenarios. La figura 5.3.4 muestra un ejemplo de sismo y las alturas de ola que causa en distintos sitios de la república mexicana.

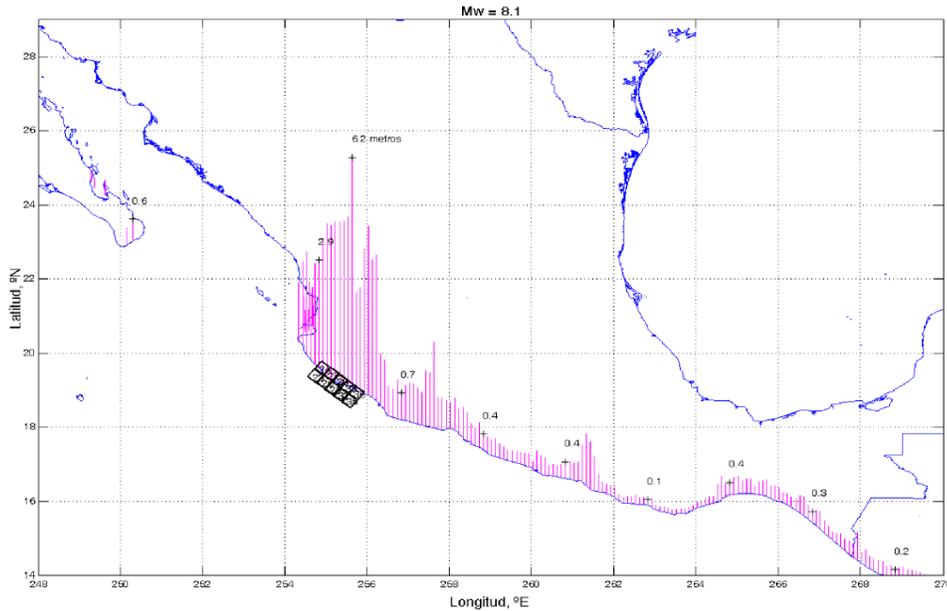


Figura 5.3.4. Altura máxima alcanzada por el tsunami en la costa durante las 10 horas de propagación. La altura que se muestra es la altura corregida por el factor de amplificación. Los rectángulos indican los segmentos seleccionados en el vector “planos”

### 5.3.5 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Para el caso del municipio de Los Cabos se han reproducido los sismos generados en el frente uno. En este caso solo llegaron a las costas con altura significativa dos escenarios de los cuales se he escogido el más representativo, el cual corresponde a un sismo sintético similar al sismo de colima de 1995. Este caso es además el más extremo aún comparándose con los tsunamis de origen lejano que se mencionan la tabla 5.3.1.

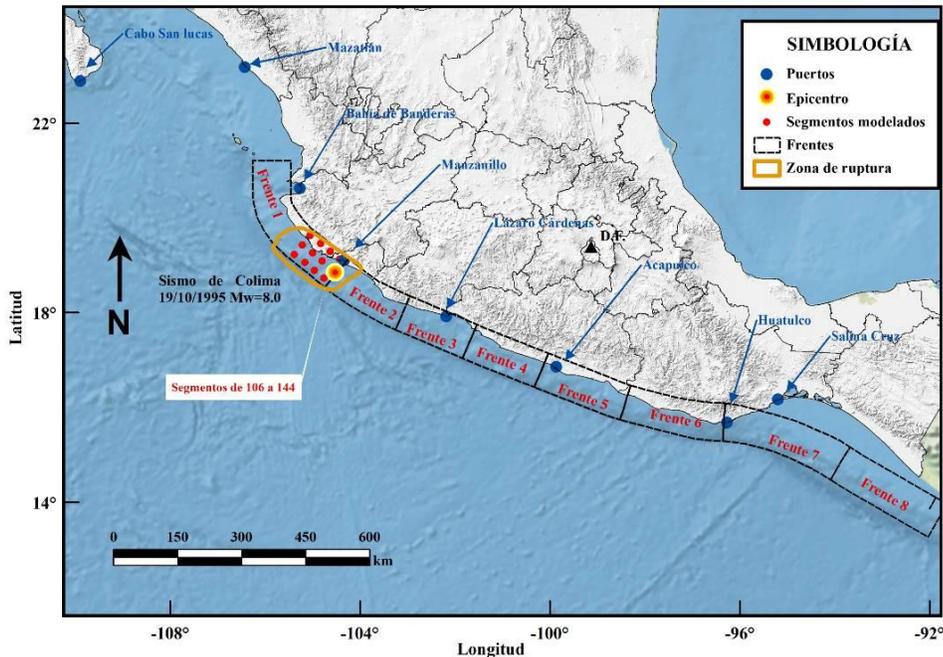


Figura 5.3.5. Escenario del sismo de colima.

El máximo tirante obtenido para este escenario es mayor de 2.0 m. Por otra parte la estimación del tirante de inundación se ha realizado con la diferencia de la altura máxima del tsunami ( $h_{max}$ ) y la elevación del terreno en el área de influencia de la inundación del tsunami. En la Figura 5.3.6 se esquematiza este análisis.

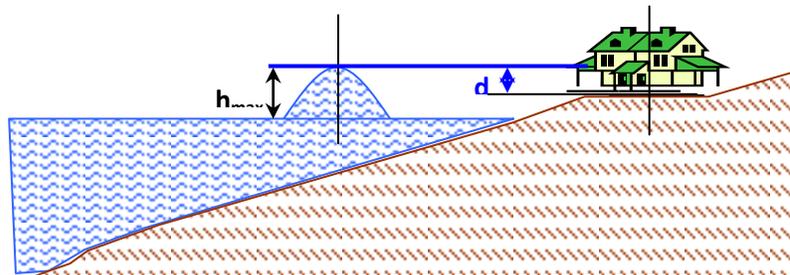


Figura 5.3.6. Esquema de estimación de tirantes de inundación

Para estimar el tirante de inundación se ha utilizado el DEM de elevaciones de INEGI a cada 15 metros. A continuación se presentan los mapas para las localidades de Cabo San Lucas (figura 5.3.7), San José del Cabo (figura 5.3.8), y un mapa donde se pueden apreciar las localidades de Buena Vista, La Ribera y Cabo Pulmo (figura 5.3.9). Los mapas anteriores corresponden a un periodo de retorno de 1000 años, en donde se puede apreciar que el máximo tirante de inundación está por arriba de los 2.0 m de altura.

Asimismo, puede apreciarse que en la mayoría de la zona de costa el nivel de esta amenaza es de Muy Bajo a Bajo, con una altura de inundación de 0.5 m a 1.0 m. Como casos más representativos en donde se presentan altos niveles de inundación para este periodo de retorno, están el muelle de Cabo San Lucas, algunas zonas de La Ribera y Las Barracas, cerca a Cabo Pulmo.

Es importante que la municipalidad conozca las implicaciones de este fenómeno natural en la infraestructura del mismo, así como tener planes de emergencia para evitar catástrofes humanas.

En los anexos de este documento se encuentran mapas regionales así como mapas para cada localidad de importancia para periodos de retorno de 50, 100, 500 y 1000 años.

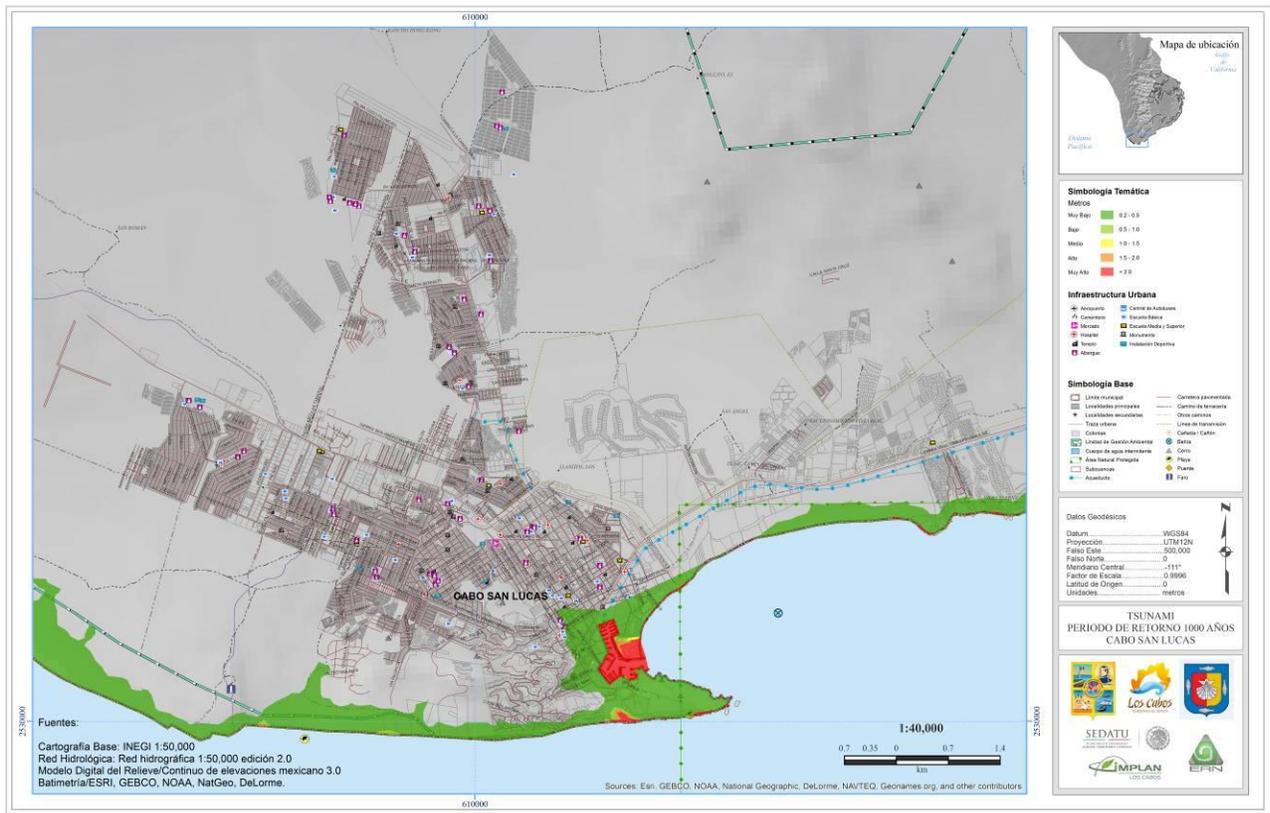


Figura 5.3.7. Inundaciones costeras por tsunamis en Cabo San Lucas, Baja California Sur para un periodo de retorno de 1000 años.

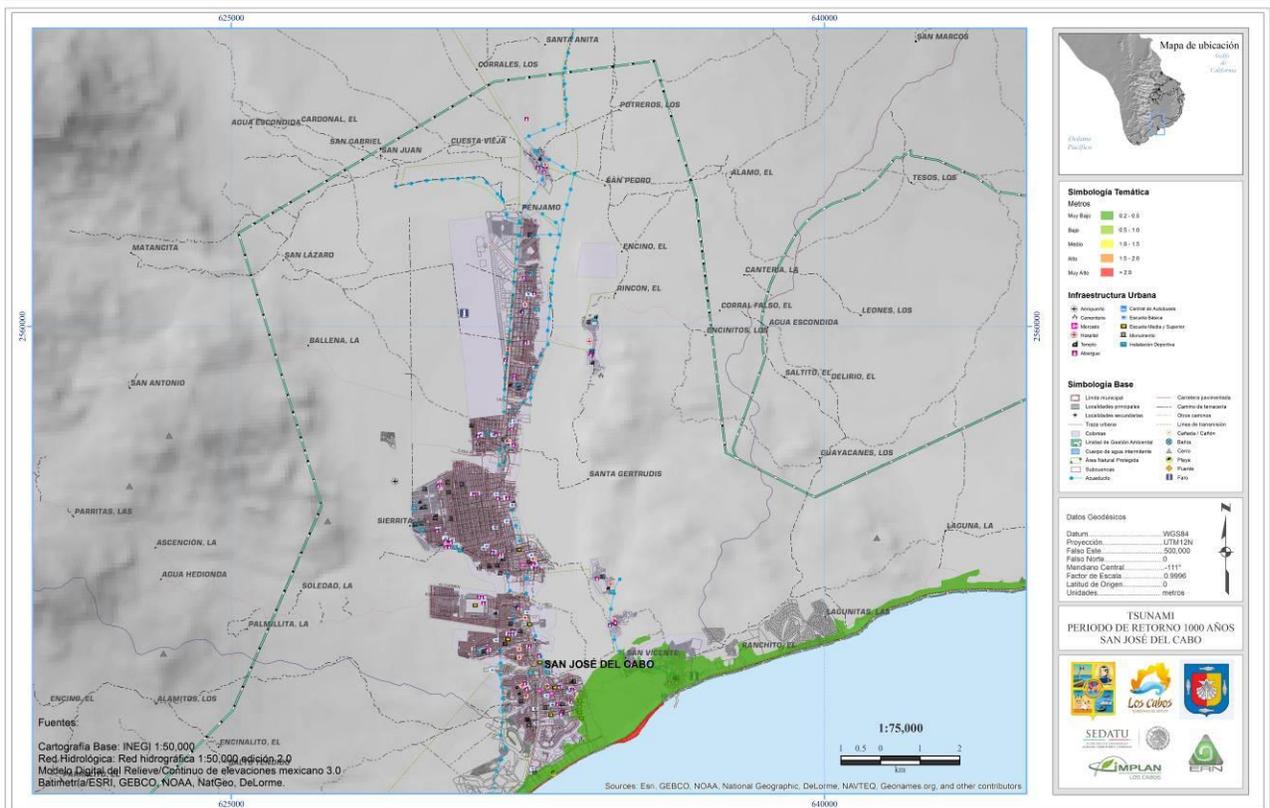


Figura 5.3.8. Inundaciones costeras por tsunamis en San José del Cabo, Baja California Sur para un periodo de retorno de 1000 años.

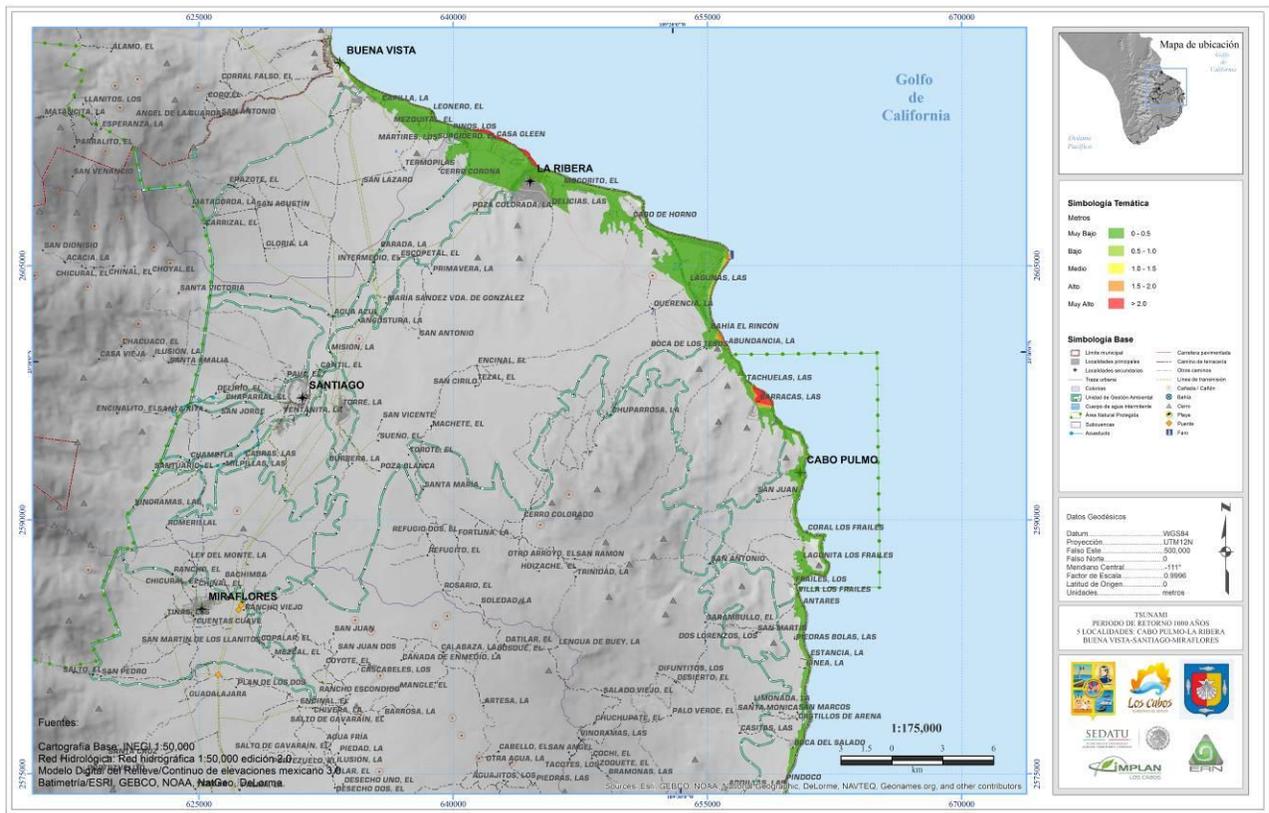


Figura 5.3.8. Inundaciones costeras por tsunamis en las localidades de Buena Vista, La Ribera y Cabo Pulmo, Baja California Sur para un periodo de retorno de 1000 años.

### 5.3.6 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Se considera que existen dos tipos de medidas de mitigación, las estructurales y las no estructurales. A continuación se presentan las propuestas que conforman a cada una de estas medidas.

Medidas estructurales:

- Implementación de diques o rompeolas en las zonas costeras
- empleo de bosques de mitigación
- desarrollo de estructuras de drenaje más eficientes

Medidas no estructurales:

- Implementar sistemas de alerta de maremoto
- Elaborar un plan de educación a la comunidad
- Planes de contingencia en instalaciones industriales
- Planificación y reacomodo del sector urbano

### 5.3.7 CAMBIO CLIMÁTICO

Con base en los eventos recientes de tsunamis, diversas publicaciones de contenido científico consideran que el calentamiento global ha contribuido sustancialmente en el incremento de este tipo de eventos, debido a que el desprendimiento de hielo y el derretimiento de los glaciares genera un efecto de rebote, lo que





desata deslizamientos de tierra submarina causando los tsunamis. Sin embargo, es importante mencionar que se requiere de una mayor cantidad de estudios que confirmen lo mencionado anteriormente.

## REFERENCIAS

- CENAPRED: Serie Fascículos "Tsunami", segunda edición, agosto de 2005
- Goto, C., Y. Ogawa, N. Shuto, and F. Imamura 1997. IUGG/IOC TIME Project: Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Manuals and Guides # 35, Paris, 4 Parts.
- Hanks, T. C., and H. Kanamori, 1979. A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348– 2350, 1979.
- Kowalik, Z., and Murthy, T.S., 1987, Influence of the Size, Shape and Orientation of the Earthquake Source Area in the Shumagin Seismic Gap on the Resulting Tsunamis: *Journal of Physical Oceanography*, v. 17, no. 7, p. 1057–1062.
- Imamura, F., N. Shuto and C. Goto 1990. Study on numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis-Part 2 Characteristics of tsunami propagating over the pacific ocean, *Zisin J. Seismol. Soc. Jpn* 43: 389-402 p.
- Lamb, H., 1932. *Hydrodynamics*, 6 th edition, 738, Cambridge Univ. Press.
- Liu, P.L., Y.S. Cho, S.B. Yoon and S.N. Seo 1995. Numerical Simulations of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo, Hawaii. *Tsunami Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*. Kluwer Academic Publishers. Dardrecht, Netherlands: 99-115 p.
- Mansinha, L. and E. Smylie 1971. The Displacement Field of Inclined Faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 61: 1433-1440 pp.
- Ortiz M., And R. Bilham, 2003. Source area and rupture parameters of the 31 December 1881 Mw = 7.9 Car Nicobar earthquake estimated from tsunamis recorded in the Bay of Bengal, *J. Geophys. Res.*, 108(B4), 2215, doi:10.1029/2002JB001941, 2003.
- Ortiz M., S.K. Singh, V. Kostoglodov and J. Pacheco, 2000a. Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0), as constrained by tsunami and uplift records. *Geof. Int.*, Vol., 39, Num. 4, pp 337-348.
- Ortiz M., V. Kostoglodov, S.K. Singh and J. Pacheco, 2000b. New constraints on the uplift of October 9, 1995 Jalisco-Colima earthquake (Mw 8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Navidad, México. *Geof. Int.*, Vol., 39, Num. 4, pp 349-357.
- Pedlosky, J., *Geophysical Fluid Dynamics*, 624 pp. Springer-Verlag, 1979.
- Satake, K., 1987. Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: Method and numerical experiments. *J. Phys. Earth*, 35, 3, 241-254.
- Singh, S. K., M. Ortiz, H.K. Gupta, and D.G.A. Ramadass, 2006. Slow Slip below Port Blair, Andaman during the Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December, 2004. *GRL*, Vol. 33, L03312, doi: 10.1029/2005GL025025, 2006.
- Singh, S. K., E. BazanAnd L. Esteva, 1980. Expected earthquake magnitude from a fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 903-914.
- Shuto, N., 1991, Numerical Simulation of Tsunamis—Its Present and Near Future: *Natural Hazards*, v. 4: p. 171–191.
- Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell, *Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings*, Science, 227, 1956-1962, 1997. 15
- Utsu, T. And A. Seki, 1954. A relation between the area of aftershock region and the energy of main shock (in Japanese). *J. Seism. Soc. Jap.*, 7, 233-240.
- Wyss, M., 1979. Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions. *Geology* 7, 336-340.





## CAPÍTULO 5.4. AMENAZA POR INESTABILIDAD DE LADERAS, FLUJOS Y CAIDOS

### CONTENIDO

5.4.1	INTRODUCCIÓN.....	94
	Susceptibilidad a deslizamientos .....	95
	Metodología para evaluar la amenaza de deslizamientos inducidos por sismo .....	97
	Ejemplo de aplicación.....	104
	Fenómeno en el área de estudio.....	106
5.4.2	AMENAZA POR FLUJOS.....	106
	Flujos de lodo .....	107
	Fenómeno en el área de estudio.....	107
5.4.3	AMENAZA POR CAIDOS.....	107
5.4.4	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	108
5.4.5	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	110
5.4.6	CAMBIO CLIMÁTICO .....	113
	REFERENCIAS .....	113



## 5.4.1 INTRODUCCIÓN

Los procesos de remoción en masa (PRM) se presentan en áreas montañosas donde se conjugan varios elementos que favorecen su ocurrencia tales como litologías desfavorables, relieves abruptos, afectación tectónica, climas húmedos y sismicidad asociada. Aunque la percepción de este tipo de procesos naturales es baja en comparación con las inundaciones, los huracanes, los volcanes o los terremotos, actualmente los PRM son causantes de desastres materiales y pérdida de vidas humanas en todo el mundo.

El objetivo de este informe es plantear una metodología que pueda ser implementada para estimar el peligro por deslizamiento de laderas tomando en cuenta la acción de los principales agentes detonantes: los sismos y la precipitación pluvial. Con ello se pretende contribuir al avance del estudio de los riesgos y la estimación de daños por estos fenómenos en el país.

Un deslizamiento implica el movimiento de cierto tipo de material (bloques de roca, suelo o detritos) sobre una o más superficies bien definidas, sobre las cuales se produce un movimiento de cizalla o de corte. Por esta razón el término deslizamiento es incorrecto para referirse a todos los tipos de procesos de ladera. Alcántara-Ayala (2000) propone traducir el término *land slide* como “movimiento del terreno”, lo que permite diferenciar cada tipo de proceso e interpretar adecuadamente cada mecanismo particular. De esta forma los términos “movimientos de ladera”, “movimientos del terreno”, “procesos de ladera” o “procesos de remoción en masa” se consideran como sinónimos y están relacionados con diversos mecanismos de movimiento, uno de los cuales es el deslizamiento. En general se entiende por procesos de remoción en masa, como el movimiento de masas de suelo o roca de los taludes, pudiendo actuar la gravedad y/o algún medio de transporte y cualquiera que sea el mecanismo particular del movimiento.

La terminología para referirse a los procesos de remoción ha ido evolucionando. Las clasificaciones de los PRM suele referirse a los tipos de materiales involucrados (rocas, suelos y derrubios), al mecanismo y tipo de rotura, al contenido de agua del terreno y a la velocidad y magnitud del movimiento. La clasificación más actual y aplicada a nivel internacional es la que se basa en el tipo de movimiento y de material (EPOCH, 1993; Dikau *et al.*, 1996; Hutchinson, 1998; Alcántara-Ayala, 2000; Leroueil *et al.*, 2001).

De acuerdo con esta clasificación los PRM se dividen en las siguientes clases (Figura 5.4.1, modificado de González *et al.*, 2002):

- a) Caídas
- b) Volteos
- c) Deslizamientos
- d) Flujos
- e) Expansiones laterales
- f) Complejos

La metodología que se plantea en este informe se acota únicamente a los deslizamientos de tipo plano o traslacional, ya que los otros mecanismos de movimiento están controlados por características geotécnicas y geológico-estructurales muy particulares, por lo cual resulta imposible considerarlas en un análisis regional.

México, debido a su ubicación geográfica, a sus condiciones climáticas y geológicas, así como a problemas de asentamientos humanos en zonas de alto riesgo, es vulnerable a la presencia de fenómenos naturales. Algunos de estos fenómenos, por la magnitud y alcance de la región han provocado severos daños que requieren de una respuesta institucional que involucra los tres niveles de gobierno (municipal, estatal y federal) y de la sociedad entera. Se deben canalizar importantes recursos económicos para atender, en un primer momento, la situación de emergencia y, posteriormente, para resarcir los daños y restablecer las condiciones de normalidad social y económica en la región afectada. Existen numerosos casos de PRM que han afectado a diversas regiones de México (Herrera, 2002).

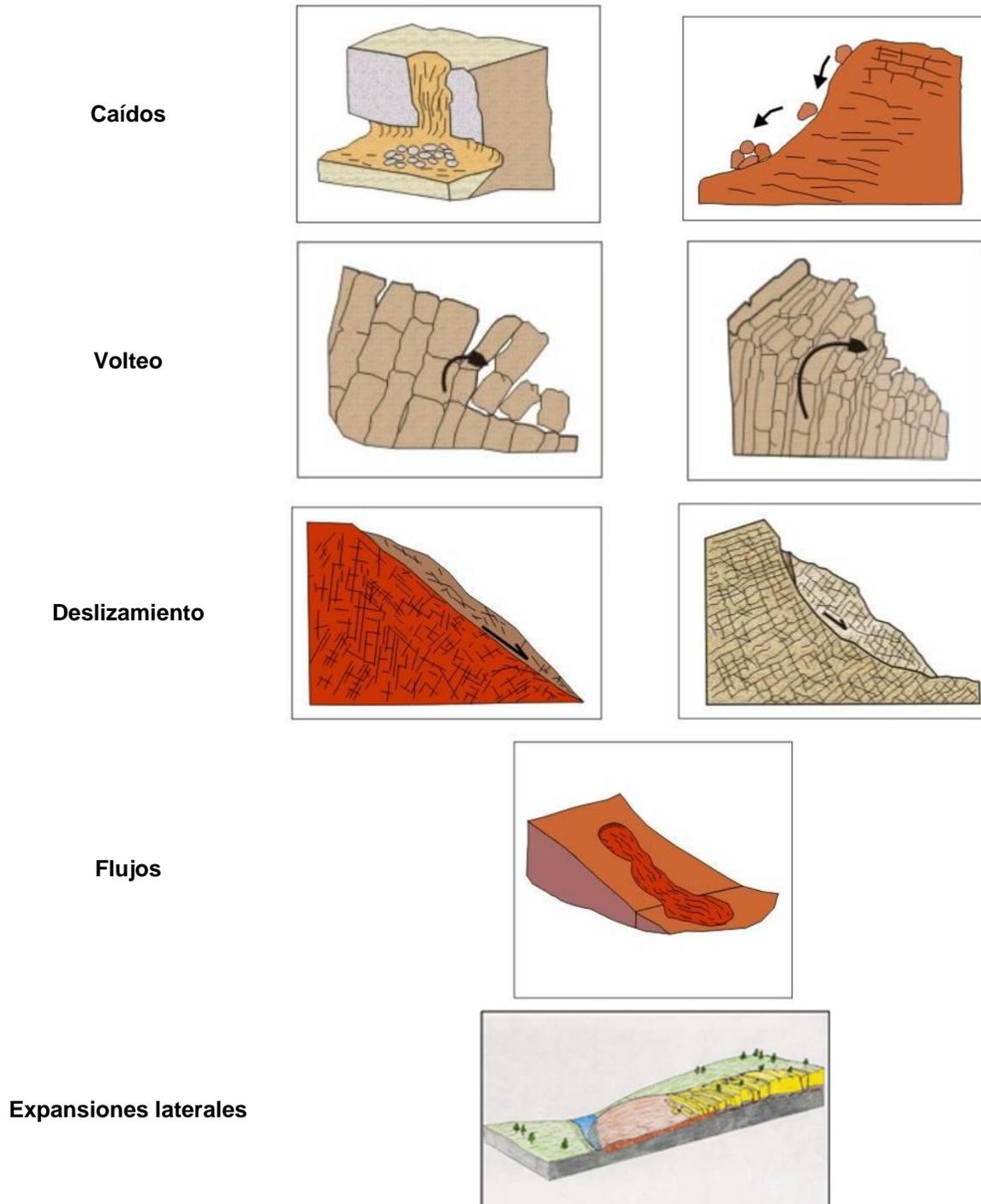


Figura 5.4.1 Clasificación de los procesos de remoción en masa (Modificado de González *et al.*, 2002)

### **Susceptibilidad a deslizamientos**

La susceptibilidad puede definirse como la posibilidad de que una zona quede afectada por un determinado proceso, expresada en diversos grados cualitativos y relativos (González, 2002). Moreiras (2005) menciona de manera sencilla que la susceptibilidad se define como la propensión de una ladera a presentar un tipo de movimiento, lo cual depende de los factores que controlan o condicionan la ocurrencia de los procesos, que pueden ser intrínsecos a los propios materiales geológicos o externos. El término susceptibilidad hace referencia a la predisposición del terreno a la ocurrencia de PRM y no implica el aspecto temporal del fenómeno.



Las zonas más susceptibles a presentar PRM son aquellas donde se combinan varios factores condicionantes, pero resaltan dos que por su importancia en ocasiones se consideran como variables independientes, la pendiente y la litología.

El tipo de roca influye de manera importante en la generación de PRM ya que controla aspectos tales como la resistencia, la cohesión, el grado de alteración, la presencia de discontinuidades inherentes al proceso de formación (planos de flujo, de enfriamiento, de estratificación, foliación), por mencionar los principales aspectos. La edad, estructura y composición de los afloramientos tiene un control importante sobre el comportamiento geomecánico de los materiales. Además, los distintos tipos de roca conforman un relieve característico que está influenciado por los procesos endógenos que lo forman y por los procesos exógenos que lo modelan, de ahí su relevancia.

La pendiente es un factor fundamental en la generación de procesos de remoción en masa (Moreiras, 2005). Un talud formado por un material homogéneo e isótropo, presenta una mayor inestabilidad a medida que aumenta su valor de pendiente (Dai, 2002). La pendiente es uno de los parámetros que puede usarse como una variable independiente en los análisis regionales de la susceptibilidad a PRM (Moreiras, 2005). En general valores altos de pendiente ( $>50^\circ$ ) están asociados a zonas con PRM activos, tales como volteo y desprendimiento de rocas; pendientes medias ( $30-50^\circ$ ) están asociadas a caídas por rodamiento, deslizamientos, reptaciones y pendientes menores ( $<30^\circ$ ) a soliflucción, creep y flujos. En la tabla 5.4.1 se muestran algunos procesos y sus características morfológicas y geométricas.

**Tabla 5.4.1.** Características morfológicas y geométricas de las laderas afectadas por caídos y deslizamientos (González *et al.*, 2002).

<i>Tipo de movimiento</i>	<i>Zona de cabecera y parte superior de la ladera</i>	<i>Zona baja de la ladera</i>	<i>Geometría</i>
Volteos y Desprendimientos	Laderas irregulares y rocosas, escarpadas con material suelto y derrubios en la parte superior. Bloques independizados por discontinuidades o fracturas. Grietas tras el talud. Vegetación escasa.	Acumulación de bloques y fragmentos rocosos.	Pendientes elevadas $> 50^\circ$ .
Deslizamientos rotacionales	Grietas de tracción, curvas cóncavas hacia la ladera. Escarpes curvos con estrías, que pueden ser verticales en la parte superior.	Depósitos convexos, lobulados. Desvío de cauces.	Pendientes entre $20-40^\circ$ . $D/L < 0.3$ a $0.1$ .
Deslizamientos traslacionales en rocas o suelos	Grietas de tracción verticales paralelas al talud. Escarpes verticales poco profundos. Material en bloques con grietas entre ellos. Sin encharcamientos en la cabecera. Drenaje desordenado o ausencia del mismo.	Desvío de cauces. En ocasiones acumulaciones de material en forma de lóbulos.	Pendientes uniformes, $10-50^\circ$ . $D/L < 0.1$ .

**$D/L = \text{profundidad} / \text{longitud de la masa desplazada}$ .**

Para reducir el tiempo de cálculo y obtener resultados más realistas, es importante discriminar o separar aquellos procesos que se pueden presentar en las laderas pero que no correspondan con el deslizamiento traslacional, ya que este mecanismo depende de condiciones muy particulares pero principalmente de la pendiente y de las propiedades geomecánicas de cada tipo de material. De esta forma, las zonas caracterizadas por pendientes casi verticales y litologías competentes, son propensas a presentar volteo y desprendimiento de bloques. De igual forma, en pendientes bajas y litologías poco competentes son frecuentes los procesos de reptación y soliflucción, que son procesos de movimiento lento en masas de suelo con alta deformabilidad y activados por fuerzas gravitatorias (caso de la reptación) o bien por variaciones en el contenido de agua debido a cambios estacionales (soliflucción). De esta forma, se asignan umbrales de pendiente para los cuales el deslizamiento traslacional aún puede tener importancia dada la litología que lo controla (Tabla 5.4.2).



**Tabla 5.4.2.** Rangos de pendiente propuestos para discriminar otros mecanismos de movimiento.

<b>Rango (°)</b>	<b>Mecanismo predominante</b>
<10°	Soliflucción, reptación.
10-60°	Deslizamientos traslacionales.
>60°	Volteo y desprendimiento de bloques.

### **Reclasificación de los grupos litológicos del país**

El factor geológico es el primer condicionante para la ocurrencia de PRM. Su comprensión es muy importante para conocer los tipos de mecanismos de movimiento predominantes y su distribución. La tipología o el mecanismo particular del movimiento depende de las condiciones particulares de cada talud o ladera, pero fundamentalmente de su litología (si es roca masiva, roca fracturada, material friccionante, material cohesivo) y de su estructura (presencia de discontinuidades tales como planos de flujo, enfriamiento, esquistosidad, estratificación). A partir de la geología del país, se realiza una reclasificación de los diferentes tipos de rocas a fin de agrupar aquellas que tienen un comportamiento geomecánico similar ante la generación de procesos de remoción en masa. Para ello se tomó en cuenta su origen, composición mineralógica, presencia de discontinuidades inherentes a su proceso de formación y su respuesta ante la generación de deslizamientos principalmente. Esta reclasificación de los grupos litológicos ayuda a simplificar el mapa geológico nacional así como para reducir el tiempo de cálculo. Se puede considerar que esta simplificación es adecuada debido a la escala regional de trabajo. Además, se proponen valores del desplazamiento de las laderas que pudieran compararse con los calculados, aunque evidentemente, los desplazamientos reales en campo pueden ser diferentes y sólo es posible obtenerlos mediante instrumentación o técnicas topográficas y geodésicas.

Se asume que valores más altos del umbral de pendiente propuesto, favorecen otros mecanismos de movimiento tales como: volteo singular, múltiple o con flexión de capas o estratos así como caídas por desprendimiento.

### **Metodología para evaluar la amenaza de deslizamientos inducidos por sismo**

En el deslizamiento de traslación, la masa de material se desplaza hacia abajo, a lo largo de una superficie más o menos plana o ligeramente ondulada y tiene muy poco o nada de movimiento de rotación o volteo. Un movimiento de rotación trata de auto estabilizarse, mientras uno de traslación puede progresar indefinidamente a lo largo de la ladera hacia abajo.

Los movimientos de traslación son frecuentes en zonas rocosas afectadas por discontinuidades, tales como fracturas, plegamientos, esquistosidad, con una orientación relativamente paralela al talud así como en laderas que tienen un espesor considerable de suelo o material detrítico en contacto con una zona de roca menos alterada. Esta condición, aunque no es la única, prevalece en muchos casos reales donde una capa intemperizada de suelo o roca sobreyace sobre estratos más competentes, creándose una superficie de contacto que funciona como superficie de deslizamiento. En muchos deslizamientos de traslación, la masa se deforma y/o rompe y puede convertirse en flujo.



**Tabla 5.4.3** Valores de resistencia,  $D_N$  y umbral de pendiente.

Grupos litológicos del País			$\gamma'$ (kN/m <sup>3</sup> )	$c'$ (kN/m <sup>2</sup> )	$\phi'$ (°)	$D_N$ (Newmark) (cm)	Umbral de pendiente (°)
ROCAS IGNEAS	Rocas ígneas extrusivas	Básica, Intermedia, Ácida, Volcanoclástica	28	45000	45	3	60
	Rocas ígneas intrusivas	Básica, Intermedia, Ácida, Diabasa, Pórfido andesítico, Pórfido riolítico	26	90000	50	3	60
ROCAS METAMÓRFICAS	Rocas metamórficas no foliadas o masivas	Comeana, Cuarcita, Mármol, Skarn, Serpentinita	27	35000	50	4	60
	Rocas metamórficas foliadas	Esquisto, Esquisto-Gneis, Filita, Gneis, Pizarra	25	15000	30	6	50
	Rocas metamórficas de falla	Cataclasita	22	10000	20	7	45
	Complejos metamórficos y rocas varias	Complejo metamórfico, Complejo ofiolítico, Metaintrusivo, Metavolcánica	27	30000	28	5	50
ROCAS SEDIMENTARIAS	Sedimentarias detríticas de grano grueso	Conglomerado, Conglomerado-brecha sedimentaria, Brecha sedimentaria, Volcanoclástica	28	10000	40	5	50
	Sedimentarias detríticas de grano grueso/medio	Arenisca, Arenisca-conglomerado	25	15000	35	5	45
	Sedimentarias detríticas de grano medio/fino	Arenisca-limolita, Limolita-arenisca, Limolita-lutita, Lutita-arenisca	24	8000	25	8	45
	Sedimentarias detríticas de grano fino	Lutita	23	3000	20	10	45
	Rocas sedimentarias organo-químicas	Coquina, Yeso, Caliche	22	2500	30	8	40
	Rocas intercaladas	Caliza-arenisca, Caliza-limolita, Caliza-lutita, Caliza-yeso	24	5000	15	10	50

### Factor de seguridad

Es común en ingeniería definir la estabilidad de un talud en términos de un factor de seguridad (FS), obtenido de un análisis matemático de estabilidad. El Factor de Seguridad es empleado en ingeniería geotécnica para conocer cuál es el factor de amenaza de que el talud falle en las peores condiciones de comportamiento. Sin embargo, no todos los factores que afectan la estabilidad de un talud se pueden cuantificar para incluirlos en un modelo matemático, tales como geometría del talud, parámetros geológicos, presencia de grietas de tensión, cargas dinámicas por acción de sismos, flujo de agua, propiedades de los materiales. Por lo tanto, hay situaciones en las cuales un enfoque matemático no produce resultados satisfactorios y se requiere del conocimiento y del análisis de los procesos directamente en campo, complementado con el uso de técnicas geotécnicas y de laboratorio. A pesar de las debilidades de un determinado modelo, determinar el factor de seguridad asumiendo superficies probables de falla, permite tener una herramienta muy útil para la toma de decisiones.

En términos generales, el factor de seguridad se define como:

$$FS = F_{res} / F_{act} \quad (1)$$

Es decir, como la relación entre las fuerzas resistentes  $F_{res}$  (que se oponen al deslizamiento) y las fuerzas actuantes  $F_{act}$  (que inducen el deslizamiento). En términos de esfuerzos quedaría como:

$$FS = \tau_{res} / \tau_{act} \quad (2)$$



Donde  $\tau_{res}$  y  $\tau_{act}$  son los esfuerzos resistentes y actuantes, respectivamente. Los análisis de estabilidad tienen como finalidad dar una idea cuantitativa del grado de seguridad de un talud. Se asume que valores del  $FS$  menores a 1 indican inestabilidad, valores mayores a uno indican estabilidad y un valor de 1 indica un estado de equilibrio límite.

$$\tau_p = c + \sigma_n \tan \phi \quad (3)$$

Donde  $c$  es la resistencia cohesiva de la superficie cementada,  $\phi$  es el ángulo de fricción,  $\tau_p$  es el máximo valor de resistencia al corte y  $\sigma_n$  es el esfuerzo normal. Por lo tanto, es necesario adaptar este concepto del talud infinito bidimensional dentro de los análisis que es posible realizar con ayuda de los Sistemas de Información Geográfica, para poder hacer estimaciones regionales.

**Método del talud infinito y su aplicación para zonificaciones por deslizamiento**

El método de análisis de estabilidad de talud infinito (Skempton y Delory, 1957), ha sido ampliamente utilizado en la literatura técnica para zonificaciones regionales de peligro y riesgo (Van Westen y Terlien, 1996; Jibson *et al.*, 2000; Luzy *et al.*, 2000; Alcántara-Ayala, 2004). Esto se debe a la sencillez del método, a su fácil integración en un SIG además de que a escala regional es casi imposible la utilización de métodos más precisos, debido a la falta de datos geotécnicos y al desconocimiento de los mecanismos precisos de movimiento (Luzy *et al.*, 2000; Katz y Crouvi, 2007).

En las condiciones en las cuales se presenta una falla paralela a la superficie del talud, a una determinada profundidad y la longitud de la falla es larga comparada con su espesor, se puede utilizar en forma aproximada, el análisis de talud infinito (figura 5.4.2). Es un sistema muy rápido y sencillo para determinar el factor de seguridad de un talud, suponiendo un talud largo con una capa de suelo, detritos o roca, en el cual cualquier tamaño de columna de material es representativo de todo el talud.

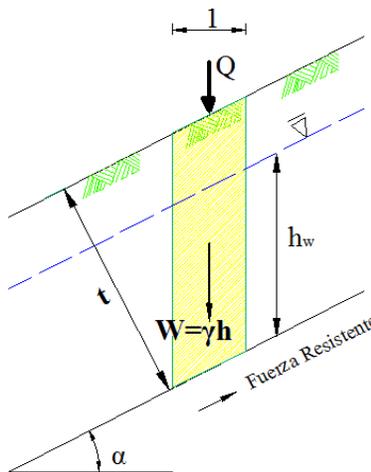


Figura 5.4.2. Esquema simplificado del método del talud infinito.

Existen diversas maneras de expresar el factor de seguridad pero una que resulta sencilla de manejar es (Jibson *et al.*, 2000):

$$FS = \frac{c'}{\gamma \cdot t \cdot \text{sen} \alpha} + \frac{\tan \phi'}{\tan \alpha} - \frac{m \gamma_w \tan \phi'}{\gamma \cdot \tan \alpha} \quad (4)$$

Donde  $\phi'$  es el ángulo de fricción efectivo,  $c'$  es la cohesión efectiva,  $\alpha$  es el ángulo del talud,  $\gamma$  es el peso específico del material,  $\gamma_w$  es el peso específico del agua,  $t$  es el espesor de material, medido



perpendicularmente al plano de falla y  $m$  es la proporción del espesor de material que se encuentra saturado. Esta ecuación se divide en tres términos, el primero es la componente cohesiva de la resistencia, la segunda es la componente friccionante y el tercer término toma en cuenta la disminución de la resistencia debido a la presión de poro. Debe notarse que el espesor,  $t$ , es medido perpendicularmente al plano de deslizamiento, a diferencia de otras expresiones donde se toma la distancia vertical.

En condiciones secas ( $m=0$ ) se tiene que la expresión para el factor de seguridad es:

$$FS = \frac{c}{\gamma \cdot t \cdot \text{sen} \alpha} + \frac{\tan \phi}{\tan \alpha} \quad (5)$$

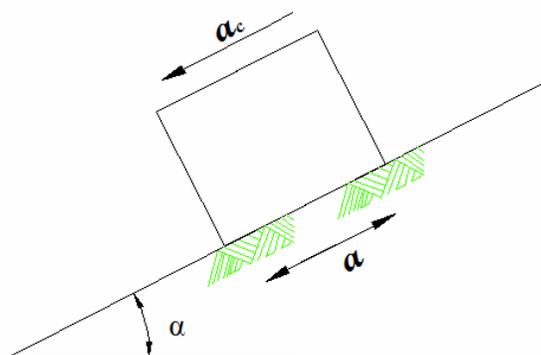
Donde  $c$  es la cohesión;  $\alpha$  es el ángulo de empuje o de movimiento,  $\gamma$  es el peso unitario del material,  $\phi$  es el ángulo de fricción y  $t$  espesor de la capa de material medido perpendicularmente a la superficie de falla.

### **Análisis regional de Newmark**

Wieczorec *et al.* (1985) desarrollaron un criterio para evaluar la estabilidad de pendientes sísmicamente en una región combinando la estabilidad del talud en estado estático y el análisis de falla de taludes sísmico desarrollado por Newmark (1965). En general, para modelar la respuesta dinámica de los taludes, se puede utilizar el método de los desplazamientos permanentes desarrollado por Newmark (1965). Este método posteriormente fue usado para analizar la estabilidad dinámica de laderas naturales (Jibson y Keefer, 1993) y para realizar evaluaciones regionales de peligro por deslizamientos inducidos por sismos, usando Sistemas de Información Geográfica (Jibson *et al.*, 2000).

El trabajo de Newmark consiste en modelar un deslizamiento como un bloque rígido y friccionante sobre un plano inclinado (figura 5.4.3). El bloque tiene una aceleración crítica,  $a_c$ , que representa el umbral de aceleración requerido para superar la resistencia cortante y promover el deslizamiento.

El análisis de desplazamientos de Newmark no necesariamente predice los desplazamientos reales de los deslizamientos en campo, pero resulta una herramienta útil para definir el comportamiento de cualquier talud ante la acción de un sismo.



**Figura 5.4.3** Esquema del bloque inclinado en el análisis de Newmark.

La aceleración crítica es función del factor de seguridad estático y de la geometría del deslizamiento. Puede ser expresada como:

$$a_c = (FS - 1) \text{sen} \alpha \quad (6)$$

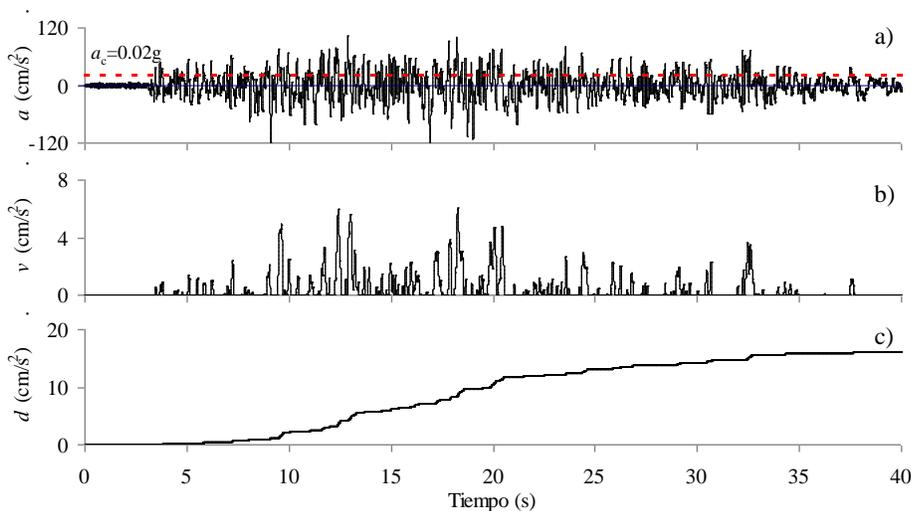


Donde  $a_c$  es la aceleración crítica (en términos de  $g$ , la aceleración de la gravedad),  $FS$  es el factor de seguridad en condiciones estáticas y  $\alpha$  es el ángulo de la pendiente.

El ángulo  $\alpha$  en este caso, se refiere a la dirección en la cual se mueve el centro de gravedad de la masa cuando ocurre el deslizamiento. En análisis a escala regional, el valor del ángulo de empuje prácticamente es igual al ángulo de la pendiente de las laderas.

La estabilidad dinámica de las laderas, en el contexto del método de Newmark, está relacionada con la estabilidad en términos estáticos. Para el caso de análisis regionales de deslizamientos, se puede usar el método estático de equilibrio límite, basado en el talud infinito, considerando un comportamiento cohesivo y friccionante para todos los taludes analizados. Este método permite hacer análisis en grandes áreas e integrarlos en un SIG, debido a su sencillez. De hecho, cuando se evalúa la estabilidad de las laderas en grandes áreas, no es posible usar métodos más exactos pues se desconocen las propiedades mecánicas de los materiales y la geometría de los deslizamientos (Luziet al., 2000).

Un análisis riguroso usando el método de Newmark, implica la integración doble de las partes de registros de aceleración-tiempo de sismos específicos, que excedan la aceleración crítica de los taludes (figura 5.4.4). Para análisis regionales que implican la creación de mallas de 25 x 25 m o de 50 x 50 m, dentro de un SIG, lo anterior resulta impráctico (Jibson et al. 2000).



**Figura 5.4.4** Ilustración de la doble integración del método de Newmark. a) movimiento sísmico en la estación CALE del sismo del 19 de septiembre de 1985 componente E-W con la aceleración crítica  $a_c = 0.02g$  indicada con línea punteada, b) velocidad del bloque de deslizamiento para una  $a_c = 0.02g$  y c) desplazamiento del bloque de la ladera para una  $a_c = 0.02g$ .

Para aplicar el método de Newmark en análisis regionales de deslizamientos en México, Jaimes et al. (2008) desarrollan un procedimiento simplificado que incorpora una ecuación empírica para estimar el desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) como una función de la intensidad del sismo y de la aceleración crítica ( $a_c$ ) para sismos de subducción:

$$\log D_N = -1.2841 + \log \left[ \left( 1 - \frac{a_c}{a_{\max}} \right)^{1.9518} \left( \frac{a_c}{a_{\max}} \right)^{-1.2786} \right] \pm 0.5882 \quad (7)$$

Para sismos de falla normal, la expresión queda de la siguiente manera:



$$\log D_N = -0.7819 + \log \left[ \left( 1 - \frac{a_c}{a_{\max}} \right)^{2.2627} \left( \frac{a_c}{a_{\max}} \right)^{-1.3779} \right] \pm 0.7351 \quad (8)$$

Donde  $D_N$  es el desplazamiento en centímetros,  $a_c$  es la aceleración crítica y  $a_{\max}$  es la aceleración máxima. Jibson (2007) y Ambraseys y Menu (1988) consideran el valor de desplazamiento,  $D_N$ , de 5 cm como un valor crítico, que caracteriza la falla de un talud y promueve su deslizamiento. Este valor conservador, representa taludes formados por rocas frágiles (Romeo, 2000). Jibson y Keefer (1993) definen el valor de  $D_N$ , de 5-10 cm, como un valor crítico para la falla en taludes limo-arcillosos y de 10 cm para taludes formados por suelos cohesivos. Las figuras 5.4.5 y 5.4.6 muestran ejemplos de desplazamiento de laderas con comportamiento frágil y dúctil respectivamente.



**Figura 5.4.5** Desplazamiento en rocas relativamente frágiles, lo que incrementa la probabilidad de falla.



**Figura 5.4.6.** Escarpe que muestra el desplazamiento de una ladera formada por depósitos arcillosos y bloques de esquistos intercalados, presentando un comportamiento plástico.

En resumen, valores de  $D_N$  dentro del rango de 5-10 cm, incrementan la probabilidad de falla de los taludes. Lo anterior se resume en la tabla 5.4.4.

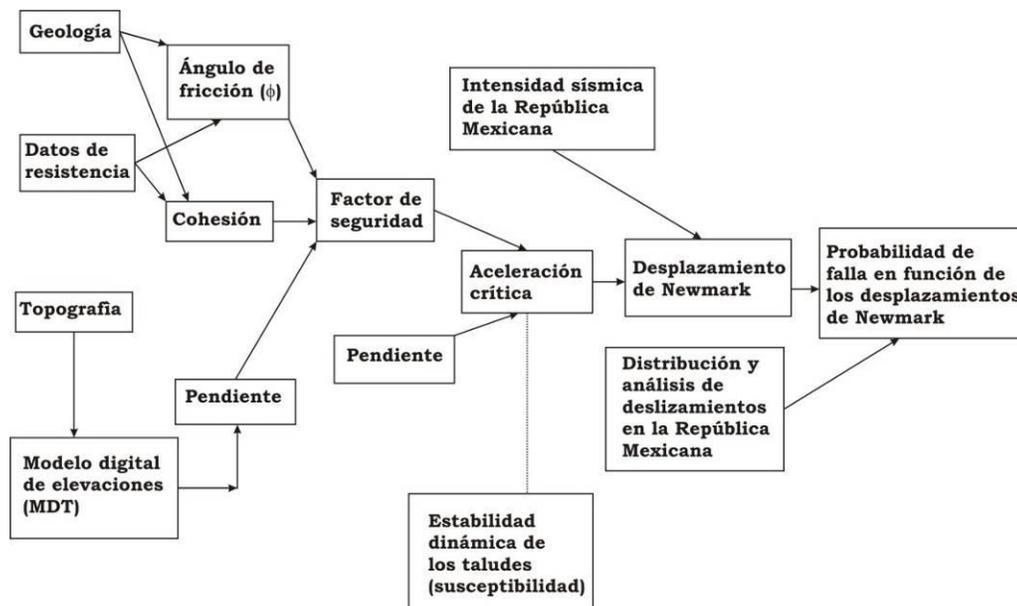


**Tabla 5.4.4** Intervalo de valores de  $D_N$  que incrementan la probabilidad de falla de los taludes.

Desplazamiento de Newmark	Materiales afectados
5 cm	Rocas frágiles
5-10 cm	Materiales limo-arcillosos
<b>10 cm</b>	Materiales arcillosos

Es posible determinar el deslizamiento por lluvia y por sismo, en ambos casos, el objetivo final es indicar cuáles son las zonas susceptibles; por lo cual la siguiente metodología es válida para ambos casos. En este documento nos centraremos en el tema de deslizamiento por sismo, cuya metodología general para obtener los mapas en el municipio de Los Cabos, se explica a continuación:

- Del mapa geológico de México proporcionado por INEGI, se obtienen los valores de cohesión  $c'$ , del ángulo de fricción  $\phi$  y del peso volumétrico  $\gamma$ , los cuales se pueden obtener de la literatura (Hoek y Bray, 1996; González *et al.*, 2002) o de estudios de campo. Los valores anteriores se integran en un SIG para tener las capas de valores de resistencia (Mapa de Resistencias, *MR*).
- Del mapa topográfico, se genera el modelo digital de elevación, con el que se determinan las pendientes del sitio en estudio. Este dato será uno de los insumos más importantes, ya que la pendiente es una de las principales variables que controlan los deslizamientos.
- Con la información anterior, se obtienen los factores de seguridad estáticos (*FSE*) empleando alguna de las fórmulas para el análisis del talud infinito.
- Posteriormente, se determinan generar las aceleraciones críticas (*MAC*), utilizando la ec. (6)
- se estiman los desplazamientos de Newmark, utilizando alguna expresión empírica representativa de los eventos sísmicos de la República Mexicana (ec. 7 y 8), la cual involucre la aceleración crítica (*MAC*) y tome en cuenta la intensidad Arias o bien que esté en función de las aceleraciones máximas del terreno. Con esto se genera el mapa de desplazamientos de Newmark (*MDN*). Este mapa se compara con los desplazamientos permisibles propuestos y en caso de ser mayores se asume que se presenta una falla de la ladera.
- Los pasos anteriores se pueden usar para distintos escenarios de interés, modificando la magnitud y la distancia de la fuente sísmica.



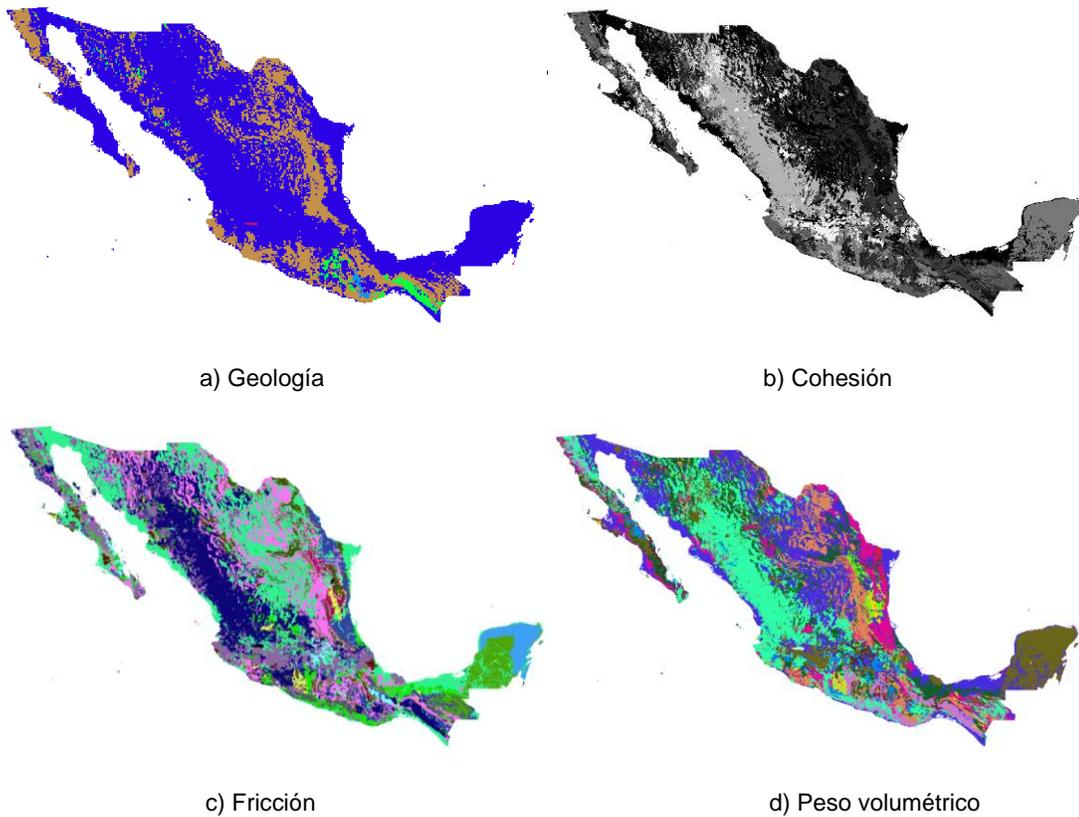
**Figura 5.5.7** Diagrama de flujo para generar un mapa por deslizamiento inducidos por sismicidad.



### **Ejemplo de aplicación**

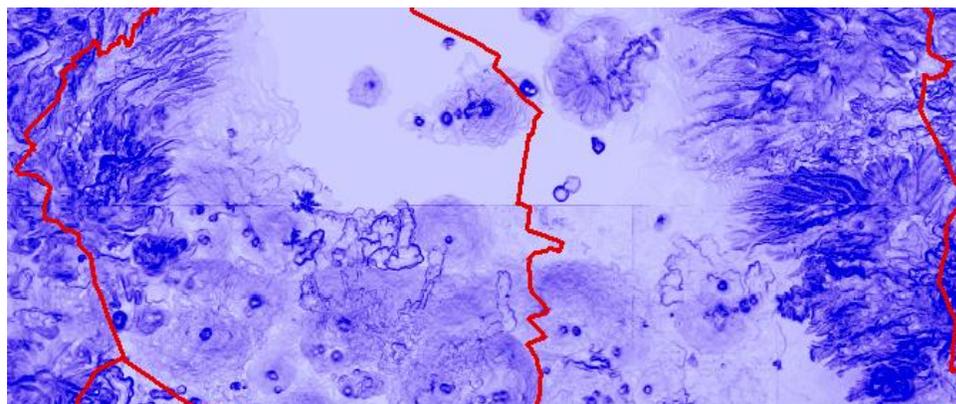
Se presenta el caso de una zona ubicada en la porción sur del valle de México, para la cual se ha seguido la metodología planteada, para tener así un acercamiento al problema en un área densamente poblada afectada por deslizamientos.

Se asignan valores de resistencia a los distintos grupos litológicos que conforman el país, tomando como base datos de la literatura técnica así como las características geológicas y estructurales de las rocas (Figura 5.4.8).



**Figura 5.5.8.** Mapas de valores de propiedades mecánicas

Se lleva a cabo el cálculo de las pendientes con base en la información de la topografía. En la figura 5.4.9 se presenta un esquema del mapa de pendientes calculado para la zona propuesta.

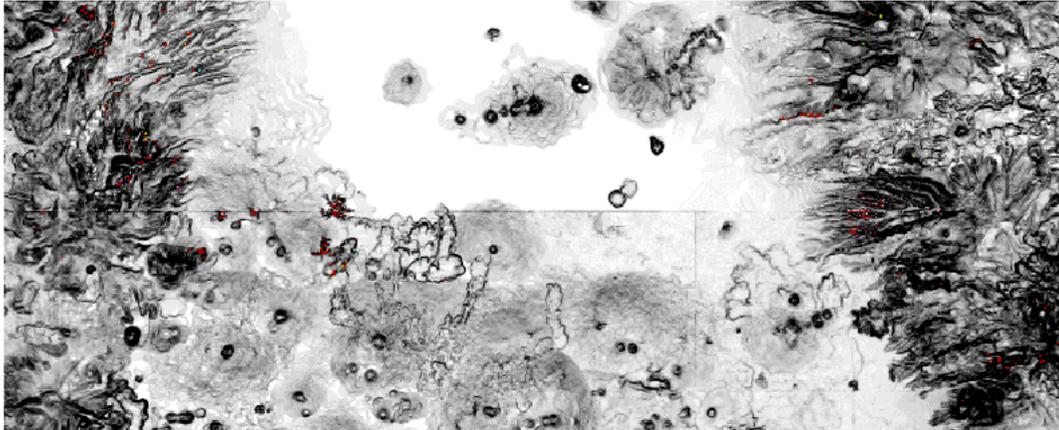


**Figura 5.4.9.** Mapa de pendientes

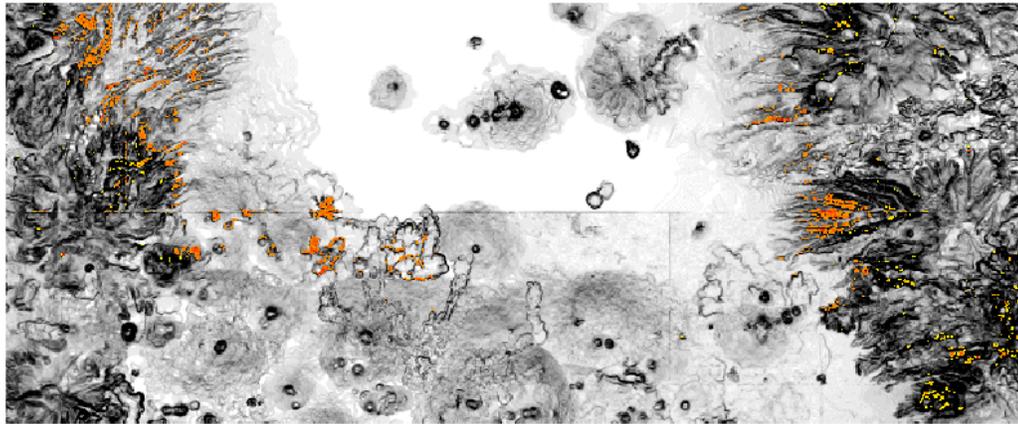


Con los valores anteriores, se determina el factor de seguridad y la aceleración crítica para cada uno de los puntos de la zona en estudio. Una vez que se obtienen estos datos, se obtienen los desplazamientos en el suelo con aquellos valores de aceleraciones que una determinada demanda sísmica pueda generar. Estos valores se comparan con los desplazamientos permisibles según el tipo de geología que se trate.

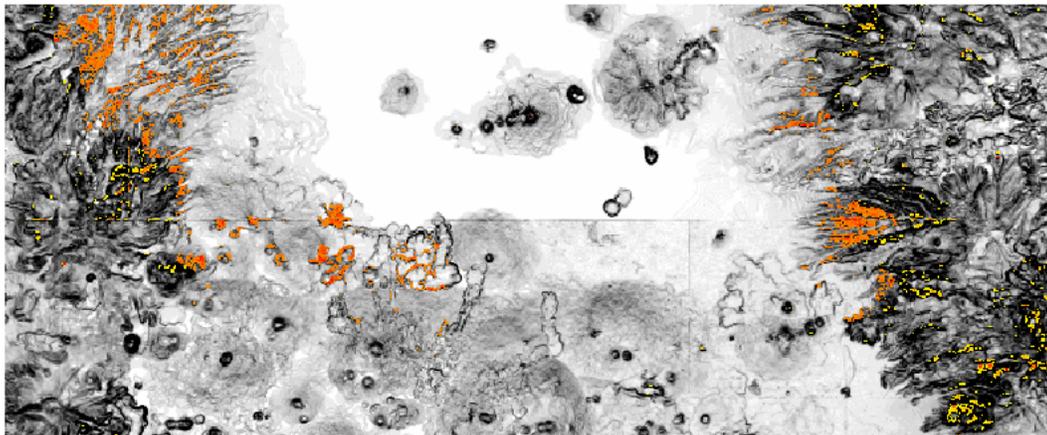
En la figura 5.4.10 se presentan los resultados de deslizamiento ante la ocurrencia de un sismo de  $M=8.1$  de tipo subducción que podría ocurrir a 250 km considerando distintos niveles de saturación del suelo.



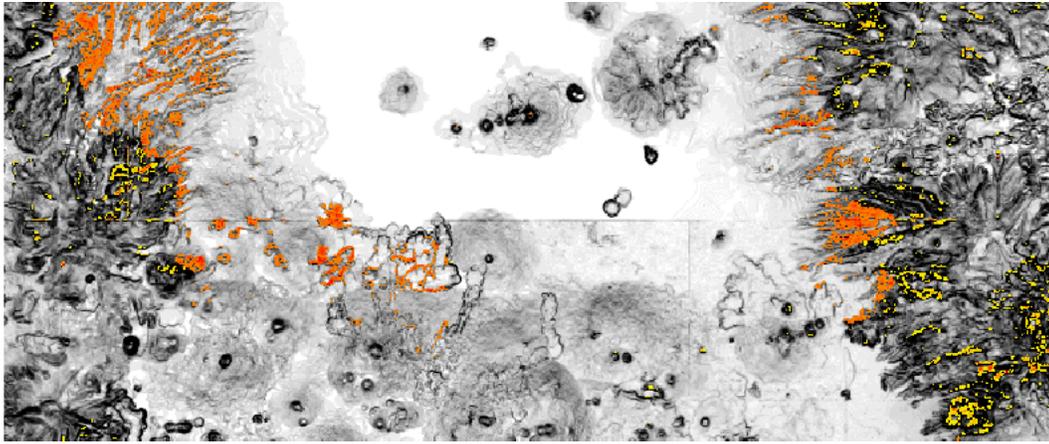
a)



b)



c)



d)

**Figura 5.4.10.** Resultados de deslizamiento ante la ocurrencia de un sismo de  $M=8.1$  considerando distintos tipos de saturación del suelo: a) suelo en estado seco, b) suelo saturado al 30%, c) suelo saturado al 50% y d) suelo saturado al 100%.

### ***Fenómeno en el área de estudio***

De los métodos existentes en la literatura técnica, se selecciona el método del talud infinito por su fácil adaptación dentro de los Sistemas de Información Geográfica, por su sencillez y adaptabilidad para realizar estimaciones regionales de la amenaza por deslizamientos de tipo traslacional.

Este método se complementa con las ideas desarrolladas por Newmark las cuales toman en cuenta la influencia de acciones sísmicas en los taludes, modelándolos como un bloque rígido que se apoya sobre un plano inclinado, lo cual prácticamente coincide con las características del deslizamiento traslacional.

Las expresiones para estimar el desplazamiento de las laderas ( $D_N$ ) son estimadas de acuerdo con los datos de sismicidad del país, con lo cual se evita emplear expresiones publicadas pero adaptadas a otros sitios con condiciones de sismicidad diferentes. En lo que respecta a la probabilidad de falla, no se cuenta con un inventario a nivel nacional y mucho menos un inventario asociado a un evento en particular del cual pudieran desprenderse expresiones basadas en el comportamiento real de los taludes ante la acción de un determinado evento, ya sea una lluvia o un sismo.

La reclasificación que se hizo de la geología tiende a simplificar los cálculos, además de que debido a la escala de análisis, conviene trabajar con un grupo reducido de grupos litológicos los cuales de acuerdo a sus características geológicas de formación, estratigráficas y geotécnicas, presentan un comportamiento similar ante la generación de deslizamientos de tipo traslacional.

## **5.4.2 AMENAZA POR FLUJOS**

Los flujos son movimientos de masa desorganizada donde no todas las partículas se desplazan a la misma velocidad ni sus trayectorias tienen que ser paralelas. Debido a ello, la masa movida no conserva su forma en su movimiento descendente, adoptando a menudo morfologías lobuladas. Para este tipo de movimientos es determinante la granulometría y el grado de saturación que los materiales pueden presentar. En ocasiones un deslizamiento puede evolucionar en flujo.



### **Flujos de lodo**

Flujos de lodo son un flujo de sedimentos mezclados con agua de tal manera que el flujo es un movimiento continuo impulsado por la gravedad, alcanzando gran movilidad debido al espacio vacío saturado con agua o suspensión (Takahashi, 2007)

Los flujos de lodo o están asociados con la presencia de agua. La pendiente no necesita ser muy grande, ya que tratándose de materiales finos saturados estos se comportan como un semifluido viscoso y su movimiento es a través de cauces o barrancas por lo que este proceso será importante donde se encuentren estos rasgos.

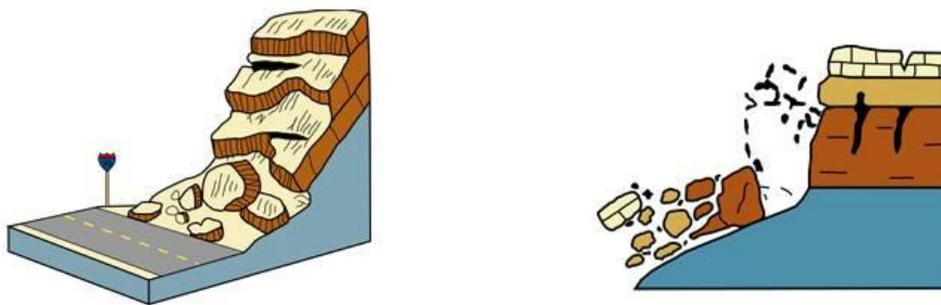
### **Fenómeno en el área de estudio**

La lluvia es uno de los principales factores que afecta la estabilidad de laderas, por lo que muchos deslizamientos ocurren durante o después de periodos de lluvia, asimismo, las áreas en donde se presenta mayor precipitación anual tienen mayores problemas de estabilidad. Las lluvias torrenciales son las causantes de deslizamientos de laderas, rotacionales, traslacionales, flujos de suelos, derrumbes de rocas, erosión y represamiento de ríos. Fenómenos geológicos como los anteriormente mencionados, son los causantes de pérdidas humanas y económicas muy importantes, afectando a varios sectores sociales.

En el municipio de los cabos, se han presentado una serie de obras de infraestructura hidráulica para retener las aguas broncas, es decir, reforzar la captación y retención de aguas de lluvia. Este tipo de obras garantizan un mejor aprovechamiento de los escurrimientos generados en temporadas de lluvia que van a parar al mar dejando pocos beneficios.

## **5.4.3 AMENAZA POR CAIDOS**

Comprende el descenso rápido y libre de bloques de roca con tamaño y forma variable, de taludes con fuerte pendiente. El movimiento puede incluir deslizamiento, rodamiento, rebotes y caída libre. Este mecanismo es común en escarpes de falla y cortes verticales, así como en taludes fracturados o brechados. El movimiento es muy rápido a extremadamente rápido, y puede ser precedido o no, de movimientos menores que conduzcan a la separación progresiva o inclinación del bloque. La observación muestra que los bloques de roca o material, tienden a moverse en caída libre cuando la pendiente superficial es mayor a  $75^\circ$ .



**Figura 5.4.11** Derrumbes en bloques de tierra



### 5.4.4 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Para la interpretación de este tema en la ciudad de Los Cabos, Baja California Sur, no se analizaron diferentes periodos de retorno, puesto que se muestran mapas de susceptibilidad y no de peligro como tal. Lo anterior fue hecho de común acuerdo con las autoridades que representan a la zona de estudio.

A continuación se muestran mapas para la amenaza por inestabilidad de laderas, flujos y caídas en términos de su aceleración crítica para el distrito de Los Cabos, Baja California Sur. En general puede apreciarse que los niveles de amenaza en las localidades no son elevados, con excepción de algunas zonas en Cabo San Lucas y San José del Cabo, pero aún así lejos de la población.

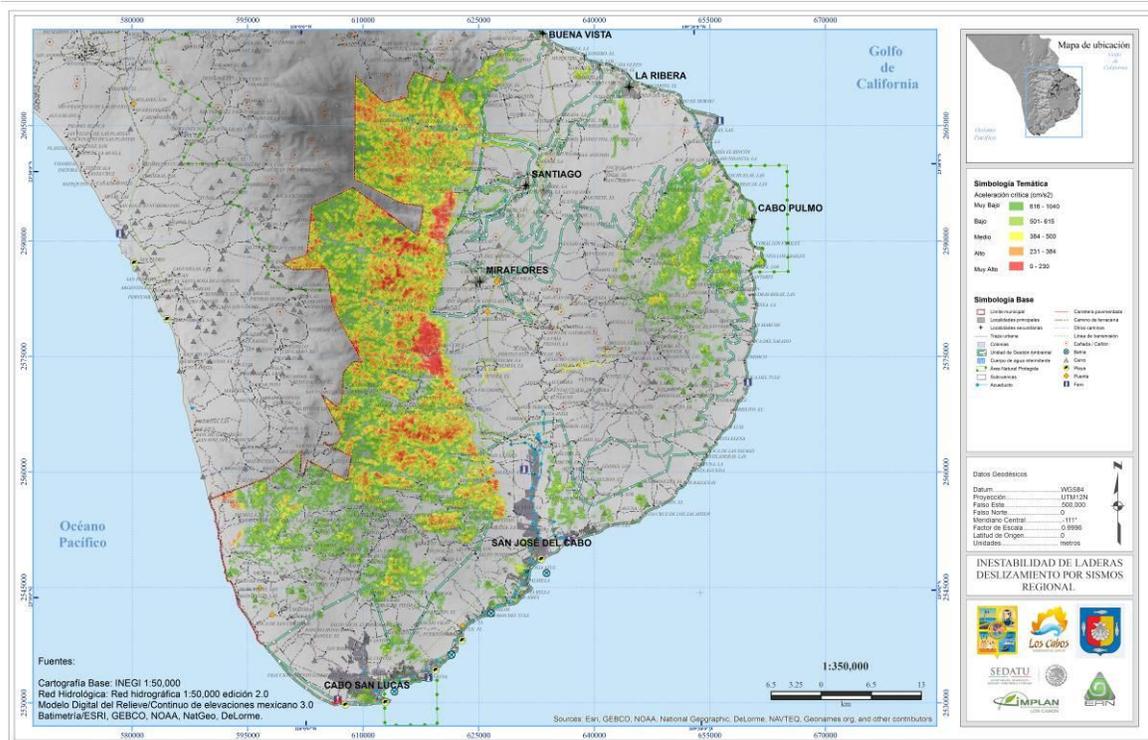


Figura 5.4.12 Mapa regional para la amenaza por inestabilidad de laderas, flujos y caídas para el municipio de Los Cabos, Baja California Sur.

De igual manera, en las figuras 5.4.13 y 5.4.14 se muestran los mapas de Cabo San Lucas y de San José del Cabo para la amenaza por inestabilidad de laderas, flujos y caídas, en términos de su aceleración crítica.

Para la localidad de Cabo San Lucas las zonas con niveles de susceptibilidad se encuentran al sur de la misma, cerca de la línea de costa. Específicamente, la zona entre el Boulevard Paseo de la Marina, el Boulevard Miguel Angel Herrera y la Vía de Lerry. Esta área es montañosa por lo que los niveles de susceptibilidad a deslizamiento se encuentran entre Muy Bajo a Medio, es decir, es necesaria una aceleración mayor de 500 cm/s<sup>2</sup> para que se produzca un deslizamiento.

Para la localidad de San José del Cabo, las zonas con niveles de susceptibilidad considerables, se encuentran cerca la vía Libramiento al Aeropuerto, al costado occidente de la localidad; los niveles son en algunos sectores muy altos, es decir, es necesario muy poca aceleración del terreno para que exista un desprendimiento de material, del orden de 0-230 cm/s<sup>2</sup>.

Es importante mencionar que debido a la resolución de la información con la que se cuenta, no se pueden hacer análisis con mayor nivel de detalle. Asimismo, las situaciones locales no es posible captarlas debido al nivel de resolución de los datos de entrada.

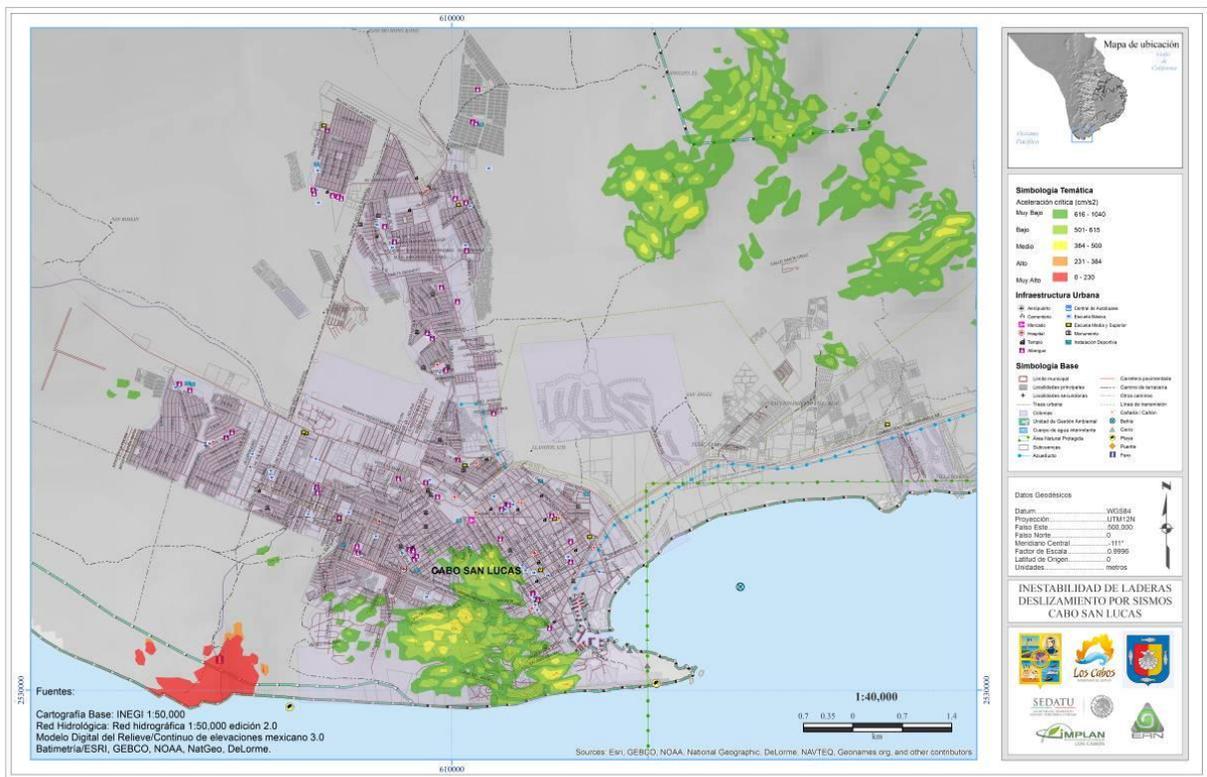


Figura 5.4.13 Mapa de la localidad de Cabo San Lucas para la amenaza por inestabilidad de laderas, flujos y caídas, en términos de su aceleración crítica (cm/s<sup>2</sup>)

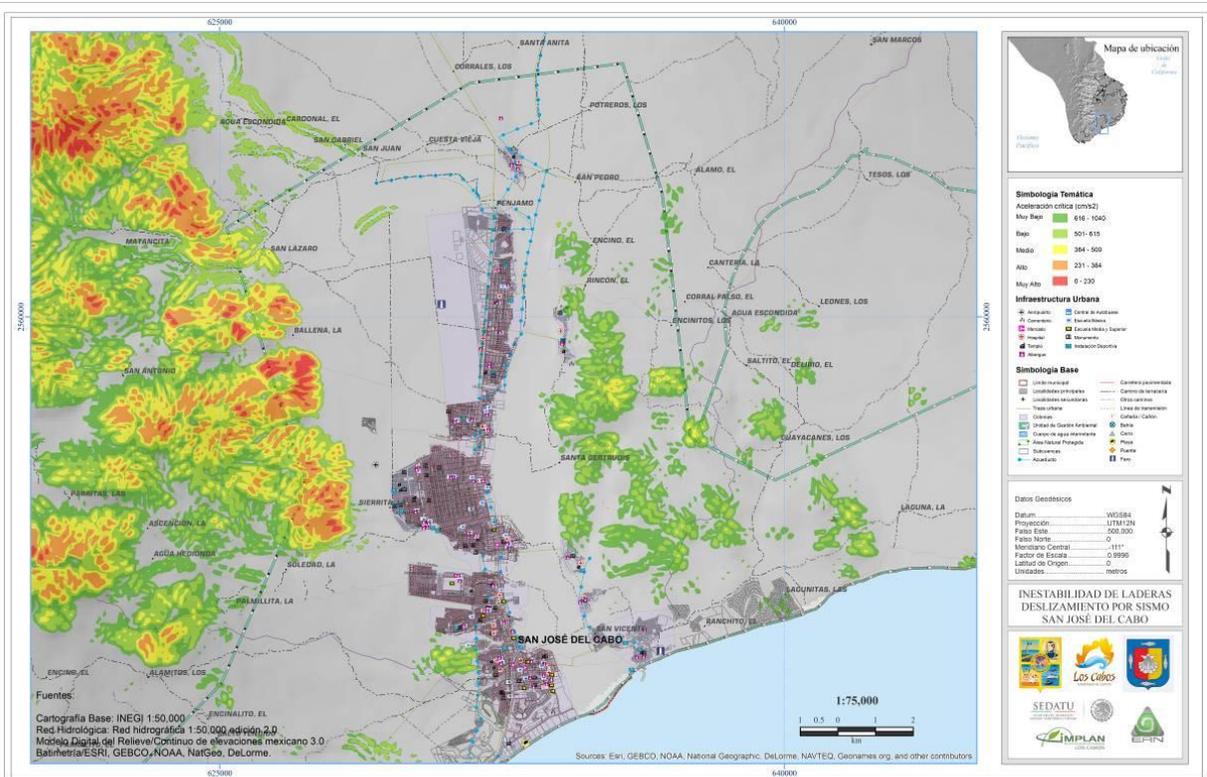
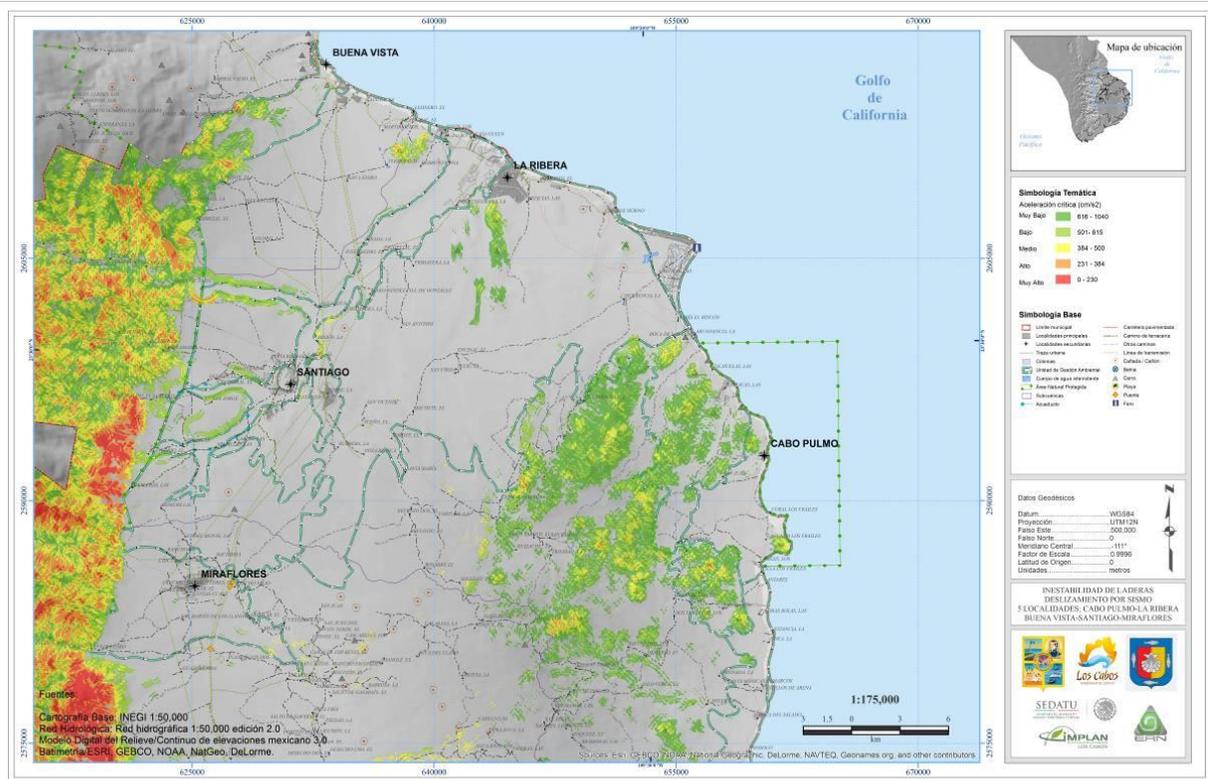


Figura 5.4.14 Mapa de la localidad de San José del Cabo para la amenaza por inestabilidad de laderas, flujos y caídas, en términos de su aceleración crítica (cm/s<sup>2</sup>)



En la figura 5.4.15 se muestra un mapa en donde se pueden apreciar las localidades de Miraflores, Santiago, Buena Vista, La Ribera y Cabo Pulco, para la amenaza de inestabilidad de laderas en términos de la aceleración crítica. En general ninguna de las cinco localidades, y en eso se hace referencia a la zona urbana de cada una de ellas, presenta niveles de susceptibilidad a deslizamiento considerables. Únicamente, algunas zonas del corredor entre Buena Vista y La Ribera, presentan niveles de Medio a Bajo, específicamente cerca a localidades rurales como Termopilas, Los Mártires y el Urgidero. Asimismo, cerca a Cabo Pulco, hay algunas localidades rurales que presentan niveles de Medio a Bajo de susceptibilidad, tales como Los Frailes, San Martín, Lagunita Los Frailes, San Juan, Boca de los Tesos, La Chuparrosa. Cerca a la localidad de Santiago, las localidades rurales de La Misión, y el Cantil presentan niveles de Medio a Alto en zonas específicas.



**Figura 5.4.15** Mapa de las localidades de Miraflores, Santiago, Buena Vista, La Ribera y Cabo Pulco para la amenaza por inestabilidad de laderas, flujos y caídas, en términos de su aceleración crítica ( $\text{cm/s}^2$ )

Los resultados obtenidos en estas localidades coinciden con lo observado en la visita de campo. En el capítulo 7 de este documento se encuentran las memorias del recorrido de campo en donde puede corroborarse las conclusiones obtenidas en campo.

## 5.4.5 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Para reducir la inestabilidad de laderas, flujos y caídas existen diversas técnicas y metodologías que se pueden implementar. Con la información plasmada en los mapas anteriores, es posible identificar zonas en las cuales existe una amenaza potencial y para lo cual deben realizarse estudios de factibilidad y con buen nivel de detalle. A continuación se plantean algunas técnicas y metodologías que pueden ser implementadas en el área de estudio.



Se considera que existen dos técnicas para reducir la inestabilidad de laderas, flujos y caídas. La primera es reducir la fuerza actuante, esto es:

- Modificar la pendiente de la ladera: abatir taludes, remover materiales en la cabecera del talud y realizar un escalonamiento del talud
- Incrementar o mejorar el sistema de drenaje superficial o subsuperficial, como son: cunetas, contracunetas, cajas, zanjas, lechos, pozos, drenes horizontales, entre otros.
- Estructuras de contención para suelos: Muros de contención, tierra reforzada, muros anclados, capas vegetales, geosintéticos, entre otros.
- Estructuras de contención para rocas: anclajes en roca, revestimiento flexible con malla, concreto lanzado, mampostería o piedra pegada, redes de alta resistencia.

La segunda técnica es incrementar la fuerza resistente:

- Aplicar fuerzas resistentes al pie del talud, es decir, emplear estructuras de retención (muros rígidos o flexibles), instalar anclajes o usar pilotes.
- Incrementar la resistencia interna.

A continuación, se muestran en las figuras 5.4.16 y 5.4.17 los mapas de propuestas de obras de mitigación para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo. Se consideró que los sitios que necesitan cuidado corresponden a los que presentan un nivel de esta amenaza entre Medio, Alto y Muy Alto. En los mapas se localizan números en círculos blancos los cuales hacen referencia a las notas del mapa, las cuales representan las siguientes propuestas de mitigación.

1. Modificar la pendiente de ladera: Abatir taludes, escalonar el talud. Campo de aplicación: Laderas pronunciadas en zonas cercanas a centros urbanos.
2. Incrementar o mejorar el sistema de drenaje superficial: Cunetas, contracunetas, cajas, zanjas, lechos, pozos. Campo de aplicación: A lo largo de laderas y canalizadas para dar salida al flujo sin comprometer áreas vecinas.
3. Implementar estructuras de contención para suelos: Muros de contención, tierra reforzada, capas vegetales, muros anclados. Campo de aplicación: En la base de taludes inestables ubicados en zonas cercanas a centros urbanos y/o vías terrestres.
4. Estructuras de contención para rocas: Anclajes, revestimiento con mal, concreto lanzado, mampostería o piedra pegada. Campo de aplicación: En la base de taludes inestables ubicados en zonas cercanas a centros urbanos y/o vías terrestres.

Es importante aclarar, que las obras de mitigación propuestas se basan en estimaciones de amenaza en zonas específicas estudiadas y bajo incertidumbres aceptadas técnicamente. Su implementación requiere estudios de campo particulares que implican análisis de factibilidad

Para las otras localidades (Miraflores, Santiago, La Ribera, Buena Vista y Cabo Pulmo) no se presenta un mapa de obras de mitigación ya que este fenómeno no afecta considerablemente la zona urbana de estas localidades.

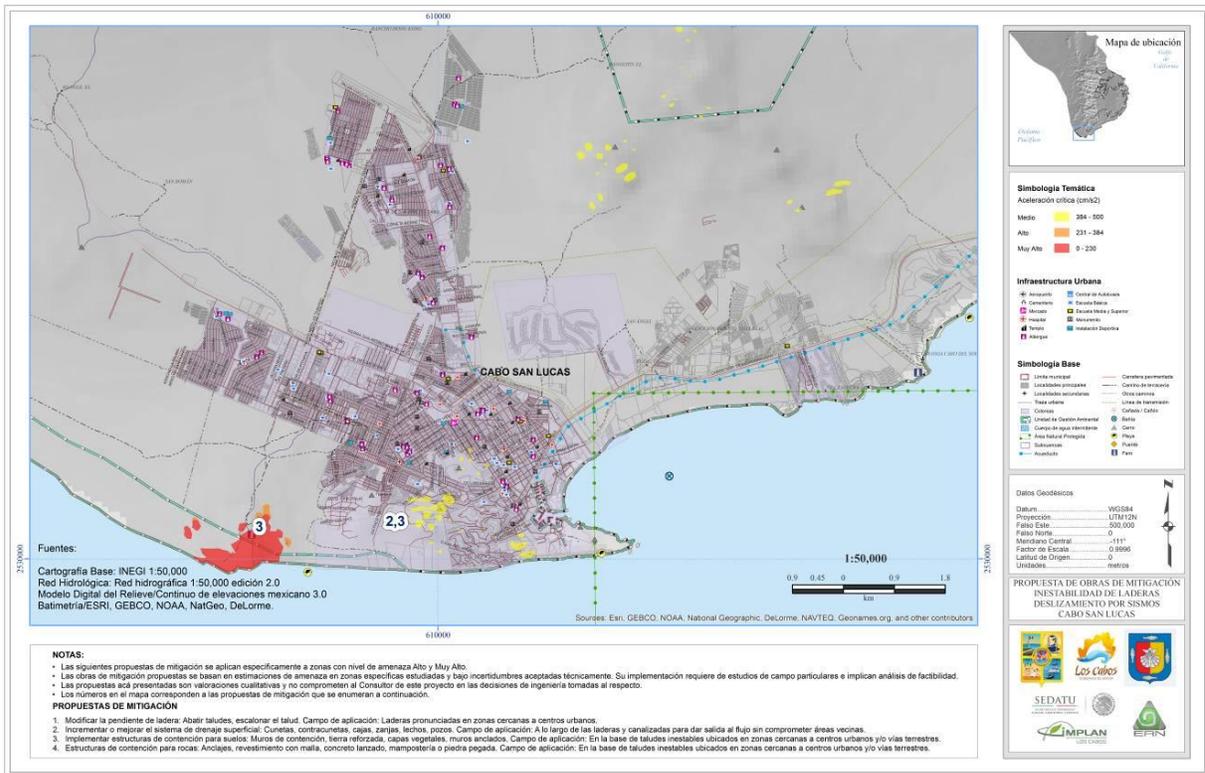


Figura 5.4.16 Mapa de propuestas de obras de mitigación para la localidad de Cabo San Lucas por inestabilidad de laderas.

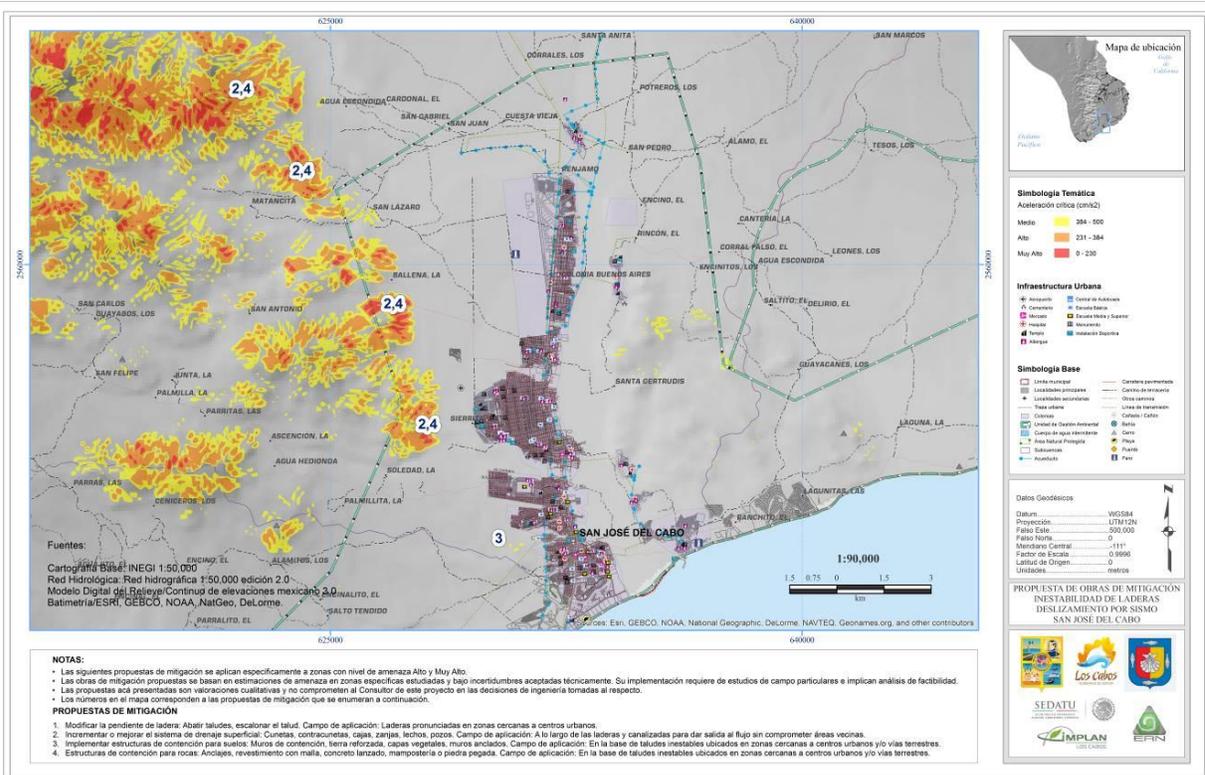


Figura 5.4.16 Mapa de propuestas de obras de mitigación para la localidad de San José del Cabo por inestabilidad de laderas.



## 5.4.6 CAMBIO CLIMÁTICO

En los últimos años, el cambio climático ha sido un factor muy importante para el incremento de la inestabilidad de laderas, flujos y caídas en algunas zonas del país. Lo anterior se debe al incremento considerable de la temperatura, lo que provoca un desplazamiento altitudinal de la vegetación que se encuentra en la región, dejando al descubierto zonas susceptibles de erosión. De igual manera, el incremento considerable de las lluvias provoca una inestabilidad del suelo, debido a que, en el momento en que se infiltra el agua, ésta aumenta la presión del suelo provocando desplazamiento de materiales.

## REFERENCIAS

- Alcántara-Ayala, I., 2000, Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología, Investigaciones geográficas, Instituto de Geografía, UNAM, Boletín num. 41, p. 7-25.
- Alcántara-Ayala, I., 2004, Hazard assessment of rainfall-induced landsliding in Mexico. *Geomorphology*, 61, 19-14.
- Alcántara-Ayala, I., 2008, On the historical account of disastrous landslides in Mexico: the challenge of risk management and disaster prevention", *Adv. Geosci.*, Vol.14: 159-164.
- Ambraseys, N.N. y Menu, J.M. (1988), "Earthquake-induced ground displacements", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 16: 985-1006.
- Caballero, L., Macías, J.L., García-Palomo, A., Saucedo, G.R., Borselli, L., Sarocchi, D., Sánchez, J.M. (2006). The september 8-9, 1998 rain-triggered flood events at Motozintla, Chiapas, Mexico. *Natural Hazards*, 39: 103-126.
- Cuanalo, O., Quezada, P., Aguilar, A., Oliván, A. y Barona, E. (2006), "Sismos y lluvias, factores detonantes de deslizamientos de laderas en las regiones montañosas de Puebla, Mexico", *e-Gnosis*, Vol.4: 1-14.
- Dikau, R., Brunsden, D., Schorff, L., Ibsen, M. A., 1996, *Landslide recognition*, John Wiley and Sons, 250 p.
- EPOCH, European Commission Environment Programme, 1996, *Landslide recognition: Identification, movement and courses*, John Wiley and Sons.
- Gabet, E.J., Mudd, S. M., 2006, The mobilization of debris flows from shallow landslides, *Geomorphology*, 74, 207-218.
- González, L., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C., 2002, *Ingeniería Geológica*, Prentice Hall, Pearson Education, Madrid, 715 p.
- Herrera, S., 2002, Regionalización de los deslizamientos en México, *Academia Mexicana de Ingeniería*, México, 12 p.
- Hoek, E., Bray, J. W., 1996, *Rock Slope Engineering*, Institution of Mining and Metallurgy, 3er edition, 358 p.
- Jaimes, M.A, Reinoso E., Niño, M. P., (2008), Estimación de desplazamiento de laderas inducido por sismo en México, para ser enviado para su publicación a la revista de Ingeniería Sísmica.
- Jibson R.W. y Keefer D.K. (1993), "Analysis of the seismic origin of landslides: examples from the New Madrid seismic zone", *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 105, pp. 521–536.
- Jibson, R.W., Harp, E. L., Michael, J.A. (2000). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58, 271-289.
- Jibson, R. (2007), "Regression models for estimating coseismic landslide displacement", *Engineering Geology*, Vol. 91, pp. 209-218.
- Katz, O., Crouvi, O. (2007). The geotechnical effects of long human habitation (2000<years): Earthquake induced landslide hazard in the city of Zefat, northern Israel. *Engineering Geology*, 95, 57-78.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological society of America bulletin*, v. 95, p. 406-421.
- Keefer, D. K. (2002) Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review. *Surveys in Geophysics*, 23, 473-510.
- Leroueil, S., Locat, J., Seve, G., Picarrelli, L., Faure, M. R., 2001, *Slopes and mass movements*, *Geotechnical and geoenvironmental engineering handbook*, edited for R. Kerry Rowe, Kluwer Academic Publishers.
- Luzi, L., Pergalani, F., Terlien, M.T.J. (2000). Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems. *Engineering Geology*, 58, 313-336
- Montgomery D.R., Sullivan K., Greenber H.M. (1998), Regional test of a model for shallow landsliding, *Hydrol Process*, Vol. 12, pp.943–955.
- Newmark N. (1965), "Effects of earthquakes on dams and embankments", *Geotechnique*, Vol. 15: 137-160.
- Romeo, R., 2000, Seismically induced landslide displacements: a predictive model. *Engineering Geology* 58 (3–4), 337–351.



- Rodríguez C.E, Bommer, J.J y Chandler R.J. (1999), "Earthquake-induced landslides: 1980-1997", Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 18: 325–346.
- Scott, K. M., Macías, J. L., Naranjo, J. A., Rodríguez, S., McGeehin, P., 2001, Catastrophic debris flow transformed from landslides in volcanic terrains: mobility, hazard assessment and mitigation strategies, U. S. Geological Survey Professional Paper, num. 1630, 59 p.
- Skempton, A. W., Delory, F. A., 1957, Stability of natural slopes in London clay, Proc. 4th Int. Conf. on Soils Mechanics, Foundation Eng., London, 2, 378-381.
- Van Westen, C. J., y Terlien, M.T.J. (1996). An approach towards deterministic landslide hazard analysis is GIS. A case study from Manizales (Colombia). Earth Surface Processes and Landforms. Vol 21, 853-868.
- Wang, H.B., Sassa, K., 2006. Rainfall-induced landslide hazard assessment using artificial neural networks. Earth Surface Processes and Landforms, 31, 235-247.
- Wieczorek G. F., Wilson R. C. y Harp E. L. (1985). "Map of Slope Stability During Earthquakes in San Mateo County, California", U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-257-E, scale 1:62,500.



## CAPÍTULO 5.5. AMENAZA POR HUNDIMIENTO Y SUBSIDENCIA

### CONTENIDO

5.5.1	INTRODUCCIÓN.....	116
5.5.2	SUBSIDENCIA EN MÉXICO.....	120
	Ciudades afectadas por subsidencia .....	120
	Subsidencia asociada a la sobreexplotación de los mantos acuíferos .....	121
5.5.3	INFORMACIÓN NECESARIA PARA EVALUAR LA AMENAZA POR SUBSIDENCIA .....	122
5.5.4	FENOMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	123
5.5.5	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	126
5.5.6	CAMBIO CLIMÁTICO .....	126
	REFERENCIAS .....	127



### 5.5.1 INTRODUCCIÓN

En este informe se mencionan los aspectos principales relacionados con el fenómeno del hundimiento, específicamente la subsidencia, misma que causa daños importantes en la infraestructura del país y que es considerada como un riesgo lento y latente. El objetivo de este informe es mencionar los aspectos generales del fenómeno de la subsidencia, su impacto sobre la sociedad así como la información que sería necesario considerar para establecer una metodología que permita evaluar, de una manera confiable y a escala regional, el peligro y riesgo por este fenómeno.

Los hundimientos se caracterizan por ser movimientos de componente vertical, diferenciándose generalmente entre hundimientos o movimientos repentinos y subsidencias o movimientos lentos. Se pueden distinguir los siguientes tipos (González et al., 2002):

- a) Hundimientos de cavidades subterráneas en suelos y roca, con o sin reflejo en superficie.
- b) Subsidencias o descensos lentos y paulatinos de la superficie del terreno.

Los hundimientos en roca, suelen ocurrir por colapso de los techos de cavidades subterráneas, más o menos profundas, al alcanzarse una situación límite de la resistencia de las rocas suprayacentes, sometidas a tensiones que no pueden soportar. El que repercutan o no en superficie depende de la potencia y características geomecánicas de los materiales suprayacentes. Las cavidades subterráneas pueden tener origen natural o antrópico. La ocurrencia de hundimientos depende de los siguientes factores:

- 1 El volumen y forma de las cavidades,
- 2 El espesor de recubrimiento sobre las cavidades,
- 3 La resistencia y comportamiento mecánico de los materiales suprayacentes.

En la mayoría de los casos, las cavidades o cuevas naturales están asociadas a materiales kársticos o solubles, disparándose la disolución cuando existe exceso de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y que se enriquece en el suelo por la actividad vegetal, mezclándose con el agua para desarrollar el ácido carbónico que es el que disuelve a los carbonatos y en general a los materiales evaporíticos:  $CO_2 + H_2O = H_2CO_3$  ;  $CO_2 + H_2O + CaCO_3 = 2HCO_3 + Ca^{++}$

La disolución crea huecos en rocas carbonatadas y evaporíticas que, al alcanzar unas determinadas dimensiones, generan estados de desequilibrio e inestabilidad, dando lugar a la rotura de la bóveda o techo de la cavidad; si este es poco potente o poco resistente, se hundirá la superficie del terreno. Las variaciones importantes del nivel freático en terrenos cársticos pueden dar lugar a reajustes tensionales que provocan hundimientos. El resultado en superficie de los hundimientos kársticos son las dolinas (sinkholes), aunque pueden también generarse por disolución de las rocas en superficie de forma paulatina o por subsidencia de los suelos blandos que recubren morfologías kársticas (Figura 5.5.1).

Los materiales evaporíticos (sales y yesos), mucho más blandos que los carbonatados, presentan mayor capacidad de disolución, en las rocas carbonatadas la solubilidad de la calcita es del orden de 100 a 500 mg/l y un poco menor en las dolomías; sin embargo, en las rocas evaporíticas la solubilidad del yeso es del orden de los 2,400 mg/l mientras que para la halita es de 360,000 mg/l.



**Figura 5.5.1** Aspecto de una cavidad kárstica. Pozo El Gavilán, Galeana, Nuevo León.

En materiales evaporíticas los movimientos de reajuste a los huecos son continuos y paulatinos, frente al carácter generalmente brusco de los hundimientos carbonatados. Las cavidades en yeso y sal (Figura 5.5.2) no alcanzan profundidades superiores a los 200 m (Durán, 1988).



**Figura 5.5.2** Hundimiento de tierra de 40 metros de largo, 15 de ancho y 25 de profundidad. Se registró la madrugada del 1 de noviembre de 2010, en Turingia, al este de Alemania. La presencia de antiguas minas de sal durante la Edad Media, podría representar la causa del hundimiento.

Las actividades antrópicas que pueden dar lugar a hundimientos o colapsos son las explotaciones mineras de interior (excavación de minerales estratificados como el carbón, o minería de disolución en materiales salinos), excavaciones para túneles de carretera, ferrocarril o metro, almacenamientos, fugas de agua (Figura 5.5.3) etc.



**Figura 5.5.3** Hundimiento ocurrido el 30 de Mayo de 2010 en la Zona II de Guatemala. El socavón tiene 35 m de diámetro por 50 de profundidad y se asoció con litologías deleznables y deficiencias en la red hidrosanitaria.

Las subsidencias son generalmente procesos muy lentos, aunque con frecuencia se aceleran por actuaciones antrópicas. Puede afectar a todo tipo de terrenos, generalmente a suelos, y son debidos a cambios tensiónales inducidos por el terreno, por las siguientes causas:

- a) Descenso del nivel freático
- b) Minería subterránea y túneles
- c) Extracción o expulsión de petróleo o gas
- d) Explotación intensiva de acuíferos
- e) Procesos lentos de disolución y lavado de materiales
- f) Procesos morfotectónicos y de sedimentación
- g) Procesos de consolidación en suelos blandos y orgánicos.

El descenso del nivel freático, por períodos de sequía o por extracción de agua de los acuíferos, afecta a materiales no consolidados, que, como consecuencia de la pérdida del agua, sufren cambios en el estado tensional (se incrementan las tensiones efectivas al disminuir la presión intersticial), reduciendo su volumen con descenso de la cota de superficie; estos procesos son lentos pero pueden afectar grandes extensiones.

Es frecuente la subsidencia en suelos arcillosos por sobre-explotación de acuíferos arenosos intercalados. La importancia de la subsidencia depende del tipo de sedimentos, su espesor y de la magnitud del descenso del nivel freático. La velocidad del proceso puede ser de varios centímetros al año. En ocasiones, las deformaciones del terreno son recuperables en parte ante nuevos cambios en las condiciones hidrológicas si no han superado el límite elástico.

La subsidencia supone un riesgo cuando ocurre en zonas urbanas, al dañar y agrietar las edificaciones y afectar a sus cimientos. Ejemplos importantes de subsidencia en zonas urbanas lo son las ciudades de Venecia y Bolonia, en Italia; Murcia, en España; Shanghái, en China; en gran parte de Holanda; en la prefectura de Chiba, Japón; en California, Estados Unidos y en numerosas ciudades de México, resaltando el Distrito Federal y la zona conurbada del Estado de México (Figura 5.5.4).



**Figura 5.5.4** Escalonamientos y grietas en la carpeta asfáltica del estacionamiento del palacio de Bellas Artes debido al hundimiento que presenta la estructura.

Existen materiales especialmente susceptibles a los procesos de subsidencia, como los suelos orgánicos o turbas y los rellenos no compactados. Un caso especial son los suelos tipo permafrost de las regiones frías, que permanecen siempre congelados por debajo de la superficie, pueden sufrir subsidencia si por algún motivo se aumenta la temperatura del subsuelo y se descongela el agua.

La extracción de gas y petróleo provoca que el terreno suprayacente se deforme en función de la profundidad y volumen extraído. Cuando las extracciones tienen lugar a gran profundidad, donde la compresibilidad de las rocas es baja, juega un papel importante la rotura de los granos minerales de las rocas que contienen a los fluidos. Ejemplos en el mundo: Long Beach, Los Ángeles, y el Valle de San Joaquín, en California (Estados Unidos).

La subsidencia minera se produce como consecuencia de las deformaciones inducidas en el terreno por las explotaciones. Su magnitud y extensión está relacionada con el tipo de materiales y con el volumen y método de explotación. Las subsidencias más frecuentes aparecen asociadas a la explotación de yacimientos estratificados subhorizontales y masivos (carbón, evaporitas) y depósitos metálicos con disposición vertical o inclinada (diques, venas). La predicción de la subsidencia es difícil y puede aparecer en una explotación minera; en el caso de capas subhorizontales, suele ser de menor magnitud, aunque puede alcanzar una gran extensión y es más fácil de predecir. Los modelos basados en medidas instrumentales y los análisis numéricos permiten evaluar la subsidencia minera, también existen correlaciones empíricas entre la máxima subsidencia y el espesor de las capas, profundidad y extensión de la explotación. Los procesos de subsidencia por minería pueden afectar a los suelos y a macizos rocosos así como a laderas. Los fenómenos de subsidencia y hundimiento pueden aparecer simultáneamente.

En terrenos kársticos pueden darse subsidencias por disolución en dolinas rellenas de arcillas o en zonas con coberturas de suelos relativamente potentes (Durán, 1988). La subsidencia puede también estar asociada a procesos tectónicos y de consolidación de sedimentos arcillosos como el caso de los deltas, donde las tasas de material depositado suponen una carga creciente sobre el sustrato, produciéndose movimientos verticales de reajuste. Las turbas (depósitos no consolidados de restos vegetales descompuestos) sufren frecuentemente subsidencia por disminución del contenido en agua o por cargas externas, dada su baja compresibilidad.

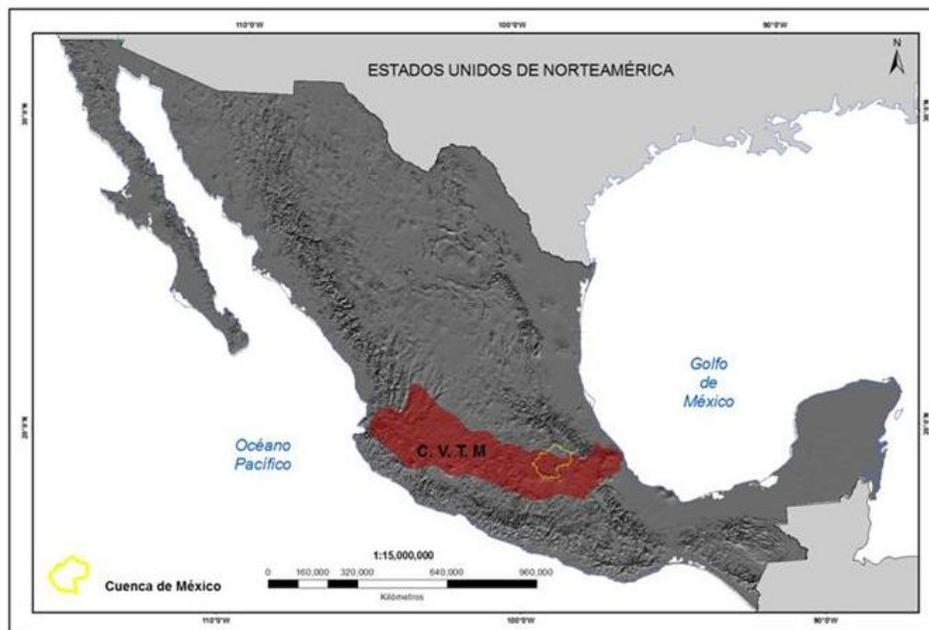


La ciudad de Venecia es un ejemplo clásico de subsidencia acentuada desde la década de los cuarentas del siglo pasado por la extracción de agua subterránea, incrementándose varias veces los valores medios de la subsidencia natural, menores de 0.5 mm/año, hasta alcanzar 1-2 cm/año en la década de los sesentas. La subsidencia se desaceleró al suspenderse el bombeo intensivo.

## 5.5.2 SUBSIDENCIA EN MÉXICO

### *Ciudades afectadas por subsidencia*

La mayoría de las ciudades mexicanas afectadas por la subsidencia se encuentran en antiguos lagos, en valles limitados por fallas y/o estructuras volcánicas, con edades comprendidas entre el Mioceno al Cuaternario. Estas ciudades se localizan principalmente dentro de una de las provincias fisiográficas y geológicas de mayor importancia en el país, el llamado Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco volcánico continental que se extiende por más de 1 200 km desde las costas del Pacífico (Figura 5.5.5) hasta las inmediaciones del Golfo de México (Demant, 1978). A nivel regional, el CVTM se ha dividido en tres grandes sectores (Pasquaré et al., 1987): el sector occidental, formado por las fosas tectónicas de Tepic, Colima y Chapala, donde se pueden encontrar rocas de afinidad calcialcalina y alcalina; el sector central, caracterizado por grandes estratovolcanes de composición andesítica y dacítica, calderas y campos volcánicos monogenéticos con afinidad calcialcalina y alcalina; por último, el sector oriental caracterizado por la presencia de grandes estratovolcanes de composición andesítica-dacítica. La estratigrafía del subsuelo en estas ciudades es muy heterogénea y está formada por sedimentos fluviales y/o lacustres con tamaños de partículas que varían de grava, arena, limo y arcilla, con capas intercaladas de rocas piroclásticas y flujos de lava. Esta constitución estratigráfica tan peculiar es una condicionante muy importante que controla la presencia de fenómenos tales como el hundimiento y agrietamiento el terreno.



**Figura 5.5.5** Localización del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), donde se concentran las ciudades con problemas de subsidencia.

Además, en ambientes lacustres maduros y extensos, como en la Cuenca de México, los suelos están formados por diferentes tipos de materiales arcillosos (minerales cristalizados y amorfos) que tienen un comportamiento mecánico complejo. La consolidación de los sedimentos asociados a la extracción de las aguas subterráneas ha causado el hundimiento del terreno en zonas con población en rápido crecimiento, tal



es el caso de las ciudades de: México, Toluca, Puebla, Querétaro, Celaya, León, Irapuato, Abasolo, Salamanca, Morelia, San Luis Potosí, Aguascalientes y Guadalajara, principalmente.

En los sitios estudiados en el centro de México, se ha documentado que el hundimiento y la generación y propagación de grietas, fenómenos íntimamente relacionados, es causada por la interacción de diversos factores:

- 1) La presencia de discontinuidades preexistentes y el medio ambiente deposicional tienen gran influencia en la generación de las fracturas así como en su geometría.
- 2) La historia de esfuerzos influye en la geometría de los primeros agrietamientos lo que modifica el estado de esfuerzos en la masa de suelo e incide en la evolución posterior de los agrietamientos (Tuckwell et al., 2003).
- 3) Heterogeneidades en la compresibilidad y la permeabilidad de los materiales geológicos a corto plazo y variaciones de la deformación a escala local.
- 4) Los cambios climáticos drásticos determinan la estructura de los sedimentos fluvio-lacustres y crean planos de debilidad, los cuales pueden ser afectados por cambios en los esfuerzos debido a factores tales como la extracción de agua, cargas, u otras actividades antropogénicas.
- 5) La explotación exhaustiva de los acuíferos causa una disminución de la presión de poro y puede conducir a la compactación y hundimiento de la tierra, creando esfuerzos de tensión vertical y horizontal (Carrillo, 1947; Zeevaert, 1953; Marsal y Masari, 1959; Holzer y Davis, 1976; Holzer, 1984). Un efecto colateral de la extracción de agua es el fracturamiento hidráulico causado por la tensión en las partículas sólidas (Alberro y Hernández, 1990; Juárez-Badillo, 1991). La coexistencia de uno o varios de los factores mencionados determina el mecanismo de la fractura en diversas escalas. En muchos casos de estudio en México, el agrietamiento se ha considerado en una sola escala para la simplificación de los fenómenos relacionados, sin embargo, las características multi-escalares de los agrietamientos deben considerarse para la evaluación del riesgo en las zonas urbanas.

### ***Subsidencia asociada a la sobreexplotación de los mantos acuíferos***

El rápido desarrollo de la infraestructura urbana en las ciudades ha causado un aumento de la demanda de agua y el equilibrio mecánico e hidráulico del subsuelo se ve perturbado por la sobreexplotación de aguas subterráneas (Holzer, 1984; Rojas et al, 2002; Carreón-Freyre et al., 2005a). Las variaciones espaciales en el descenso de los niveles piezométricos en las zonas caracterizadas por un régimen intenso de bombeo, pueden ser causadas por heterogeneidades estructurales o de composición de los materiales y controlan en gran medida la aparición de agrietamientos además de que inciden en el comportamiento mecánico del terreno ocasionando asentamientos diferenciales (Zeevaert, 1953; Kreidler, 1977; Ellstein, 1978) (Figura 5.5.6). En zonas con tasas de subsidencia elevadas y variaciones estratigráficas importantes, las grietas se pueden originar y propagar desde la profundidad hasta la superficie.

El análisis de flujo de aguas subterráneas, la gestión del agua y el hundimiento del terreno han sido documentados de manera sistemática en México desde la década de 1940 (Carrillo, 1947). Durazo y Farvolden (1989) determinan que la Cuenca de México es una zona de descarga, lo cual se evidencia por los signos de grandes manantiales a lo largo del borde de la misma antes del intenso bombeo iniciado en 1930. En 1990, se reportaba un consumo de agua de unos 60 m<sup>3</sup>/s y una recarga de aproximadamente 43 m<sup>3</sup>/s, desde alrededor de 1000 pozos a una profundidad de 70-200 m. Esto se ha relacionado con el hundimiento del terreno en la Ciudad de México (de hasta 8 m) y zonas adyacentes (Murillo et al, 1990; Morales et al, 1991; González-Morán et al, 1999). Varias ciudades de la República mexicana tienen déficits de explotación de las aguas subterráneas que se han relacionado con el hundimiento del terreno y un aumento del agrietamiento del suelo. Por ejemplo, Huizar-Álvarez et al. (2003) describe cómo la subcuenca local de Pachuca-Zumpango tiene que satisfacer sus necesidades propias así como el consumo de la Ciudad de México, lo que genera un déficit en el acuífero; Carreón-Freyre et al, (2005b) reportó en



Querétaro un déficit en el suministro del acuífero del 30%; Noyola-Medrano (2009) informó de la extracción de agua subterránea del acuífero del Valle de San Luis Potosí, donde el volumen extraído es el doble de la recarga y el déficit va en aumento y Ávila-Olivera y Garduño-Monroy (2008) también informó del déficit de extracción de las aguas subterráneas en la ciudad de Morelia. De esta manera, resulta evidente el impacto que tiene la sobreexplotación de los mantos acuíferos en distintas ciudades de la Faja Volcánica Trasmexicana en la generación de hundimientos y agrietamientos del terreno.



**Figura 5.5.6** Las heterogeneidades del terreno así como de los factores antrópicos, generan asentamientos diferenciales que tienen como efecto deformaciones en las construcciones. Aspecto de la línea A del metro de la Ciudad de México, afectada por asentamientos diferenciales.

Algo también importante, es que la Ciudad de México y otras ciudades del país, además de los problemas del desarrollo urbano, el hundimiento y agrietamiento asociado a la extracción de las aguas subterráneas, presentan procesos de urbanización no planificada, donde las construcciones se extienden a las zonas de recarga de los mantos acuíferos (Carrera y Gaskin, 2008), lo que agrava la escasez de aguas subterráneas.

### 5.5.3 INFORMACIÓN NECESARIA PARA EVALUAR LA AMENAZA POR SUBSIDENCIA

Los factores que controlan la subsidencia son numerosos y se relacionan a través del tiempo y del espacio. Respecto a las propiedades mecánicas e hidráulicas de los suelos, éstas varían de un punto a otro y presentan cambios con el tiempo y con las condiciones de esfuerzo a que se vean sometidos. Asimismo, la influencia antrópica sobre estas grandes extensiones de material que representan las zonas de relleno de grandes cuencas aluviolacustres, añade un elemento más de complejidad. Se sabe que la subsidencia, además de ser un fenómeno relacionado con la consolidación natural de los materiales arcillosos, se ve exacerbada por los procesos de extracción de agua, que abaten el nivel piezométrico de los acuíferos y ocasionan un descenso en la presión de poros, lo que redundará en un incremento en el esfuerzo efectivo, responsable de la deformación de la estructura sólida del suelo.

Los modelos de análisis de amenaza por subsidencia, deben contemplar la mayor cantidad posible de información, a fin de incluir todas o las variables posibles, o bien, para utilizar las más importantes pero afinando los criterios de análisis a partir de la demás información.

- Cualquiera que sea el modelo de subsidencia que se plantee, es necesario para su análisis la siguiente información:
- Datos de las propiedades mecánicas e hidráulicas de los materiales. Estas son, la resistencia al corte, a la tensión, el coeficiente de consolidación, la relación de vacíos inicial, la permeabilidad.



- Datos de la configuración estratigráfica del terreno, a fin de poder llevar a cabo el análisis empleando condiciones de frontera semejantes a la realidad.
- Espesores de los distintos materiales.
- Mapas geológicos y estructurales a escalas tanto regionales como detalladas.
- Información de los regímenes de extracción de agua, tales como volúmenes y gastos extraídos, localización de pozos, historial del bombeo en la región.
- Características mineralógicas de los materiales.
- Mapas de curvas de isohundimiento previamente elaborados.

Será necesario integrar estudios geológicos, geofísicos, geotécnicos que muchas instituciones y centros de investigación han llevado a cabo a fin de contar con datos precisos que pudieran tomarse en cuenta para el análisis de esta amenaza.

#### 5.5.4 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

De acuerdo a la información publicada por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) en el 2004, el municipio de Los Cabos no es susceptible a presentar hundimientos o asentamientos superficiales del terreno; sin embargo, en los últimos años (del 2002 a 2012) se ha venido presentando un extraño fenómeno recurrente de remoción de masas en una parte de la playa de la bahía de Los Frailes, localizada en el extremo sureste de la península de Baja California Sur. Dicha bahía tiene un sector de playa arenosa de aproximadamente 3 km de longitud, limitada al norte por una punta rocosa y al sur por una punta arenosa. Su morfología está dominada por un cañón submarino, cuya cabecera se compone de cuatro tributarios, que inician a poco más de 20 m de la línea de costa y a una profundidad de aproximadamente 8 m, hasta una profundidad máxima de 250 m dentro de la bahía, la figura 5.5.7 muestra la bahía Los Frailes después de haber ocurrido el fenómeno. La imagen muestra la marca de erosión que dejó este fenómeno, una de ellas muestra una línea roja trazada indicando el nivel de la playa un día antes de que se presentara el fenómeno.

El fenómeno erosivo fue provocado por el deslizamiento de los sedimentos, lo que tuvo una duración de un par de horas. Al mismo tiempo se formó un escarpe vertical con una altura máxima de 2 m, en un tramo de más de 500 m de playa, frente a la cabecera del tributario sur del cañón submarino. El fenómeno erosivo produjo un retroceso de la cara de la playa de 70 m. El deslizamiento de sedimentos se relaciona al peso de los sedimentos apilados en la pendiente abrupta de la cabecera del cañón y a las propiedades físicas de los propios sedimentos. En los perfiles de playa medidos después del deslizamiento se registró un acortamiento de los mismos, principalmente en los que se encuentran frente a la cabecera del cañón submarino. En los meses siguientes al evento erosivo la playa tiene la tendencia a estabilizarse, recuperando paulatinamente su forma original; sin embargo, es muy probable que en el futuro se vuelva a presentar este mismo fenómeno, ya que como se puede observar en la figura 5.5.8 este fenómeno parece ser recurrente. Las imágenes muestran un periodo de tiempo de 11 años (entre 2002 y 2013), en ellas se puede apreciar que el mismo fenómeno se ha presentado dos veces en el mismo sitio, recuperando su línea de costa original con el paso del tiempo.

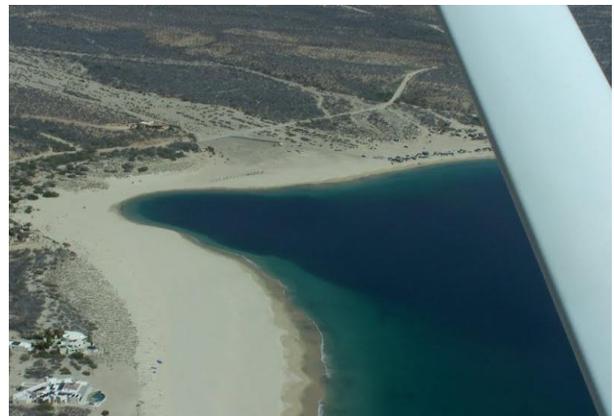
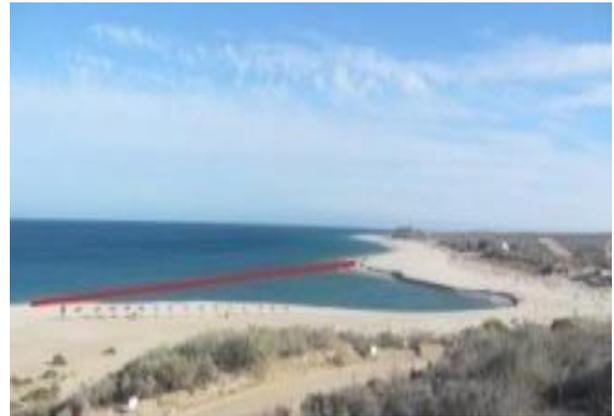


Figura 5.5.7 Hundimiento de la playa en la Bahía Los Frailes y área ganada por el mar



16/06/2002



19/06/2003



22/03/2005



4/02/2006



30/07/2009



30/07/2012



2/04/2013

**Figura 5.5.8** Imágenes que muestran el fenómeno del hundimiento de la playa en la Bahía Los Frailes en distintos años. La línea roja representa la línea de costa normal de la playa.



A continuación, en la figura 5.5.9 se muestra el mapa obtenido para la amenaza de Hundimiento y Subsistencia en términos de su nivel de susceptibilidad para el municipio de Los Cabos, Baja California Sur.

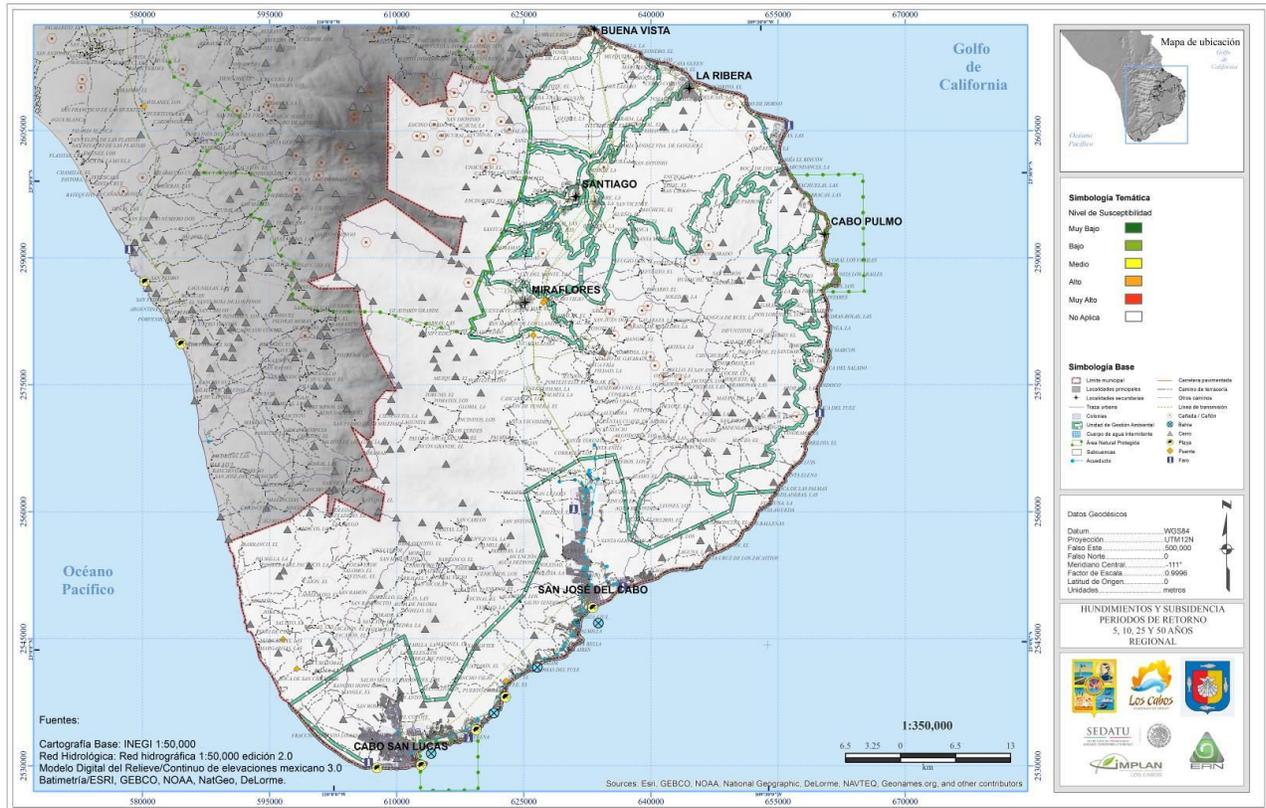


Figura 5.5.9. Mapa para la amenaza de Hundimiento y Subsistencia para el distrito de Los Cabos, Baja California Sur.

## 5.5.5 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Con base en la relevancia que ha adquirido el problema del hundimiento en una parte de la playa de la bahía de Los Frailes, la mejor medida de mitigación es el monitoreo constante de la deformación del suelo y del flujo de agua en esa zona para, eventualmente, establecer estrategias públicas de prevención, planeación y ordenamiento urbano que ayuden a mitigar el riesgo al que están expuestos los habitantes aledaños a la zona. Una de las propuestas de mitigación sería que dentro del plan de desarrollo urbano del municipio de Los Cabos esta zona fuera considerada de alto riesgo para el desarrollo de centros turísticos ya que, como se ha observado en el pasado, este fenómeno parece tener cierta periodicidad y es muy probable que vuelva presentarse en el futuro.

## 5.5.6 CAMBIO CLIMÁTICO

Con base en documentos recientes, se considera que las afectaciones más importantes que se presentan en las playas como consecuencia de los cambios en el nivel del mar, son los siguientes: una variación en la cota de inundación y un retroceso (o en su caso un avance) de la línea de costa, es decir, las playas constituidas por arenas más finas y de mayores profundidades serán las que experimenten mayor retroceso.



## REFERENCIAS

- Alberro, J. y Hernández. R. (1990) Génesis de las grietas de tensión en el Valle de México. In: El subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 95–106.
- Ávila-Olivera, A., Farina, P., y Garduño-Monroy, V.H., 2010. Land subsidence monitored by satellite interferometry in Mexican cities
- Ávila-Olivera, J. A. & Garduño-Monroy, V. H. (2008) A GPR study of subsidence-creep-fault processes in Morelia, Michoacán Mexico. *Engineering Geology* 100, 69–81.
- Aviles, J. y Pérez-Rocha, L. E. (2010) Regional subsidence of Mexico City and its effects on seismic response. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 30, 981–989.
- Cabral-Cano, E., Dixon, T. H., Miralles-Wilhem, F., Diaz-Molina, O., Sanchez-Zamora, O. y Carande, R. E. (2008) Space geodetic imaging of rapid ground subsidence in Mexico City. *GSA Bull.* 120(11-12), 1556–1566; doi: 10.1130/B26001.1
- Cabral-Cano, E., Osmanoglu, B., Dixon, T., Wdowinski, S., Demets, C., Cigna F., y Díaz-Molina, O., 2010. Subsidence and fault hazard maps using PSI and permanent GPS networks in central Mexico. Eighth International Symposium on Land Subsidence, Querétaro, México.
- Carreón-Freyre, D. y Cerca, M. (2006) Delineating the near-surface geometry of the fracture system affecting the valley of Querétaro, Mexico: Correlation of GPR signatures and physical properties of sediments. *Near Surface Geophysics, EAGE (European Assoc. of Geoscientists and Engineers)* 4(1), 49–55.
- Carreón-Freyre., D. C., Cerca M. y Hernández-Marín, M. (2003) Correlation of near-surface stratigraphy and physical properties of clayey sediments from Chalco Basin, Mexico, using Ground Penetrating Radar. *J. Appl. Geophys.* 53, 121–136.
- Carreón-Freyre., D., Cerca M., Luna González, L. & Gámez-González, F. J. (2005b) Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22(1), 1–18.
- Carreón-Freyre., D., Cerca Martínez, M. & Hernández Marín, M. (2005a) Propagation of fracturing related to land subsidence in the Valley of Querétaro, Mexico. In: *Proc 7th International Symposium on Land Subsidence (SISOLS 2005, Shanghai, China)*, vol. 1, 155–164. ISBN 7-5323-8209-5.
- Carrera-Hernández J. J. & Gaskin, S. J. (2008) Spatio-temporal analysis of potential aquifer recharge: Application to the Basin of Mexico. *J. Hydrol.* 353, 228–246.
- Carrillo, N., 1947. Influence of artesian wells in the sinking of Mexico City, en *Volumen Nabor Carrillo: El hundimiento de la Ciudad de México y el Proyecto Texcoco*. Com. Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica Anuario 47, 7–14.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 2, núm. 2, p. 172-187.
- Durazo, J. & Farvolden, R. N. (1989) The groundwater regime of the Valley of Mexico from historic evidence and field observations. *J. Hydrol.* 112, 171–190.
- Ellstein, A. (1978) Teoría sobre el mecanismo de falla en el subsuelo y la ingeniería de cimentaciones en el área urbana del valle de México. Editado por Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 177–181.
- Figueroa-Vega, G. E. (1989) Mecanismos de producción de grietas inducidos por la explotación del agua subterránea. *Academia Mexicana de Ingeniería. Alternativas Tecnológicas* 29, 371–378.
- Figueroa-Vega, G. E. (1990) Grietas por sobreexplotación y hundimientos durante sismos en el subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo. Editado por Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 107–108.
- González-Morán, T., Rodríguez, R. & Cortes, S. A. (1999) The Basin of Mexico and its metropolitan area: water abstraction and related environmental problems. *J. South American Earth Sciences* 12, 607–613.
- Herrera, I. & Figueroa-Vega, G. E. (1969) A correspondance principle for the theory of leaky aquifers. *Water Resour. Res.* 5(4), 900–904.
- Holzer, T. L. (1984) Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment. *Reviews in Engineering Geology* 6, 67–105.
- Holzer, T. L. y Davis, S. N. (1976) Earth fissures associated with watertable declines. *Geological Society of America (abstracts)*, 8(6), 923–924.
- Huizar-Álvarez, R., Hernández, G., Carrillo-Martínez, M., Carrillo-Rivera, J. J., Hergt, T. & Angeles, G. (2003) Geologic structure and groundwater flow in the Pachuca-Zumpango sub-basin, central Mexico. *Environmental Geology* 43, 38599, doi: 10.1007/s00254-002-0654-4.
- Juárez-Badillo, E. (1991) Grietas por fuerzas de filtración-agrietamiento de Suelos Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 39–42.
- Juárez-Badillo., E. & Figueroa Vega, G. E. (1984) Stresses and displacements in an aquifer due to seepage forces (one dimensional case). *J. Hydrol.* 73, 259–288.
- Kreitler, Ch. W. (1976) Faulting and land subsidence from groundwater and hydrocarbon production, Houston-Galveston, Texas, California. USA. In: *Land Subsidence (Proc. Second Int. Symp. on Land Subsidence. Anaheim, California)*, 435.



- Lermo-Samaniego J., Garduño-Monroy V. H., Arreygue-Rocha E., Israde-Alcántara I. & Rodríguez-Torres G. (1999) Microfacion smica preliminar de la Ciudad de Morelia, Michoacán, México. Mem. XII Con. Nacional de Ingeniería Sísmica, Morelia, Mich. México.
- López-Quiroz, P., Doin, M-P., Tupin, P., Briole, P. & Nicolas, J-M. (2009) Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry. *J. Appl. Geophys.* 69, 1–15.
- Marsal, R. J. y Mazari, M. (1959) El subsuelo de la Ciudad de México. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City. 377 pp.
- Morales, R., Murillo-Fernández, R. & Hernández-Rubio, A. (1991) Subsidence of the former Texcoco Lake. In: *Land Subsidence* (ed. by A. I. Johnson) (Proc. 4th Int. Conf. on Land Subsidence, Houston), 35–43. IAHS Publ. 200. IAHS Press, Wallingford, UK.
- Murillo, F. R. (1990) Overexploitation of the aquifer of the Mexico Basin: effects and alternative solutions. Proc. Symp. El subsuelo de la Cuenca del Valle de México y su relación con la Ingeniería de Cimentaciones a cinco años del sismo Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México, 109–118.
- Noyola-Medrano, M.C., Ramos-Leal, J. A., Domínguez-Mariani, E., Pineda-Martínez, L. F., López-Loera, H. & Carbajal, N. (2009) Factores que dan origen al minado de acuíferos en ambientes áridos: caso Valle de San Luis Potosí. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26(2), 395–410.
- Osmanoglu, B., Dixon, T. H., Wdowinski, Sh., Cabral-Cano, E. & Jiang, Y. (2010) Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR. *Int. J. Applied Earth Observation and Geoinformation*, doi:10.1016/j.jag.2010.05.009 (in press).
- Pacheco, J., Arzate, J., Rojas, E., Arroyo, M., Yutsis, V. & Ochoa, G. (2006) Delimitation of ground failure zones due to land subsidence using gravity data and finite element modeling in the Querétaro valley, Mexico. *Engineering Geology* 84, 143–160.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanzhi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, num. 26, p. 159-176.
- Rangel, D., Carreón, D., Cerca, M. & Méndez, E. (2002) Valuation of ground penetrating radar for the record of structures in fluvio lacustrine soils. *J. Appl. Res. Technol.* 1(1), 85–93.
- Rojas-González, E., Arzate-Flores, J. & Arroyo, M. (2002) A method to predict the group fissuring and faulting caused by regional groundwater decline. *Engineering Geology* 65, 245–260.
- Tuckwell, G. W., Lonergan, L., Jolly, R. J. (2003). The control of stress history and flaw distribution on the evolution of polygonal fracture networks. *J. Structural Geology* 25(8), 1241–1250.
- Zeevaert, L. (1953) Estratigrafía y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla lacustre de la Ciudad de México. *Memoria del Congreso Científico Mexicano* vol. 5, 58–70.



## CAPÍTULO 5.6. AMENAZA POR AGRIETAMIENTO DEL SUELO

### CONTENIDO

5.6.1	INTRODUCCIÓN.....	130
5.6.2	AGRIETAMIENTO DE SUELOS .....	130
	Estudios de morfología y evolución de grietas.....	130
	Estudios de agrietamientos asociados a problemas locales específicos .....	131
	Estudios de variables individuales en el agrietamiento de los suelos .....	131
	Modelos de inicio, propagación y distribución espacial de grietas en suelos.....	132
5.6.3	TIPOS DE AGRIETAMIENTO .....	132
5.6.4	AGRIETAMIENTOS DEL TERRENO EN MÉXICO .....	133
5.6.5	ASPECTOS A CONSIDERAR EN LA EVALUACIÓN DE LA AMENAZA.....	134
5.6.6	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	135
5.6.7	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	136
5.6.8	CAMBIO CLIMÁTICO.....	136
	REFERENCIAS .....	136



### 5.6.1 INTRODUCCIÓN

Desde hace varios años se han venido desarrollando una serie de trabajos por parte de diferentes investigadores, con la idea de encontrar una explicación adecuada el fenómeno del agrietamiento en los suelos pero actualmente no está totalmente claro. La idea que se tiene es que la formación de las grietas está relacionada con la resistencia a tracción del suelo, la cual a su vez depende del contenido de humedad del suelo y la succión. Pero aun así, con el conocimiento actual del problema, resulta difícil predecir acertadamente aspectos como el inicio de una grieta, su profundidad y dirección, su interacción con otras grietas verticales y horizontales, etc.

A pesar de lo anterior, existen algunos modelos que tienen por objetivo resolver las incógnitas que se tienen con respecto al fenómeno del agrietamiento, los cuales desde un punto de vista teórico, plantean mecanismos y condiciones que gobiernan el inicio y propagación de grietas debidas a desecación del suelo o proponen criterios generales para cuantificar características geométricas, tales como áreas o volúmenes de grietas que se pueden esperar en un terreno bajo ciertas condiciones.

Algunos de los efectos a los cuales está asociado el fenómeno de agrietamiento del suelo son los producidos por subsidencia del terreno, por el efecto de los árboles, los generados por efectos volcánicos y sísmicos. Los modelos de inicio, propagación y distribución espacial de grietas buscan esencialmente encontrar bajo qué circunstancias se inicia una grieta, que profundidad alcanzará y cuál será la distancia entre dos o más grietas.

### 5.6.2 AGRIETAMIENTO DE SUELOS

Para conocer la información existente sobre el agrietamiento de suelos y sobre estudios asociados a este fenómeno, se presentan a continuación 5 categorías:

- Estudios de morfología y evolución de grietas.
- Estudios de agrietamiento asociados a problemas locales específicos.
- Estudios de variables individuales que intervienen en el agrietamiento de suelos.
- Modelos de inicio, propagación y distribución espacial de grietas.
- Estudios del comportamiento de suelos agrietados.

#### ***Estudios de morfología y evolución de grietas***

Estos estudios tienen como finalidad describir las características geométricas o morfológicas de las grietas presentes en el suelo, tales como su longitud, profundidad, inclinación, abertura, patrones de agrietamientos observados en planta y profundidad, estrías de fricción, etc. Con base en la escala de evaluación es posible identificar cuatro tipos de estudios:

- a. Escala macro, se hacen estudios de identificación in situ, algunos de ellos de carácter regional que incluyen la caracterización de grietas con longitudes de hasta varios kilómetros, o estudios más locales sobre agrietamientos del orden de metros o decenas de metros (Blight and Williams, 1971). La caracterización morfológica de las grietas se emplea para plantear hipótesis sobre las posibles causas y evolución del problema. La cartografía de agrietamientos observada en planta es relativamente simple; sin embargo, se encuentra cierta dificultad para determinar con certeza la geometría de las grietas en profundidad puesto que, tal como lo indican Morris y Graham (1991), resulta difícil medir tanto la profundidad de las grietas como su abertura sin que se alteren estas dimensiones por los procesos mismos de medición.



- b. Escala intermedia, corresponden a campos de prueba sobre el terreno natural, en donde se instala instrumentación tanto para controlar las variables meteorológicas como las condiciones de humedad, succión y deformación que se va presentando en el terreno. En este tipo de estudios se pueden identificar parámetros tales como las condiciones de inicio de las grietas y los procesos de avance de las mismas en un determinado sitio de interés. Entre los trabajos de esta índole se pueden citar los de Konrad y Ayad (1997).
- c. Escala de mayor detalle, estudios realizados en lisímetros o tanques de prueba debidamente instrumentados y los ensayos de laboratorio sobre muestras que se someten a desecación. En el primer grupo se pueden mencionar los trabajos de Drumm *et al.* (1997), Miller *et al.* (1998), Yesiller *et al.* (2000) y Rodríguez (2002), donde además de la morfología de los agrietamientos se evalúan los efectos de grietas en las condiciones de flujo a través del suelo.
- d. Escala microscópica, existen varias investigaciones acerca de la estructura y la fábrica de arcillas (Collins y McGown (1974), Grabowska-Olszewska *et al.* (1984), Romero (1999)). Sobre microagrietamientos de suelos producidos por desecación, no se encuentran referencias, aunque si hay estudios sobre microagrietamientos de arcillas inducidas por deformaciones de corte (Morgenstern y Tchalenko (1967)) y varios estudios de microagrietamientos en otros tipos de materiales como hormigón, acero y otras aleaciones (Bishop y Van Mier, (1999); Broek, (1986)).

#### **Estudios de agrietamientos asociados a problemas locales específicos**

Para estos estudios las grietas se analizan como un efecto secundario asociado a un problema local específico. Dentro de los estudios de esta naturaleza se pueden considerar los producidos por subsidencia del terreno, los producidos por efectos de los árboles y los que se generan por efectos sísmicos y volcánicos. En el caso de los agrietamientos por subsidencia la causa principal es la desecación por efecto de la extracción de agua subterránea, aunque también en algunas ocasiones la presencia de estructuras geológicas profundas como fallas o contactos litológicos en zonas que sufren subsidencia, crean deformaciones no uniformes que se manifiestan superficialmente como discontinuidades, escalones y grietas. Los estudios sobre este tema están muy relacionados con la evaluación morfológica de grietas a escala regional, descrita anteriormente.

Los estudios de deformaciones y agrietamientos del terreno producidos por presencia de árboles son relativamente abundantes, fundamentalmente por los frecuentes y costosos deterioros que ocurren en estructuras vecinas a ellos. Los tipos de estudios comprenden patrones de desecación en la vecindad de árboles, características de evapotranspiración en algunas especies y su efecto en las deformaciones (Williams y Pidgeon, 1993; Ravina, 1983; Blight, 1997), relaciones entre deterioro de estructuras y presencia de árboles (Driscoll, 1983; Alonso y Lloret, 1995) y modelos numéricos que buscan simular los procesos de asentamiento por extracción de agua producida por las raíces de los árboles. Las grietas que se producen por sismos se han reportado en múltiples casos, su estudio se emplea para evaluar las características e intensidad de los eventos y es tema de interés en ingeniería sísmológica. Las grietas que se producen por eventos volcánicos también han sido motivo de estudio, pues ellas dan inicio de características de los flujos y de los materiales que los conforman, además resulta indispensable considerarlas en los mapas de amenaza volcánica por sus dimensiones.

#### **Estudios de variables individuales en el agrietamiento de los suelos**

Existen estudios específicos sobre las propiedades hidráulicas y mecánicas que intervienen en el agrietamiento de los suelos. Aquí se abarca por ejemplo las investigaciones sobre características de retracción y expansión, los estudios de resistencia a la tracción y los estudios de mecánica de fractura. Respecto a los estudios de retracción y expansión, actualmente existen modelos conceptuales y técnicas experimentales y numéricas desarrolladas a partir de la mecánica de suelos parcialmente saturados, donde la succión se incluye como una de las variables importantes que gobiernan el fenómeno. Sin embargo, estos modelos y técnicas en general han sido desarrollados para medios continuos, por lo tanto sólo permiten



evaluar las condiciones previas al agrietamiento o las condiciones de los bloques individuales que han sufrido agrietamientos pero que no presentan discontinuidades internas.

### **Modelos de inicio, propagación y distribución espacial de grietas en suelos**

Estos modelos se pueden agrupar en tres categorías:

- Modelos físicos unidimensionales de inicio y propagación de grietas
- Modelos físicos de distribución espacial de grietas
- Modelos probabilísticos de distribución espacial de grietas

Los dos primeros modelos buscan fundamentalmente determinar bajo qué condiciones se inicia una grieta, hasta dónde se profundizará y cuál será la distancia entre dos o más de las grietas que se forman. Los modelos probabilísticos pretenden simular tanto los mecanismos de inicio como de propagación de múltiples grietas, en múltiples direcciones, mediante algoritmos de crecimiento e interrelación que se basan en patrones de agrietamiento observados en muestras de laboratorio e in-situ sobre distintos tipos de suelos, con lo cual se obtienen resultados relativamente similares a la condición real.

Tomando en cuenta la dificultad de predecir con los modelos netamente físicos las condiciones reales de agrietamiento, los modelos probabilísticos brindan una posibilidad interesante de aproximación desde el punto de vista práctico; sin embargo, el problema es que actualmente no toman en cuenta de manera explícita las variables más importantes que intervienen en el agrietamiento de los suelos, como son las características de retracción, la resistencia a la tracción y la mecánica de fractura. Lo más acertado sería un modelo combinado, requiriéndose para esto de mayor investigación. Existen varios modelos que buscan interpretar y simular los procesos de inicio de grietas, calcular la profundidad máxima de agrietamiento y estimar la separación o distancia entre grietas (Lo et al., 1988; Abu-Hejleh y Znidarcic 1995; Konrad y Ayad, 1997).

### **5.6.3 TIPOS DE AGRIETAMIENTO**

Los mecanismos productores de grietas (Orozco y Figueroa (1991), Murillo *et al.* (1991)) pueden ser por:

- Variación lateral brusca de los abatimientos piezométricos
- Variación lateral brusca de la compresibilidad de las columnas del suelo
- Por una combinación de ambas

Por lo tanto, el desequilibrio mecánico inducido por sobrecarga estática (capacidad de carga de la construcción), la dinámica (fatiga de los materiales en vías terrestres) y la despresurización del medio geológico debido a la extracción de agua subterránea, son factores que originan el agrietamiento. También interviene la estratigrafía del subsuelo, el tipo de obra civil y la presencia de estructuras geológicas profundas como fallas o contactos litológicos.

Los diferentes tipos de agrietamientos se relacionan con las causas tanto naturales como antrópicas que los condicionan y se pueden clasificar en:

#### Agrietamiento por bombeo

La extracción de agua en el subsuelo a través de pozos de bombeo no solo induce asentamientos sino también agrietamientos en la superficie. Por lo tanto, se considera que las zonas cercanas a la ubicación de pozos de bombeo son potencialmente susceptibles de generar agrietamientos en superficie del suelo (Santoyo (2005)). De hecho, 30 m de abatimiento o 30 cm de hundimiento pueden ser suficientes en la mayoría de los casos para la formación de grietas.

#### Agrietamientos por variación de las características del terreno

En zonas donde se presente un contraste del terreno es común encontrar agrietamientos del terreno por tensión. Generalmente, este tipo de discontinuidades siguen trayectorias semejantes a las curvas de nivel



topográfico o a los contornos de formaciones subterráneas de mayor rigidez. Algunas veces, las lluvias favorecen su aparición, aunque pueden ocurrir sin ella. Este tipo de discontinuidades daña las construcciones, vialidades, estructuras subterráneas, etc.

#### Agrietamientos por asentamientos y expansiones

Las propiedades mecánicas que ofrecen los suelos lacustres generan condiciones complicadas para el diseño de la cimentación de las estructuras proyectadas. Particularmente, estos suelos ofrecen muy baja resistencia al esfuerzo cortante y alta deformabilidad. El diseño inadecuado de ciertas cimentaciones produce deformaciones excesivas, originando agrietamientos locales. Adicionalmente, las discontinuidades generadas por los movimientos de las estructuras son función del tipo de cimentación.

#### Grietas por secado superficial

Se debe a una disminución del contenido de agua en los suelos arcillosos superficiales produciendo un cambio en el estado de esfuerzos y ocasionando fuerzas de tensión por evaporación que dan origen a la formación de grietas.

#### Grietas paralelas a caminos y/o carreteras

Se observan durante o después de la construcción de terraplenes. Presentan pocos centímetros de abertura y hasta cientos de metros de longitud con profundidades del orden de un metro.

#### Grietas por raíces de árboles

Es común observar fuertes depresiones en vialidades y daños a estructuras localizadas junto a camellones o áreas verdes, donde existen árboles, generalmente de gran tamaño o eucaliptos.

#### Grietas por mala operación de tuberías

En sistemas de drenaje mal sellados se han observado agrietamientos del suelo, la razón está en el flujo permanente de agua que favorece la generación de zonas de tensión en los estratos superficiales. Las fugas de agua pueden cambiar la humedad de materiales susceptibles, provocando grietas, asentamientos y socavación.

#### Grietas por cambio de esfuerzos horizontales

Por la ejecución de una excavación o por una aplicación de descargas horizontales, se puede generar el agrietamiento superficial.

#### Agrietamientos por perforación de pozos e hincado de pilotes

Durante la perforación de pozos para agua e hincado de pilotes se ha registrado la aparición de grietas que parten de la perforación y se extienden una veintena de metros.

#### Agrietamientos por sismos

Muchas áreas afectadas por agrietamientos se ubican en una zona sísmica. El paso de las ondas sísmicas a través del suelo granular pueden favorecer la aparición de grietas. Figueroa-Vega (1990) menciona que la aparición de grietas durante sismos provoca el hundimiento vertical súbito de edificios, como ocurrió en 1985 así como la reapertura de grietas preexistentes.

### **5.6.4 AGRIETAMIENTOS DEL TERRENO EN MÉXICO**

La primera descripción técnica como problema urbano del fenómeno de agrietamiento en México, la presentó Roberto Gayol en 1925. Posteriormente, en 1947 Nabor Carrillo estableció una relación teórica entre el hundimiento y la consolidación de las arcillas inducida por la extracción del agua. En los estudios de agrietamiento asociados a problemas locales específicos, las grietas se consideran como un efecto secundario debido a fenómenos como la subsidencia del terreno, los eventos sísmicos o volcánicos o la desecación producida por la presencia de árboles. El origen de las grietas generalmente se consideraba



como una expresión del hundimiento del terreno. A partir de un análisis de la literatura existente hasta entonces, Orozco y Figueroa (1991) señalaban que “Las grietas aparecen en zonas de fuertes hundimientos, la mayoría se inician a profundidad y se propagan hacia la superficie”. Las grietas superficiales son generadas por evaporación-desección en extensiones planas arcillosas, generadas por los cambios en las condiciones climáticas y en la presión de poro de las capas sedimentarias inferiores (Juárez-Badillo, 1959).

En muchas zonas del país localizadas dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano son comunes las grietas en las superficies de contacto entre la planicie lacustre y elevaciones volcánicas. De manera individual se reconocen geometrías anulares, rectilíneas, sinuosas; en conjunto son paralelas y rectangulares, con una longitud de decenas de metros hasta varios kilómetros. Este mecanismo está presente en todas las cuencas aluvio-lacustres del país. De esta forma las mismas ciudades que son afectadas por subsidencia, tienen agrietamientos del terreno controlados por los cambios en el estado de esfuerzos que induce el bombeo, así como por su configuración estratigráfica conformada por fosas tectónicas como en Aguascalientes y Morelia o por zonas volcánicas que se extienden por debajo de los sedimentos lacustres, como la ciudad de México y de Toluca. Las ciudades afectadas por agrietamiento son principalmente México, Toluca, Puebla, Querétaro, Celaya, León, Irapuato, Abasolo, Salamanca, Morelia, San Luis Potosí, Aguascalientes y Guadalajara.

### 5.6.5 ASPECTOS A CONSIDERAR EN LA EVALUACIÓN DE LA AMENAZA

El estudio de la deformación de los suelos finos sobre los que se asientan las zonas urbanas revela la coexistencia de varios factores que determinan las características del agrietamiento a diferentes escalas. La extracción de las aguas subterráneas y la disminución asociada en la presión de poro con el consecuente aumento de la tensión efectiva es sin duda de la mayor importancia, pero hay otros factores como las sobrecargas estáticas y dinámicas así como la presencia de discontinuidades preexistentes. El método más exacto para comprender los mecanismos de generación y propagación de grietas dentro de un medio geológico es mediante el control y análisis de las condiciones de deformación de las secuencias sedimentarias así como la integración de sus características físicas y geológicas (estratigrafía, propiedades mecánicas e hidráulicas). Con este enfoque, los sistemas de agrietamiento en las secuencias fluvio-lacustres deben ser estudiados de acuerdo con su tamaño y teniendo en cuenta la relación entre los factores que los originan.

Para los estudios a nivel regional y local se consideran los siguientes criterios (Dora-Carreón, 2010):

- a. Las estructuras regionales son más grandes que las zonas urbanas afectadas. La irregularidad del basamento subyacente a las secuencias sedimentarias determina en gran medida la localización de los agrietamientos que se propagan desde lo más profundo de las secuencias sedimentarias hasta las zonas superiores donde hay planos pre-existentes de debilidad, como es el caso de Morelia y Querétaro (Rojas-González *et al.*, 2002; Carreón-Freyre *et al.*, 2005a). En esta escala, los sistemas regionales de fallas y las variaciones estratigráficas se deben considerar para determinar el flujo de las aguas subterráneas debido a que estas estructuras pueden promover el flujo o bien servir de barreras, generando gradientes piezométricos importantes (Kreitler, 1976; Carreón-Freyre *et al.*, 2005b).
- b. En una escala intermedia los sistemas de fracturas afectan principalmente a la parte superior de la secuencia sedimentaria fluvio-lacustre, a menudo con intercalaciones de materiales piroclásticos y volcánicas. Los primeros 300 m corresponden a la profundidad promedio actual de los pozos de explotación del agua subterránea. En esta escala, uno de los principales mecanismos de fractura es la deformación diferencial (asentamientos diferenciales, por ejemplo), porque los materiales tienen una distribución heterogénea de las propiedades hidráulicas y mecánicas (Zeevaert, 1953; Ellstein, 1978; Orozco y Figueroa, 1991; Carreón-Freyre *et al.*, 2003). Si se considera que la formación de las grietas es sólo debido a la disminución de los niveles piezométricos del agua subterránea, el estudio del fenómeno



se simplifica, sin embargo y como se ha mencionado, existen varios factores que inciden en la generación y propagación de los agrietamientos. Para la correcta valoración de las condiciones de propagación de las grietas a esta escala es recomendable realizar estudios de las variaciones verticales de las propiedades hidráulicas de los acuíferos así como de las variaciones laterales de la compresibilidad en los materiales (Figuroa-Vega, 1989; Carreón-Freyre *et al.*, 2005a; Carrera-Hernández y Gaskin, 2008).

- c. La escala local se refiere a grietas y hundimientos en la zona restringidas y puede variar desde unos pocos a decenas de metros (las propiedades geomecánicas de los materiales pueden ser caracterizadas de manera directa). Esta es la escala de la mayoría de los estudios geotécnicos. Los ejemplos de agrietamiento local son: (a) las fracturas anulares estrés que se generan en las zonas de transición de las estribaciones de los cerros y que están relacionados con deslizamientos gravitacionales (Lugo-Hubp *et al.*, 1991, 1996; Cerca *et al.*, 2010); (b) las grietas en la superficie generadas principalmente por la evaporación, secado de las arcillas en las llanuras lacustres (generada por los cambios en las condiciones climáticas); (c) disminución de la presión de poro en las capas inferiores sedimentarias, y (d) agrietamiento generado por esfuerzos de tensión localizados en las zonas sometidas a bombeo (Alberro y Hernández, 1990; Juárez-Badillo, 1991).

Las consideraciones anteriores sobre los factores de escala y la composición de las secuencias de arcilla debe permitir el diseño adecuado de sistemas de seguimiento y conducir a una evaluación precisa de los riesgos relacionados con la tierra de fracturamiento en las zonas urbanas del centro de México.

### 5.6.6 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

El fenómeno del agrietamiento está íntimamente relacionado con la subsidencia y con las características geológicas y estratigráficas de los basamentos que subyacen a los grandes depósitos aluvialacustres típicos de las cuencas que conforman el cinturón volcánico transmexicano. Asimismo, la influencia antrópica asociada a los procesos de extracción de agua de los acuíferos, las sobrecargas tanto estáticas como dinámicas inducidas al terreno, las deficiencias en las redes de drenaje entre otros factores, contribuyen a que los procesos de agrietamiento del terreno se presenten con mayor recurrencia e impacto sobre la infraestructura.

Para el caso de la ciudad de Los Cabos, Baja California Sur no se tienen registros de agrietamientos en ninguna zona. Como se puede ver en la figura 5.6.1, las zonas susceptibles a agrietamientos se localizan en el centro del país y en la zona de estudio no hay nada.



**Figura 5.6.1.** Zonas susceptibles a hundimiento regional y agrietamiento por sobreexplotación de acuíferos en México (CENAPRED, Atlas Nacional de Riesgos 2012)



A continuación, en la figura 5.6.2 se muestra el mapa regional obtenido para la amenaza por agrietamientos en términos de su nivel de susceptibilidad para el municipio de Los Cabos, en donde se aprecia que dicha amenaza No Aplica en el área de estudio.

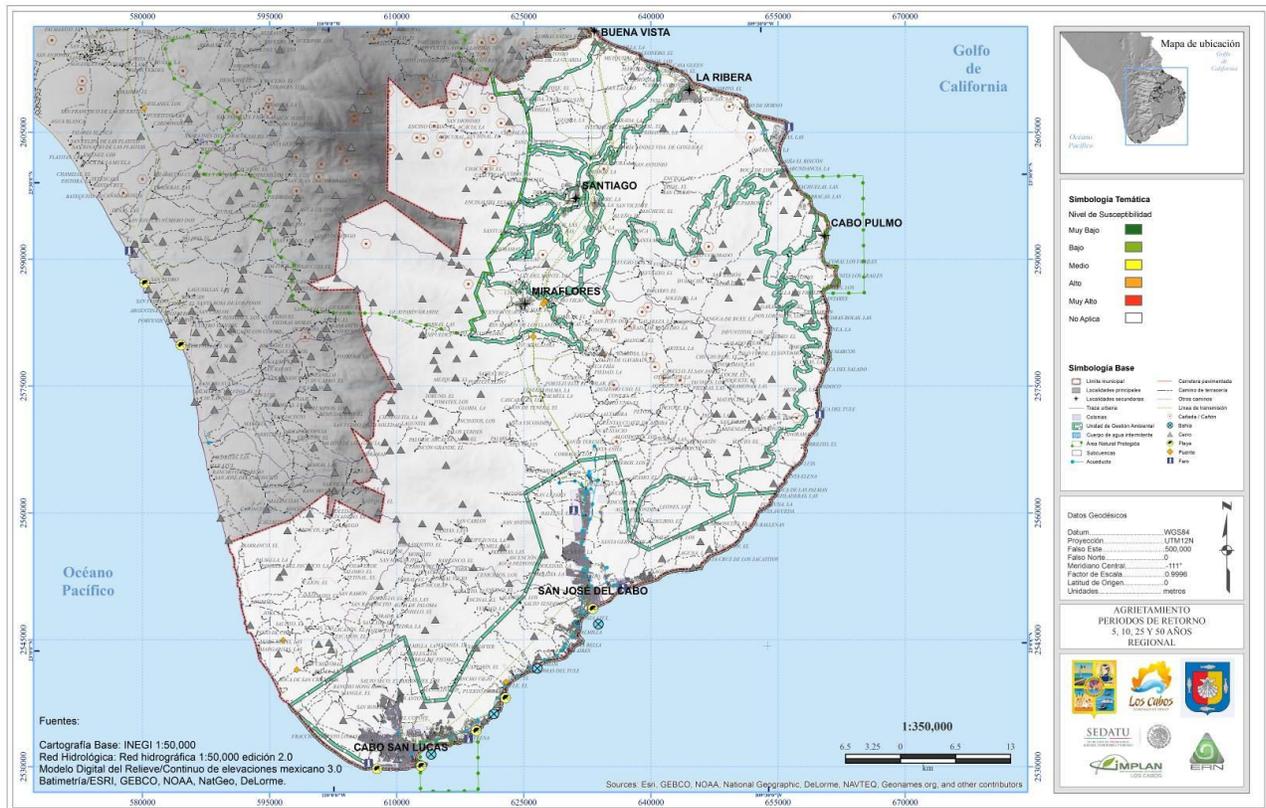


Figura 5.6.2. Mapa regional obtenido para la amenaza por agrietamientos para el distrito de Los Cabos

### 5.6.7 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Debido a que este fenómeno no se presenta en el área de estudio, se omiten posibles medidas de mitigación, ya que no serían relevantes para la zona.

### 5.6.8 CAMBIO CLIMÁTICO

Como se ha mencionado anteriormente, este tipo de fenómeno no afecta directamente a la zona en estudio, sin embargo, es importante mencionar que si ha afectado sustancialmente en las zonas áridas y semiáridas del territorio nacional, como consecuencia del aumento severo de la temperatura, asociados al calentamiento global.

### REFERENCIAS

Abu-Hejleh, A. N. and D. Znidarcic (1995). "Desiccation theory for soft cohesive soils." ASCE J.Geotech.Engrg. 121 6: 493-502.

Alberro, J. y Hernández. R. (1990) Génesis de las grietas de tensión en el Valle de México. In: El subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a 5 años del sismo. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 95–106.



- Alonso, E. E. and A. Lloret (1995). Settlement of a 12 storey building due to desiccation induced by trees. A case study. 1st Intl. Conf. on Unsaturated Soils, Paris, France.
- Ávila Álvarez, Guillermo Eduardo (2004). Estudio de la retracción y el agrietamiento de arcillas. Aplicación a la arcilla de Bogotá. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona.
- Bishop, J. and J. Van Mier (1999). "Quantification of shrinkage micro-cracking in young mortar with fluorescent light microscopy and ESEM. *Heron*, 44 (4): 245-255."
- Blight, G. E. and A. A. B. Williams (1971). Cracks and fissures by shrinkage and swelling. 5th Regional Conf. for Africa on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Luanda.
- Blight, G. E. (1997). "Interactions between the atmosphere and the Earth." *Geotechnique* 47 (4): 715 - 767.
- Broek, D. (1986). "Elementary Engineering fracture mechanics. 4th edition, Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht."
- Driscoll, R. (1983). "The influence of vegetation on the swelling and shrinkage of clays soils in Britain." *Geotechnique* 33-2: 93-105.
- Drumm, E. C., D. R. Boles, *et al.* (1997). "Desiccation cracks result in preferential flow." *Geotechnical news* June: 22-25.
- Carreón-Freyre., D. C., Cerca M. & Hernández-Marín, M. (2003) Correlation of near-surface stratigraphy and physical properties of clayey sediments from Chalco Basin, Mexico, using Ground Penetrating Radar. *J. Appl. Geophys.* 53, 121–136.
- Carreón-Freyre., D., Cerca Martínez, M. & Hernández Marín, M. (2005a) Propagation of fracturing related to land subsidence in the Valley of Querétaro, Mexico. In: *Proc 7th International Symposium on Land Subsidence (SISOLS 2005, Shanghai, China)*, vol. 1, 155–164. ISBN 7-5323-8209-5.
- Carreón-Freyre., D., Cerca M., Luna González, L. & Gámez-González, F. J. (2005b) Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22(1), 1–18.
- Cerca, M., Carreón-Freyre, D. & Gutiérrez-Calderón, R. (2010) Instability of the urbanized flank of El Peñón del Marques volcanic edifice and its relation to land subsidence in Mexico City. In: *Land Subsidence, Associated Hazards and the Role of Natural Resources Development (Proc. EISOLS 2010, Querétaro, Mexico, October 2010)*. IAHS Publ. 339.
- Ellstein, A. (1978) Teoría sobre el mecanismo de falla en el subsuelo y la ingeniería de cimentaciones en el área urbana del valle de México. Editado por Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 177–181.
- Figueroa-Vega, G. E. (1989) Mecanismos de producción de grietas inducidos por la explotación del agua subterránea. *Academia Mexicana de Ingeniería. Alternativas Tecnológicas* 29, 371–378.
- Figueroa-Vega, 1990. Grietas por sobre-explotación y hundimientos durante sismos. El subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo. *SMMS*. México.
- Jachens C. R. y Holzer L. T., 1982; Differential compaction mechanism for earth fissures near Casa Grande, Arizona. *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 998-1012.
- Juárez-Badillo, E., 1959. Teoría de grietas en tensión. Primer Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos y Cimentaciones.
- Juárez-Badillo, E. (1991) Grietas por fuerzas de filtración-agrietamiento de Suelos Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 39–42.
- Konrad, J. M. and R. Ayad (1997). "Desiccation of a sensitive clay: Field experimental observations." *Canadian Geotechnical Journal* 34:929-942.
- Kreitler, Ch. W. (1976) Faulting and land subsidence from groundwater and hydrocarbon production, Houston-Galveston, Texas, California. USA. In: *Land Subsidence (Proc. Second Int. Symp. on Land Subsidence. Anaheim, California)*, 435.
- Lo, K. Y. (1970). "The operational strength of fissured clay." *Geotechnique* 20 (1): 57 - 74.
- Lugo-Hubp J., Pérez-Vega, A. & Rojas-Salas M. (1991) Formación de grietas en la margen del antiguo lago al oriente de la cuenca de México. *Geofísica Internacional* 30(2), 87–95.
- Lugo Hubp, J., Zamorano, J.J., Ortega, A., Echavarría, A., Zermeño, V., Salas, O., Mondragón, D. E., González, Y., 1996. Informe sobre la geomorfología del cerro del Peñón del Marqués, en relación con los riesgos y el agrietamiento, en la periferia del mismo, Iztapalapa, D. F. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Miller, C. J., H. Mi, *et al.* (1998). "Experimental analysis of desiccation crack propagation in clay liners." *J. Am. Water Resources Assoc* 34 3: 677-686.
- Morris, P. H., J. Graham, *et al.* (1991). "Cracking in drying soils." *Canadian Geotechnical Journal* 29: 263-277.
- Murillo, R., Morales, A., Hernández, A., 1991. Agrietamiento lacustre al oriente de la ciudad de México. En: *Agrietamiento de Suelos. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*. México, p. 79-94.
- Orozco, J. M., Figueroa, G., 1991. Descripción cronológica del desarrollo de los conocimientos sobre el agrietamiento de terrenos. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*.
- Ravina, I. (1983). "The influence of the vegetation on moisture and volume change." *Geotechnique* 23 (2): 151-157.



- Rojas-González, E., Arzate-Flores, J. & Arroyo, M. (2002) A method to predict the group fissuring and faulting caused by regional groundwater decline. *Engineering Geology* 65, 245–260.
- Santoyo, E., Ovando, E., Mooser, F., León, E., 2005. Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México. TGC.
- Williams, A. A. and J. T. Pidgeon (1983). "Evapotranspiration and heaving clays in South Africa." *Geotechnique* 23 (2)(141-150).
- Zeevaert, L. (1953) Estratigrafía y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla lacustre de la Ciudad de México. *Memoria del Congreso Científico Mexicano* vol. 5, 58–70.



## CAPÍTULO 5.7. AMENAZA POR LICUACIÓN

### CONTENIDO

5.7.1	INTRODUCCIÓN.....	140
5.7.2	SITIOS EN MÉXICO CON OCURRENCIA DEL FENÓMENO DE LICUACIÓN .....	142
	Etapa no instrumental en México (del año ~1455 a 1912) .....	142
	Etapa instrumental en México (después de 1912).....	144
5.7.3	PROCEDIMIENTO PARA ANÁLISIS DEL PELIGRO DE LICUACIÓN INDUCIDO POR SISMO .	146
5.7.4	CÁLCULO DE PELIGRO PROBABILISTA DE LICUACIÓN EN MEXICO .....	146
	Información geológica disponible 1:1000000 .....	146
	Caracterización de la amenaza sísmica.....	147
	Leyes de atenuación empleadas.....	148
	Estimación de la duración del movimiento sísmico.....	149
5.7.5	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	152
	Los Cabos.....	153
	Cabo San Lucas y San José del Cabo.....	153
	Otras localidades.....	155
5.7.6	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	155
5.7.7	CAMBIO CLIMÁTICO .....	155
	REFERENCIAS .....	156



## 5.7.1 INTRODUCCIÓN

El fenómeno de licuación inducido por sismo, independientemente donde ocurra, indudablemente provocará daños en viviendas, edificaciones, infraestructura, líneas vitales entre otros como se ha observado históricamente. Este daño es asociado con la pérdida de resistencia a cortante de depósitos de arenas saturadas debido a un incremento en la presión de poro ante la carga cíclica impuesta por un sismo. La pérdida de resistencia y rigidez del suelo provoca un nivel de daño dependiente de las condiciones del sitio y las características de las edificaciones e infraestructura ahí localizadas, tales como: (i) inestabilidad de talud, (ii) incremento de la presión lateral en muros de retención, (iii) desplazamiento lateral del suelo, (iv) flotación de elementos enterrados (e. g. ductos, tuberías, tanques), (v) asentamientos causados por la re-consolidación del suelo licuado, (vi) volteo de edificaciones, (vii) colapso de puentes (Idriss y Boulanger, 2008). Es posible implementar algunas medidas de mitigación para reducir los daños realizando una evaluación formal del riesgo que permita seleccionar una estrategia de mitigación. Cualquiera que sea la medida a tomar, uno de los pasos principales a seguir es conocer el grado de peligro por licuación en la zona.

Para estudiar y conocer si una zona es susceptible a que se presente o no el fenómeno de licuación inducido por sismo existen tres fuentes principales de información que se deben consultar: (1) evidencias de registros históricos, (2) ambiente geológico e hidrológico y (3) estudios geotécnicos y/o geofísicos basados en pruebas realizadas en el sitio o zona de interés.

La revisión de documentos históricos, aún cuando estos sean cualitativos, es la primera fuente para conocer zonas con susceptibilidad *a priori* de presentarse licuación inducido por sismo. En estos documentos se describen las manifestaciones más comunes de presencia de licuación después de la ocurrencia de un sismo, como son: (a) formación de volcanes de arena alineados a grietas; (b) eyección de arena licuada y agua en grietas; (c) desplazamiento lateral del suelo y (4) asentamiento del terreno. Es por esto que se requiere una revisión histórica de la manifestación de licuación en cualquier zona, en este caso en México, dado que nos permite conocer sitios donde se correría el riesgo de omitir la presencia de licuación. Algunos ejemplos de este tipo de descripciones en México, y que más adelante se detallarán, son los que presentan García Acosta y Suárez (1996), quienes hacen una revisión de la historia de los sismos en México ocurridos durante los últimos 500 años cuando no existía registro instrumental correspondiente a los años de ~1455 a 1912. Con base en las descripciones que estos autores presentan, se puede interpretar la posible ocurrencia de licuación en el sitio, como ejemplos, estos autores describen los tres siguientes casos: (1) el 27 de diciembre de 1568 ocurrió un sismo que afectó el poblado de Zapotlán, Jalisco, donde se narra que “...los manantiales de agua que brotaban en Zapotlán, cambiaron de lugar, apareciendo en otros sitios...”; (2) en 1592 ocurrió un sismo que afectó la capital de la Provincia de Ávalos (hoy conocido como Sayula), Jalisco, donde se narra que “...el día de hoy parecen por aquella parte muchas aberturas de tierra y en las mayores ollas que dejó este estrago, se hacen unas pequeñas lagunas...” y (3) el caso de un sismo el 31 de mayo de 1818 que afectó el poblado de Coyutlán, Colima, en este se describe que “...en las salinas de Coyutlán, se abrió la tierra en muchas partes, brotó agua y se volvió a cerrar”. Cada una de estas descripciones históricas sugiere que en esos poblados, dada la ocurrencia de un evento sísmico, se pudo haber presentado licuación.

Asimismo, después del año 1912, se enmarca la denominada etapa instrumental en México. En esta etapa, al realizar una recopilación en México de sitios con manifestación de licuación, se encontró que hay pocos estudios que reporten parámetros cuantitativos observados del fenómeno de licuación que pudieran permitir realizar un estudio paramétrico exhaustivo para estimar el potencial de licuación en el país. Uno de los primeros reportes técnicos del fenómeno de licuación en México, conocido por los autores de este artículo, es dado por Marsal (1961) debido al sismo de Jaltipán, Veracruz, ocurrido el 26 de agosto de 1959 ( $M=6.5$ ) quien, basado en exploración de suelo y pruebas de muestras inalteradas tomadas en sitio, indica que ocurrieron daños en cimentaciones de varios edificios (e.g. se reporta que hubo asentamiento repentino de casi 1 m en las columnas de las instalaciones de los astilleros de la marina) y otros fallas (e.g.



desplazamiento horizontal relativo entre dos secciones) cercanas al muelle del río Coatzacoalcos fueron causadas por licuación parcial del suelo compuesto principalmente por arenas y limos. Otro ejemplo es el caso que describe Figueroa (1975) debido al sismo en Oaxaca en 1870, con una magnitud estimada de 7.0 en Puerto Ángel, Oaxaca; Figueroa menciona que "...en los arroyos secos corrió gran cantidad de agua fresca y turbia un tanto, en Puerto Ángel en el momento del temblor se vio hervir a borbotones el agua y la arena de mar...". Finalmente otro ejemplo es el dado por Dawson *et al.* (1977) quienes, basados en pruebas *in situ*, reportan que debido a una serie de eventos sísmicos (eventos de magnitud pequeña entre  $M=4.8$  y 5.6) con duración del orden de 5 s ocurridos durante los meses de octubre y noviembre en 1975 a orillas del río de Santo Domingo (constituida por arenas aluviales recientes, de tamaño mediano y uniformes), en el municipio de Chiapa de Corzo, se presentó licuación dado por la formación de grietas y volcanes (sismitas) por donde brotó arena y agua; además de observarse desplazamientos laterales de suelo. Más adelante se presenta la información de los parámetros sísmicos reportados en estos documentos técnicos.

Por otro lado, como se indicó anteriormente, el ambiente geológico e hidrológico, también proveen información de depósitos de suelos susceptibles a licuación inducida por sismo, como lo demuestran Youd y Perkins (1978) quienes presentaron los primeros criterios para identificar probables suelos susceptibles a licuación usando información geológica; ellos indican que los depósitos de suelos con baja cohesión (e.g. arena y sedimentos con muy baja plasticidad) cuando se encuentran saturados serán los más susceptibles a que se presente la licuación. Los depósitos de suelo con mayor susceptibilidad a que se presente la licuación corresponden a depósitos del Holoceno, principalmente aquellos suelos depositados en los últimos 500 años compuestos de arena y sedimentos con muy baja plasticidad. Como se mostrará más adelante, los eventos históricos en México donde se ha reportado el fenómeno de licuación inducido por sismo corresponden puntualmente con este tipo de depósitos de suelo.

No fue sino hasta casi 1940, que se comenzaron a desarrollar métodos basados en estudios geotécnicos y geofísicos para evaluar el potencial de licuación en zonas de particular interés. Los métodos para estimar el potencial de licuación se clasifican a partir de: (1) pruebas de laboratorio y (2) ensayos de campo. Por un lado, en México se cuenta con un método novedoso para predecir cualitativamente el potencial de licuación de las arenas a partir de ensayos de laboratorio (Ovando, 1996), por el otro, uno de los métodos de ensayos en campo, más ampliamente usado en la práctica mundial, es el método basado en esfuerzos cíclicos, que compara el esfuerzo cíclico inducido por sismo,  $CSR_{in situ}$ , con la resistencia cíclica del suelo en el sitio de estudio,  $CSR_{in situ}$ ; la licuación se espera en profundidades donde el esfuerzo inducido por el sismo excede la resistencia cíclica del suelo (Seed e Idriss, 1971). Generalmente, el  $CSR_{in situ}$  se estima con un método simplificado propuesto por Seed e Idriss (1971, 1981). El  $CSR_{in situ}$  se estima de dos maneras: (1) a través de pruebas de laboratorio obtenidas de muestras de campo, que podrían llegar a ser costosas o (2) a través de relaciones semi-empíricas desarrolladas con información compilada de casos históricos en el cuál la licuación fue o no observada. La efectividad de cualquiera de las dos maneras de obtener  $CSR_{in situ}$  dependerá en el grado que ésta refleje la resistencia del suelo a la carga cíclica en el sitio de estudio. Como es de notarse, aún en estudios refinados, la estimación del potencial de licuación está lejos de no tener incertidumbre, la cual se debe considerar en cualquier estudio de estimación de peligro de licuación. La incertidumbre en la estimación de este fenómeno se da por múltiples mecanismos complejos que podrían causar la falla del suelo por licuación, algunos de estos son: (1) dificultad de obtener propiedades del suelo *in situ* para aplicar la teoría de mecánica de suelos y la variabilidad asociadas con tales propiedades (Cetin *et al.* 2004), (2) los modelos constitutivos del comportamiento de las arenas en un marco de elemento finito no pueden ir más allá de iniciada la licuefacción (Koutsourelakis *et al.* 2002) y (3) los modelos numéricos son particularmente sensitivos en pequeñas variaciones de los parámetros de entrada (Seed *et al.* 2003).

Como puede comprenderse estas tres fuentes de información utilizadas de manera agregada, permiten evaluar el potencial de peligro de licuación inducido por sismo en sitios de particular interés de manera más precisa y adecuada. Sin embargo, la tercera fuente de información consistente en técnicas basadas en pruebas *in situ* no se puede emplear en estudios a nivel regional como el planteado en este trabajo, debido a



que la demanda de tiempo y adquisición de datos geotécnicos o geofísicos sería excesiva y altamente costosa.

En regiones propensas a sismos, como México, es fundamental establecer regiones con diferente potencial de ocurrencia (frecuencia) de licuación inducido por este fenómeno natural. Esta información es de utilidad para el diseño de edificaciones e infraestructura, planeación del uso del suelo, códigos sísmicos, así como para identificar zonas donde se requiere realizar estudios más detallados de evaluación del peligro de licuación, y establecer medidas de mitigación del riesgo por este fenómeno.

Con base en lo anterior, en este estudio primero realizamos una revisión histórica de sitios reportados con evidencias de manifestación de licuación en México. Se crea una base de datos con esta información recopilada en un sistema de información geográfica y se separa en dos tipos: (1) Etapa no instrumental en México (~1455 a 1912) donde la información es cualitativa y se basa en la historia de sismos en México de acuerdo a García Acosta y Suárez (1996) y (2) Etapa instrumental en México (después de 1912) donde existen reportes que informan de parámetros cuantitativos de licuación. En segundo lugar, se elabora un mapa aproximado de peligro por licuación inducido por sismo a nivel regional en México. El procedimiento para obtener el mapa de peligro por licuación consiste en cinco fases: (1) Identificar zonas con depósitos de suelo que son más susceptibles de presentar licuación; (2) Caracterizar la amenaza sísmica en la región en estudio; (3) Usar un método paramétrico, basado en datos empíricos, para estimar la demanda esperada de deformación del suelo permanente debido a licuación; (4) Caracterizar la amenaza de licuación en la región en estudio; y (5) Llevar a cabo un análisis probabilista de peligro por licuación. Se presentan los resultados en un mapa de la República Mexicana del peligro por licuación asociado a un periodo de retorno de 150 años. Al comparar este mapa de peligro de licuación con sitios donde históricamente se han reportado licuación encontramos un adecuado acoplamiento de los sitios potenciales de presentarse el fenómeno de licuación. Los resultados generados en este trabajo proveen de una primera aproximación de las zonas de peligro por licuación en el país. Su aplicación es de importancia en la planeación del uso de suelo, desarrollo urbano, particularmente para regiones donde existe certidumbre histórica de licuación inducida por sismo, pero con escasa o nulos estudios geotécnicos.

## 5.7.2 SITIOS EN MÉXICO CON OCURRENCIA DEL FENÓMENO DE LICUACIÓN

### ***Etapa no instrumental en México (del año ~1455 a 1912)***

García Acosta y Suárez (1996) presenta una excelente recopilación de la historia de los sismos ocurridos en México, durante casi los últimos 500 años, donde describen poblados donde se percibió el movimiento sísmico y se reportaron daños debido a estos, desde el año de ~1455 hasta 1912. Basados en ese trabajo, nosotros seleccionamos solamente aquellos eventos que consideramos, describen la presencia de licuación en la zona después de la ocurrencia de un sismo, y los ponemos en un sistema de información geográfica, los resultados de esta selección se presentan en la tabla 5.7.1 y figura 5.7.1 (García Acosta y Suárez, 1996). En esta tabla mencionada se indica la fecha, poblados afectados por licuación (a excepción del evento del 5 de junio de 1801 en Oaxaca en que solamente se describen de manera general, posibles evidencias de licuación en el estado de Oaxaca), y una descripción de lo que interpretamos como manifestación de licuación. En esta tabla se puede notar que hay descripciones de posible manifestación de licuación, de 10 casos, ocurridos desde 1568 hasta 1907. Basados en estas descripciones se puede mencionar que existen poblados (Mochicavi, Sinaloa en 1593; Loreto, Baja California Sur en 1878; Bavispe, Sonora en 1887) que sugieren se podría presentar, en un futuro, el fenómeno de licuación aún cuando el peligro sísmico en esos lugares es considerado con un nivel medio por lo que se podría correr el riesgo de omitir realizar algún estudio de peligro de licuación a mayor detalle.



**Tabla 5.7.1.** Eventos y poblados con posible manifestación de licuación en México del año ~1568 a 1907 (García Acosta y Suárez, 1996)

<b>Evento</b>	<b>Fecha</b>	<b>Poblados y Estado afectado</b>	<b>Descripción</b>
1	27/12/1568	Zapotlán, Jalisco	"...y por su gran intensidad se abrieron nuevas barrancas, se separaron algunas montañas, los manantiales de agua que brotaban en Zapotlán, cambiaron de lugar, apareciendo en otros sitios..."
2	1592	Ávalos, Jalisco	"...el día de hoy parecen por aquella parte muchas aberturas de tierra y en las mayores ollas que dejó este estrago, se hacen unas pequeñas lagunas..."
3	1593	Sinaloa	"Temblor de tierra espantoso y desusado, un cerro de peña vivo llamado Mochicavi se rompió y abrió, por su boca arrojó cantidad de agua"
4	05/10/1801	Oaxaca	"...se abrieron en algunas partes nuevos manantiales de agua y se cambio en otras la faz de los terrenos..."
5	31/05/1818	Coyutlán, Colima	"...En las salinas de Coyutlán, se abrió la tierra en muchas partes, brotó agua y se volvió a cerrar."
6	25/05/1868	Acapulco Guerrero	"...las casas sufrieron bastante deterioro en sus techos y paredes; en algunos lugares la tierra se abrió y vertió agua..."
7	11/05/1870	Coyula, Zapotengo y Tonameca, Oaxaca	"... en las grietas que se abrieron en Coyula, Zapotengo y Tonameca brotó cantidad de agua fresca y turbia..."
		Puerto Ángel, Oaxaca	"...en Puerto Ángel en el momento del temblor se vio hervir a borbotones el agua y la arena del mar como si estuviese en un caldero..."
8	22/04/1878	Loreto, Baja California Sur	"...En la sala de una casa que estaba recién concluida, resultó una abra de la que brotó agua en abundancia, inundándose toda la finca..."  "...En la tierra cercana a la playa se hicieron enormes abras, por las que brotó abundante agua dulce de una temperatura elevada."
9	03/05/1887	Bavispe, Sonora	"...después del temblor se formaron grietas en las inmediaciones de los ríos, que circundan el lugar, que vomitaban agua..."
10	14/04/1907	Ometepec, Guerrero	"...muy fuerte y muy largo temblor a las 11:35 p.m., con ruidos subterráneos; agrietamientos del suelo y brote o secado de muchos manantiales..."

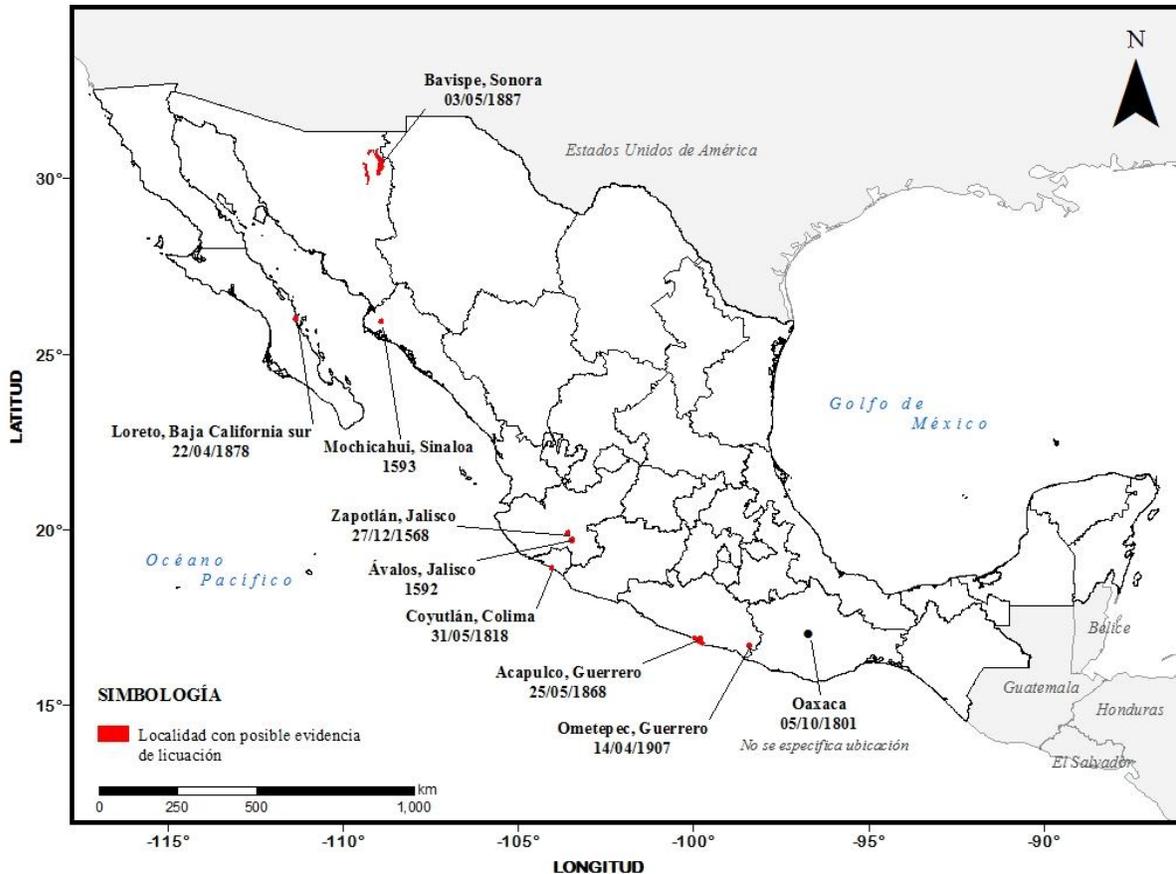


Figura 5.7.1. Poblados afectados por sismo donde se interpreta ocurrió licuación del año ~1568 a 1907 (García Acosta y Suárez, 1996)

### ***Etapa instrumental en México (después de 1912)***

En este punto revisamos la literatura disponible, en la cual se presentan parámetros cuantitativos estimados durante eventos sísmicos donde se reporta la ocurrencia de licuación en la zona. Basados en estos reportes elaboramos la tabla 5.7.2, en donde se presentan los eventos sísmicos sus características principales como son: fecha de ocurrencia; magnitud,  $M$ , ubicación del epicentro (latitud y longitud), profundidad,  $H$ , distancia epicentral a la zona donde se reportó el fenómeno principal de licuación,  $R$ ; aceleración máxima del suelo reportada en la zona donde ocurrió el fenómeno de licuación,  $a_{max}$  y la referencia de dónde se recopilaron estos datos. Cabe indicar que en la tabla se incluyeron dos eventos que ocurrieron antes de 1912 en donde se reporta licuación (eventos 1 y 2), pero de los cuáles se obtuvieron algunos parámetros sísmicos importantes, como la magnitud y distancia del epicentro al lugar donde se reportó licuación, que no quisimos dejar de indicar. De la tabla 5.7.2 se puede observar que, a excepción de los eventos 5 y 11 (05/10/1975 y 15/06/1999), todos los eventos sísmicos tienen una magnitud mayor de  $M=6.4$  y una distancia epicentral,  $R$ , a la zona reportada con licuación menor de 60 km, lo que concuerda con lo reportado en la literatura técnica (Vallejo, 2002). Además, de la magnitud  $M$ , distancia  $R$ , y el ambiente geológico como se explicará más adelante, el parámetro de la aceleración máxima del suelo,  $a_{max}$ , es un posible detonador para que se presente licuación en una zona susceptible de licuación cuando ésta es igual o superior a 0.15 g, que como se puede ver en la tabla 5.7.2, coincide con lo reportado en las zonas donde se presentó licuación (en los eventos 1: 11/05/1870, 2: 03/05/1887 y 3: 23/06/1915 no se encontró información del valor de  $a_{max}$ ). En la figura 5.7.2 se presenta la ubicación de los epicentros donde se ha reportado el fenómeno de licuación acorde a la información de la Tabla 5.7.2. En algunos sitios, debido a estos eventos sísmicos, se ha reportado lo que se denomina re-licuación, esto significa, que ocurrió licuación en una zona donde previamente se había presentado evidencias de licuación en el pasado. De acuerdo a Youd y Perkins (1978, 1987) el fenómeno de re-licuación es posible que se presente cuando las condiciones del suelo así como los



niveles freáticos permanecen iguales o bien, se presenta en zonas cercanas con depósitos de suelo con características semejantes. Algunos ejemplos de eventos sísmicos que han provocado re-licuación en México son: (1) los eventos 4 (14/03/1979), 8 (24/10/1981) y 9 (19/09/1985) donde en estos eventos se reportó licuación cercanos al puerto de Lázaro Cárdenas además de daños en el muelle de ese puerto; los eventos 10 (09/10/1995) y 12 (22/01/2003) generaron licuación en el puerto de Manzanillo en Colima; y (3) los eventos 3 (23/06/1915), 7 (06/06/1980) y 13 (04/04/2010) ocasionaron daños en viviendas e infraestructura por licuación en el municipio de Mexicali.

Tabla 5.7.2. Eventos sísmicos que han reportado licuación

Evento	Fecha	M	Lat.	Long.	H (km)	R (km)	$a_{max}$ (g)	Referencia
1	11/05/1870	7.0	16.13	96.8	-	-	-	Figuroa (1975)
2	03/05/1887	7.3	30.81	109.1	18	25	-	DoBois y Sbar (1981); Aguilera (1988)
3	23/06/1915	5.6	32.08	115	-	> 40	-	Santoyo y Montañez (1976)
4	26/08/1959	6.5	18.45	94.27	21	35	0.07-0.2	Marsal (1961)
5	05/10/1975	4.8 - 5.6	16.7	93.00	5	< 10	0.15-0.3	Dawson <i>et al.</i> (1977)
6	14/03/1979	7.6	17.46	101.46	20	< 60	0.3	Jaime <i>et al.</i> (1979)
7	08/06/1980	6.4	32.22	114.99	12	< 10	0.4	Anderson y Simons (1982)
8	24/10/1981	7.3	18.08	102.06	21	> 20	-	Rocha (1982)
9	19/09/1985	8.1	18.14	102.71	17	< 60	0.4	IG-II UNAM (1985)
10	09/10/1995	8.0	18.85	104.53	27	< 60	0.3	Juárez <i>et al.</i> (1995)
11	15/06/1999	6.9	18.13	97.54	61	140	0.28	Pestana <i>et al.</i> (1999)
12	22/01/2003	7.5	18.62	104.12	10	-	0.3	Alcocer <i>et al.</i> (2003)
13	04/04/2010	7.2	32.29	115.28	10	< 26	0.2-0.4	EERI (2010)

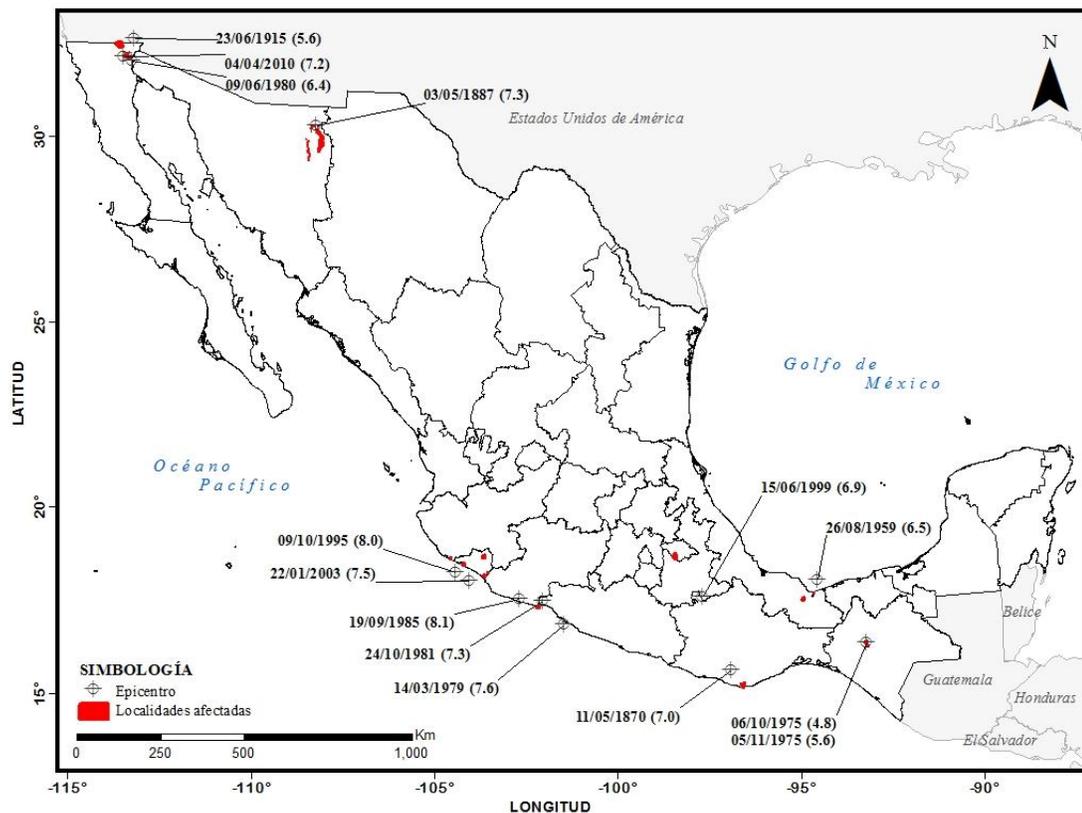


Figura 5.7.2. Eventos sísmicos que han generado el fenómeno de licuación de 1912 a 2010. Además se presentan las localidades afectados por licuación



### 5.7.3 PROCEDIMIENTO PARA ANÁLISIS DEL PELIGRO DE LICUACIÓN INDUCIDO POR SISMO

Existen metodologías propuestas para estimar el peligro de licuación como la del HAZUS (HAZUS, 2003). Esta metodología estima el desplazamiento lateral del terreno combinando un Índice de Severidad de Licuación (Youd y Perkins, 1987) y la aceleración máxima del suelo obtenida con relaciones de atenuación de la aceleración aplicables para el oeste de Estados Unidos. En nuestro caso, se propone que para realizar la estimación aproximada del peligro por licuación inducido por sismo a nivel regional, se lleven a cabo las siguientes actividades:

- (1) Identificar las zonas del país con depósitos del holoceno, particularmente, aquellos depósitos del suelo compuestos de arena y sedimentos con muy baja plasticidad, que presentan mayor susceptibilidad para presentar el fenómeno de licuación;
- (2) Caracterizar la amenaza sísmica a través de un conjunto de eventos sísmicos estocásticos, con su respectiva frecuencia de ocurrencia, atenuación del movimiento sísmico del suelo; donde cada evento contenga la distribución espacial de parámetros (media y desviación estándar) que permite construir la distribución de probabilidad de una medida de intensidad. En este caso la medida de intensidad está dada por la aceleración máxima del suelo;
- (3) Emplear un método empírico para estimar una demanda de intensidad por licuación en función de parámetros sismológicos conocidos, en este trabajo, se propone el uso del método de Rauch y Martin (2000) que permite estimar el desplazamiento lateral del terreno en un sitio dado que se presentó una aceleración máxima del suelo  $a_{max}$  y duración  $D$  debido a que ocurrió un evento sísmico con una magnitud  $M$  a una cierta distancia  $R$ ;
- (4) Caracterizar la amenaza de licuación inducida por sismo con base en los eventos sísmicos (paso 2) y el método paramétrico empleado (paso 3) considerando solamente aquellos eventos que podrían generar el fenómeno de licuación. Cada evento obtenido debe contar con una distribución espacial de la demanda de intensidad por licuación y;
- (5) Contar con una metodología para realizar un análisis probabilista del peligro por licuación (e.g. Esteva, 1967; Cornell, 1968). Esto permite obtener la frecuencia para la cual un parámetro de licuación (por ejemplo el desplazamiento lateral del terreno) es mayor que un valor específico en un intervalo definido de tiempo.

Al realizar cada una de estas etapas, es posible obtener un mapa de peligro de licuación inducido por sismo. Para clarificar en qué consiste cada una de estos puntos antes mencionados, a continuación se presenta la obtención del mapa aproximado regional de peligro de licuación por sismo en México para un periodo de retorno de  $T_R=150$  años con información geológica disponible a escala 1:1000000.

### 5.7.4 CÁLCULO DE PELIGRO PROBABILISTA DE LICUACIÓN EN MEXICO

#### ***Información geológica disponible 1:1000000***

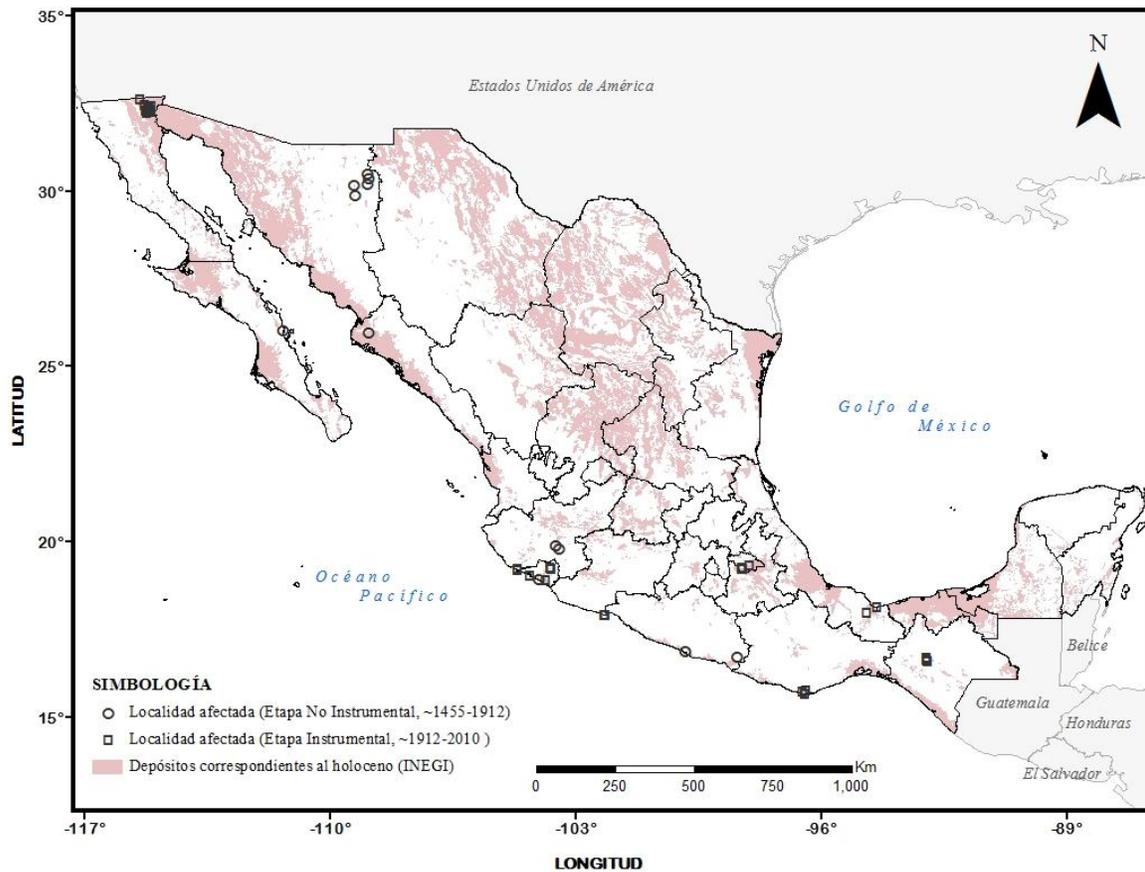
Youd y Perkins (1978) proponen tomar en cuenta principalmente las características geológicas de la región para estimar zonas susceptibles de licuación. Estos autores presentan factores a considerar acorde a la edad geológica del depósito. Estos autores observan que los depósitos de menos de 500 años y aquellos correspondientes al Holoceno presentan una mayor susceptibilidad que aquellos del Pleistoceno o Prepleistoceno. Además, que las zonas de playa o relacionadas con depósitos de ríos de baja energía son las que presentan mayor posibilidad de licuación.

El problema principal que se tiene para estudiar cualquier amenaza, en este caso de licuación detonado por un temblor, es la falta de información detallada en el sitio de interés. Sin embargo, con la información geológica disponible (INEGI, 2010), es posible tener estimaciones aproximadas que ayuden a identificar



zonas de alto peligro y desarrollar allí, si existen recursos, estudios geotécnicos y/o geofísicos de campo para recabar información más detallada y completa.

En la figura 5.7.3 se presenta un mapa de los depósitos de suelo seleccionados correspondientes a la época del Holoceno del país, escala 1:1000000. Particularmente los suelos seleccionados fueron: (a) arenosoles (símbolo: Q, suelos muy arenosos); (b) arenosol álbico (símbolo: Qa, arenosol del cual se han removido partículas finas de suelo –arcilla- de la capa superficial hacia abajo); (c) arenosol cámbico (símbolo: Qc, Arenosol con subsuelo diferente a simple vista de la capa superficial y sin ninguna otra propiedad especial) (INEGI, 2010). En esta figura 5.7.3 se puede observar que existen en el país un gran número de zonas identificadas que coinciden con zonas donde históricamente se ha descrito manifestación de licuación o bien se ha documentado la ocurrencia del fenómeno de licuación debido a sismo como las presentadas en las figuras 5.7.1 y 5.7.2.



**Figura 5.7.3.** Mapa de zonas correspondientes a la época del Holoceno, particularmente, depósitos del suelo compuestos de arena y sedimentos con muy baja plasticidad, a escala 1:1000000 de México con información de INEGI. Además se presentan los poblados con manifestación de ocurrencia de licuación desde el año 1568 hasta 2010 (Tablas 5.7.1 y 5.7.2)

### Caracterización de la amenaza sísmica

Para considerar la amenaza sísmica se construyó un conjunto de escenarios estocásticos (más de 54,000 escenarios de sismo), cada uno de ellos asociado a una frecuencia anual de ocurrencia determinada, y que corresponden a un número significativo de sismos de diferente magnitud y con distintos epicentros de tal forma que se defina de manera completa el ambiente sísmico del país. Para ello se usó el programa CRISIS 2007 desarrollado por Ordaz *et al.* (2007) que emplea parámetros de sismicidad y modelos de fuentes sismogénicas obtenidos de la sismicidad histórica registrada, los cuales cubren la totalidad del la República Mexicana, conservando las condiciones de sismicidad generales y su variación regional (figura 5.7.4).

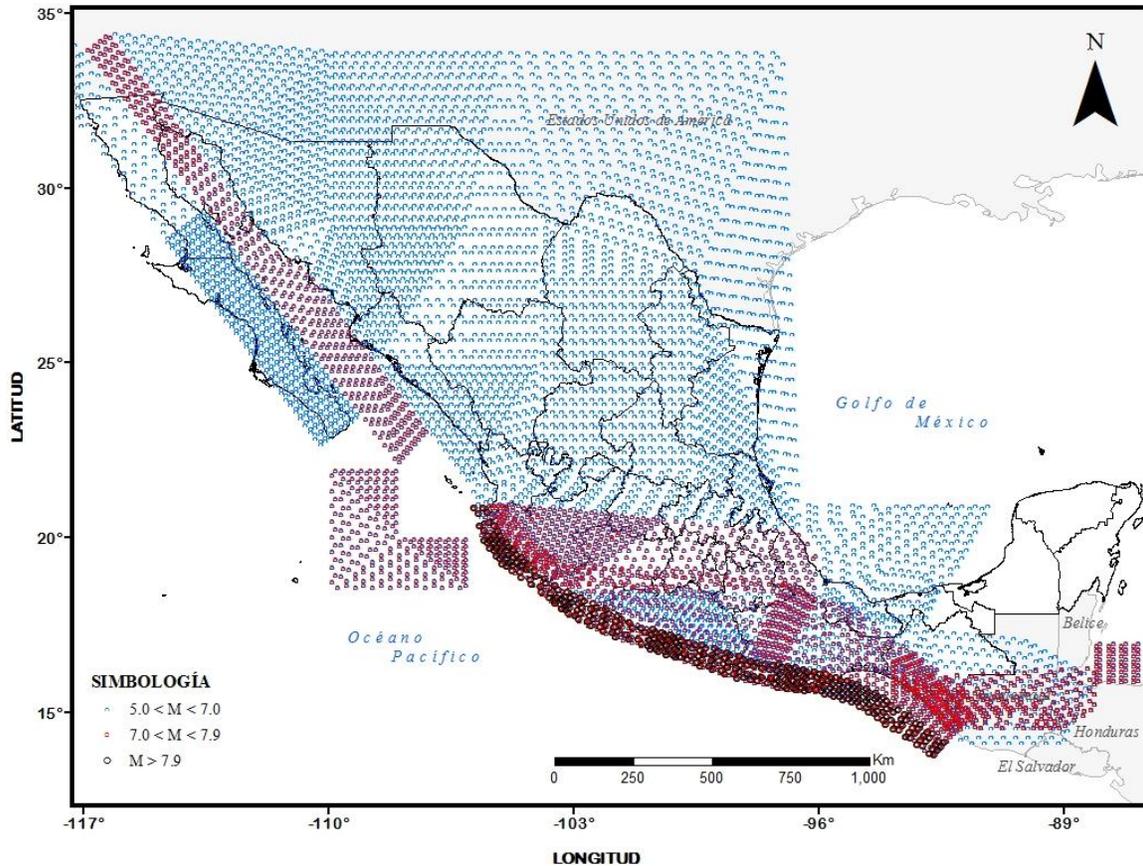


Figura 5.7.4. Mapa de distribución de eventos sísmicos, que colectiva y exhaustivamente describen la amenaza, con diferente magnitud, epicentro, frecuencia y fuente sísmica

### Leyes de atenuación empleadas

En este trabajo se clasifican los tipos de sismos que puede generar cada fuente sísmica en cuatro grupos: subducción o interplaca, profundidad intermedia, somero y transcurrentes. Para cada uno de estos tipos de sismo está asociada una ley de atenuación diferente según se describe a continuación:

- (1) Temblores interplaca. Para la aceleración máxima del terreno provocada por temblores generados en la costa sur del Pacífico, se utiliza la ley de atenuación de Arroyo *et al.* (2010). Esta ley fue construida a partir de numerosos registros de aceleración obtenidos por la Red Acelerográfica de Guerrero, que incluyen los del gran temblor del 19 de septiembre de 1985.
- (2) Temblores de profundidad intermedia. Se emplea en este caso un modelo de atenuación desarrollado por García *et al.* (2005). Este fue construido de 16 sismos con magnitudes que se encuentran entre 5.2 y 7.4 y profundidades entre 35 y 138 km.
- (3) Temblores de tipo transcurrente y superficiales. Para modelar la atenuación de los temblores superficiales, tanto los que ocurren en el Eje Neovolcánico como los que se presentan en la parte noroeste del país, se utilizan leyes de atenuación construidas con datos registrados en California (Abrahamson y Silva, 1997).

En la figura 5.7.5 se presenta en un mapa los valores de aceleración máxima del suelo,  $a_{max}$ , asociadas a un periodo de retorno de 150 años resultado de aplicar el programa CRISIS 2007 y las leyes de atenuación previamente mencionadas (Ordaz *et al.* 2007). Los valores de intensidades alcanzan valores mayores a  $500 \text{ cm/s}^2$ . Nótese que en la parte Noroeste del país las intensidades van de 0 hasta  $100 \text{ cm/s}^2$  (color azul), por lo que aún cuando se identificaron zonas con depósitos de suelo susceptibles de licuación (figura 5.7.3) debido a la nula o baja sismicidad existente es escasa la posibilidad de que se presente licuación en esa parte del país como más adelante se señala.

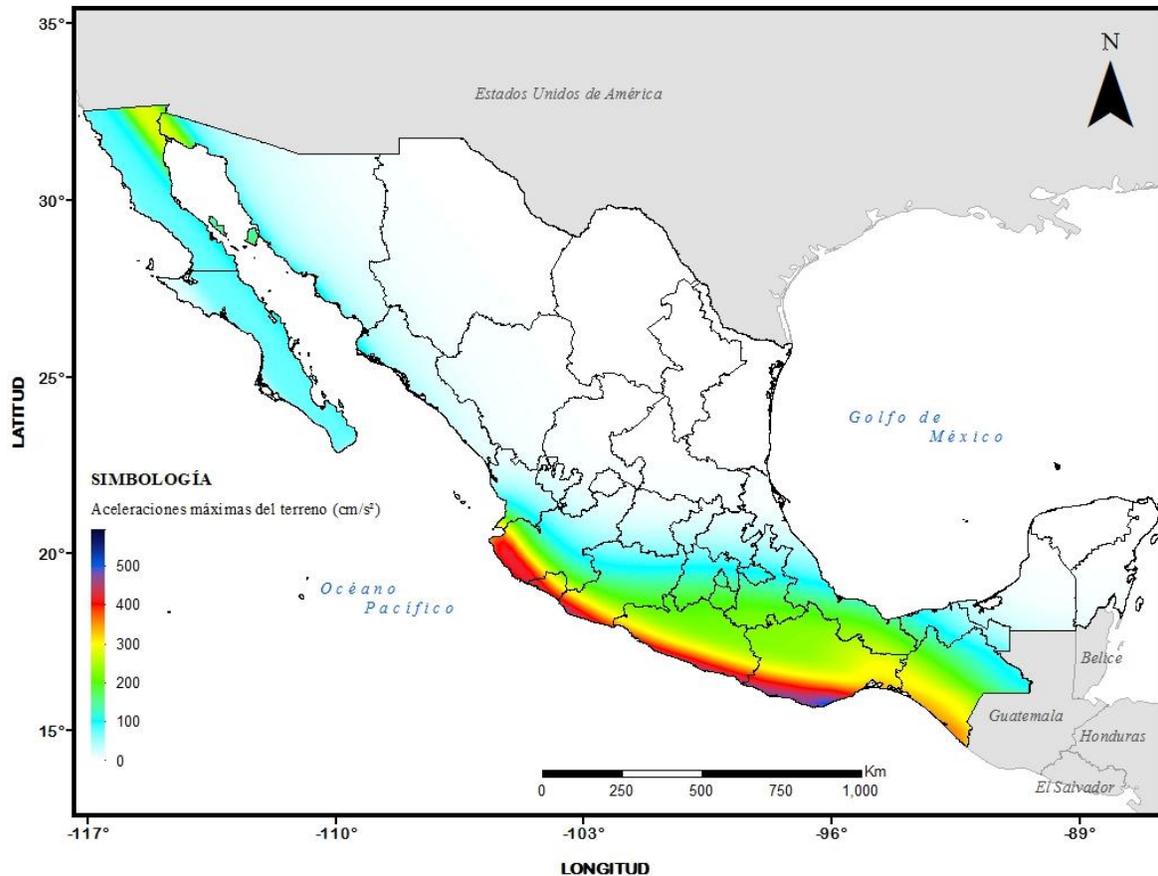


Figura 5.7.5. Mapa de aceleración máxima del terreno asociadas a un periodo de retorno de 150 años

### Estimación de la duración del movimiento sísmico

La duración del movimiento sísmico es otro parámetro importante que se debe considerar para la estimación de la demanda de licuación en un sitio. Por ejemplo, en el caso del sismo de Japón del 11 de marzo de 2011 ( $M=9.0$ ), cerca de la bahía de Tokio (~373 km del epicentro) se reportó en algunos sitios la presencia de licuación, aún cuando la aceleración del suelo registrada (cerca de Tokio en suelo no licuado) era baja (~110  $\text{cm/s}^2$ ) pero con una larga duración del movimiento (~200 s) (Tanaka, 2011). Para la estimación de la duración para cada escenario sísmico se considera el tipo de sismo. En el caso de sismo de subducción y profundidad intermedia, se usa la expresión propuesta por Reinoso y Ordaz (2001) que depende de la magnitud, distancia y periodo predominante del sitio,  $T_s$ ; para suelo firme  $T_s=0.5$  s

$$D = 0.01e^M + (0.036M - 0.07)R + (4.8M - 16)(T_s - 0.5) \quad (1)$$

Donde  $M$  es la magnitud del sismo y  $R$  es la distancia del sitio en estudio al epicentro del área de ruptura en kilómetros. La duración predicha por la ec. (1) corresponde a la diferencia en tiempo entre el instante donde el 2.5 y 97.5% de la intensidad de arias se presenta en el registro.

Por otro lado, para los sismos restantes se usa la expresión propuesta por Trifunac y Novikova (1995) dada por

$$D = 1.28 + 0.014 \times 10^{0.4M} + 0.062R \quad (2)$$



### **Procedimiento para estimar demandas de licuación**

Existen procedimientos disponibles en la literatura para la estimación de las demandas de licuación en un sitio requerido, las cuales usan diferentes variables que en general resultan inciertas para la estimación del impacto de licuación (Idriss y Boulanger, 2008). Por otro lado, existen relaciones empíricas que se han desarrollado usando técnicas de regresión con datos compilados de casos históricos de licuación en el mundo, cada una con sus variables de entrada (Bartlett y Youd, 1995; Youd *et al.* 2002; Rauch y Martin, 2002; Bardet *et al.* 2002) arrojan resultados con un orden de magnitud de 2 ó 3 de los valores predichos, aunque éstas podrían ser mayores, lo que debe ser considerado si estas relaciones se emplean (Glaser, 1994; Youd, et al. 2002; Idriss y Boulanger, 2008).

En este trabajo se recurre a un método paramétrico (Rauch y Martin, 2000) que simplifica el proceso de modelación del fenómeno de licuación, aunque con mayor incertidumbre en los resultados como antes se indicó; por las características probabilistas de la metodología usada, se considera a este método paramétrico como aceptable para los fines de este trabajo que consisten en estimar el peligro de licuación a nivel regional.

### **Descripción del método paramétrico usado**

El método paramétrico considerado en este trabajo, está basado en el trabajo de Rauch y Martin (2000) donde de acuerdo a observaciones de desplazamiento lateral del terreno debido a licuación (*lateral spreading displacement* en inglés) en varios eventos sísmicos ocurridos en el mundo, proponen una expresión que ajusta de manera aproximada los resultados obtenidos a las mediciones realizadas en los sitios afectados por licuación. La expresión es la siguiente

$$D_{LL} = [0.613M - 0.0139R - 2.42a_{\max} - 0.0114D - 2.21]^2 + 0.149 \quad (3)$$

Donde  $D_{LL}$  es el desplazamiento horizontal del terreno promedio debido a la expansión del suelo por licuación en metros;  $a_{\max}$  es la aceleración máxima del suelo en unidades de  $g$  (aceleración de la gravedad) y  $D$  es la duración de la fase intensa en el sitio en segundos.

Las ventajas de usar la ec. (3) respecto a otros métodos son las siguientes: (1) dado el tipo de información con que se cuenta, esta expresión permite estimar el desplazamiento lateral del terreno esperado por licuación dado que existen expresiones que relacionan los parámetros requeridos por la ec. (3) como son  $a_{\max}$  y  $D$  dada la ocurrencia de un evento sísmico con magnitud  $M$  localizado a una distancia  $R$ ; (2) la formulación estima el valor promedio de desplazamiento lateral del suelo más que el desplazamiento máximo, el cual resulta más apropiado para los requerimientos de estudios de evaluación del peligro y; (3) esta expresión presenta una variación estadística del movimiento horizontal del terreno debido a la incertidumbre, la cual es importante tomar en cuenta.

La manera de generar los valores de las diferentes variables de la ecuación anterior para la estimación de demandas de licuación se detallará más adelante; sin embargo, como consideraciones adicionales de límites de aplicabilidad de la ec. (3), se asume que los sismos generan licuación en un sitio de estudio, solamente si se cumplen tres condiciones (Rauch y Martin, 2000):

- Se encuentra en una zona del país susceptible a presentarse el fenómeno de licuación;
- La aceleración máxima del suelo mínima es de  $0.16 g$  y máxima de  $0.52 g$ .
- La duración  $D$  de la fase intensa del movimiento estimada es mayor de 4 segundos

Los valores límite mínimo y máximo de estimación de desplazamiento lateral del terreno esperada son  $0.28$  y  $2.94$  m, respectivamente



### **Caracterización de la amenaza de licuación inducida por sismo**

La caracterización de la amenaza de licuación, en forma resumida, consiste en evaluar la demanda de intensidad para cada uno de los sitios localizado en una zona susceptible de licuación durante cada uno de los escenarios que colectivamente describen la amenaza sísmica como antes ya ha sido mencionado. Básicamente, para caracterizar la amenaza de licuación se realiza lo siguiente:

- i. Para un  $j$ -ésimo sitio localizado en una zona susceptible de licuación, se obtiene la aceleración máxima del suelo,  $a_{max}^j$ , dado que ocurrió un evento  $k$  con magnitud  $M$  a una cierta distancia  $R$ ,
- ii. Se estima la duración de la fase intensa del movimiento del suelo,  $D^{j,k}$ , dado  $M$  y  $R$  usando las ecs. 1 ó 2 acorde al tipo de fuente sísmica
- iii. Con los parámetros  $M$ ,  $R$ ,  $a_{max}^j$  y  $D^{j,k}$  obtenidos en los dos pasos anteriores, se calcula el parámetro de demanda asociada al peligro por licuación requerida, en este caso el desplazamiento lateral del terreno,  $D_{LL}^{j,k}$  usando la ec. (3).

Se repiten los tres pasos anteriores para cada uno de los eventos  $k$ , que colectivamente describen la amenaza sísmica considerando los límites de aplicabilidad de la ec. (3) antes mencionados.

### **Análisis probabilista de peligro por licuación**

Cualquier análisis probabilista de peligro tiene como objetivo fundamental conocer la frecuencia de ocurrencia de un parámetro de intensidad requerido, en este caso,  $D_{LL}$ . Es conveniente mencionar, que no deben confundirse los conceptos de frecuencia de ocurrencia del parámetro de intensidad  $D_{LL}$  con la frecuencia de ocurrencia de un evento sísmico. Además, que el procedimiento propuesto puede extenderse a otro parámetro de demanda de licuación que se pueda usar en alguna zona específica, solamente si se dispone de información para caracterizar ese parámetro.

Como se indicó en la introducción, la información empírica de parámetros cuantitativos reportados de licuación es generalmente escasa, por lo que en nuestra opinión, queda descartada la posibilidad de conocer la frecuencia de ocurrencia de  $D_{LL}$  u otro parámetro de demanda de licuación, formulando modelos puramente empíricos del proceso de ocurrencia de estos. Esto obliga a la construcción de modelos como el que a continuación se describe en este trabajo.

La tasa de excedencia en cualquier sitio, usualmente anual, con que ocurrirán eventos de licuación en que se exceda el valor de demanda especificado (Esteva, 1967; Cornell, 1968), está dado por la ec. (4), que es una de las múltiples formas que adopta el teorema de la probabilidad total,

$$\nu(d_{LL}) = \sum_{k=1}^{N_{eventos}} \Pr(D_{LL} > d_{LL} | Evento_k) \cdot F_A(Evento_k) \quad (4)$$

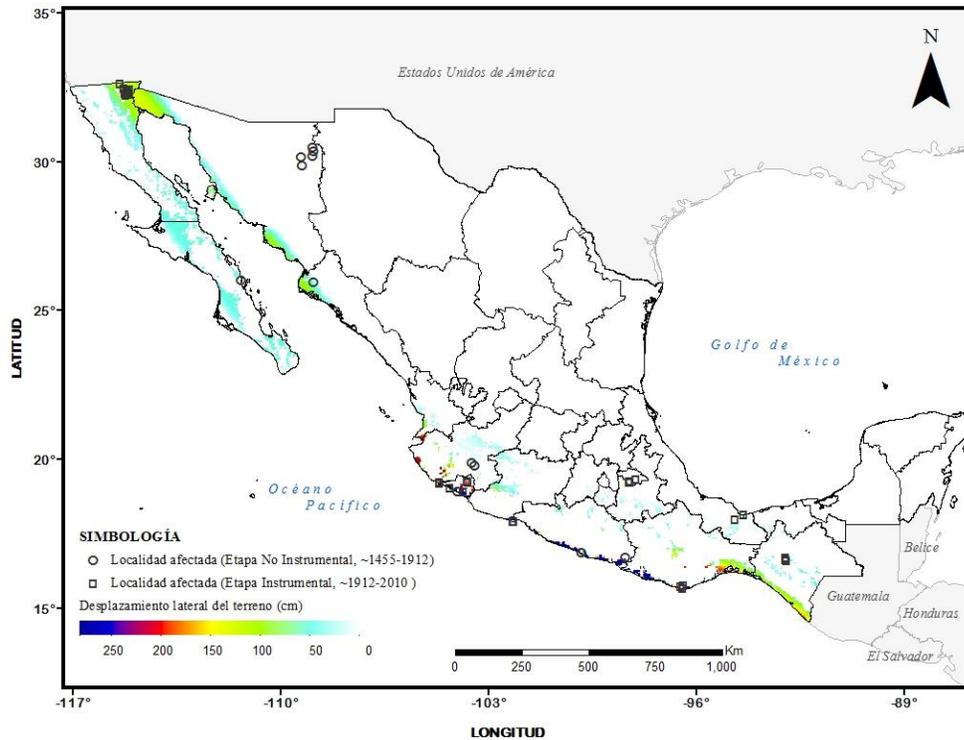
Donde  $\nu(d_{LL})$  es la tasa de excedencia del parámetro de intensidad  $d_{ll}$ ,  $\Pr(D_{LL} > d_{LL} | Evento_k)$  es la probabilidad de que el parámetro de intensidad sea superior a  $d_{ll}$ , dado que ocurrió el  $k$ -ésimo evento y  $F_A(Evento_k)$  es la frecuencia anual de ocurrencia del evento  $k$ .

La suma de la ecuación anterior se hace para todos los eventos que potencialmente generan licuación para todos los sitios de estudio. El inverso de  $\nu(d_{LL})$  es el periodo de retorno de  $d_{LL}$ , identificado en este trabajo como,  $T_R$ .



## 5.7.5 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Como resultado de emplear el proceso descrito anteriormente y aplicar la ec. (4), para este ejemplo de aplicación se considera que 24,343 de 54,312 escenarios sísmicos, con sus respectivas frecuencias de ocurrencia y ubicación, representan de manera integral la amenaza de licuación en el país. En la figura 5.7.6 se presenta un mapa de peligro por licuación a nivel regional del desplazamiento lateral del terreno asociado a un periodo de retorno de  $T_R = 150$  años. Además, en la misma figura se presenta la localización de sitios obtenida tanto de información histórica como de documentos técnicos.



**Figura 5.7.6.** Mapa de peligro de licuación inducido por sismo del desplazamiento lateral del terreno a nivel regional asociado un periodo de retorno  $T_R=150$  años. Además se presentan los poblados con manifestación de ocurrencia de licuación desde el año 1568 hasta 2010 (Tablas 5.7.1 y 5.7.2)

Con base en la figura anterior se hacen las observaciones siguientes:

- Para un  $T_R=150$  años, se podrían generar desplazamientos laterales que van desde 50 cm hasta mayores de 250 cm; que son valores que se encuentran dentro de los límites aplicables para estimar esta medida de intensidad acorde a la ec. (3).
- De acuerdo, a los documento técnicos, se reporta la ocurrencia de desplazamientos laterales del terreno medidos en el país desde 3 a 5 cm (Alcocer *et al.* 2003) hasta valores mayores de 100 cm (e.g. EERI, 2010); esto es un indicativo de que es posible que en algunas zonas susceptibles de licuación se puedan presentar desplazamientos laterales como los mostrados en la figura 5.7.6.
- Si se compara el mapa obtenido con la ec. (4) y los sitios donde se describen manifestaciones de posible ocurrencia de licuación (del año 1592 a 1910, figura 5.7.1) y donde se reporta la ocurrencia de licuación (1912 a 2010, figura 5.7.2) se puede observar que existe, en general, una adecuado acoplamiento de las zonas potenciales de presentar licuación, con excepción del caso de licuación debido al sismo de Bavispe del 3 de mayo de 1887 del que a continuación se comenta.



- d. Debe notarse también que aún cuando en el norte del país existen zonas identificadas como potencialmente susceptibles a presentarse el fenómeno de licuación (figura 5.7.3) debido a la baja sismicidad que existe en esa área, podría no presentarse licuación en esa región del país. Sin embargo, esta observación no es del todo válida, ya que existe el caso del sismo de Bavispe del 3 de mayo de 1887, en Sonora, donde se reportó licuación; este fenómeno ocurrió principalmente en los márgenes del río Bavispe, por lo que debido al tamaño de escala (1:1000000) utilizada en la obtención de este mapa de peligro de licuación a nivel regional, no es posible estimarla (figura 5.7.3). Con base en lo anterior, es necesario realizar estudios con un mayor detalle en esa zona, dado que no se puede omitir el hecho de que ante un evento sísmico futuro se presente re-licuación como es señalado por DuBois y Sbar (1981).

### Los Cabos

Para el caso de Los Cabos se ha calculado licuación con un periodo de retorno de 500 años. A continuación se muestra el mapa regional obtenido para la amenaza por licuación inducido por sismo en términos de su desplazamiento lateral del terreno (m) para el periodo de retorno de 500 años.

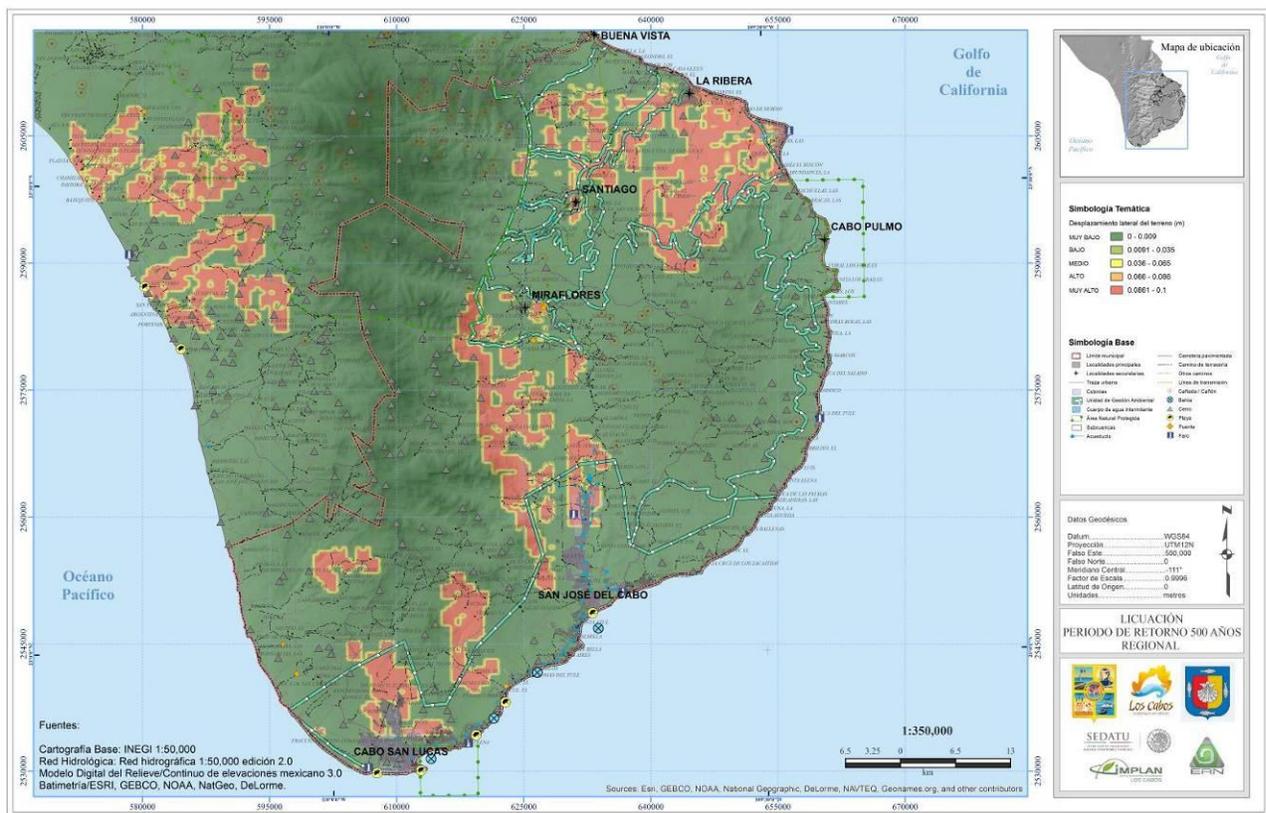


Figura 5.7.7. Mapa de amenaza por licuación inducido por sismo a nivel regional asociado un periodo de retorno  $T_R=$  500 años.

### Cabo San Lucas y San José del Cabo

A continuación, en las figuras 5.7.8 y 5.7.9 se muestran los mapas de amenaza por licuación en términos de su desplazamiento lateral del terreno (m), para los municipios de Cabo San Lucas y de San José del Cabo respectivamente, considerando un periodo de retorno de 500 años.

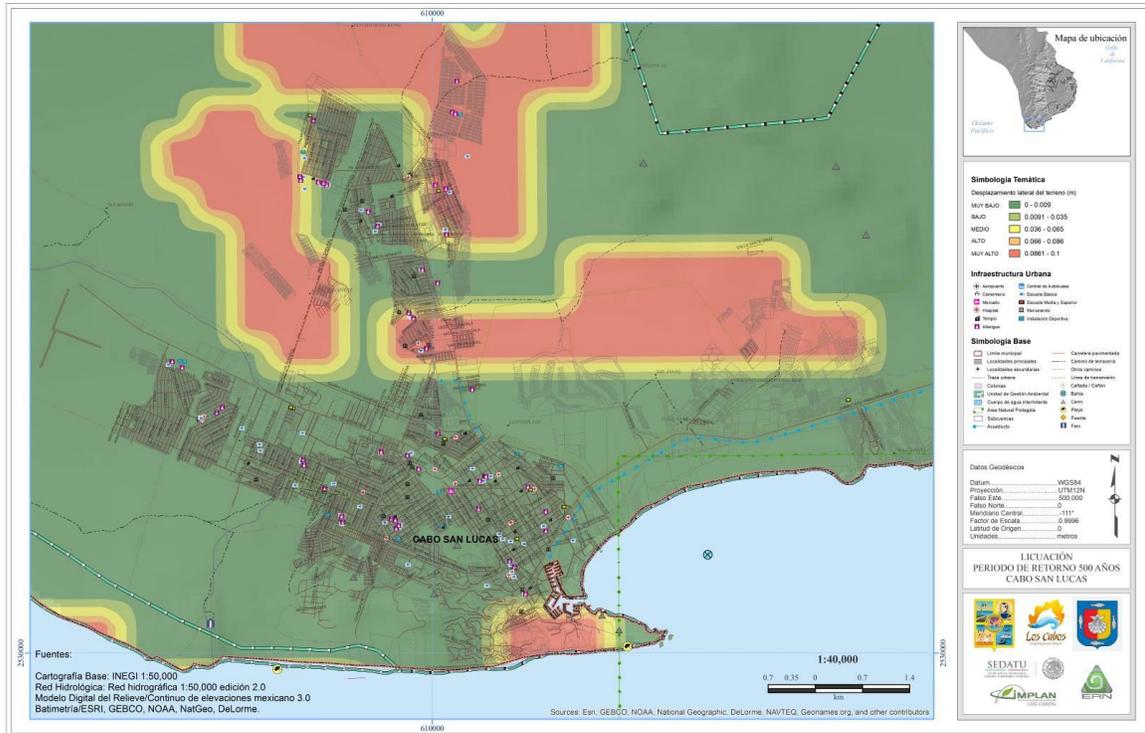


Figura 5.7.8. Mapa de amenaza por licuación inducido por sismo para el municipio de Cabo San Lucas asociado un periodo de retorno  $T_R=500$  años.

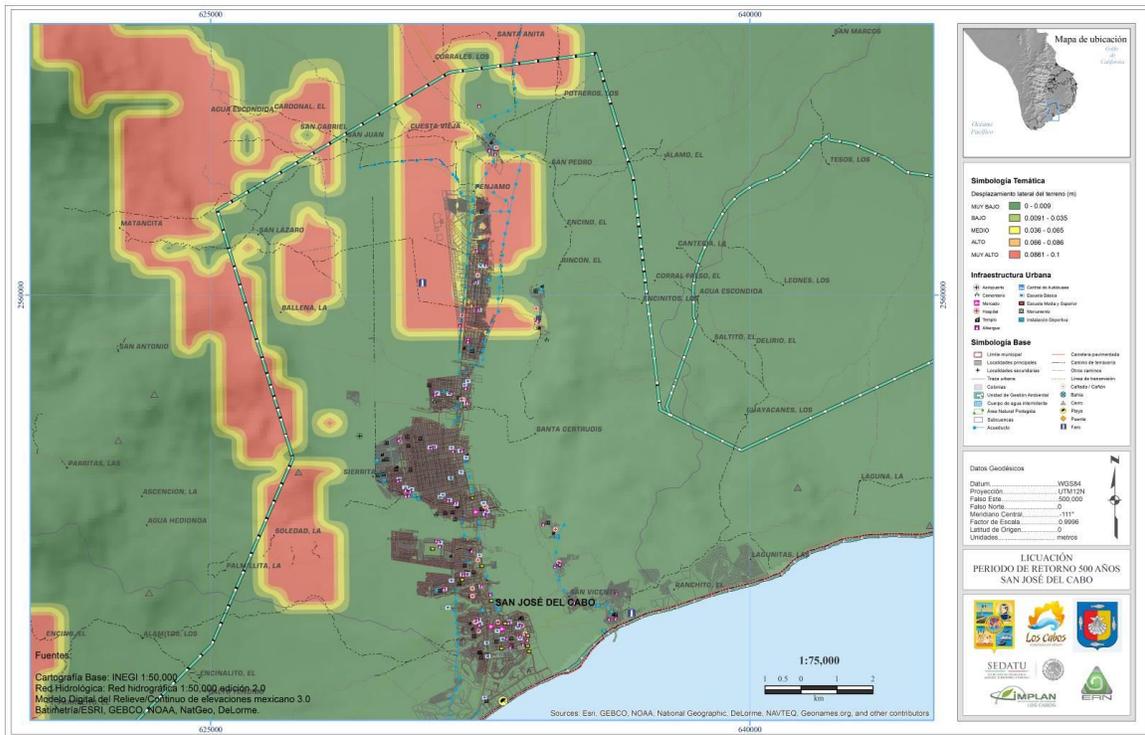


Figura 5.7.9 Mapa de amenaza por licuación inducido por sismo para el municipio de San José del Cabo asociado un periodo de retorno  $T_R=500$  años.



### Otras localidades

De igual manera, en la figura 5.7.10 se muestra el mapa de amenaza por licuación en términos de su desplazamiento lateral del terreno (m), para las localidades de Buena Vista, Rivera, Cabo Pulmo, Santiago y Miraflores, considerando un periodo de retorno de 500 años.

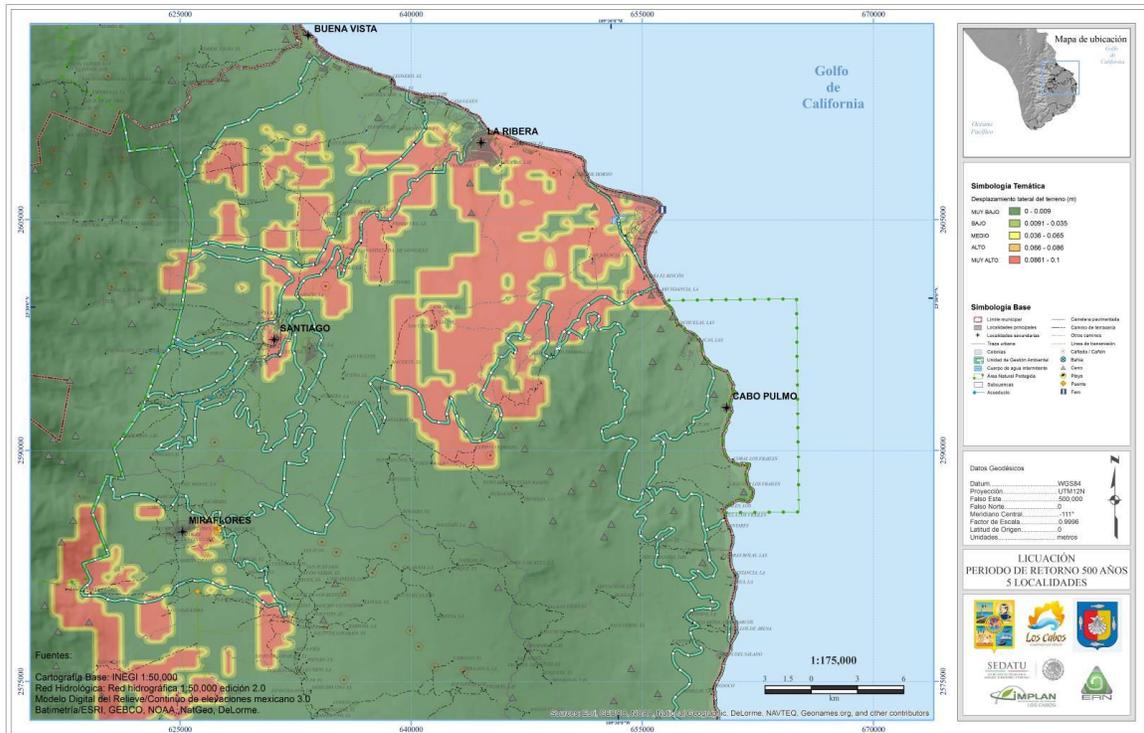


Figura 5.7.10. Mapa de amenaza por licuación inducido por sismo para diversas localidades, asociado un periodo de retorno  $T_R = 500$  años.

### 5.7.6 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Las posibles medidas para mitigar la licuación de los suelos incluyen:

- Cambiar el trazado horizontal de las tuberías.
- Cambiar el trazado vertical de las tuberías mediante el uso de la perforación direccional para que crucen los ríos por debajo de los materiales licuables.
- Emplear muros de contención cuando sea el caso.
- Estabilizar el material licuable con diferentes técnicas, de modo que se mejoren las condiciones del suelo.
- Identificar zonas donde se presente este fenómeno en especial en zonas urbanas o donde represente un peligro para la comunidad.

### 5.7.7 CAMBIO CLIMÁTICO

Es posible apreciar los efectos que produce el cambio climático en el fenómeno de licuación de una manera indirecta en el aumento considerable de eventos sísmicos como consecuencia de los cambios en la corteza terrestres por el desprendimiento de los glaciares. Se hace esta relación debido a que, los daños por licuación están asociados con la pérdida de resistencia a cortante de depósitos de arenas saturadas debido a un incremento en la presión de poro ante cargas cíclicas.



## REFERENCIAS

- Abrahamson, N. y Silva W. (1997), "Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes", *Seismological Research Letters*, 68, 1, pp. 94-127.
- Aguilera, J., (1888), "Estudio de los fenomenos seismicos del 3 de Mayo de 1887", *Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana*, X, pp. 5-56.
- Alcocer, S., Durán, R., Flores, L., Gutiérrez, C., Reyes, C. (2003), "Preliminary observations on the Tecomán, Colima, Mexico, Earthquake of January 21, 2003", *Reporte especial del sismo por parte de EERI-CENAPRED*.
- Anderson, J. y Simons, R., (1982), "The Mexicali Valley earthquake of 9 June 1980", *Earthquake Engineering Research Institute Newsletter*, 16(3), pp. 73-105.
- Arroyo, D., García, D., Ordaz, M., Alexander, M. y Singh, S. (2010), "Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes", *Journal of Seismology*, 14, pp. 769-785.
- Bardet, J., Tobita, T., Mace, N., y Ju, J. (2002), "Regional modeling of liquefaction-induced ground deformation", *Earthquake Spectra*, EERI 18(1), pp. 19-46.
- Bartlett, S. y Youd, T. (1995), "Empirical prediction of liquefaction-induced lateral spread", *J. Geotechnical Eng., ASCE* 121(4), pp. 316-329.
- Cetin, K., Seed, R., Der Kiuregian, A., Tokimatsu, K., Harder, L., Kayen, R. et al. (2004), "Standard penetration test-based probabilistic and deterministic assessment of seismic soil liquefaction potential", *J. Geotechnical and Geoenvironmental Eng., ASCE*, 130(12), pp. 1314-1340.
- Cornell, C.A. (1968), "Engineering seismic risk analysis", *Bulletin Seismological Society of America*, 58 (5), pp. 1583-1606.
- Dawson A., Flores R. y Arenas A. (1977), "Estudio de licuación de arenas en Chiapas", *Instituto de Ingeniería, UNAM*, Proyecto 5182, pp. 1-116.
- DuBois, S., y Sbar, M. (1981), "The 1887 Earthquake in Sonora: Analysis of regional ground shaking and ground failure", en *Proceedings of Conference XIII, Evaluation of Regional Seismic Hazards and Risk*, (Santa Fe, New Mexico, August 25-27, 1980), edited by W. W. Hays and compiled by B. B. Charonnat, U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 81-437, Reston, VA.
- EERI (Earthquake Engineering Research Institute), (2010), "The Mw 7.2 El Mayor Cucapah (Baja California) earthquake of April 4, 2010", *EERI Special Earthquake Report*, pp. 1-12.
- Esteva, L. (1967), "Criterios para la construcción de espectros para diseño sísmico", *3er Simposio Panamericano de Estructuras*, Caracas, Venezuela.
- Figueroa J., (1975), "Sismicidad en Oaxaca", *Instituto de Ingeniería, UNAM, México*, N° 360
- García Acosta, V. y Suárez, G. (1996), "Los sismos en la historia de México", *Fondo de Cultura Económica (FCE)-Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)-Centro de Investigación y Estudios Superiores en Antropología Social (CIESAS)*, México, 1, 718 pp.
- García, D., Singh, S.H., Herráiz, M., Ordaz, M. y Pacheco, J. (2005), "Inslab earthquakes of central Mexico: peak ground-motion parameters and response spectra", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), pp. 2272-2282.
- Glaser, S. (1994), "Estimation of surface displacement due to earthquake excitation of saturated sands", *Earthquake Spectra*, 10(3), pp. 489-517.
- HAZUS (2003), "HAZUS-MH technical manual", *FEMA Federal Emergency Management Agency*, Washington, DC.
- Idriss, I. y Boulanger, R. (2008), "Soil liquefaction during earthquakes", *Monograph, Earthquake Engineering Research Institute*, 242 pp.
- II-II UNAM (1985), "Informe y evaluación preliminar elaborado por el Instituto de Geofísica con la Colaboración del Instituto de Ingeniería", *UNAM*,  
[http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Sismo85/sismo85\\_inf.htm](http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Sismo85/sismo85_inf.htm)
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática), (2010),  
<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/geologia/default.aspx>, Escala 1:1000000.
- Jaime, A., Montañez, L., Romo, M, Arguello, M. (1979), "Estudio de licuación del subsuelo del complejo industrial de fosforados Fertimex Lázaro Cárdenas Michoacán", *Informe Final*.
- Juárez H., Guerrero, J., Gama A., Withney, R., Vera, R. y Hurtado F. (1995), "El sismo del 9 de octubre de 1995 en Manzanillo, Colima", pp. 316-326.
- Koutsourelakis, S., Prévost, J., Deodatis, G. (2002), "Risk assessment of an interacting structure-soil system due to liquefaction", *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, 31, pp. 851-879.
- Marsal, R. (1961), Behavior of a sandy uniform soil during the Jaltipán Earthquake, Mexico, *Proc. 5th Int. Conf. Soil Mech. and Found. Engn.*, Paris, Francia, 229-233.
- Ordaz, M., Aguilar, A. y Arboleda, J. (2007), "CRISIS2007-Ver. 7.2: Program for Computing Seismic Hazard", *Instituto de Ingeniería, UNAM, México*.



- Ovando, E. (1996), "Licuación de arenas", TGC Geotécnica, México, 55 pp.
- Pestana, J., Sancio, R., Bray, J., Romo, M., Mendoza, M., Moss, R., Mayoral, J. y Seed, R. (1999), "El sismo de Tehuacán del 15 de junio de 1999", CENAPRED.
- Rauch, A. y Marti, J. (2000), "EPOLLS model for predicting average displacements on lateral spreads", J. Geotechnical and Geoenvironmental Eng., ASCE, 126(4), pp 360-371.
- Reinoso, E. y Ordaz, M. (2001), "Duration of strong ground motion during Mexican earthquakes in terms of magnitude, distance to the rupture are and dominant site period", Earthquake Engineering and Structural Dynamic, 30(5), pp. 653-673.
- Rocha, A., (1982), "Puerto industrial Lázaro Cárdenas Michoacán, IV. 4. Rellenos", Memorias de la XI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Veracruz, Ver., pp. 271-274.
- Santoyo, E. y Montañez, L., (1976), "Información general acerca del subsuelo de 17 ciudades de México, 9. Mexicali, B.C.N.", Memorias de la VIII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Secretaría de Obras Publicas-Instituto de Ingeniería, Guanajuato, 2, pp. 119-122.
- Seed, H. e Idriss, I. (1971), "Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential", Journal Soil Mechanics and Foundations Div., ASCE, 97(SM9), pp. 1249-1273.
- Seed, H. e Idriss, I. (1981), "Evaluation of liquefaction potential of sands deposits based on observations of performance in previous earthquakes", Session on In Situ Testing to Evaluate Liquefaction Susceptibility, ASCE National Convention, St. Louis, MO, October, Preprint 81 544.
- Seed, R., Cetin, K., Moss, R., Kammerer, A., Wu, J., Pestana, J., et al. (2003), "Recent advances in soil liquefaction engineering: a unified and consistent framework", 26th annual ASCE Los Angeles geotechnical spring seminar, Long Beach, California, Keynote presentation.
- Tanaka, Y. (2011), "Damage and recoveries of Great East Japan Earthquake & Tsunami (GEJET)", Bogotá, Colombia, Keynote presentation.
- Trifunac, M. y Novikova, E. (1995), "Duration of earthquake fault motion in California", Earthquake Engineering and Structural Dynamic, 24(6), pp. 781-799.
- Vallejo, L. (2002), "Ingeniería Geológica", Prentice Hall, Pearson Educación.
- Youd, T. y Perkins, D. (1978), "Mapping liquefactions-induced ground failure potential", Journal Geotechnical Eng. Div., ASCE, 104(GT4), pp. 433-446.
- Youd, T. y Perkins, D. (1987), "Mapping of liquefaction severity index", Journal Geotechnical Eng. Div., ASCE, 113(11), pp. 1374-1393.
- Youd, T., Hansen, C. y Bartlett, S. (2002), "Revised multilinear regression equations for prediction of lateral spread displacement", J. Geotechnical and Geoenvironmental Eng., ASCE, 128(12), pp. 1007-1017.





## AMENAZA ANTE FENÓMENOS DE ORIGEN HIDROMETEOROLÓGICO

### CAPÍTULO 5.8. AMENAZA ONDAS CÁLIDAS Y GÉLIDAS

#### CONTENIDO

5.8.1	INTRODUCCIÓN.....	160
5.8.2	ONDA CÁLIDA .....	161
5.8.3	ONDA GÉLIDA .....	161
5.8.4	ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA .....	161
	Estabilidad absoluta .....	162
	Inestabilidad absoluta.....	162
	Inestabilidad Condicional.....	163
5.8.5	PROCESO ADIABÁTICO.....	164
5.8.6	METODOLOGÍA.....	165
5.8.7	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	165
	Cabo San Lucas .....	166
	San José del Cabo .....	167
	Otras localidades.....	168
5.8.8	CAMBIO CLIMÁTICO .....	170
	REFERENCIAS .....	170



## 5.8.1 INTRODUCCIÓN

El ser humano es vulnerable a ciertas temperaturas, tanto por arriba de un umbral, como por debajo de otro. CENAPRED en “Aplicación de la Metodología para obtener Mapas de Riesgo por Bajas Temperaturas y Nevadas en la Comunidad de Raíces, Estado de México, 2008” documenta aquellas temperaturas que están por debajo de un cierto umbral, en el caso de bajas temperaturas una disminución de temperatura de  $-5^{\circ}\text{C}$  y  $-10^{\circ}\text{C}$ . Por otro lado, es de interés analizar aquellos eventos extremos, es decir, poco frecuentes, que pueden perjudicar, de manera excepcional a la población, y no el evento normal que se presenta todas las mañanas cuando está a punto de amanecer asociados a heladas o la caída de precipitación en forma de nieve. Adicionalmente, es un hecho que junto con la presencia de bajas temperaturas debe analizarse su duración, ya que no es lo mismo que se presenten temperaturas por debajo de los cero grados un par de horas al día, que durante varios días de manera continúa. (CENAPRED, 2008)

DESINVENTAR en su base de datos correspondiente al territorio mexicano registra poco más de 10, 000 eventos para la variable “Onda fría” Sin embargo, es una variable de reciente investigación para este proyecto global, ya que el 85% de sus registros corresponde al periodo de 2006-2011. La base de datos abarca desde el año de 1970 al 2011, sin tomar en cuenta la ventana de tiempo analizado, la distribución de los registros (municipio) es bastante significativa a lo largo del territorio de la República Mexicana mostrando municipios que se ven poco afectados por este tipo de eventos (y no tengan relación con heladas o nevadas), como es el caso de los municipios con registros en los estados de Campeche, Quintana Roo y Yucatán, así como en las planicies tabasqueñas, la ladera de sotavento de los Altos de Chiapas, la Sierra Madre del Sur y la llanura costera del Pacífico norte.

Es importante señalar que una disminución de temperatura puede ocurrir en cualquier época del año, dadas las características y condiciones de la atmosfera de un momento dado, aunque tienden a concentrarse en el periodo invernal (noviembre-marzo, de acuerdo con el Servicio Meteorológico Nacional) aunque estas pueden variar de acuerdo a los microclimas que se distribuyen a lo largo del territorio nacional y a la vez, se extienden sobre la temporada de verano cuando fenómenos tropicales provocan precipitación y por lo tanto bruscos descensos de temperatura, asociados al desplazamiento de ciclones y tormentas tropicales provenientes de los océanos Atlántico y Pacífico.

La variable “temperatura media diaria” es la utilizada en esta metodología y está representada por un valor en  $^{\circ}\text{C}$  para cada pixel, el umbral, es una magnitud fijada a partir de la cual se produce un efecto determinado. En el caso de bajas temperaturas se puede pensar que existen umbrales para los cuales pueden producirse problemas en la salud de la población; sin embargo, debido a condiciones históricas, o incluso genéticas, ciertos grupos poblacionales son más resistentes a bajas temperaturas que otros. En este reporte únicamente se consideran como umbrales, la disminución de la temperatura respecto al día anterior dos escenarios,  $\geq 5^{\circ}\text{C}$  y  $\geq 10^{\circ}\text{C}$ .

En Estados Unidos y Canadá se maneja el concepto de “sensación térmica”, la cual es la influencia del viento en la percepción y efecto real del aire frío. Los servicios meteorológicos de dichos países han elaborado un índice basado en la pérdida de calor del cuerpo humano con el frío y el viento. (Keller, Edward 2007).



## 5.8.2 ONDA CÁLIDA

Cuando el aire caliente es húmedo, la llegada de un frente caliente se anuncia por la aparición de cirrus, después cirroestratus que forman un velo de espesos creciente. Si el aire cálido es inestable y turbulento se pueden observar cirrocumulo. A medida que el frente se acerca, el aire cálido está cada vez más bajo y las nubes pertenecen al piso medio tales como altostratus y altocumulus. La lluvia o la nieve comienzan cuando los altocumulus se espesan.

Sin embargo sucede que estos hidrometeoros se evaporan antes de alcanzar el suelo, formando virgas bajo la capa nubosa principal. Con la llegada de los nimbostratus las precipitaciones se hacen cada vez más intensas. Muy a menudo se observan también nubes bajas en el aire frío que se forman a consecuencia de la evaporación de las gotas y del agua de la lluvia del suelo. Los fenómenos que acompañan al frente caliente dependen estrechamente de las características que posea el aire cálido antes de elevarse. Además, debido a la débil velocidad de ascendencia sobre la pendiente poco acusada del frente, la mayoría de las fuertes lluvias sólo pueden explicarse por la presencia de grandes convecciones en el aire cálido, que, por lo tanto, tiene que ser inestable.

## 5.8.3 ONDA GÉLIDA

En general, la pendiente de, los frentes fríos es abrupta. Por lo tanto, su acción en la producción de nubes y precipitaciones es más violenta cuando el aire frío reemplaza al aire cálido y húmedo. El frente puede ir acompañado de cumulonimbus, vientos turbulentos y ráfagas, fuertes lluvias y algunas veces tormentas. Cuando el aire del frente frío actúa sobre el aire húmedo inestable se puede observar una línea de turbonada acompañada de tormentas y un brusco giro del viento. Debido a que el frente frío es abrupto provoca en una distancia muy corta, un levantamiento del mismo orden que el producido en una zona mucho más extensa en la parte delantera de un frente caliente. Por lo tanto, va acompañada de una zona mucho más estrecha de nubes y precipitaciones que la correspondiente a los frentes caliente. Su acción es de corta duración pero violenta.

## 5.8.4 ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

Cuando el aire se eleva, se enfría, se condensa y eventualmente se pueden producir nubes. Pero no siempre ocurre eso, y cuando se producen las nubes pueden ser de tamaño muy diferentes. La formación de condensación y nubes está relacionada con la estabilidad del aire. Imaginar una burbuja o parcela de aire que puede moverse sin intercambiar aire con el medio que la rodea (como un globo). Si la burbuja es forzada a elevarse, se expande y su temperatura disminuye. Si la temperatura de la burbuja se mantiene menor que la del ambiente que la rodea, debe ser más densa, por lo tanto tiende a regresar a su posición original, en este caso se dice que el aire es estable respecto a movimientos verticales. Por el contrario, si la burbuja o parcela de aire que se eleva fuera más cálida que el ambiente, será menos densa y tiende a continuar elevándose hasta una altura donde encuentre un ambiente que le rodea con su misma temperatura, en este caso el aire es inestable.

La estabilidad es una propiedad del aire que describe su tendencia a permanecer en su posición original, estable, o a elevarse, inestable. La estabilidad de la atmósfera está regulada por la temperatura en diferentes niveles, lo que determina el gradiente ambiental de temperatura, que no es lo mismo que los cambios de temperaturas adiabáticos anteriores, sino que es el gradiente real o actual de temperatura de la atmósfera. Ahora resumamos los distintos gradientes de temperatura que conocemos: el gradiente normal de temperatura, cuyo valor es  $-6.5^{\circ} \text{C/km}$  en promedio global; el gradiente ambiental de temperatura, que es la variación real que se mide durante las mediciones con radiosondeo, puede tomar cualquier valor, incluso puede ser positivo en las capas de inversiones térmicas; el gradiente adiabático seco, cuyo valor es  $-9.8^{\circ}$



C/km y el gradiente adiabático húmedo, de magnitud variable entre  $-5^{\circ}$  a  $-9^{\circ}$  C/km. Estos gradientes de temperatura se utilizan para determinar el grado de estabilidad de la atmósfera. Se distinguen tres tipos de estabilidad, conocidas como estabilidad absoluta, inestabilidad absoluta e inestabilidad condicional.

### **Estabilidad absoluta**

Se produce cuando el gradiente de temperatura ambiental real es menor que el gradiente adiabático húmedo y por lo tanto menor que el gradiente adiabático seco. En la figura 5.8.1 se ilustra la formación de nubes cuando el aire es estable, con un gradiente de temperatura real de  $5^{\circ}$  C/km y un gradiente de temperatura húmedo de  $6^{\circ}$  C/km. En esta figura, por el gradiente ambiental real, si la temperatura en superficie es  $20^{\circ}$  C, a un kilómetro de altura es  $15^{\circ}$  C. Al imaginar el proceso de elevar la parcela de aire desde superficie, se enfría según el gradiente adiabático seco hasta  $10^{\circ}$  C a un kilómetro de altura, por lo que es más densa. Si se fuerza a elevar más la parcela hasta el nivel de condensación donde se formarían las nubes, se enfría más y se hace más densa que el ambiente por lo que tiende a regresar a su posición original en superficie, entonces se dice que la atmósfera es estable.

La estabilidad evita la formación de nubes. Las condiciones más estables se producen cuando la temperatura aumenta con la altura, es decir con una inversión térmica. Las inversiones térmicas ocurren más frecuentemente en la noche con cielos claros por enfriamiento radiativo, formándose capas de aire muy estable que no permiten la mezcla vertical. Estas capas estables favorecen el aumento de contaminación, ya que el aire contaminado muy denso y pesado permanece cerca del suelo, sin poder mezclarse con el aire superior más limpio, y si no hay viento no se puede transportar horizontalmente.

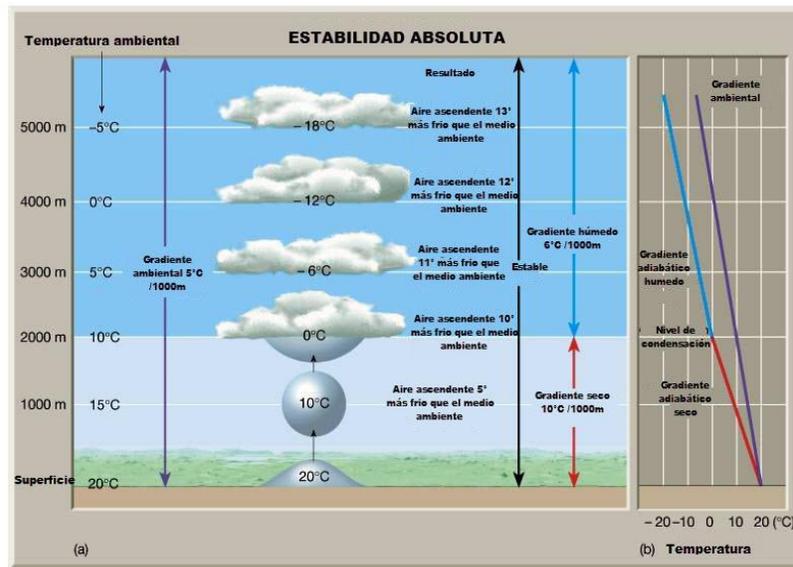


Figura 5.8.1 Estabilidad absoluta (Fuente: Federation of American Scientists (FAS))

### **Inestabilidad absoluta**

Una parcela de aire tiene inestabilidad absoluta cuando el gradiente ambiental real de temperatura es mayor que el gradiente adiabático seco. En la figura 5.8.2 se ilustra el proceso con los valores de gradiente ambiental, húmedo y seco de  $12$ ,  $6$  y  $10^{\circ}$  C/km respectivamente, donde la parcela de aire ascendente es siempre más cálida que el ambiente, por lo que seguirá elevándose y la atmósfera es inestable. Al elevarse el aire se expande y se enfría hasta producirse la condensación, favoreciendo la formación de nubes.

Este tipo de inestabilidad ocurre más frecuentemente durante los meses cálidos con días despejados, cuando el calentamiento solar es intenso y las capas más bajas se sobrecalientan más que el aire de capas



más altas, produciendo un gradiente ambiental inestable, por ejemplo de  $12^{\circ}$  C/km que es mayor que el gradiente seco. La inestabilidad producida por fuerte calentamiento en superficie está confinada a los pocos kilómetros sobre el suelo. A mayor altura el gradiente ambiental de temperatura toma valores normales. Por lo tanto las nubes generadas por calentamiento en superficie son de poca altura vertical y rara vez producen mal tiempo. En época de primavera - verano, puede haber días en los cuales se puede producir un fuerte calentamiento en superficie, elevándose la masa de aire y si tiene suficiente humedad, el enfriamiento durante el ascenso produce niebla o neblina en superficie y nubosidad en capas bajas, sin que se produzca lluvia. Esta formación de nubes se conoce como una baja, vaguada o depresión térmica; el término de baja es porque el ascenso del aire simultáneamente produce una disminución de la presión en superficie. Su duración típica es de dos días y medio, ya que si no se unen con algún sistema frontal, al tercer día la radiación solar en el tope de las nubes, disipa la delgada capa de nubes.

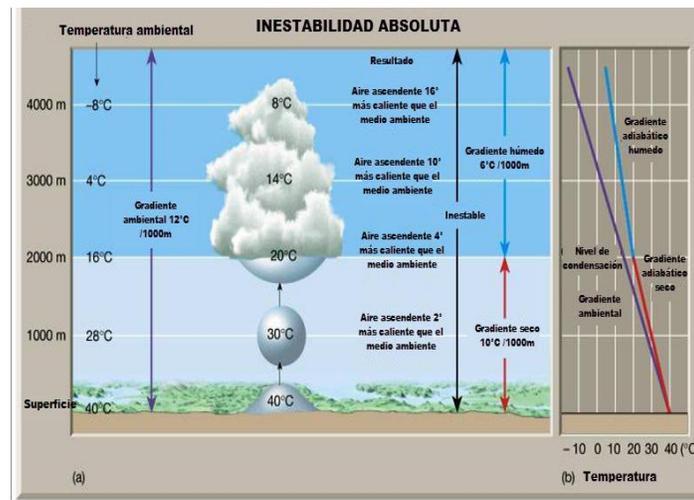


Figura 5.8.2 Inestabilidad absoluta Fuente: Federation of American Scientists (FAS)

### ***Inestabilidad Condicional***

Se produce cuando el aire húmedo tiene un gradiente ambiental de temperatura entre los gradientes adiabático seco y húmedo (entre 5 y  $10^{\circ}$  C/km). En otras palabras se dice que la atmósfera es condicionalmente inestable cuando es estable respecto a una parcela de aire no saturada, pero inestable respecto a una parcela de aire saturada. En la figura 5.8.3 se observa una parcela más fría que los alrededores (estable) que se eleva hasta 4 km. Cuando se libera el calor latente sobre el nivel de condensación, la parcela se hace más cálida que el ambiente, se vuelve inestable y continúa elevándose, formándose las nubes. La inestabilidad condicional depende del tiempo presente y de si el aire está o no saturado. El término condicional se refiere a que el aire debe ser forzado a elevarse, tal como sobre una barrera montañosa, alcanzando un nivel donde se hace inestable y desde ahí continúa elevándose libremente.

Resumiendo, la estabilidad del aire está determinada por la distribución vertical de temperatura. Una columna de aire es inestable cuando el aire de la capa inferior es más cálido y menos denso que el aire de arriba, elevándose y desplazando al aire frío de capas más altas. Las condiciones más inestables se producen con calentamiento intenso de la superficie. Inversamente, el aire es estable cuando la disminución de temperatura con la altura es menor que el gradiente adiabático húmedo. Las condiciones más estables se producen en épocas de bajas temperaturas, en días fríos con inversiones térmicas.

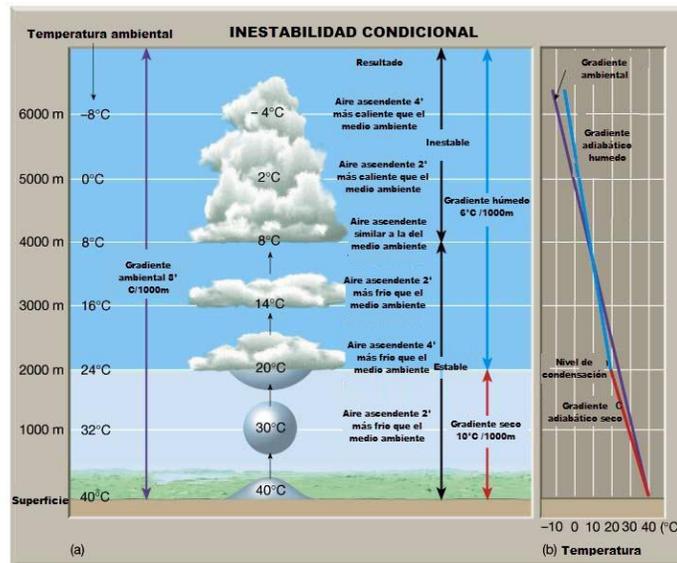


Figura 5.8.3 Inestabilidad condicional Fuente: Federation of American Scientists (FAS)

## 5.8.5 PROCESO ADIABÁTICO

Se designa como proceso adiabático a aquél en el cual el sistema (generalmente, un fluido que realiza un trabajo) no intercambia calor con su entorno. Un proceso adiabático que es además reversible se conoce como proceso isentrópico. El extremo opuesto, en el que tiene lugar la máxima transferencia de calor, causando que la temperatura permanezca constante, se denomina como proceso isotérmico.

El término adiabático hace referencia a elementos que impiden la transferencia de calor con el entorno. Una pared aislada se aproxima bastante a un límite adiabático. Otro ejemplo es la temperatura adiabática de llama, que es la temperatura que podría alcanzar una llama si no hubiera pérdida de calor hacia el entorno. En climatización los procesos de humectación (aporte de vapor de agua) son adiabáticos, puesto que no hay transferencia de calor, a pesar que se consiga variar la temperatura del aire y su humedad relativa.

El calentamiento y enfriamiento adiabático son procesos que comúnmente ocurren debido al cambio en la presión de un gas. Esto puede ser cuantificado usando la ley de los gases ideales.

Existen, tres relaciones en el enfriamiento adiabático del aire:

1. La relación ambiente de la atmósfera, que es la proporción a la que el aire se enfría a medida que se gana altitud.
2. La tasa seca adiabática, es de unos  $-1^\circ$  por cada 100 metros de subida.
3. La tasa húmeda adiabática, es de un  $-0,6^\circ$  -  $0,3^\circ$  por cada 100 metros de subida.

La primera relación se usa para describir la temperatura del aire circundante a través del cual está pasando el aire ascendente.

La segunda y tercera proporción son las referencias para una masa de aire que está ascendiendo en la atmósfera. La tasa seca adiabática se aplica a aire que está por debajo del punto de rocío, por ejemplo si no está saturado de vapor de agua, mientras que la tasa húmeda adiabática se aplica a aire que ha alcanzado su punto de rocío. El enfriamiento adiabático es una causa común de la formación de nubes.



## 5.8.6 METODOLOGÍA

Usando las mallas de “temperatura media diaria” para un periodo de años correspondiente del 01-01-1979 al 31-12-2008, las cuales tienen una resolución espacial de  $0.1875^\circ \times 0.1875^\circ$  (aproximadamente  $20\text{km} \times 20\text{km}$ ); éstas mallas con registros diarios de temperatura han sido obtenidas de estaciones climatológicas y han sido sometidas a un esquema de control de calidad y reconstrucción (llenado) de series de tiempo faltantes, por lo que el periodo de tiempo es continuo para los treinta años. Además, desde el punto de vista meteorológico se cumple el periodo de tiempo para poder hacer un análisis de éste tipo. En el *software* ArcGIS 10.0 a través de la interfaz de *Python* las mallas fueron sometidas al siguiente condicional:

`Con((inRas2-inRas1>=5ó10),1,0)`

Donde:

inRas1= Temperatura del día antecedente

inRas2= Temperatura del día precedente

5ó 10= Son los umbrales usados ( $-5^\circ\text{C}$  y  $-10^\circ\text{C}$ )

Se construyeron en Excel los insumos correspondientes para ejecutar dicho condicional, de forma que se obtuvieron un total de 10948 registros diarios, los cuales posteriormente fueron agrupados de manera mensual y anual. Una vez agrupados se obtuvo un solo archivo ráster con la información de todos los registros, de éste se obtuvo la Media y la Desviación Estándar y posteriormente se le aplicó una Distribución discreta de *Poisson* para cada uno de los dos umbrales estudiados:  $-5^\circ\text{C}$  y  $-10^\circ\text{C}$ .

```
Python
>>> import arcpy
... from arcpy import env
... from arcpy.sa import *
... env.workspace = "C:/Proyectos/Bajas
Temperaturas/grd/Temperatura Media"
... inRas1 = Raster("temp_19790101.grd")
... inRas2 = Raster("temp_19790102.grd")
... outRas = Con((inRas2-inRas1>=5),1,0)
... outRas.save("C:/Proyectos/Bajas Temperaturas/img/5/BTemp5_
19790102.img")
```

Figura 5.8.4 Ejemplo de la aplicación del condicional con los insumos de temperatura en *Python*

## 5.8.7 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

De acuerdo al cálculo realizado para esta amenaza se presenta una temperatura máxima media que corresponde a  $33^\circ$  Celsius en el periodo de 1979 a 2008 (para el caso de las ondas cálidas); mientras que la temperatura mínima media es de  $13.7^\circ$  Celsius para el mismo periodo de tiempo (ondas gélidas).

En las figuras 5.8.5 y 5.8.6 se presentan los resultados obtenidos en mapas regionales para las temperaturas medias máximas y mínimas. Como es de esperarse, las zonas donde se presentan las ondas gélidas más bajas es en el interior de la península, mientras que cerca a la costa el nivel de susceptibilidad es medio; es decir, con una temperatura mínima media alrededor de  $17^\circ$  Celsius. Por otro lado, las zonas con ondas cálidas mayores se encuentran al este del municipio, entre las localidades de San José del Cabo, Miraflores, Santiago y La Ribera. Deben tomarse las debidas precauciones en temporada de calor en estas localidades, de manera que la población más susceptible (niños y adultos mayores) no se vea afectada.

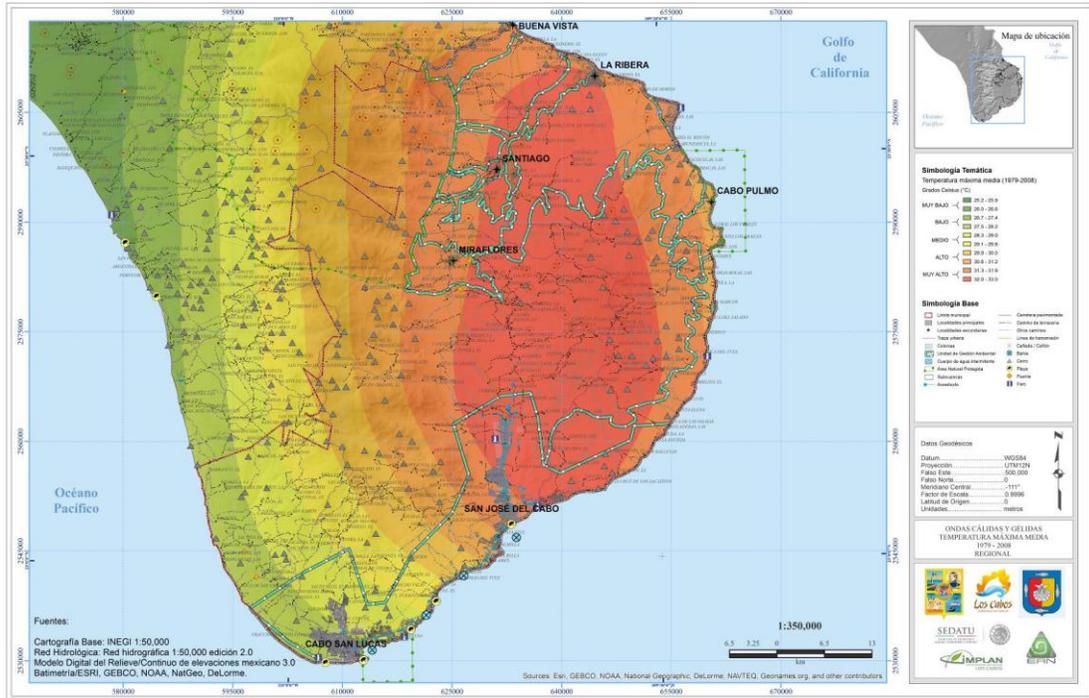


Figura 5.8.5. Mapa regional para temperaturas máximas medias en Los Cabos, Baja California Sur

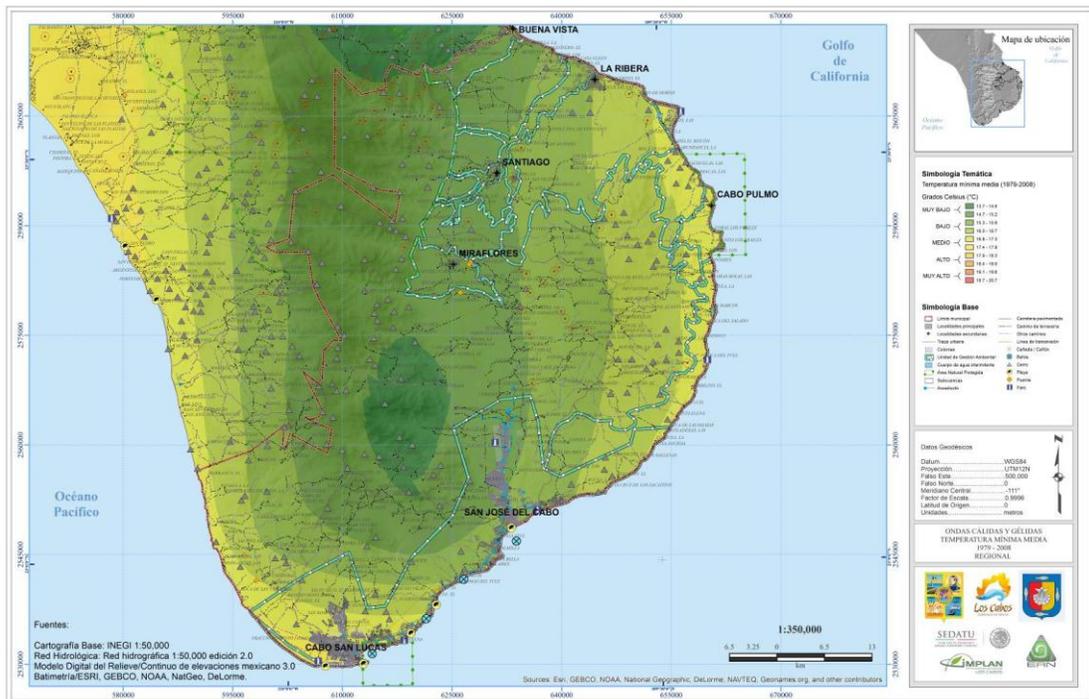


Figura 5.8.6. Mapa regional para temperaturas mínimas medias en Los Cabos, Baja California Sur

### Cabo San Lucas

Para la localidad de Cabo San Lucas la temperatura máxima media corresponde a 28.25 grados Celsius, mientras que la temperatura mínima media es de 15.97 grados Celsius. A continuación en las figuras 5.8.7 y 5.8.8 se presentan los resultados obtenidos en mapas regionales para las temperaturas medias máximas y mínimas.



Figura 5.8.7. Mapa regional para temperaturas máximas medias en Cabo San Lucas, Baja California Sur



Figura 5.8.8. Mapa regional para temperaturas mínimas medias Cabo San Lucas, Baja California Sur

### San José del Cabo

Para la localidad de San José del Cabo la temperatura máxima media corresponde entre 31 y 33 grados Celsius, mientras que la temperatura mínima media entre 13 y 15 grados Celsius. A continuación en las figuras 5.8.9 y 5.8.10., se presentan los resultados obtenidos en mapas regionales para las temperaturas medias máximas y mínimas.

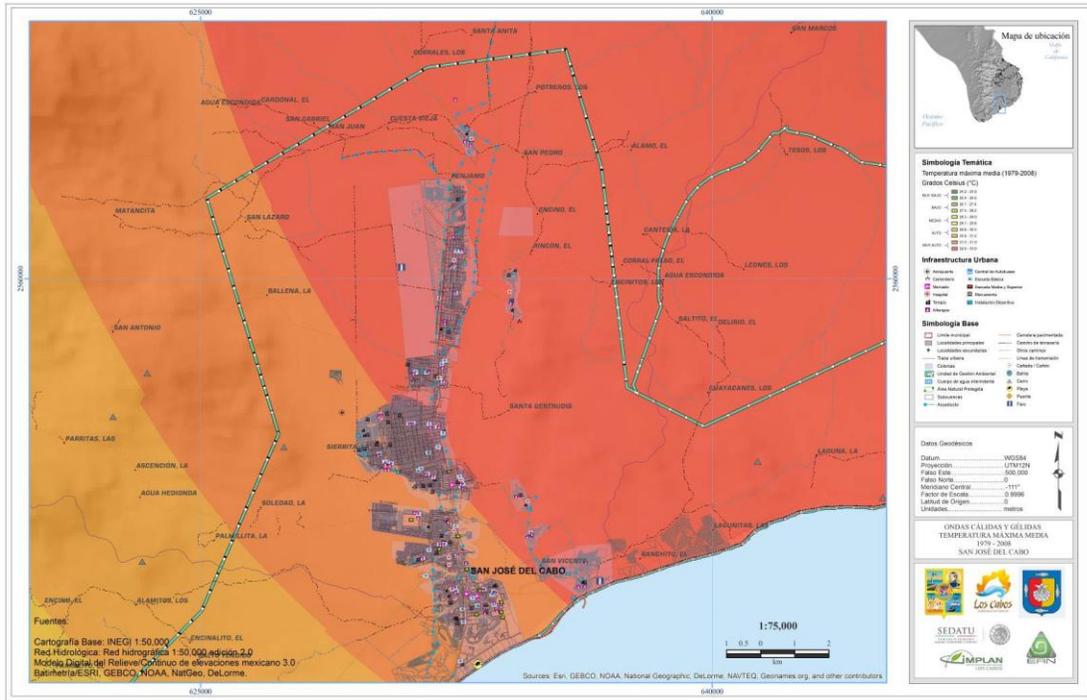


Figura 5.8.9. Mapa regional para temperaturas máximas medias en San José del Cabo, Baja California Sur

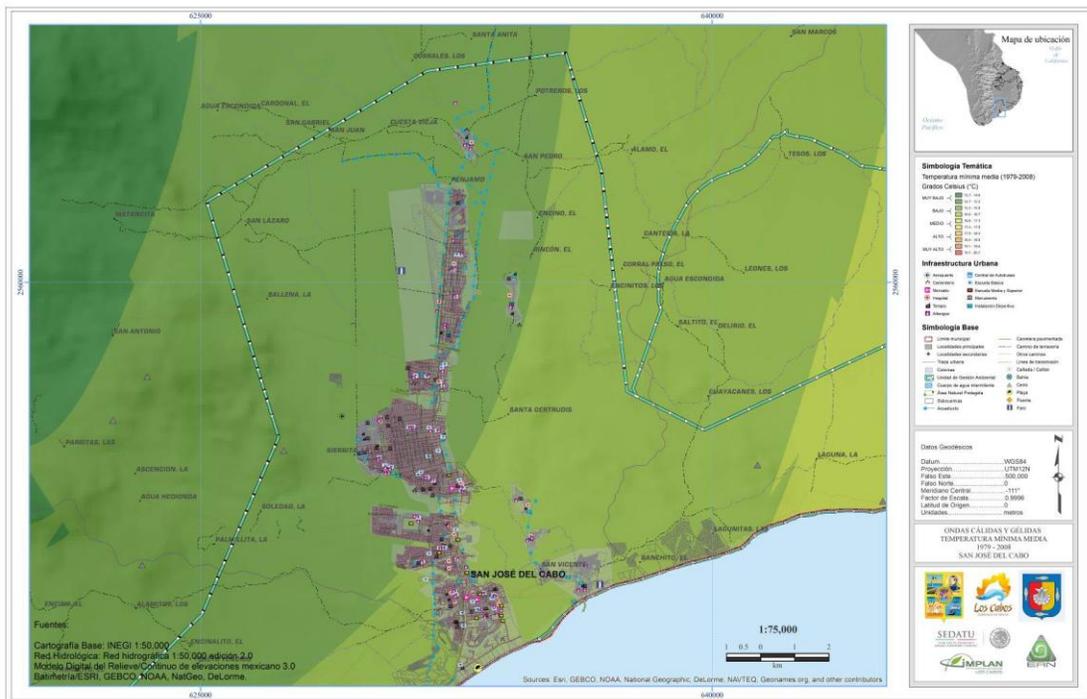


Figura 5.8.10. Mapa regional para temperaturas mínimas medias San José del Cabo, Baja California Sur

### Otras localidades

Para las localidades de Miraflores, Rivera, Buena Vista, Santiago y Cabo Pulmo la temperatura máxima media corresponde entre 31 y 33 grados Celsius, mientras que la temperatura mínima media entre 13 y 16 grados Celsius. A continuación en las figuras 5.8.11 y 5.8.12 se presentan los resultados obtenidos en mapas regionales para las temperaturas medias máximas y mínimas.

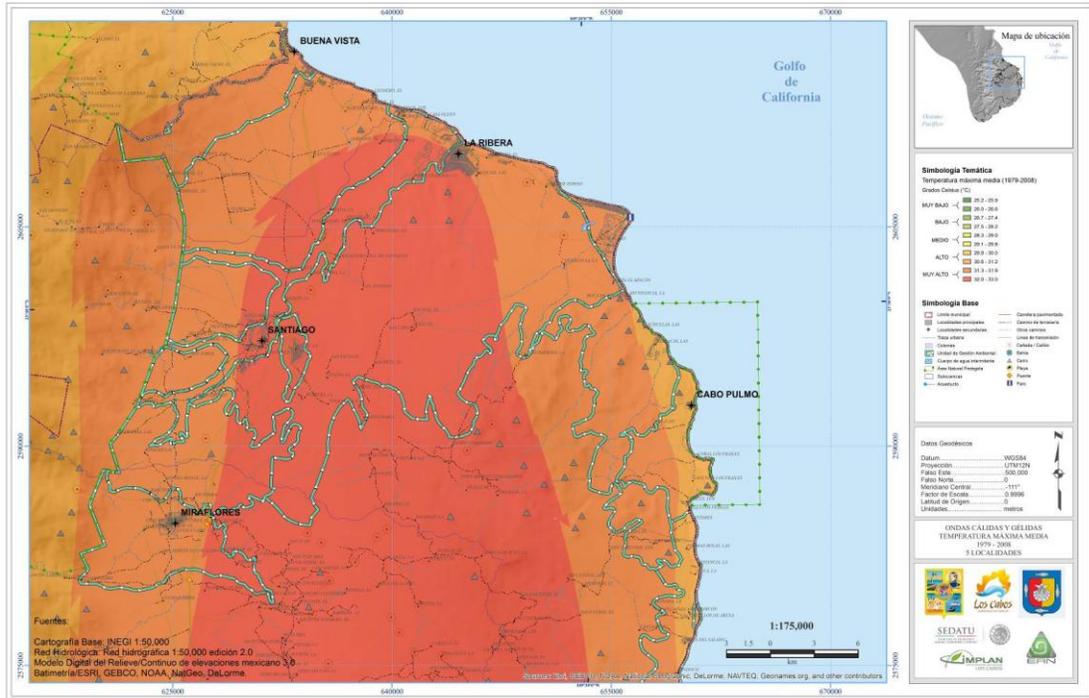


Figura 5.8.11. Mapa regional para temperaturas máximas medias en las localidades de Miraflores, Rivera, Buena Vista, Santiago y Cabo Pulmo, Baja California Sur

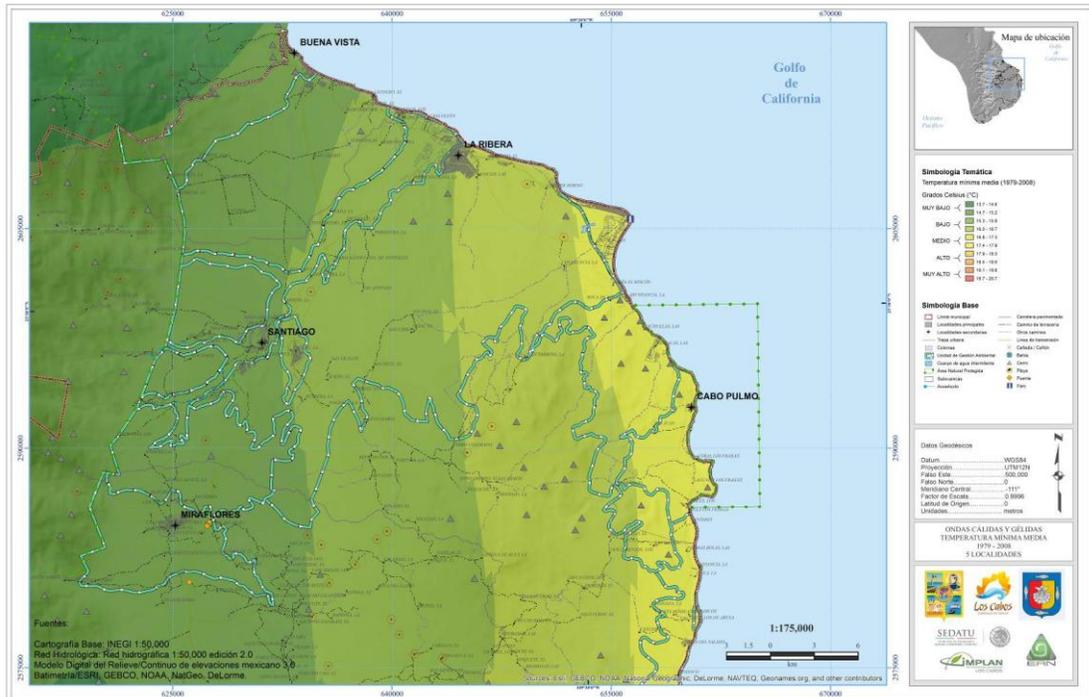


Figura 5.8.12. Mapa regional para temperaturas mínimas medias en las localidades de Miraflores, Rivera, Buena Vista, Santiago y Cabo Pulmo, Baja California Sur



### 5.8.8 CAMBIO CLIMÁTICO

El océano juega un papel fundamental en la evolución del clima por su capacidad para almacenar, transportar y liberar enormes cantidades de calor latente. Cuando se presenta un cambio abrupto en la temperatura, se modifica considerablemente el ciclo hidrológico de toda la Tierra, debido a que el océano se subordina a los cambios que ocurren en la atmósfera, particularmente en el régimen de vientos sobre la superficie del mar, a los procesos de evaporación y precipitación marina. Uno de los factores que producen este tipo de cambios en la temperatura, son aquellos producidos por el efecto invernadero. Este hecho ha preocupado a diversos investigadores debido a que temen que el acelerado deshielo de Groenlandia libere una gran cantidad de agua dulce que tiene forma congelada y perturbe el flujo global de las corrientes marinas del planeta, lo que tendría consecuencias importantes en todo el mundo.

### REFERENCIAS

- García Jiménez, Fermín (2008) "Análisis del peligro y vulnerabilidad por bajas temperaturas y nevadas" CENAPRED. Capítulo III
- Keller, Edgar, A y Blodgett Robert H. (2007) "Riesgos Naturales: Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes" PEARSON Educación, S.A. Madrid, España. ISB 798-84-8322-336-9
- García, Enriqueta (2004) "Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen/ Quinta edición corregida y aumentada" Instituto de Geografía, UNAM. México, DF. ISB 970-32-1010-4
- Sistema de inventario de efectos de desastres. DESINVENTAR.org. 2013. "México-Inventario Histórico de Desastres 1970-01-01-2011-12-31"
- [http://online.desinventar.org/desinventar/#MEX-1250695136-mexico\\_inventario\\_historico\\_de\\_desastres](http://online.desinventar.org/desinventar/#MEX-1250695136-mexico_inventario_historico_de_desastres)



## CAPÍTULO 5.9. AMENAZA POR SEQUÍA

### CONTENIDO

5.9.1	INTRODUCCIÓN.....	172
5.9.2	TIPOS DE SEQUÍAS.....	173
	Sequía meteorológica.....	173
	Sequía hidrológica.....	173
	Sequía socioeconómica .....	173
	Sequía agrícola .....	173
5.9.3	BASE DE DATOS DE PRECIPITACIÓN .....	174
5.9.4	METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE LA AMENAZA DE SEQUÍA AGRÍCOLA.....	175
	Distribución normal multivariada .....	176
	Test de normalidad de Jarque-Bera.....	177
5.9.5	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	178
5.9.6	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	178
5.9.7	CAMBIO CLIMÁTICO .....	181
	REFERENCIAS .....	181



## 5.9.1 INTRODUCCIÓN

La preocupación por la disminución en la disponibilidad de agua en el mundo se ha incrementado. Durante los años recientes, la falta de agua en ciertas regiones del mundo ha puesto de manifiesto la alta vulnerabilidad ante este fenómeno. Desde la década de los años setenta se ha observado que sequías severas y prolongadas ocurren en áreas cada vez más amplias, especialmente en los trópicos y sub-trópicos (IPCC, 2007), cuya extensión espacial es consistente con los cambios esperados en el ciclo hidrológico bajo calentamiento global. Aunque la precipitación se ha incrementado en muchas áreas del mundo, el área bajo sequía, así como su duración e intensidad, se han incrementado (Dai *et al.* 2004; IPCC 2007).

La sequía es resultado de una precipitación por debajo de la condición "normal" que, cuando se extiende por un periodo largo, el agua resulta insuficiente para satisfacer las demandas de las diversas actividades humanas y el medio ambiente. La sequía es una característica normal y recurrente del clima, que forma parte de la variabilidad climática de una región, aunque en ocasiones se le considera como un evento raro y aleatorio. La sequía ocurre casi en todas las zonas climáticas, con variaciones espaciales, temporales y de severidad. Es común confundir el término de sequía con aridez; este último concepto se refiere a una condición en la que las lluvias son permanentemente escasas e incluso nulas.

La vulnerabilidad a la sequía está frecuentemente en relación inversa al grado de desarrollo social y económico de las áreas afectadas. En los países más desarrollados la sequía por lo general no representa una amenaza tan severa, pues se dispone de los medios económicos para afrontarla. En países de menor desarrollo, sin embargo, una sequía es frecuentemente sinónimo de hambre, pobreza y desastre, condiciones que los habitantes difícilmente pueden afrontar sin ayuda externa. Existen áreas extremadamente vulnerables a la sequía, que además de ubicarse en zonas de baja disponibilidad de agua, poseen una alta densidad demográfica y un uso intensivo de recursos naturales. Ahí se requiere de medidas que permitan a la población alcanzar niveles adecuados de calidad de vida. Sin embargo, estas medidas rara vez existen por lo que su nivel de vulnerabilidad y la recurrencia del desastre se vuelven constantes. En México, la vulnerabilidad de la población a los efectos del clima es grande. Dado que una vasta parte de nuestro territorio es semiárido (poca precipitación la mayor parte del año), los cambios en la temporada de lluvias resultan en amenaza de sequía, con frecuencia, en desastres para sectores dependientes del agua (Magaña *et al.* 2004).

La sequía en sí misma no es un desastre, el que lo sea depende de sus impactos en la gente y el medio ambiente. Al no ser la sequía algo aleatorio, sino parte de la variabilidad natural del clima; las sociedades modernas deben contar con planes para enfrentarla. La clave para comprender a la sequía es entender sus dimensiones naturales y sociales (Wilhite, 2005). En el contexto científico actual se intenta no solo responder al desastre sino que se intenta prevenirlo usando los avances en materia de pronóstico climático. Es claro que, tal situación sólo se logrará cuando se comprendan los mecanismos que producen la sequía meteorológica.

De acuerdo a Wilhite (2005) la sequía difiere de otros fenómenos naturales debido a que:

- Su desarrollo es muy lento y sus efectos se van acumulando. De ahí la dificultad de determinar en tiempo real cuándo inicia y concluye una sequía.
- La ausencia de una definición de sequía que sea concisa y universalmente aceptada provoca confusión sobre si realmente está ocurriendo y con qué severidad.
- Los impactos de la sequía están dispersos sobre una mayor área geográfica comparados con los daños que resultan de otros fenómenos naturales (inundaciones, tormentas tropicales y terremotos, entre otros). La sequía rara vez provoca daños estructurales en viviendas, vías de comunicaciones o infraestructura.



## 5.9.2 TIPOS DE SEQUÍAS

Analizar la sequía involucra diversas disciplinas, cada una de las cuales incorpora diferentes factores en su definición. Por ello, la sequía puede ser de tipo meteorológico, hidrológico, agrícola y socioeconómico, y sus diferencias radican en el grado de intervención humana en el sistema. En todo caso, los diversos tipos de sequía tienen un origen común: el déficit de precipitación (Wilhite y Glantz, 1985).

### **Sequía meteorológica**

Se define en términos de una disminución de la precipitación por debajo de lo "normal" o de un valor umbral específico más de un tiempo determinado. Usualmente este tipo de sequía precede a los otros tipos. La ocurrencia de una sequía meteorológica debe ser considerada como parte de la variabilidad del clima de un sitio o una región. Este tipo de sequía se considera como un proceso totalmente natural, debido a que no hay una influencia humana directa. Diversos autores coinciden que esta sequía es resultado de cambios persistentes en los patrones de circulación atmosférica de gran escala. Es importante mencionar sin embargo que el cambio climático de origen antrópico podría estar llevando a sequías meteorológicas más frecuentes e intensas en algunas regiones del mundo (Dai *et al.*, 2004; IPCC 2007).

### **Sequía hidrológica**

Ocurre cuando las fuentes de agua en la superficie y en el subsuelo están por debajo del nivel medio o un valor umbral (crítico) definido. A nivel superficial, esta sequía se manifiesta por una disminución en escurrimiento, caudal de ríos y nivel de almacenamiento de presas. Mientras que en el subsuelo, se manifiesta por un descenso del nivel freático. Los efectos de este tipo de sequía no son inmediatos ya que hay un tiempo de atraso entre la reducción de la precipitación y el momento en que se vuelve evidente en el sistema hidrológico. Aunque en general resulta como consecuencia de la sequía meteorológica, una inadecuada administración del agua (factor humano) puede llevar a que algunas regiones experimenten una sequía hidrológica. Por lo anterior, este tipo de sequía no es totalmente natural ya que existe influencia humana.

### **Sequía socioeconómica**

Ocurre una vez que el déficit de lluvia empieza a afectar a la sociedad y a las actividades económicas. Se manifiesta cuando la demanda de agua de la población es mayor que la disponibilidad. Su ocurrencia se relaciona con elementos de la administración del agua. Esta sequía difiere marcadamente de los otros tipos debido a que asocia en gran medida a la actividad humana con elementos de las sequías meteorológica, agrícola e hidrológica. Este tipo de sequía puede resultar de factores que afectan la oferta y la demanda por algunas necesidades económicas (agua, pastoreo, energía hidroeléctrica) que dependen de la precipitación. También puede alimentar conflictos entre diferentes grupos por la competencia de fuentes de agua limitadas.

### **Sequía agrícola**

La sequía agrícola se presenta cuando la cantidad de humedad disponible en el suelo no satisface las necesidades de un cultivo, lo que se manifiesta con bajos o nulos rendimientos de cultivos. Si los niveles de humedad en el subsuelo son suficientes para proporcionar agua a un determinado tipo de cultivo durante el periodo que dure la sequía meteorológica, no llegará a producirse una sequía agrícola. Este tipo de sequía depende de las sequías meteorológica e hidrológica. Es cuando se presenta este tipo de sequía cuando los organismos sociales toman nota de la sequía e inician los programas para mitigar los efectos negativos. La sequía agrícola puede ser causada por mal manejo de suelos y pérdida en la capacidad de retención de humedad por lo que se puede considerar que hay intervención humana.

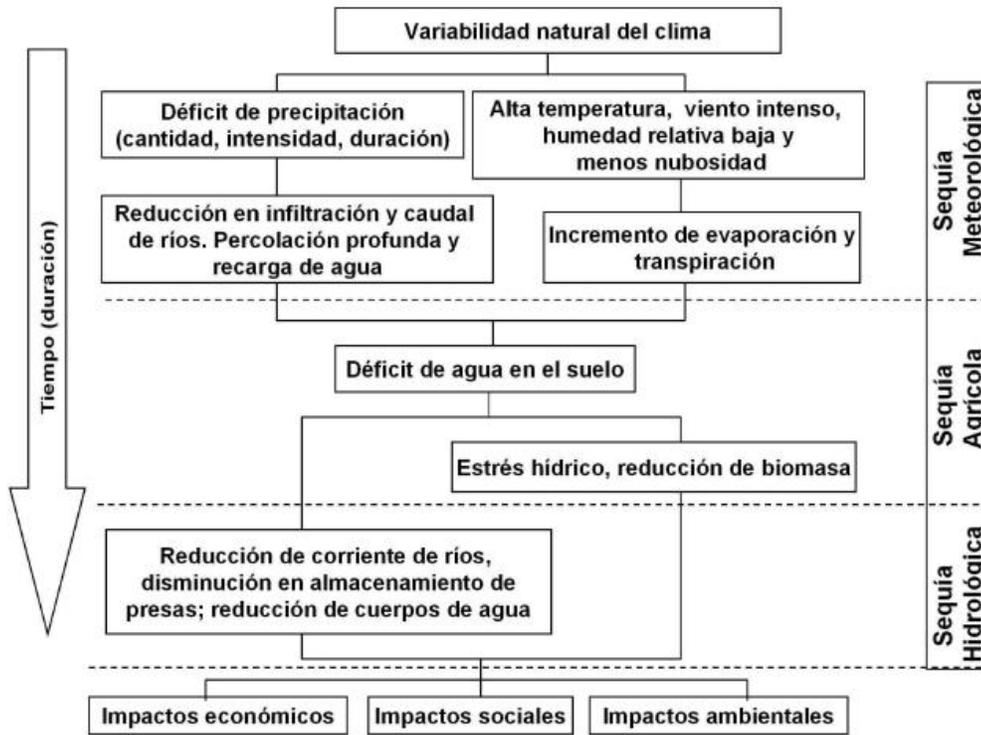
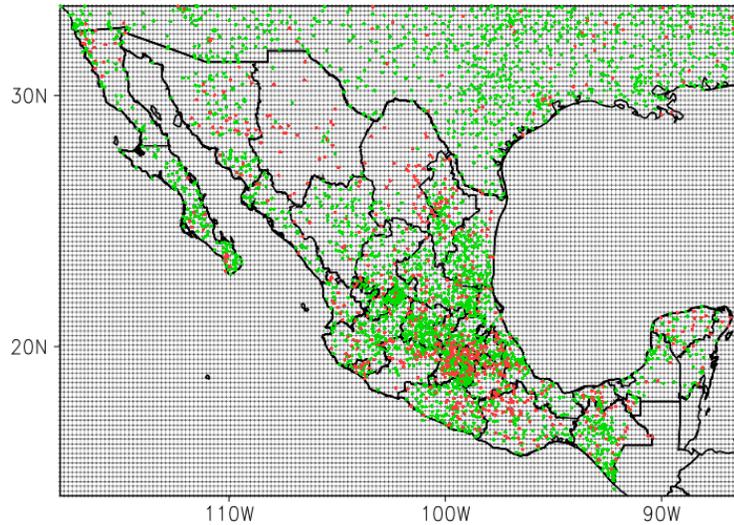


Figura 5.9.1 Características de los tipos de sequía (The US National Drought Mitigation Centre, NDMC)

### 5.9.3 BASE DE DATOS DE PRECIPITACIÓN

Se integró una base de datos de mallas regulares de precipitación diaria con una resolución espacial de  $0.1875^\circ \times 0.1875^\circ$  (aprox.  $20\text{km} \times 20\text{km}$ ) de 1979 a 2008. Para la generación de las mallas de precipitación diaria se utilizó un esquema de análisis objetivo tipo Cressman (Cressman, 1959). El análisis objetivo es un proceso de interpolación espacial que corrige un campo preliminar de precipitación mediante combinación lineal de residuos (correcciones) entre datos preliminares y observados para formar una malla regular a partir de reportes de estaciones distribuidas de manera irregular. Para este estudio se tomó como campo preliminar la base de datos de precipitación mensual de alta resolución espacial del *North American Regional Reanalysis* (NARR) (Mesinger *et al.*, 2006) que cubre el periodo de análisis.

Antes de realizar el análisis objetivo, los registros diarios de precipitación de las estaciones climatológicas fueron sometidos a análisis de control de calidad (*ie.* revisión de posición geográfica, estaciones repetidas, errores de captura, falsos máximos, etc.) y reconstrucción de series de tiempo faltantes. Sólo se consideraron aquellas estaciones que tuvieran por lo menos 70% de datos diarios, con un mínimo de 15 años de registros cubriendo el periodo de análisis de 1979-2008. Los registros diarios de precipitación fueron obtenidos a partir de las estaciones del Sistema Meteorológico Nacional, CLICLON, y de la Red Climatológica Histórica Global Diaria ver.1, GHCND v1.0) mostradas en la Figura 5.9.2.

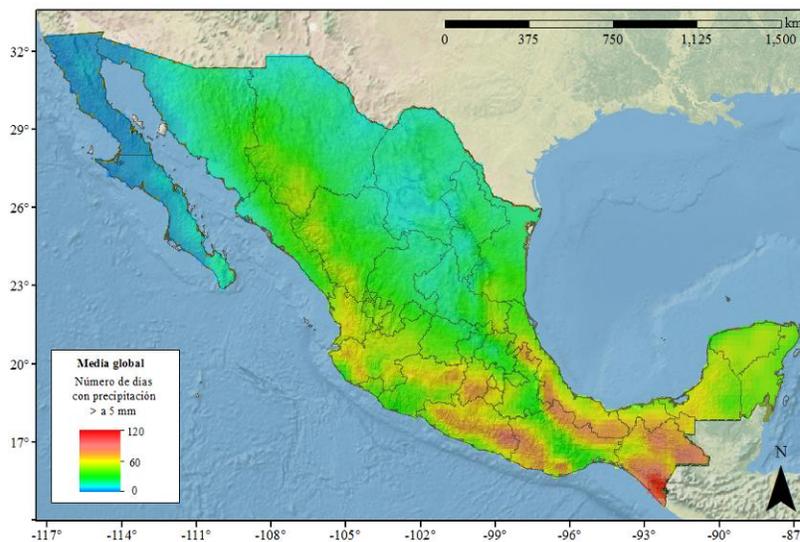


**Figura 5.9.2** Localización de estaciones climatológicas (CLICOM + GHCND). Los puntos verdes indican series de tiempo largas y continuas. Los puntos rojos indican series reconstruidas.

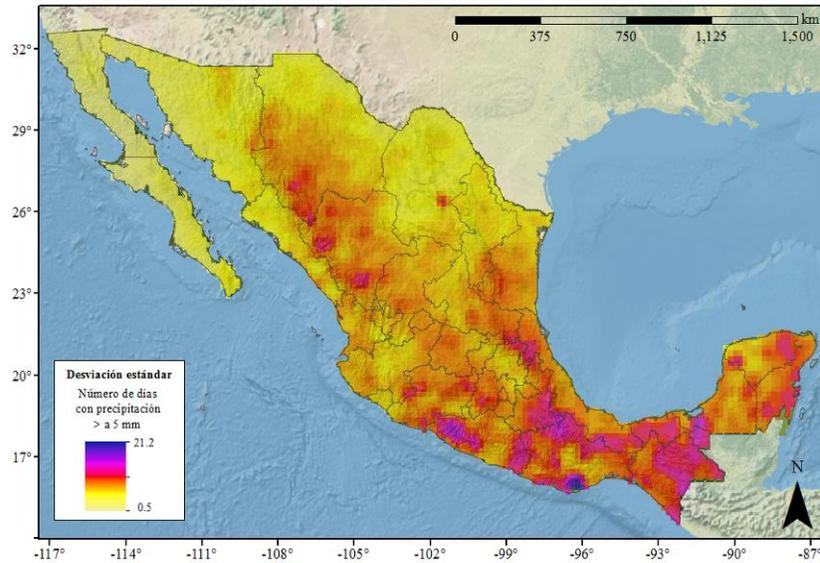
#### 5.9.4 METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE LA AMENAZA DE SEQUÍA AGRÍCOLA

Una gran variedad de problemas en ciencias ambientales, ecología e hidrología pueden investigarse a través de procesos de generación de colecciones de datos con propiedades estadísticas espaciales similares a los datos de la muestra.

En este trabajo se considera la amenaza de sequía agrícola producida por la falta de precipitación que afecta a los cultivos de temporal. Para esto, la intensidad se expresa en términos del número de días con precipitaciones mayores a 5mm en el periodo Mayo-Diciembre, considerado como el periodo para los cultivos de temporal en la República Mexicana. En el Anexo A se muestran las mallas estimadas a partir de la base de datos de precipitación diaria del periodo 1979-2008. En las Figuras 5.9.3 y 5.9.4 se muestran los valores de la media y desviación estándar, respectivamente, obtenidos para el periodo en estudio.



**Figura 5.9.3** Valor medio del número de días con precipitación superior a 5mm durante los meses de Mayo-Diciembre para el periodo de 1979-2008.



**Figura 5.9.4** Desviación estándar del número de días con precipitación superior a 5mm durante los meses de Mayo-Diciembre para el periodo de 1979-2008

### **Distribución normal multivariada**

Las siguientes definiciones y teoremas que describen a la distribución normal multivariada siguen la convención de Seber (2008).

#### **Definición 1**

Sea  $Z = (Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_{n1})^T$  un vector  $n$ -dimensional de variables aleatorias, en donde  $Z$  tiene una distribución normal multivariada si su función de densidad de probabilidad es:

$$f(Z) = \frac{1}{(2\pi)^{n/2} |\Sigma|^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{2}(x - \mu)^T \Sigma^{-1}(x - \mu)\right] \quad (1)$$

donde  $\mu$  es el vector de esperanza de  $X$ , y  $|\Sigma|$  es el determinante de la matriz de covarianza  $\Sigma$ . Nótese que cuando  $\Sigma$  es un escalar (una matriz de  $1 \times 1$ ), la función se reduce a  $f(Z) = N(\mu, \Sigma)$ .

#### **Teorema 1**

Supóngase que  $Z \sim N(\mu, \Sigma)$  dividida en las siguientes partes:

$$Z = \begin{pmatrix} Z^{(1)} \\ Z^{(2)} \end{pmatrix}; \mu = \begin{pmatrix} \mu^{(1)} \\ \mu^{(2)} \end{pmatrix}; \Sigma = \begin{pmatrix} \Sigma_{11} & \Sigma_{12} \\ \Sigma_{21} & \Sigma_{22} \end{pmatrix} \quad (2)$$

Entonces,

- 1) si  $A$  es una matriz de rango  $q \times n$ , entonces  $AZ \sim N_n(A\mu, A \Sigma A^T)$ ,
- 2) cualquier submatriz de  $z$  es normal multivariada, por ejemplo  $Z^{(1)} \sim N_n(\mu^{(1)}, \Sigma_{11})$ ,
- 3)  $Z^{(i)}$  y  $Z^{(j)}$  son estadísticamente independientes si y sólo si  $cov(Z^{(i)}, Z^{(j)}) = 0$ , y
- 4) La distribución condicional de  $Z^{(2)}$  dada  $Z^{(1)} = z^{(1)}$  es:  

$$N_{n_2}(\mu^{(2)} + \Sigma_{21} \Sigma_{11}^{-1} [z^{(1)} - \mu^{(1)}], \Sigma_{21-1})$$



Las propiedades del Teorema 1 son utilizadas para simular múltiples realizaciones de un vector aleatorio normalmente multivariado. Si los índices del vector aleatorio corresponden a la distribución espacial de las variables y la matriz de covarianza tiene los mismos índices espaciales, entonces el vector simulado corresponde a un campo aleatorio Gaussiano espacialmente correlacionado.

### Definición 2

Sea  $\mathbf{x}$  un vector  $d$ -dimensional en  $\mathbb{R}^d$ , y  $V(\mathbf{x})$  una variable aleatoria definida en la posición  $\mathbf{x}$ . Entonces para cualquier subconjunto  $D \subseteq \mathbb{R}^d$ , la colección de variables aleatorias  $V(\mathbf{x})$  para todo  $\mathbf{x} \in D$  es una función aleatoria.

### Definición 3

Se dice que una función aleatoria  $V(\mathbf{x})$  es estacionaria de segundo orden si:

$$E[V(\mathbf{x})] = \mu \text{ para toda } \mathbf{x}, \quad (3)$$

$$\text{cov}[V(\mathbf{x}_1), V(\mathbf{x}_2)] = C(\mathbf{x}_1 - \mathbf{x}_2) \text{ para toda } \mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2 \quad (4)$$

Las técnicas utilizadas en este trabajo serán las correspondientes a la simulación de campos aleatorios, estacionarios de segundo orden, y normalmente multivariados.

### Test de normalidad de Jarque-Bera

El test de Jarque-Bera se utiliza para comprobar si una muestra procede de una variable normal de media y varianza desconocidas. Es útil para saber si en el tratamiento estadístico de esta muestra se podrán utilizar métodos paramétrico o no. Este test se fundamenta en el hecho de que el sesgo y la curtosis de una distribución normal son cero. Por tanto, el valor de estos parámetros puede utilizarse para medir la desviación de la distribución observada con respecto a la normal. El test de Jarque-Bera responde a la cuestión de si la suposición de normalidad es cierta.

El test se define mediante la siguiente expresión:

$$JB = \frac{n}{6} \left[ S^2 + \frac{1}{4} (K - 3)^2 \right] \quad (5)$$

Donde  $n$  es el número de observaciones, o grados de libertad;  $S$  y  $K$  la asimetría y la curtosis de la muestra, respectivamente, dadas por:

$$S = \frac{\hat{\mu}_3}{\hat{\sigma}^3} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\left[ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{3/2}} \quad (6)$$

$$K = \frac{\hat{\mu}_4}{\hat{\sigma}^4} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{\left[ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^2} \quad (7)$$

Donde  $\hat{\mu}_3$  y  $\hat{\mu}_4$  son el tercer y cuarto momento central de la muestra, respectivamente;  $\bar{x}$  es la media muestral y  $\hat{\sigma}^2$  es el segundo momento central, la varianza.

La hipótesis nula consiste en la suposición conjunta de asimetría igual a cero y un exceso de curtosis igual a cero. Bajo la hipótesis nula de normalidad, el estadístico  $JB$  se distribuye como una  $\chi^2$  de dos grados de



libertad. Si el valor obtenido del estadístico de Jarque-Bera es menor que el valor crítico tabulado, no se rechaza la hipótesis nula de normalidad. En caso contrario se rechaza la normalidad de la variable.

### 5.9.5 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

El estado de Baja California Sur en general, ha presentado épocas de sequías donde la falta de agua para el consumo humano, para el riego de los cultivos y para los animales es evidente. Recientemente, en 2012 se presentó una de las peores sequías en los últimos 70 años, una problemática reconocida por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) y en la que la Secretaría de Gobierno (Segob) declaró como desastre natural a los municipios de La Paz, Los Cabos y Loreto. En este orden de ideas, el municipio de Los Cabos debe conocer el nivel de amenaza de este fenómeno, con el objetivo de poder implementar medidas que permitan afrontar satisfactoriamente estos efectos.

A continuación se muestra la evaluación de la amenaza por sequía agrícola tomando en cuenta el periodo de retorno de 50 años, entiendo el periodo de retorno como el tiempo promedio en años ante la ocurrencia de un evento igual o mayor a una magnitud dada. El número de días los cuales exceden una precipitación mayor a 5 mm para un periodo de retorno de 50 años es de 25 días como se muestra en la figura 5.9.5. Se observa que este fenómeno afecta el área de estudio, por lo cual hay que crear obras de contingencia o planes de mitigación, tales como sistemas de riego sostenible, represas, etc.

Para las localidades de San José del Cabo y Cabo San Lucas los días que superan la precipitación de 5 mm es de 17 a 20 días, mientras que las localidades de Santiago, Miraflores, Rivera, Cabo Pulmo, Buena Vista se encuentra entre 20 a 23 días, los datos antes mencionados se encuentran entre los meses de mayo a diciembre para un periodo de retorno de 50 años. La sequía es una amenaza latente para esta zona por lo cual es necesario crear planes de mitigación u obras de contingencia para contrarrestar este fenómeno. A continuación en las figuras 5.9.6, 5.9.7, y 5.9.8 se muestran mapas para diferentes periodos de retorno, 5, 10 y 25 años.

### 5.9.6 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Ante el inminente peligro por este fenómeno en el área de estudio se hacen las siguientes recomendaciones:

- Conocimiento del fenómeno para la población en general.
- Crear sistemas de riego sostenibles.
- Buscar nuevas fuentes de agua (superficial o subterránea).
- Mejorar suministros de agua, con el fin de del ahorro del líquido.
- Revestir o impermeabilizar los canales

Las propuestas se hacen con el fin de ahorrar en medida de lo posible el vital líquido, aumentando la capacidad de infiltración en el suelo o creando obras específicas para el almacenamiento del agua con fines agropecuarios.

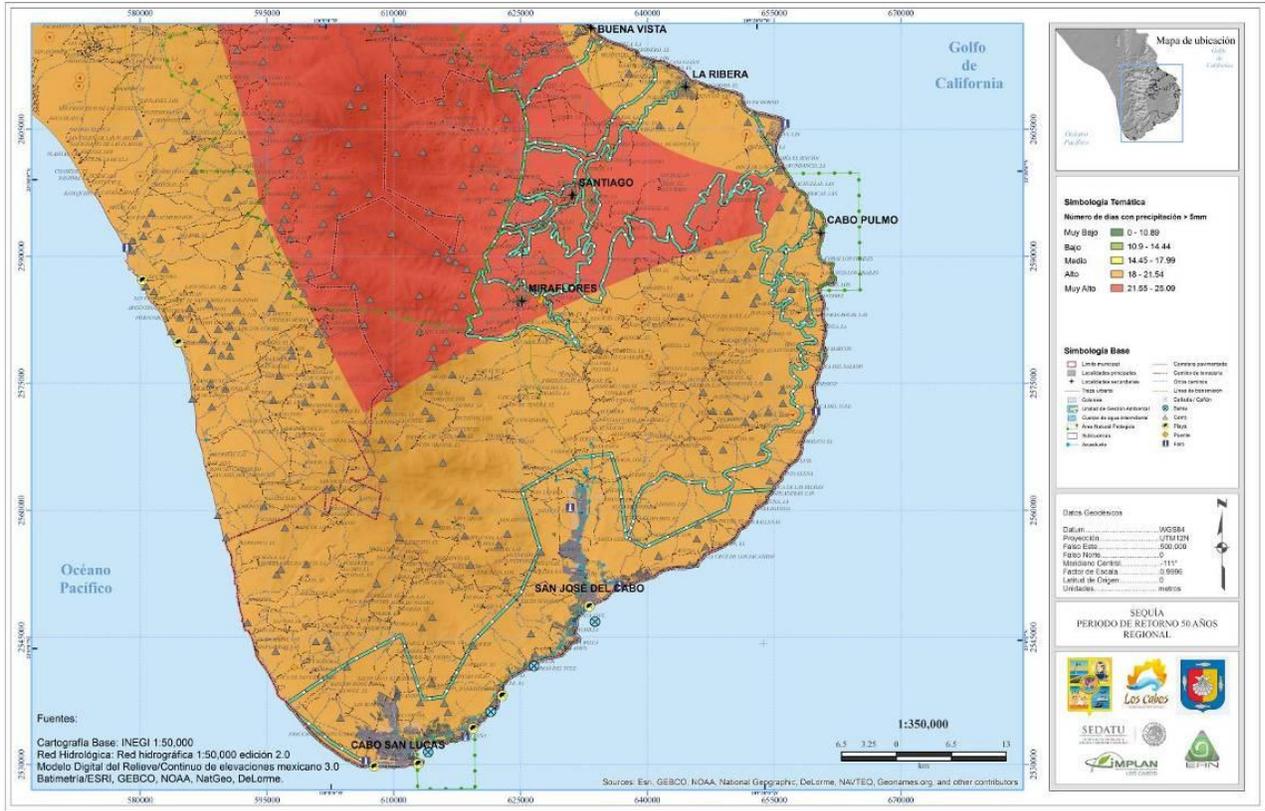


Figura 5.9.5 Mapa regional contra la amenaza por sequía en el municipio de Los Cabos, Baja California Sur con un periodo de retorno de 50 años.

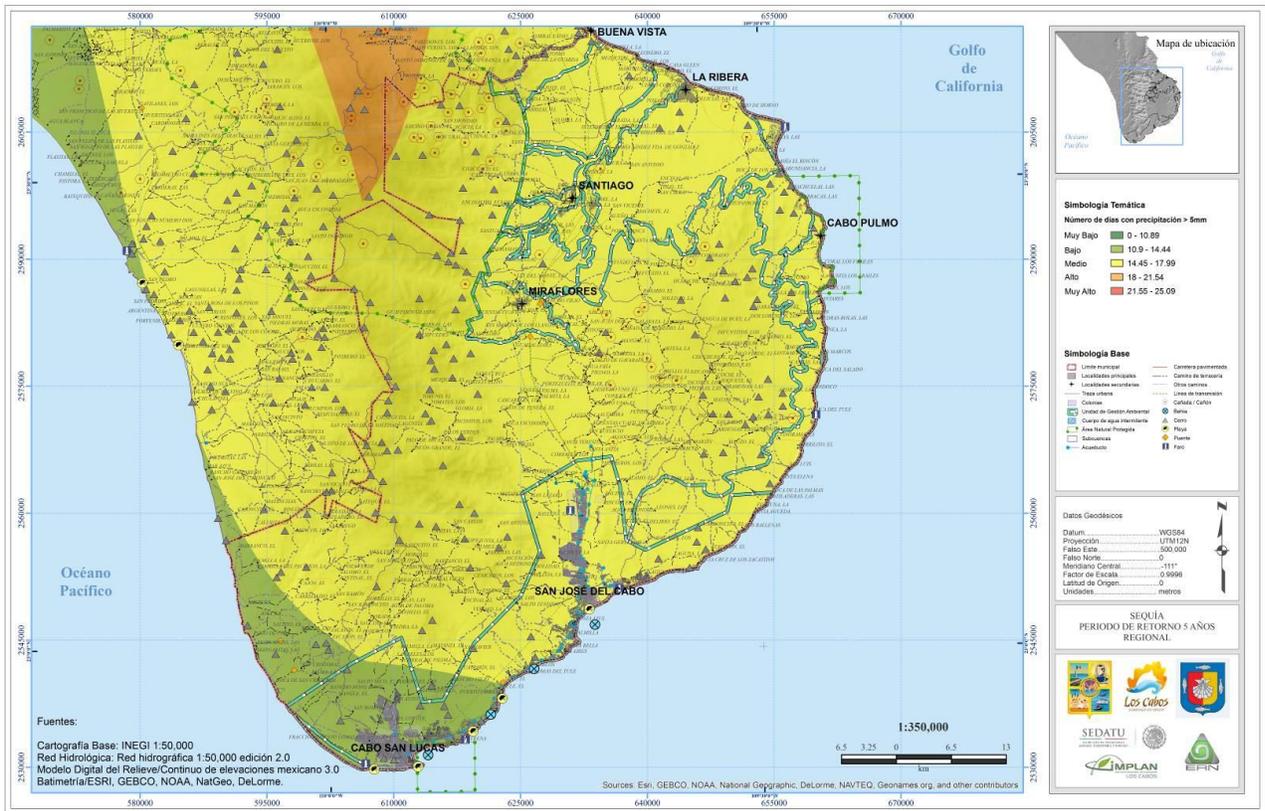


Figura 5.9.6 Mapa regional contra la amenaza por sequía en el municipio de Los Cabos, Baja California Sur con un periodo de retorno de 5 años.

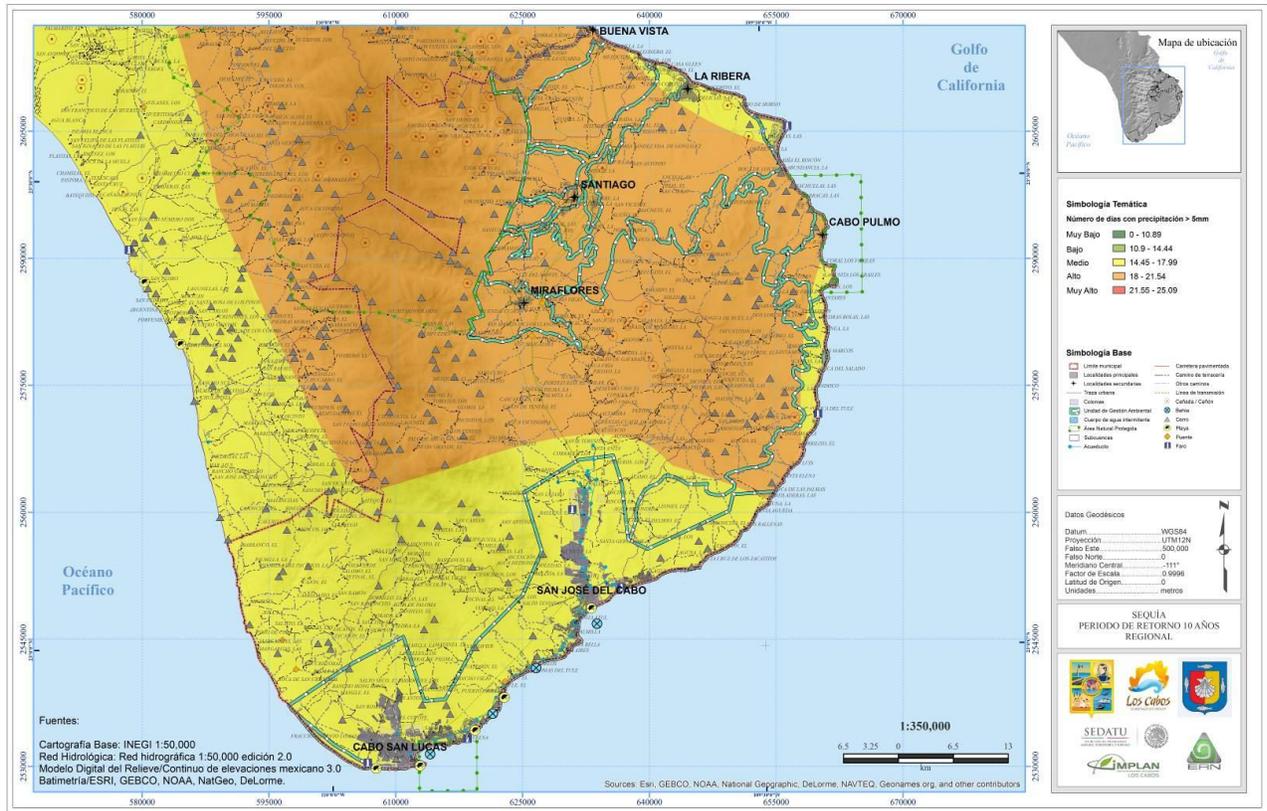


Figura 5.9.7 Mapa regional contra la amenaza por sequía en el municipio de Los Cabos, Baja California Sur con un periodo de retorno de 10 años.

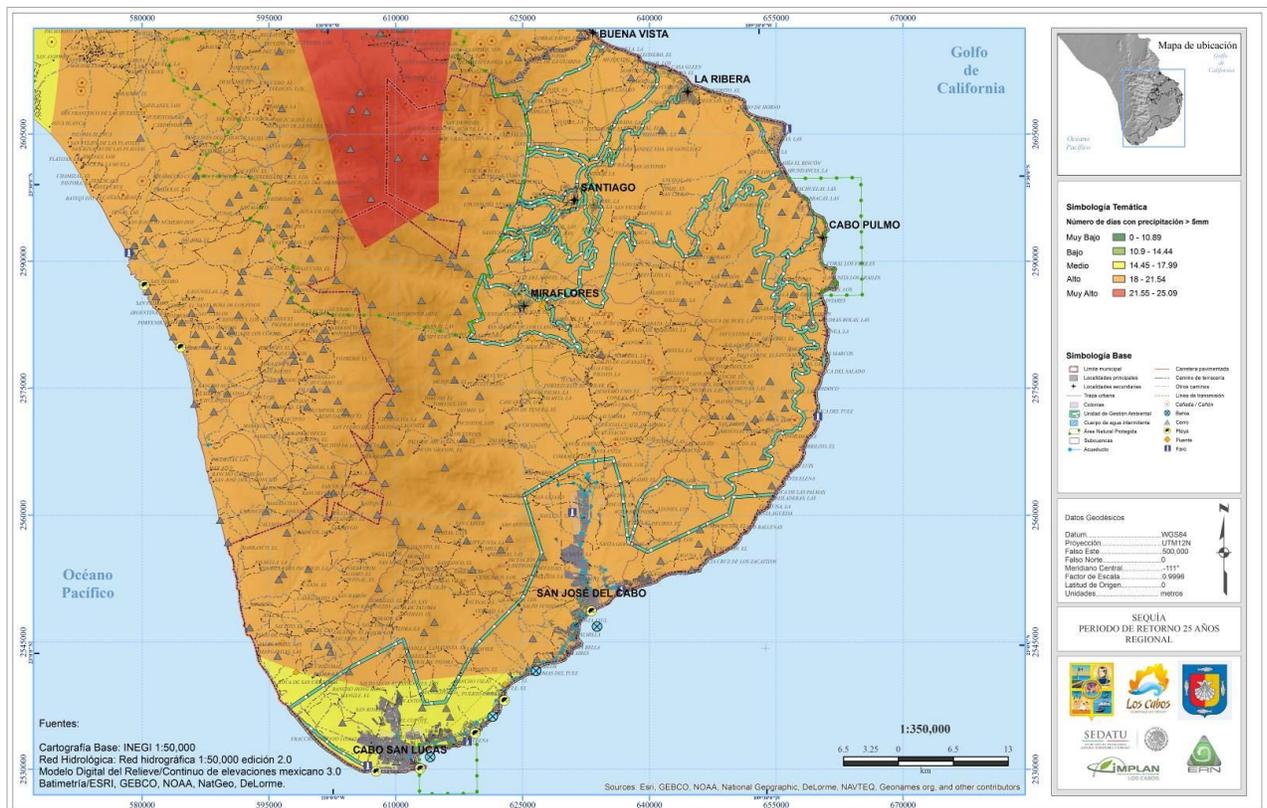


Figura 5.9.8 Mapa regional contra la amenaza por sequía en el municipio de Los Cabos, Baja California Sur con un periodo de retorno de 25 años.



## 5.9.7 CAMBIO CLIMÁTICO

Recientemente los efectos del cambio climático han comenzado a ser objeto de interés para la comunidad científica, debido principalmente a su impacto en la producción agrícola y en la incidencia de desastres. Los últimos estudios basados sobre modelos climáticos sugieren que cuando un parámetro meteorológico como las sequías sale de su valor medio de muchos años, se habla de una anomalía climática ocasionada por inestabilidades en la atmosféricas, resultado de la actividad humana. Recientemente, diversos estudios reportan que este tipo de anomalía ha aumentado considerablemente en todo el territorio nacional. Un ejemplo de lo anterior, fueron las frecuentes sequías que se presentaron en la década pasada, afectando severamente a diversas regiones del país, principalmente en las zonas donde hay menos agua. Los estudios sugieren que el clima de México será cada vez más seco y se espera que los efectos del cambio climático generen un aumento en intensidad, severidad, extensión y duración de este tipo de fenómeno. Por lo que espera que las autoridades competentes tomen en cuenta las medidas necesarias para elaborar los planes de prevención y mitigación de daños.

## REFERENCIAS

- Cressman G. (1959). An operational objective system, *Monthly Weather Review*, 87, 367-374.
- Dai A., Trenberth K.E., y Qian T. (2004). "A global set of Palmer drought severity index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effect of surface warming", *Journal of Hydrometeorology*, 5:1117-1130.
- IPCC (2007). "Climate change 2007, The scientific basis", Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon S., Quin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., y Miller H.L. (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, 996pp.
- Jarque, Carlos M.; Bera, Anil K. (1980). "Efficient tests for normality, homoscedasticity and serial independence of regression residuals". *Economics Letters* 6 (3): 255–259. doi:10.1016/0165-1765(80)90024-5.
- Jarque, Carlos M.; Bera, Anil K. (1981). "Efficient tests for normality, homoscedasticity and serial independence of regression residuals: Monte Carlo evidence". *Economics Letters* 7 (4): 313–318. doi:10.1016/0165-1765(81)90035-5.
- Jarque, Carlos M.; Bera, Anil K. (1987). "A test for normality of observations and regression residuals". *International Statistical Review* 55 (2): 163–172. JSTOR 1403192.
- Magaña V., Méndez J.V., Morales R., y Millán C. (2004). "Sección III: Impactos, vulnerabilidad y adaptación: Consecuencias presentes y futuras de la variabilidad y el cambio climático en México", *Cambio Climático: Una visión desde México*, Julia Martínez, Adrián Fernández y Patricia Osnaya (Compiladores). Instituto Nacional de Ecología. Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales. 525pp
- McKee T.B., Doesken N.J., y Kleist J. (1993). "The relationship of drought frequency and duration to time scales", *Proceedings of the Eight Conference on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 179-184.
- Méndez M. (2010). "Variabilidad espacio-temporal de la sequía meteorológica en México: Aspectos dinámicos", Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencia, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
- Méndez M., and Magaña V. (2010). "Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and Central America", *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 23:1175-1188
- Mesinger, F. et al. (2006). North American regional reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 343–360.
- Seber, G. A. F. (2008) *Multivariate Distributions*, in *Multivariate Observations*, John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, USA.
- Wilhite D.A. (ed) (2005). "Drought and water crises: Science, technology and management issues", CRC Press, 1st edition, Boca Raton, FL, 432pp
- Wilhite D.A. y Glantz M.H. (1985). "Understanding the drought phenomenon: The role of definitions", *Water International* 10(3):111-120.





## CAPÍTULO 5.10. AMENAZA POR HELADAS

### CONTENIDO

5.10.1	INTRODUCCIÓN.....	184
5.10.2	HELADAS EN MEXICO.....	184
5.10.2.1	CENAPRED.....	184
5.10.2.2	Sistema de Inventario de Desastres, DesInventar .....	186
5.10.3	ELABORACIÓN DE UNA BASE DE DATOS DE TEMPERATURAS DIARIAS .....	188
5.10.3.1	Descripción de los datos diarios de temperatura .....	189
5.10.3.2	Metodología.....	190
5.10.3.3	Comparación entre temperatura observada y estimada por BDD .....	192
5.10.4	METODOLOGÍA PARA OBTENER ESCENARIOS POR HELADAS.....	194
5.10.5	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	198
5.10.6	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	198
5.10.7	CAMBIO CLIMÁTICO .....	198
	REFERENCIAS.....	199



### 5.10.1 INTRODUCCIÓN

Las heladas son un fenómeno atmosférico que se presenta cuando la temperatura del aire en cercanías del suelo, de 1.5 a 2.0 metros, desciende por debajo de cero grados Celsius. Generalmente la helada se presenta en la madrugada o cuando está saliendo el Sol. El fenómeno como tal, de una manera más amplia, se utiliza en el sentido agrologico para determinar los efectos que el descenso de la temperatura puede generar sobre los cultivos según la fase vegetativa en que se encuentren.

En México año tras año se presentan diferentes fenómenos de origen meteorológico, los cuales afectan a la población, en especial a las personas que habitan en casas frágiles o que son indigentes. En el caso específico de las heladas, se dejan sentir lentamente y su presencia destructiva causa graves daños. En la República Mexicana, las heladas ocurren principalmente durante el invierno. La mayoría de los decesos que se registran en nuestro país durante las heladas, se deben más bien a la intoxicación con bióxido de carbono, producido por los calentadores inadecuados que se utilizan en las viviendas para combatir el frío.

Durante una helada, no ocurre precipitación debido a que el vapor de agua contenido en el aire en lugar de ascender, se congela y se deposita en el piso. Mientras que, en la nevada sí existe precipitación. Ella ocurre cuando el vapor de agua contenido en el aire asciende hasta alcanzar zonas que tienen temperaturas similares a las de congelación donde forma conglomerados de cristales de hielo; como estas zonas están cercanas a la superficie, no tienen tiempo suficiente para fundirse antes de llegar al suelo. Como la humedad del aire disminuye con la temperatura, las nevadas más intensas se originan cuando la temperatura de las masas de aire cerca de la superficie del terreno es del orden de 0° C; sin embargo, se ha observado nevadas cuando la temperatura del aire es de 4° C.

### 5.10.2 HELADAS EN MEXICO

En el norte y centro de la República Mexicana, durante los meses fríos del año (noviembre-febrero), se presentan temperaturas menores de 0 ° C debido al ingreso de aire polar continentales, generalmente secas, provenientes de Estados Unidos. Las heladas más intensas están asociadas al desplazamiento de las grandes masas polares que desde finales del otoño, se desplazan de norte a sur sobre el país.

Las heladas que ocurren en México durante los meses del verano causan fuertes daños a la agricultura. Las regiones más afectadas están localizadas en la Mesa Central del Altiplano, en la Sierra Madre Occidental, en los estados de Chihuahua y Durango, así como en las Sierras Tarahumara, de Durango y Tepehuanes. Además, en las partes altas del Sistema Volcánico transversal sobre el paralelo 19°N, esencialmente en los estados de México, Puebla y Tlaxcala se registran temporadas con más de 100 días al año con heladas. En contraste, con casi cero días de heladas al año se encuentran principalmente las llanuras costeras del país, tanto en la vertiente del Golfo de México, al sur del río Pánuco y hasta la Península de Yucatán, incluyendo la región del Istmo de Tehuantepec, así como en las costas del océano Pacífico.

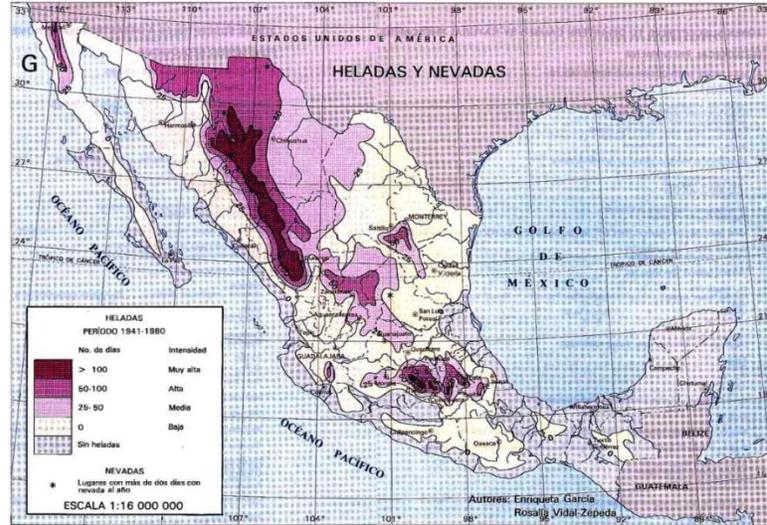
A continuación, se documenta la información que el CENAPRED ha desarrollado y adaptado en cuanto al tema se refiere. Por otro lado, se presenta información integrada en el Sistema de Inventario de Desastres, DesInventar. Ambas fuentes, son de acceso libre y público.

#### 5.10.2.1 CENAPRED

El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) tiene entre sus actividades la difusión de las amenazas que se presenten en el territorio nacional, de modo que mediante una oportuna información se genere una cultura de prevención de desastres y mitigación de sus efectos, la cual está dirigida a todos los sectores de la población.

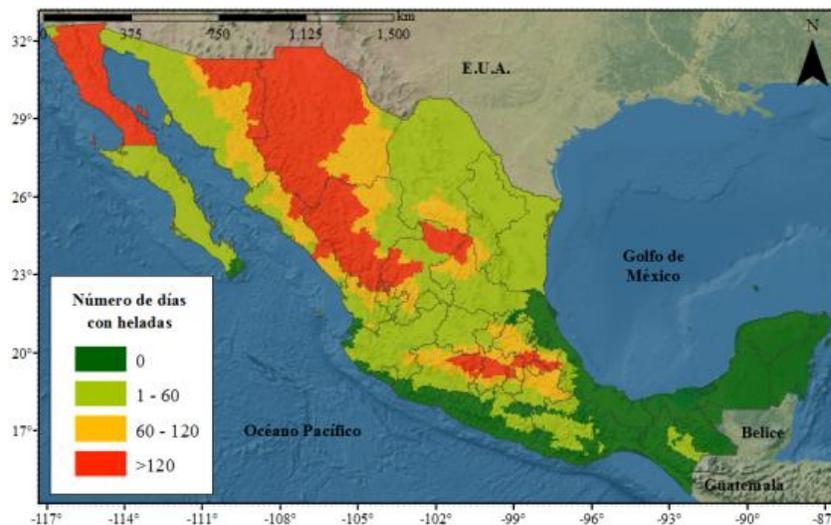


En cuanto a heladas se refiere, el CENAPRED desarrolla información tipo vectorial, la cual está asociada a un periodo de tiempo entre 1941-2011 y se basa en el mapa elaborado por el Instituto de Geografía (ver figura 5.10.1), en dicha información se consideran parámetros como el número de días con heladas históricas, considerando registros recabados a través de informes, declaratorias de emergencia, etc.



**Figura 5.10.1.** Número de días con registro de heladas, periodo 1941-1980 (Instituto de Geografía, UNAM 2007)

El CENAPRED en 2012 presentó un mapa de la República Mexicana con la información del tipo vectorial donde se considera un rango de cuatro niveles para identificar la distribución espacial del número de días con registros a consecuencia del fenómeno de heladas (ver figura 5.10.2)



**Figura 5.10.2.** Número de días con registro de heladas, periodo 1941-2011 (CENAPRED)

De ambas imágenes se concluye que las regiones que se encuentran sobre la Sierra Madre Occidental y la zona centro han sido las zonas con la mayor cantidad de eventos registrados y asociados con el fenómeno de las heladas en el periodo 1941-2011.



### 5.10.2.2 *Sistema de Inventario de Desastres, DesInventar*

En el año 1996 se crea un Sistema de Inventario de Desastres (DesInventar). Sistema de consulta y despliegue de información sobre desastres naturales de pequeño, mediano y gran impacto, generado con base en datos preexistentes, fuentes hemerográficas y reportes de instituciones en nueve países de América Latina. A través de DesInventar se puede consultar y generar una colección o base de datos con información asociada con eventos registrados, almacenados y estructurados que permiten ver a los desastres desde una escala espacial.

La principal necesidad en la integración de la base de datos es identificar dentro del territorio nacional Mexicano aquellos estados, municipios o delegaciones que durante el periodo comprendido por los años 1971 – 2011 hayan presentado y registrado en alguna o más ocasiones algún tipo de evento asociado al fenómeno de las heladas. Para ello, dentro de la base de datos se filtraron variables básicas como, fecha de ocurrencia, número de registros, fuentes de consulta, etc., esto con la finalidad de integrar dentro de un sistema de información geográfica (SIG) la base de datos con los registros históricos de heladas. Dicho SIG permite entre otras cosas visualizar dentro de la República Mexicana de manera espacial y temporal los eventos asociados a heladas, en otras palabras permite identificar en el periodo aquí documentado aquellos estados, municipios y delegaciones vulnerables al fenómeno de las heladas.

Con base en lo anterior, en las siguientes páginas se documenta la integración de una base de datos dentro de un sistema de información geográfica particularizándolo con el número de días con registros asociados a las heladas a un nivel estatal y municipal.

#### Integración de bases de datos

Primero se integra una base de datos estatal la cual logra georreferenciar tanto de manera espacial como temporal la distribución que tiene el número de registros asociados a los eventos de heladas ocurridos en la República Mexicana.

En la tabla 5.10.1 se presenta un resumen a nivel estatal con el número de registros asociados a los eventos de heladas así como el porcentaje representativo de cada Estado por los eventos de heladas.

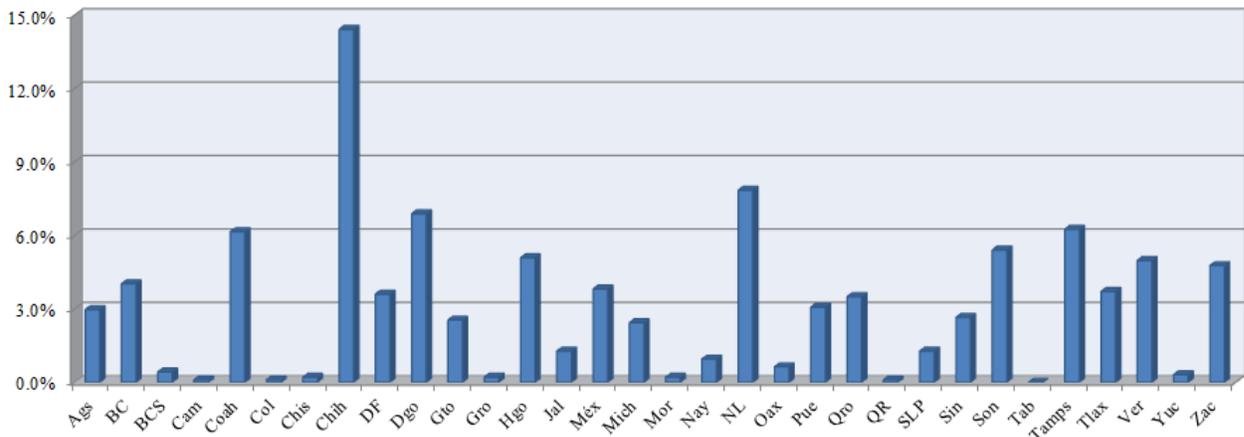
**Tabla 5.10.1.** Número de registros por eventos de heladas a nivel estatal

<i>Estado</i>	<i>No. Registros</i>	<i>Porcentaje (%)</i>
Aguascalientes	28	2.97
Baja California	38	4.03
Baja California Sur	4	0.42
Campeche	1	0.11
Coahuila	58	6.15
Colima	1	0.11
Chiapas	2	0.21
Chihuahua	136	14.42
Distrito Federal	34	3.61
Durango	65	6.89
Guanajuato	24	2.55
Guerrero	2	0.21
Hidalgo	48	5.09
Jalisco	12	1.27
Estado de México	36	3.82
Michoacán de Ocampo	23	2.44
Morelos	2	0.21
Nayarit	9	0.95
Nuevo León	74	7.85



Oaxaca	6	0.64
Puebla	29	3.08
Querétaro de Arteaga	33	3.50
Quintana Roo	1	0.11
San Luis Potosí	12	1.27
Sinaloa	25	2.65
Sonora	51	5.41
Tabasco	0	0.00
Tamaulipas	59	6.26
Tlaxcala	35	3.71
Veracruz Ignacio de la Llave	47	4.98
Yucatán	3	0.32
Zacatecas	45	4.77

Análoga a la tabla 5.10.1, en la figura 5.10.3 se presenta en una gráfica de barras la distribución a nivel estatal del porcentaje representativo del número de registros a consecuencia de heladas para todo el territorio nacional en el periodo de 1970-2011. Tanto en la tabla resumen como en la gráfica de barras destacan un 14.42% para el estado de Chihuahua donde se han realizado registros con 136 eventos de heladas, el porcentaje inmediato inferior con 7.85 para el estado de Nuevo León con 74 registros por eventos de heladas.



**Figura 5.10.3.** Porcentaje representativo a nivel estatal del número de registros para eventos de heladas

De igual forma y puntualizado lo descrito en el párrafo anterior, en la figura 5.10.4 se muestra la distribución espacial que tienen los registros asociados a los eventos de heladas en la República Mexicana. Dicha figura se representa en un mapa a nivel estatal y delimitado por el territorio nacional mexicano, éste graficándose en un rango con valores desde cero hasta valores superiores a los 100 registros, así como su correspondiente degradación visual de colores.

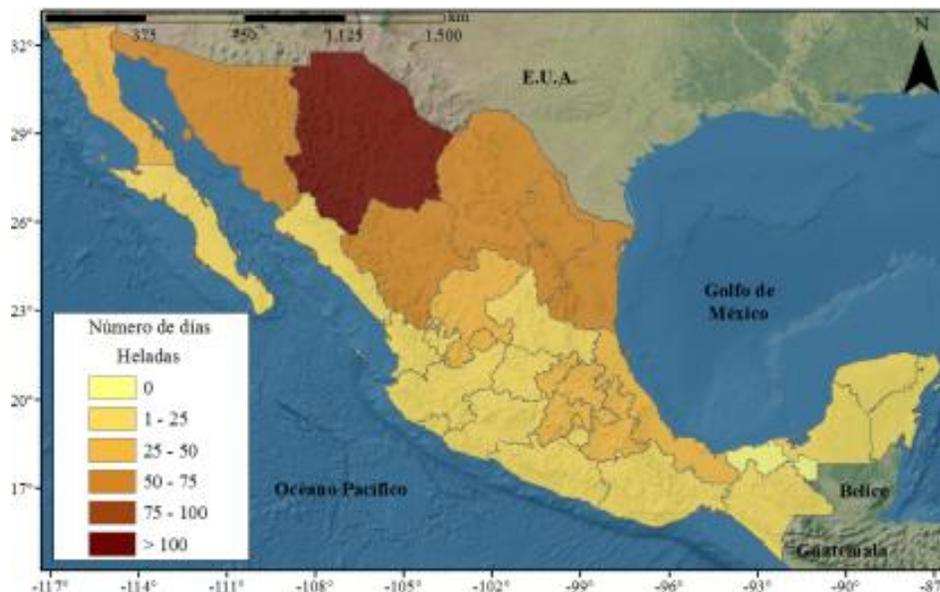


Figura 5.10.4. Número total de días con registro de heladas a nivel estatal en el periodo 1970-2011

### 5.10.3 ELABORACIÓN DE UNA BASE DE DATOS DE TEMPERATURAS DIARIAS

La información climática adquiere un alto valor socioeconómico en aquellas partes del mundo donde se le considera como un elemento para la toma de decisiones. Aun con las imprecisiones propias de un sistema de pronóstico del clima, la predicción estacional representa una práctica que puede aminorar los impactos negativos de sequías e inundaciones. En países con proyectos de desarrollo sustentable, sectores como la administración del agua, la agricultura o la energía, han trabajado con información del clima desde hace más de una década. Para iniciar los trabajos de diagnóstico de la vulnerabilidad de México ante cambio climático es necesario contar con una base de datos confiable que permita realizar estudios sobre las condiciones medias, las variaciones y las tendencias del clima en nuestro país.

Un elemento de gran importancia en el análisis del clima de una región es contar con bases de datos completas y confiables. Dicho planteamiento genera una serie de preguntas sobre la calidad, cantidad, disponibilidad o variedad de las bases de datos. Son diversos los requerimientos para formar una base de datos que cumpla con los requerimientos de calidad, longitud en el tiempo y cobertura espacial como los indican las agencias internacionales dedicadas al estudio del clima, como lo es la Organización Meteorológica Mundial (OMM). La situación actual en meteorología es que existen fuentes y bases de datos dispersas. La información climática proviene de diversas fuentes, entre las que se incluye información obtenida de redes de estaciones meteorológicas, estimaciones por satélite, radio sondeos o radar. Mucha de esta información es integrada en bases de datos en mallas regulares mediante la asimilación de datos también llamados reanálisis (Kalnay *et al.* 1996). En los reanálisis, se integran observaciones y estimaciones meteorológicas mediante modelos que imponen restricciones físicas a los campos generados en puntos de malla. Un problema recurrente en la investigación del clima, está relacionado con un número limitado de estaciones utilizadas para el análisis, lo cual lleva a que no siempre reflejen los episodios de tiempo o de clima extremo en toda su dimensión espacial, o en toda su magnitud. Los avances en materia de sensores remotos y la incorporación de nuevas técnicas de análisis y asimilación de datos han permitido un desarrollo exponencial en materia de datos como insumo fundamental para la investigación y el monitoreo del sistema climático.



En diversas regiones del mundo se han utilizado datos históricos de variables meteorológicas para el monitoreo y detección del cambio climático, identificación de patrones recurrentes asociados a eventos extremos (Aguilar et al., 2005; Alexander et al. 2006) y estrategias para reducir el grado de vulnerabilidad a las variaciones y cambios del clima, que requieren el uso de información climática confiable. En el caso de México, son varias las bases de datos que se encuentran disponibles. Sin embargo, en la mayoría de ellas no se ha aplicado un proceso de control de calidad, homogeneidad y análisis espacio-temporal para generar un conjunto de datos estándar utilizable en la generación de productos operativos y de investigación. Lo anterior, plantea la necesidad inmediata de trabajar en el control de calidad y homogeneización de las series climáticas de la República Mexicana, así como de desarrollar análisis objetivo y asimilación de datos, con el fin último de que la observación y el estudio de la variabilidad del clima a escala regional se basen en los mejores datos disponibles. Las bases de datos climáticas de calidad permitirán no sólo mejorar nuestro entendimiento de la variabilidad climática regional, sino también avanzar en su modelación y en la valoración de los posibles impactos del cambio climático.

#### **5.10.3.1 Descripción de los datos diarios de temperatura**

En esta etapa se desarrolla una base de datos de temperatura máxima, mínima y media diaria en una malla regular con una resolución espacial de 5 km x 5 km, cubriendo el periodo de 1979-2008. Los registros diarios de temperaturas, obtenidos de las estaciones climatológicas, antes de ser procesados en un esquema de asimilación de datos, son sometidos a un esquema de control de calidad y reconstrucción (llenado) de series de tiempo faltantes. Para la generación de esta base de datos en una malla regular, se usaron registros diarios de las redes de estaciones climatológicas de México, sur de Estados Unidos y Centroamérica. En este trabajo, los datos fueron obtenidos de las siguientes fuentes:

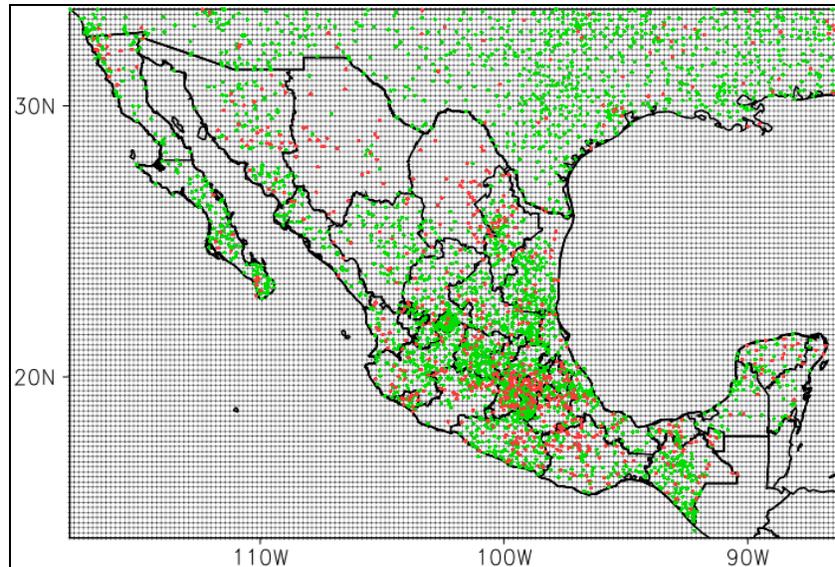
#### **Clima Computarizado (Climate Computing CLICOM)**

Esta base de datos incluye, entre otras variables, las temperaturas máxima y mínima registrada en 24 horas. Estos valores son registrados a las 8 de la mañana. El valor reportado para la observación diaria representa los datos colectados durante las 24 horas previas, terminando a las 8 de la mañana. Esta base forma parte de la red de estaciones climatológicas convencionales administradas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

#### **Red Climatológica Histórica Global Diaria ver 1.0 (Global Historical Climatology Network Daily GHCND v1.0)**

Ésta base de datos forma parte de una red global de estaciones climatológicas (NCDC 2004), que registra variables meteorológicas, incluyendo precipitación y temperaturas (máxima y mínima), a escala diaria. Esta base está compuesta de registros climáticos de diversas fuentes que son mezcladas y sujetas a una serie de revisiones de control de calidad. Algunos registros inician desde el siglo XIX, y son actualizados donde sea posible y usualmente están disponibles vía internet uno o dos días después de la fecha de observación. Esta base de datos se utilizó para complementar a CLICOM, con información de las estaciones del sur de Estados Unidos y Centroamérica.

De estas dos fuentes de datos, se incluyeron inicialmente sólo aquellas estaciones que tuvieran por lo menos 70% de datos diarios y con un mínimo de 15 años de registros cubriendo el periodo de análisis de 1979-2008. El número de estaciones que cumplen estos criterios es de 3,120 (Figura 5.10.5).



**Figura 5.10.5.** Localización de estaciones climatológicas (CLICOM + GHCN). Los puntos verdes indican series de tiempo largas y continuas. Los puntos rojos indican series reconstruidas.

### 5.10.3.2 Metodología

#### Control de calidad de los datos y reconstrucción de series de tiempo faltantes

Los errores en datos climáticos son un problema común de las fuentes tales como la condición de los instrumentos y el procesamiento de los datos, en los que incluye la colecta, transcripción y digitalización (Reek *et al.*, 1992). Por lo que es necesario determinar la calidad de los datos, encontrando fallas que podrían incluso llevar a conclusiones erróneas sobre el clima de México. Antes de procesar la información y generar la malla uniforme a partir de estaciones distribuidas de manera irregular, y con la finalidad de mejorar los análisis, los datos de temperatura (máxima y mínima) de las estaciones fueron sometidos a un esquema de control de calidad. Se supone que los datos obtenidos de la base GHCND han pasado por un control de calidad desde su origen, sin embargo el esquema propuesto en este trabajo se aplica a cada una de las estaciones disponibles dentro del periodo de análisis. El proceso de análisis de los datos observados, se divide en 3 etapas:

1. *Control de calidad de datos entrantes.*
2. *Reconstrucción de series de tiempo.*
3. *Control de calidad de los datos reconstruidos.*

#### a) Control de calidad de los datos entrantes

Esta primera etapa, tiene la finalidad de eliminar aquellos errores de registro que están relacionados con:

*Posición geográfica.* Se realizó una verificación y, en su caso, corrección de la posición geográfica de las estaciones climatológicas.

*Datos repetidos en dos sitios.* Se eliminaron aquellos datos que estuvieran repetidos debido a que dos estaciones se encontraban localizadas en el mismo sitio.

*Datos repetidos en un sitio.* Se eliminaron los datos de una estación que se repetían por lo menos 20 días consecutivos.



*Captura de datos.* Se identificaron y eliminaron los errores de captura (e.g. falta de punto decimal en una cifra, magnitudes de temperatura fuera del rango de registros, temperatura mínima mayor a temperatura máxima, etc.).

### b) Reconstrucción de series de tiempo

Este procedimiento tiene el objetivo de derivar series de tiempo con mayor duración y continuidad en lo posible, obtenidas a mediante la información de las estaciones de los alrededores (estaciones vecinas). Además de identificar y sustituir registros anómalos o cuestionables en la base de datos, mediante la comparación de registros de estaciones vecinas.

La reconstrucción de una serie de tiempo fragmentada, a partir de estaciones vecinas, supone que el cese de registro en una estación, y el establecimiento de una o más nuevas estaciones cerca a la existente, resulta en una o más series de tiempo las cuales usualmente no son útiles para el análisis climático, como consecuencia de su corta duración. Se identificaron aquellas estaciones con una mayor longitud y continuidad de registros diarios, así como las estaciones de menor duración y que requieren una reconstrucción de series de tiempo.

Una vez identificados estos dos tipos de series de tiempo, el siguiente paso fue reconstruir datos faltantes. Existen diversas aproximaciones para reconstruir series de datos climáticos diarios (Eischeid *et al.* 2000) que considera la historia de los datos mismos, o el uso de datos de estaciones cercanas. Algunos autores (Karl *et al.* 1996; Brunetti *et al.* 2001) sugieren utilizar generadores aleatorios de tiempo meteorológico, algunos otros basados en las distribuciones de probabilidad de las variables de interés. Este tipo de procedimiento obtiene una serie de datos de igual longitud sin cambiar las distribuciones de variables meteorológicas, aunque no da estimaciones realistas. Otras aplicaciones están basadas en los valores registrados en estaciones cercanas (Paulhus and Kolher, 1952; Eischeid *et al.* 2000).

En este trabajo, la reconstrucción de datos faltantes se enfoca en la información de las estaciones vecinas, y para ellos se implementaron dos técnicas:

#### I. *Sustitución del valor de la estación más cercana.*

Esta técnica consiste en llenar los datos faltantes directamente con los datos de la estación más cercana con información disponible. Para aplicar esta técnica, se establecieron dos criterios: la estación más cercana dentro de un radio de 25 km de la estación a sustituir, y que la correlación entre las series de temperatura (máxima/mínima) diaria de ambas estaciones fuera mayor a 0.5, con un mínimo de tres años de datos en común.

#### II. *Interpolación de estaciones vecinas*

Para esta interpolación de series de datos provenientes de estaciones vecinas, se utilizó el llamado *inverso de la distancia ponderada*, que puede ser expresada como:

$$z(x_j) = \frac{\sum_{i=1}^n z(x_i) * d_{ij}^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-r}} \quad (1)$$

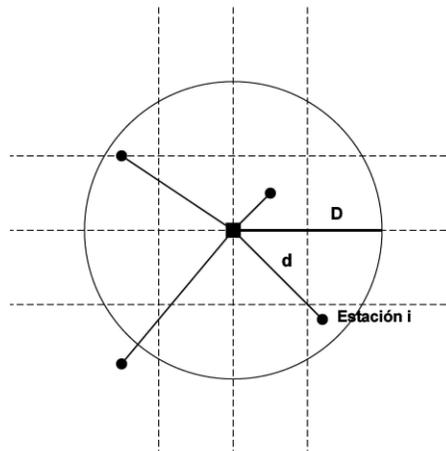
Donde  $z(x_j)$  es el valor del predictivo de acuerdo al promedio ponderado de los datos en los puntos  $z(x_1), z(x_2), \dots, z(x_n)$ . La distancia  $d$  entre  $z(x_i)$  y  $z(x_2)$  es el factor ponderado, y se utilizó un valor de  $r$  igual a 2. Y la distancia máxima para la interpolación es de 25 km. Esta técnica se aplica siempre y cuando haya un mínimo de tres estaciones vecinas. En caso contrario, se aplica la técnica de sustitución del valor de la estación más cercana.



### Análisis objetivo tipo Cressman

Después de someter los datos de estaciones climatológicas, tanto a un control de calidad de datos como a una reconstrucción de datos faltantes, se procedió a interpolarlos a una malla regular, con la finalidad de un mejor entendimiento de la variabilidad espacio-temporal del clima (New et al. 1999). La interpolación se lleva a cabo mediante un esquema de análisis objetivo de correcciones sucesivas tipo Cressman (Cressman, 1959). El análisis objetivo es un proceso de interpolación espacial de los datos a una malla regular a partir de reportes de estaciones distribuidas de manera irregular. El esquema seleccionado debe tener la capacidad de realizar una interpolación suave, detectar y remover datos erróneos y conducir a un campo consistente (Krishnamurti and Bounoua, 1996). El objetivo de este tipo de esquema es mejorar un campo preliminar, mediante la incorporación de observaciones. El resultado sigue siendo una estimación del campo meteorológico que se apega a ciertos criterios.

Este esquema de análisis objetivo inicia con un campo preliminar razonable. Se sugiere seleccionar como campo preliminar una base de datos en una malla regular que haya sido construida previamente, esto es para tener una mejor aproximación al campo final tanto como sea posible. Para este estudio se tomó como campo preliminar la base de datos de precipitación mensual de alta resolución espacial de  $0.1875^\circ \times 0.1875^\circ$  del North American Regional Reanalysis (NARR) (Mesinger et al. 2006), y que cubre el periodo de análisis (1979-2008). Este campo preliminar se somete a una serie de correcciones al incorporar observaciones cuando y donde estén disponibles. Entre cada paso de corrección se aplica un suavizado para remover algunos datos inusuales que son significativamente diferentes del campo preliminar. Tal corrección se basa en las observaciones que se encuentran dentro de un radio de influencia  $D$  alrededor del punto de malla de interés. Se asignan pesos cuya magnitud es inversamente proporcional a la distancia entre la estación  $i$  y el punto de malla (figura 5.10.6). De esta forma, el punto de malla no es representativo de una sola estación, sino de un ajuste de todos los datos de los alrededores. El radio de influencia disminuye para cada paso de corrección, así que el campo es corregido con las características de mayor escala en la primera iteración y con una menor escala durante las iteraciones siguientes. Este procedimiento se repite en cada punto de la malla y en cada paso de tiempo. De aquí en adelante, se referirá a esta nueva base de datos diarios de malla regular como BDD.



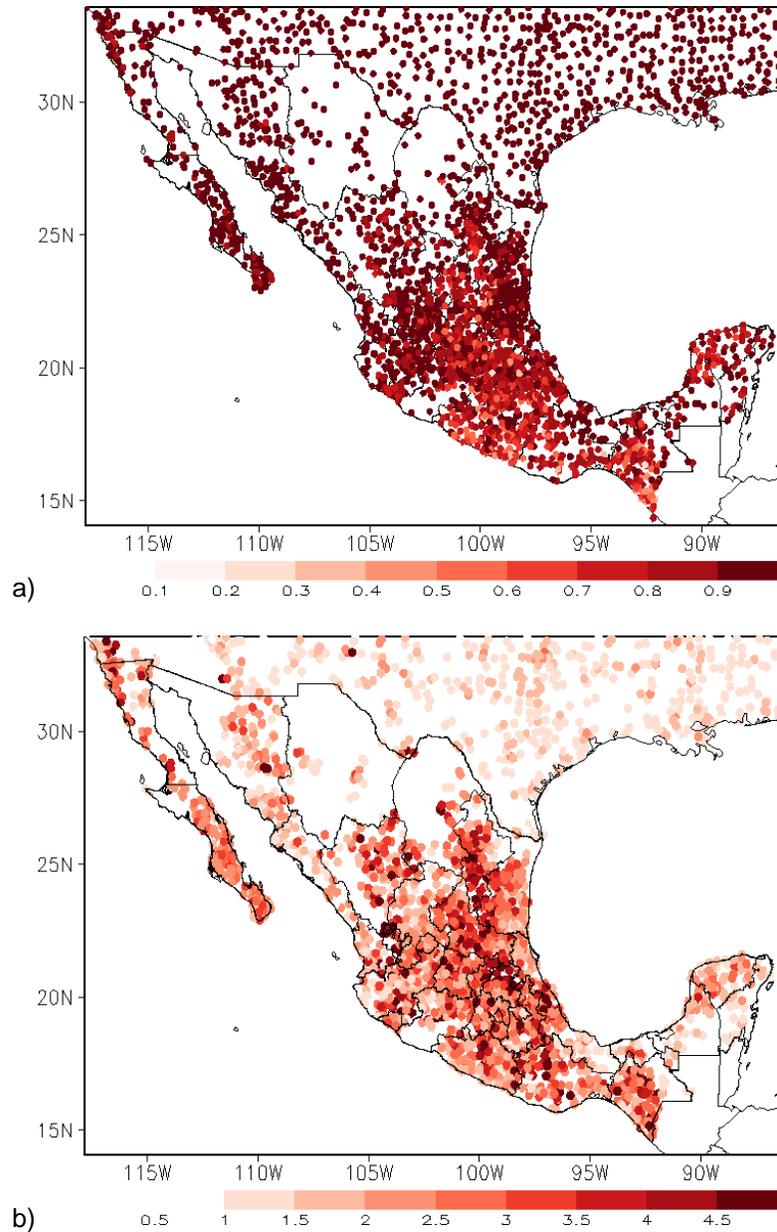
**Figura 5.10.6.** Esquema del análisis objetivo tipo Cressman ( $D$ : radio de influencia,  $d$ : distancia del punto de malla a la estación  $i$ )

#### 5.10.3.3 Comparación entre temperatura observada y estimada por BDD

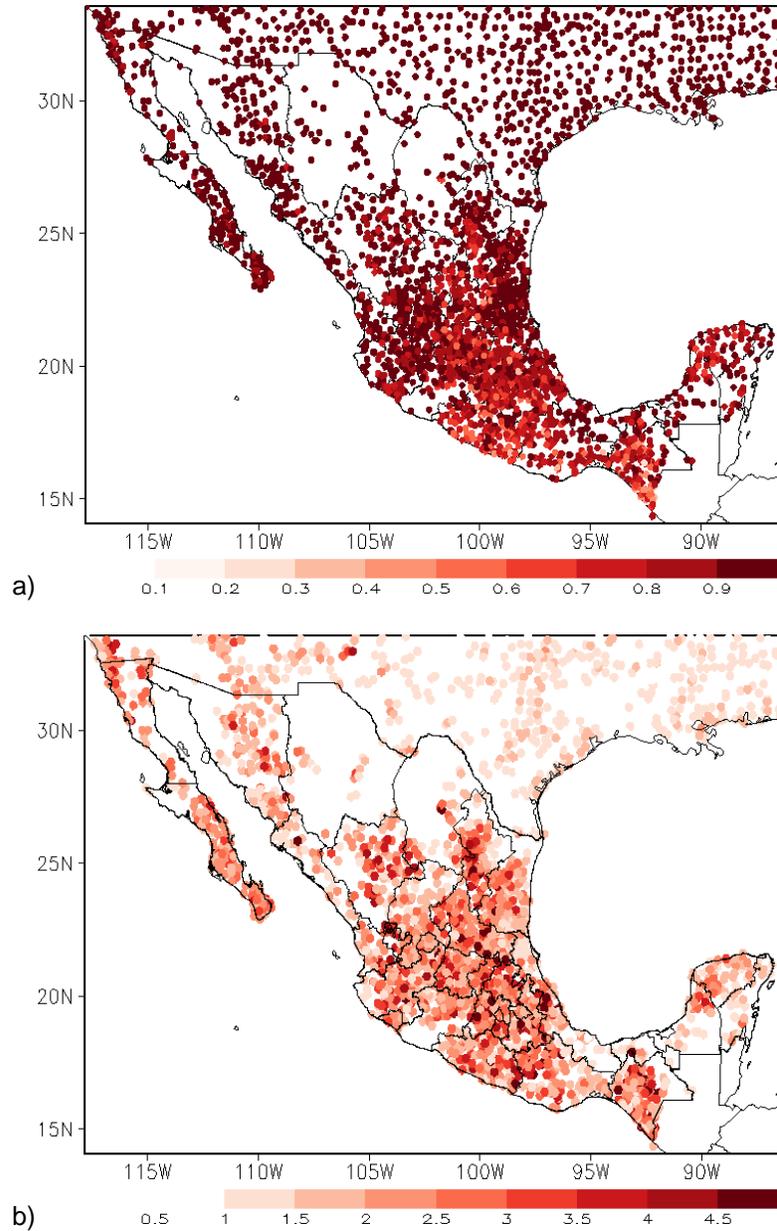
Este esquema de análisis objetivo se aplicó para los 10,958 (días) campos de temperatura máxima y mínima, cubriendo el periodo 1979-2008. Se realizó una evaluación del desempeño de la BDD, para lo cual se calculó el coeficiente de correlación entre las series de tiempo de temperatura mínima observadas y la



interpolada al sitio. Se observa que en la mayor parte de los sitios de observación, el coeficiente de correlación es por arriba de 0.7 (figura 5.10.7.a). Del mismo modo, se determinó el error cuadrático medio para cada sitio y se observa que los valores más altos (superiores a 4 °C) se localizan en parte del centro y este de México. Un comportamiento similar se presenta con la temperatura máxima (figura 5.10.8).



**Figura 5.10.7.** a) Coeficiente de correlación y b) error cuadrático medio entre temperatura mínima diaria observada y estimada por BDD



**Figura 5.10.8.** a) Coeficiente de correlación y b) error cuadrático medio entre temperatura máxima diaria observada y estimada por BDD

#### 5.10.4 METODOLOGÍA PARA OBTENER ESCENARIOS POR HELADAS

Con la finalidad de obtener los escenarios por heladas a nivel nacional asociados con los 10,958 escenarios de las mallas de precipitación diaria y de temperatura mínima, se realizó el cálculo de las mallas de eventos por heladas diarias a través de involucrar tanto escenarios de precipitación, de temperatura y la aplicación de 3 condicionales en interés.

Al llevar a cabo el cálculo y estimación de escenarios de heladas, éstos se integraron en un sistema de información geográfica con escenarios diarios, anuales y globales. Una vez integrada la información asociada con los escenarios, se generan mapas con la distribución espacial y temporal del número total de



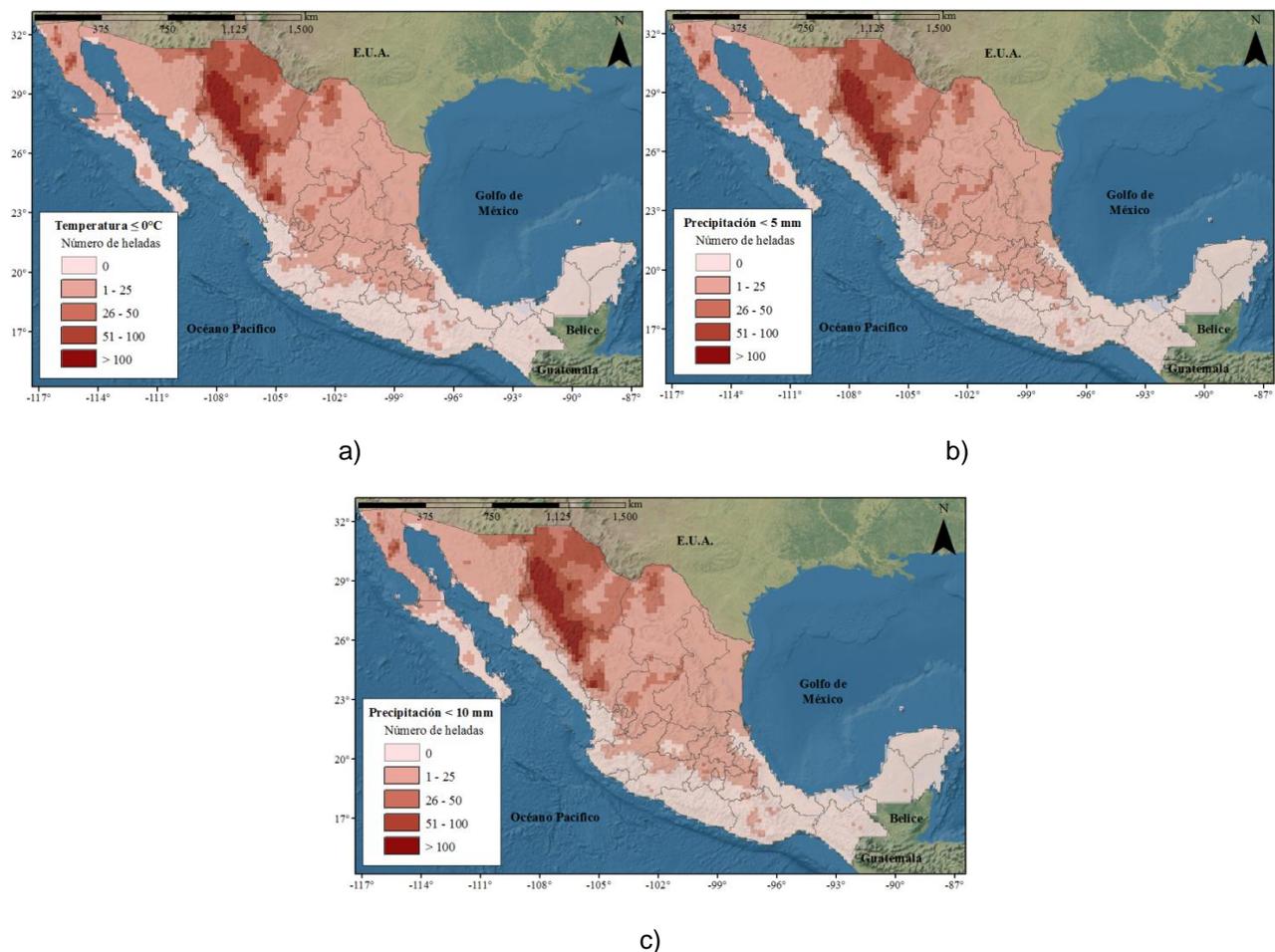
días con heladas. Estos mapas permiten identificar las zonas de nula, menor o mayor vulnerabilidad ante la amenaza de las heladas documentadas.

Se consideraron tres criterios para evaluar de manera global los escenarios de heladas. Las tres condicionales a evaluarse son las siguientes:

- I. Precipitaciones < 10 mm y temperaturas  $\leq 0^{\circ}\text{C}$
- II. Precipitaciones < 5 mm y temperaturas  $\leq 0^{\circ}\text{C}$
- III. Temperaturas  $\leq 0^{\circ}\text{C}$

En términos generales, para los tres criterios anteriores se consideró evaluar de manera conjunta aquellos escenarios diarios en los que se cumpliera una condición asociada con el valor de la lámina de precipitación (10 y 5 milímetros de lluvia) y un valor inferior o igual a los  $0^{\circ}\text{C}$  de temperatura mínima, además de evaluar en un tercer criterio aquellos escenarios por heladas involucrando únicamente valores de temperatura mínima.

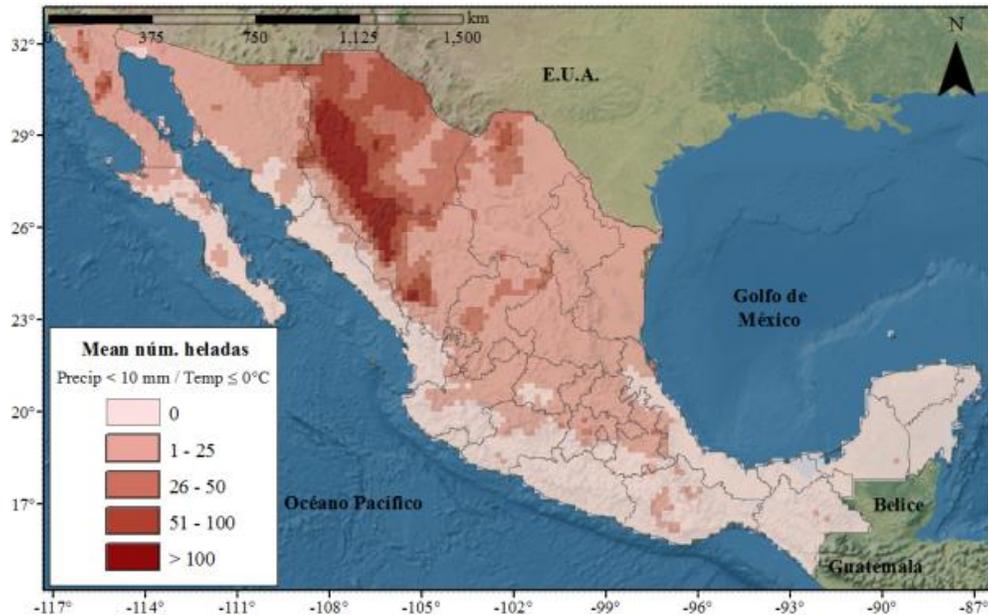
El resultado de evaluar los 10,958 escenarios diarios por heladas se integró en una base de datos de mallas regulares con una resolución aproximada de 20 por 20 kilómetros ( $0.1886^{\circ} \times 0.1886^{\circ}$ ). Los tres criterios definidos y evaluados se presentan en la Figura 5.10.9, en ésta se documentan los valores medios del número total de días en lo que se estimó anualmente la ocurrencia heladas.



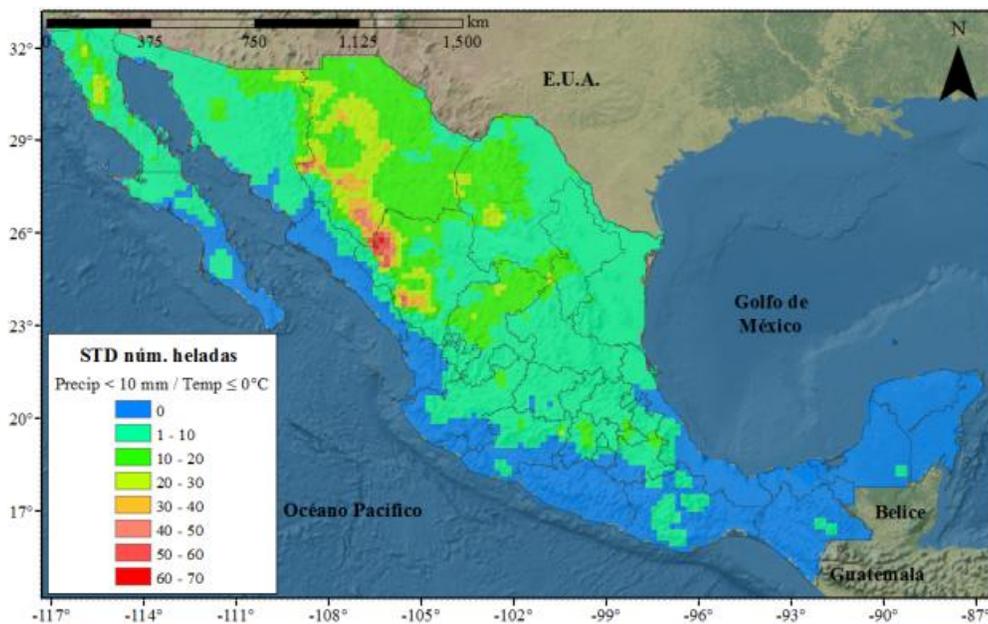
**Figura 5.10.9.** Número de días con heladas en el periodo 1979-2008, a) con temperatura  $\leq 0^{\circ}\text{C}$ , b) con precipitación < a 5 mm y temperatura  $\leq 0^{\circ}\text{C}$ , y c) con precipitación < a 10 mm y temperatura  $\leq 0^{\circ}\text{C}$



De la obtención de los escenarios por heladas y de la comparación visual documentada en el mapa de heladas publicado por el CENAPRED, se determinó evaluar y documentar el detalle de las mallas de heladas que consideraron una precipitación inferior a 10 milímetros de lámina de lluvia y una temperatura mínima menor o igual  $0^{\circ}\text{C}$ , ya que estos escenarios tienen mayor similitud en la distribución espacial de los eventos por heladas documentados por el CENAPRED. De ahí que en la Figura 5.10.10 se documenten en dos mapas el valor medio y de desviación estándar respectivamente, ambos asociados a la estadística global de los 30 años y para el criterio considerado de mayor interés (precipitaciones  $< 10\text{ mm}$  y temperaturas  $\leq 0^{\circ}\text{C}$ ).



a)



b)

**Figura 5.10.10.** Estadísticas en el número de días con heladas en el periodo 1979-2008, a) Media y b) Desviación estándar



En el apéndice de este informe, se documenta una serie de treinta figuras integradas por los mapas anuales con el valor asociado al número total de días con eventos de heladas estimadas. Como ha sido mencionado, la evaluación de los escenarios de heladas diarias comprende el periodo de treinta años (1979-2008).

### Análisis estadístico

Para el periodo de los treinta años y de acuerdo con la malla calculada de valores medios con el número de días en el que se estimaron la ocurrencia de heladas dentro de la República Mexicana (Figura 5.10.10 a) y con el objetivo de determinar la probabilidad de que ocurra una helada en el periodo mencionado, se podrá emplear la distribución discreta de probabilidad de Poisson, expresada por la Ecuación 2.

$$p(x; \lambda) = \frac{e^{-\lambda} \lambda^x}{x!} \quad (\text{para } x = 0, 1, 2, \dots \text{ y } \lambda > 0) \quad (2)$$

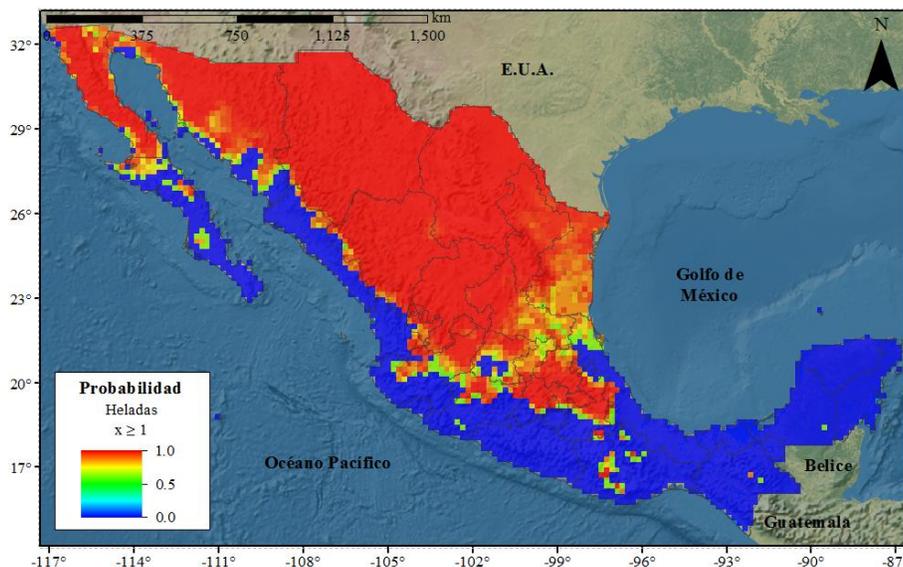
Donde:

- $p$  representa la probabilidad de que no ocurra una helada,
- $q$  define la probabilidad de que ocurra una helada ( $p + q = 1$ ),
- $\lambda$  es el parámetro de la distribución de Poisson que representa el número promedio de ocurrencias del evento aleatorio por unidad de tiempo y,
- $x$  es el número de eventos que ocurren sobre el tiempo o el espacio

Con la intención de evaluar la probabilidad de que se presente por lo menos una helada en el periodo evaluado, es decir,  $x \geq 1$  la Ecuación 2 se simplifica como:

$$p(x \geq 1) = 1 - e^{-\lambda} \quad (3)$$

El resultado de evaluar la ec. 3 en la malla de valores medios se presenta en la Figura 5.10.11, éste definido como la probabilidad de que ocurra por lo menos una helada. Es importante destacar y recordar que para efectos de este trabajo se consideró la ocurrencia de un evento reflejado como helada a la interacción de una temperatura mínima  $\leq 0^\circ\text{C}$  y simultáneamente la presencia de una lámina de lluvia menor a los 10 milímetros de precipitación en superficies de 20 por 20 kilómetros de área aproximadamente.



**Figura 5.10.11.** Probabilidad de ocurrencia de  $\geq 1$  eventos con heladas de acuerdo con la distribución discreta de Poisson en el periodo 1979 - 2008



### 5.10.5 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Como puede apreciarse en las figuras 5.10.10 y 5.10.11 en la zona de estudio, es decir, en el municipio de los Cabos Baja California Sur no se tienen registros de heladas por lo que esta amenaza no se considera dentro del atlas de riesgos naturales. En la siguiente figura, se muestra el mapa de amenaza por heladas para la zona en estudio, No Aplica.

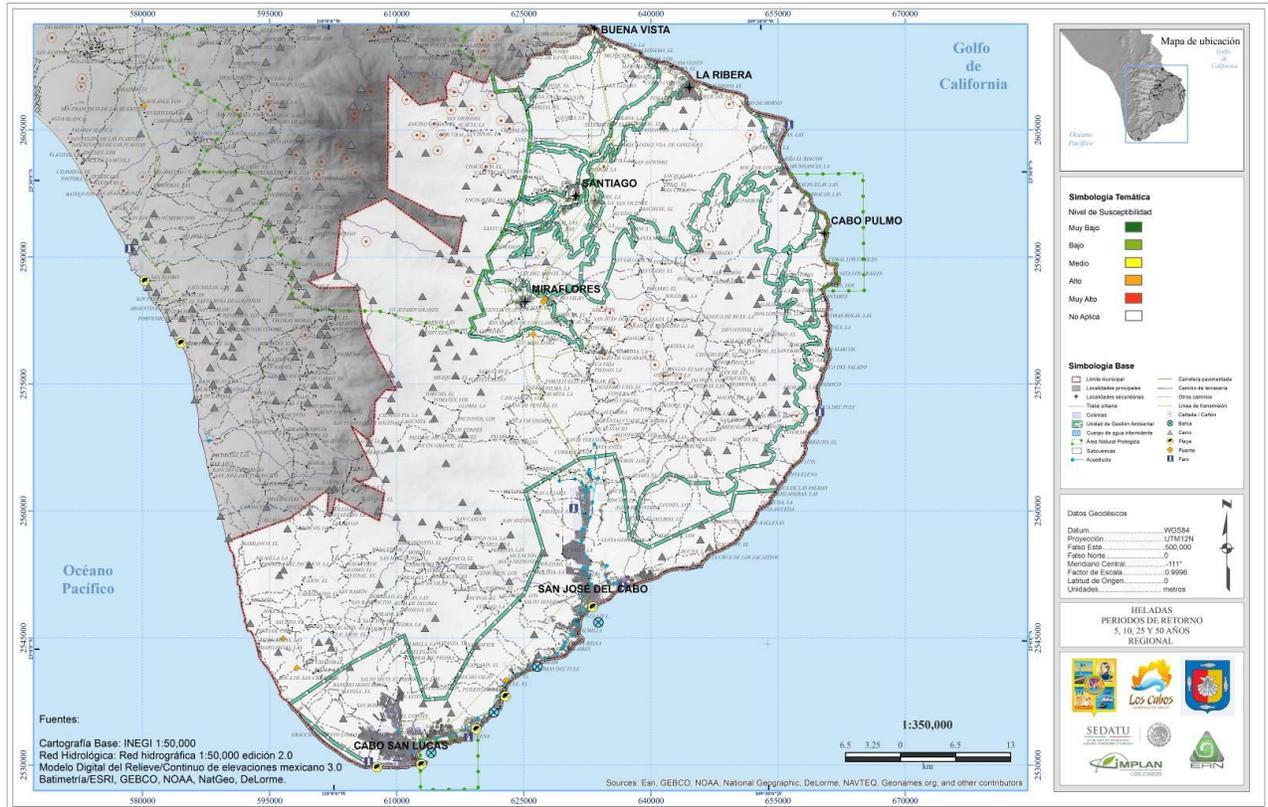


Figura 5.10.12. Mapa regional para la amenaza por Heladas en Los Cabos, Baja California Sur.

### 5.10.6 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Debido a que esta amenaza no afecta a la zona de estudio, no se presentan propuestas de mitigación en este apartado.

### 5.10.7 CAMBIO CLIMÁTICO

Como se ha mencionado anteriormente, este tipo de fenómeno no afecta directamente a la zona en estudio, sin embargo, si es importante mencionar que los cambios extremos de temperatura asociados al efecto invernadero, han modificado considerablemente los ciclos hidrológicos, lo que ha intensificado a las bajas temperaturas en las zonas donde se presenta este tipo de fenómeno, provocando un incremento en el número de muertes, así como, de los daños producidos en las infraestructuras.



## REFERENCIAS

- Brunetti M., M. Maugeri, and T. Nanni, 2001: Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *Int. J. Climatol.* 21: 861–871.
- CENAPRED, 2001: “Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México”, Secretaría de Gobernación, CENAPRED.
- Cressman G., 1959: An operational objective system. *Monthly Weather Review*, 87, 367-374.
- Eischeid J., Pasteris P., Diaz H., Plantico M., Lott N., 2000: Creating a Serially Complete, National Daily Time Series of Temperature and Precipitation for the Western United States. *Journal of Applied Meteorology*, 39 1580-1591.
- Eischeid J.K, Pasteris P.A., Diaz H.F., Plantico M.R., Lott N.J. 2000: Creating a serially complete, national daily timeseries of temperature and precipitation for the western United States. *Journal of Applied Meteorology* 39: 1580–1591.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007, The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 pp.
- Karl, Thomas R., Richard W. Knight, David R. Easterling, Robert G. Quayle, 1996: Indices of Climate Change for the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 279–292.
- Krishnamurti, T.N. and L. Bounoua, 1996: *An Introduction to Numerical Weather Prediction Techniques.* Boca Raton FL USA: CRC Press. 293pp.
- Magaña Víctor (Editor), 1999: *Los impactos de El Niño en México.* Dirección General de Protección Civil-Secretaría de Gobernación, México.
- Matías L.G., Fuentes O. y García F. 2002, Fascículo de Heladas, CENAPRED
- Mesinger, F. et al., 2006: North American regional reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 343–360.
- National Climatic Data Center, 2004: *Data Documentation for data set 9300 (DSI-9300) Global Historical Climatology Network – Daily, V1.0.* October 18, 2004. Asheville, NC 28801-5001 USA.
- Paulhus JL, Kohler MA., 1952: Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review* 80: 129–133
- Schultz, D. M., W. E. Bracken, L. F. Bosart, G. J. Hakim, M. A. Bedrick, M. J. Dickinson, and K. R. Tyle, 1997: The 1993 Superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 5-39
- Vázquez Aguirre, Jorge Luis, 2000: *Caracterización objetiva de los Nortes del Golfo de México y su variabilidad interanual.* Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana. 62pp.





## CAPÍTULO 5.11. AMENAZA POR TORMENTAS DE GRANIZO

### CONTENIDO

5.11.1	INTRODUCCIÓN.....	202
5.11.2	MODELO DE AMENAZA DE GRANIZO .....	202
	Intensidad de las tormentas de granizo .....	202
	Zonas de peligro.....	203
5.11.3	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	207
5.11.4	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	209
5.11.5	CAMBIO CLIMÁTICO .....	209
	REFERENCIAS .....	209



### 5.11.1 INTRODUCCIÓN

Las tormentas de granizo son precipitaciones en forma de hielo. Para que se presente una tormenta de granizo tienen que darse ciertas condiciones de temperatura, humedad y viento, por lo que normalmente estos fenómenos se presentan durante los meses calurosos y están relacionados con las tormentas eléctricas. En función de la cantidad y del tamaño del granizo, será la magnitud del posible daño.

En zonas rurales y áreas verdes las tormentas de granizo destruyen jardines, sembradíos y plantíos, y en ocasiones provocan la muerte de animales de cría. En zonas urbanas y carreteras provocan problemas de tránsito porque se acumula y obstruye drenajes, generando inundaciones de manera que no permite la circulación, y en estructuras produce daños a viviendas precarias y naves industriales tanto por impacto del granizo como por la acumulación del mismo sobre techos, generalmente por el taponamiento del sistema de drenaje.

### 5.11.2 MODELO DE AMENAZA DE GRANIZO

#### *Intensidad de las tormentas de granizo*

Estudios recientes han establecido como medida de la intensidad de una tormenta de granizo a la energía cinética por unidad de área. Esto corresponde a una medida tanto de la velocidad con que cae el granizo como el tamaño del mismo. El inconveniente de emplear esta medida es que en México no ha sido posible conseguir registros de ésta, ni siquiera otro de tipo de registros que se pudieran relacionar con la energía cinética, por lo que se deben de hacer muchas suposiciones en la construcción de un modelo de amenaza de granizo.

Es posible establecer relaciones de la energía cinética con la reflectividad captada por un radar Doppler. De acuerdo con estos estudios, al determinar mapas de reflectividad en Z en  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$  se puede obtener el flujo de energía cinética empleando la siguiente relación empírica (Hohl *et al.*, 2002):

$$\dot{E} = 5 \times 10^{-6} \times Z^{0.84} \quad [\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}] \quad (1)$$

La energía cinética entonces se obtiene integrando esta expresión:

$$E_k = \int_{t_0}^{t_1} \int_{y_0}^{y_1} \int_{x_0}^{x_1} \dot{E}(x, y, t) dx dy dt \quad [\text{Jm}^{-2}] \quad (2)$$

En la ecuación anterior,  $t_0$  y  $t_1$  son los instantes de inicio y final de la tormenta, y  $s_0$  y  $s_1$  son los elementos del radar en una resolución de  $0.5 \times 0.5$  km.

El principal inconveniente de este procedimiento es que es necesario distinguir entre granizo y lluvia. De acuerdo con Hohl *et al.* (2002), se puede establecer que una medida de reflectividad de 55 dB es la frontera entre lluvia y granizo, es decir, cuando la reflectividad sea mayor que 55 dBZ, entonces se trata de una tormenta de granizo, en caso contrario sólo se trata de lluvia.

En México se cuenta con una red de estaciones climatológicas con radar que puede medir la reflectividad en determinadas zonas. La figura 5.11.1 muestra un mapa de ubicación de todos los radares operados por el Servicio Meteorológico Nacional en México. Se puede ver que para la zona serrana, comúnmente afectada por tormentas de granizo, se cuenta con un radar.



Figura 5.11.1 Ubicación de radares operados por el Servicio Meteorológico Nacional

### Zonas de peligro

La mayoría de las tormentas de granizo ocurren durante el verano entre los paralelos 20 y 50 tanto en el hemisferio norte como en el sur. En la República Mexicana se registran granizadas principalmente en los estados del centro y en partes aisladas de los estados del norte del país. En la figura 5.11.2 se observan las regiones del país que con mayor frecuencia son afectadas. Es en los estados de Puebla, Pachuca, Tlaxcala, Zacatecas y el Distrito Federal donde se tiene la mayor incidencia durante los meses de mayo, julio y agosto.

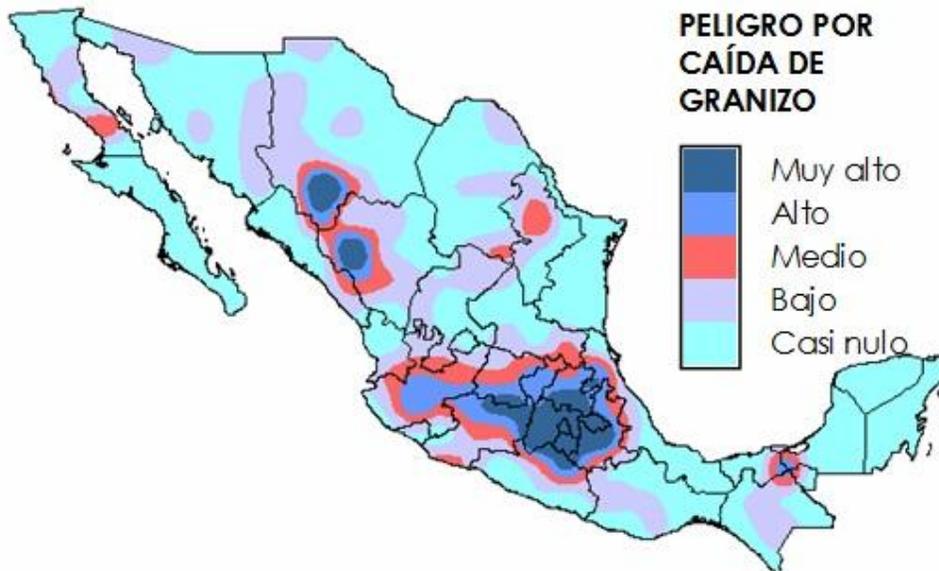


Figura 5.11.2 Regiones afectadas por tormentas de granizo

La Figura 5.11.1 fue obtenida con datos del Servicio Meteorológico Nacional. Desafortunadamente, los datos no han sido depurados y los resultados no son muy confiables. Existen estaciones contiguas con información



totalmente distinta lo que hace suponer que la manera de obtener o reportar la información no es consistente. En la Tabla 5.11.1 se indica el peligro por caída de granizo en diferentes ciudades de la República Mexicana. Dicha tabla se elaboró basándose en el mapa anterior.

**Tabla 5.11.1** Lista de ciudades y su respectivo peligro

<b>Ciudad</b>	<b>Peligro</b>
Cuautla, Cuernavaca, Distrito Federal, Iguala, Morelia, Pachuca, Puebla, Taxco, Tlaxcala, Toluca, Tulancingo.	Muy alto
Guadalajara, Querétaro.	Alto
Bahía de los Ángeles, Durango, Guanajuato, León, Monterrey, Tehuacán, Uruapan.	Medio
Apatzingán, Colima, Jalapa, Oaxaca, San Luis Potosí. Acapulco, Tampico, Veracruz, Zacatecas.	Bajo Casi nulo

De acuerdo con Waldvogel (1978), la curva de excedencia de intensidad se puede representar de la siguiente manera:

$$\lambda(E) = \begin{cases} \lambda_0 e^{-\frac{E-E_0}{\alpha}} & \text{si } E_0 \leq E < E_U \\ \lambda_0 e^{-\frac{E_U-E_0}{\alpha}} & \text{si } E \geq E_U \end{cases} \quad (3)$$

donde  $\lambda_0$  es la tasa de excedencia anual de  $E_0$ , que es la mínima intensidad,  $E_U$  es la intensidad máxima posible, y  $\alpha$  es un parámetro por determinar. En el caso de México, y con base en la información disponible,  $\lambda_0$  es el número de días con granizo en cada localidad si se considera que es muy poco probable que en un mismo día se presenten dos tormentas de granizo. El valor de  $\alpha$  se seleccionó con base en el trabajo de Waldvogel (1978) en virtud de que la información disponible para este estudio no permitió un ajuste riguroso con base en información registrada históricamente en México; este valor es  $\alpha=79.5$ . La curva resultante, para el caso particular de dos municipios en México, se muestra figura 5.11.3.

Se puede observar que las curvas, trazadas en papel semi-logarítmico, son líneas rectas paralelas. Esta suposición deberá ser validada posteriormente con registros y datos sobre la ocurrencia de eventos y la correspondiente medición de su intensidad.

Las tormentas de granizo usualmente se extienden unos cuantos kilómetros cuadrados, casi siempre menos que la extensión de los municipios que afecta. En ese sentido, es necesario considerar una atenuación de la intensidad de las tormentas de granizo en función de la distancia, de manera que se pueda determinar un área de influencia o huella. La principal dificultad que se debe superar es la falta de información. En vista de ello, se propuso la siguiente función de atenuación de la intensidad

$$E(r) = E_{k0} e^{-kr^g} \quad (4)$$

donde  $E_{k0}$  es la intensidad en el centro de la tormenta (la máxima),  $r$  es la distancia del punto donde nos interesa conocer la intensidad respecto del centro de la tormenta, y  $k$  y  $g$  son parámetros que determinan el perfil de la curva. La figura 5.11.4 muestra el perfil típico de estas curvas.

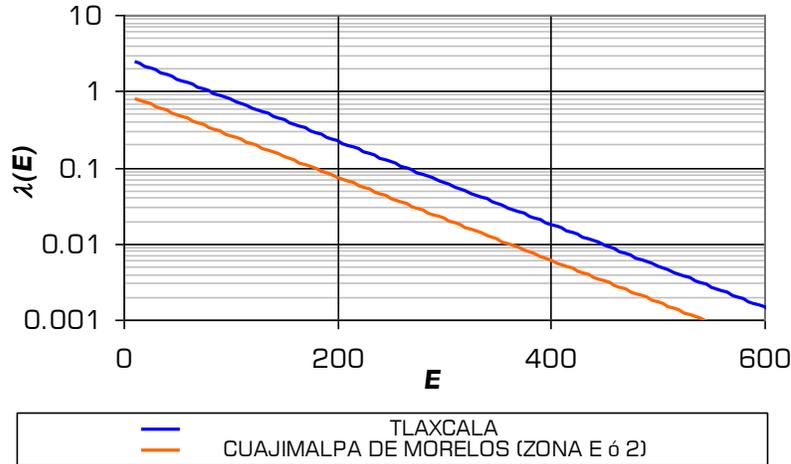


Figura 5.11.3 Tasa de excedencia de energía cinética  $E$  en dos municipios distintos

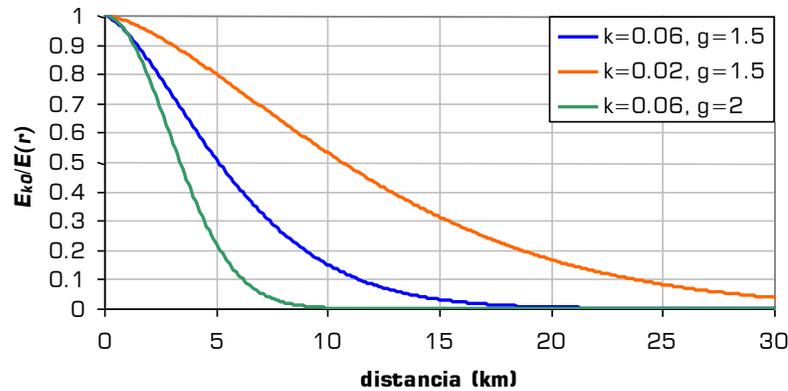


Figura 5.11.4 Funciones de atenuación para diversos valores de parámetros

Debido a la poca extensión de las tormentas de granizo, es razonable suponer una función de atenuación con un rápido decrecimiento inicial, tal como corresponde a la curva verde, correspondiente a  $k=0.06$  y  $g=2$ . Con esta función, es posible determinar la intensidad con que una tormenta de granizo se siente en un sitio en particular, ante la ocurrencia de un evento de intensidad  $E_{k0}$  originado a cierta distancia  $r$ .

Para tomar en cuenta la incertidumbre se considera a la intensidad como una variable aleatoria cuyo valor esperado puede estimarse empleando la ecuación 5. Se propone que esta variable tenga una distribución lognormal:

$$F_E(e) = \frac{\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln e - m}{s}\right)^2\right]}{e * s \sqrt{2\pi}}, \quad e > 0 \quad (5)$$

Donde  $m$  y  $s$  son parámetros de la distribución. El valor esperado y la varianza de  $E$  se obtienen de la siguiente forma:

$$\bar{E} = \exp\left[\frac{(2m + s^2)}{2}\right] \quad (6)$$

$$\sigma_E^2 = \exp(2m + 2s^2) - \exp(2m + s^2)$$



Si se conoce  $\bar{E}$  y  $\sigma_E^2$ , entonces el valor de los parámetros  $m$  y  $s$  puede determinarse con la ecuación 7, lo que conduce a:

$$m = \text{Ln} \left( \frac{\bar{E}^2}{\sqrt{\sigma_E^2 + \bar{E}^2}} \right) \tag{7}$$

$$s = \sqrt{\text{Ln} \left[ \left( \frac{\sigma_E}{\bar{E}} \right)^2 + 1 \right]}$$

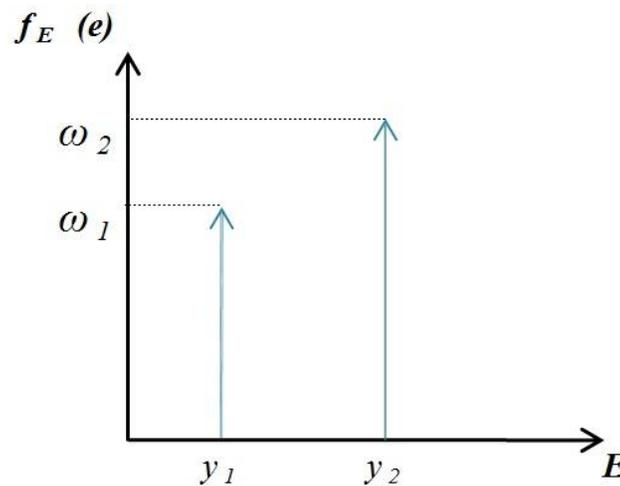
La función generatriz de momentos de la distribución lognormal es la siguiente:

$$E[x^n] = \exp(nm + n^2 s^2 / 2) \tag{8}$$

Para efectos de poder manipular la distribución de  $E$ , se reemplazará ésta por una distribución equivalente, tal como la siguiente:

$$f_E(e) = \omega_1 \delta(e - y_1) + \omega_2 \delta(e - y_2) \tag{9}$$

Donde  $\delta$  es la función delta de Dirac como se muestra en la figura 5.11.5



**Figura 5.11.5** Funciones de densidad de probabilidad de la intensidad

Para que esta nueva función sea efectivamente equivalente a la lognormal de la ecuación 6, los valores de  $\omega_1$ ,  $\omega_2$ ,  $y_1$  y  $y_2$  deben ser tales que los primeros tres momentos estadísticos de ambas distribuciones coincidan. Esto es:

$$\omega_1 + \omega_2 = 1 \tag{10}$$

$$y_1 \omega_1 + y_2 \omega_2 = E[e^1] = \bar{E}$$

$$y_1^2 \omega_1 + y_2^2 \omega_2 = E [e^2] = \bar{E}^2 + \sigma_E^2$$
$$y_1^3 \omega_1 + y_2^3 \omega_2 = E [e^3] = \frac{(\bar{E}^2 + \sigma_E^2)^3}{\bar{E}^3}$$

El análisis de estimación del riesgo hidrometeorológico de una cartera se basa en la estimación de pérdidas de escenarios con frecuencias de ocurrencia conocidas. En el caso de las pérdidas por granizo, cada escenario estará definido por la ubicación del centro de la tormenta y por la intensidad en dicho centro, en términos de energía cinética por unidad de superficie,  $E_{ko}$ . Para ello, los polígonos que definen las áreas geográficas con un mismo nivel de peligro, son divididos en triángulos, y posteriormente cada uno de ellos es nuevamente dividido en 4 nuevos triángulos. Luego de esto, a cada triángulo resultante de la última división se le calcula su centroide y se considera que éste es el centro de las tormentas. Este proceso se muestra en la Figura 5.11.6.

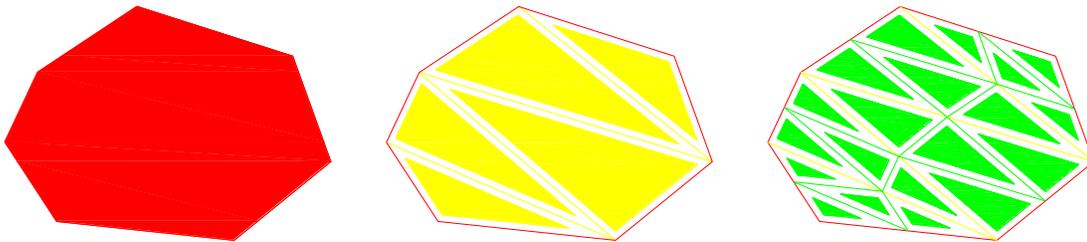


Figura 5.11.6 Proceso de división de regiones con igual peligro para definir escenarios

En el ejemplo de la Figura 5.11.6, de un solo polígono de 7 lados (en rojo), se generan primero 5 triángulos (en amarillo) y posteriormente 20 triángulos más pequeños (en verde). Estos últimos triángulos pueden sufrir una división más (en 4 triángulos más pequeños) si su área es grande comparado con la distribución de los inmuebles a evaluar.

### 5.11.3 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

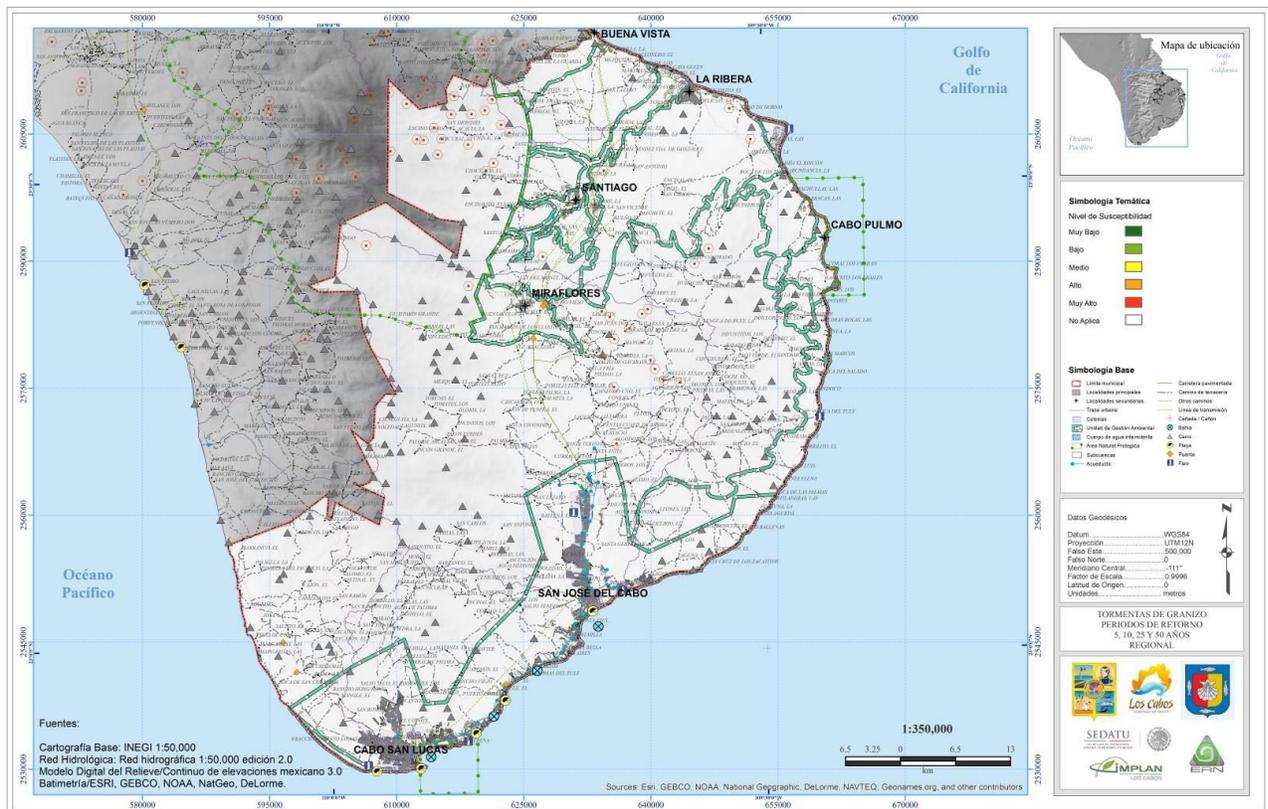
Se estudiaron un total de 27 estaciones base con un periodo de datos del 1969-2004 con registro de tormentas eléctricas de la base datos climatológicos nacionales a través de su extractor de base de datos ERIC II editado por el IMTA que a continuación se muestran en la tabla 5.11.2.

De acuerdo al registro histórico de estas estaciones, el sitio en estudio no presenta ninguna amenaza contra tormentas por granizo, esto debido a que los datos demuestran que el fenómeno no es recurrente el área. En la figura 5.11.7 se presenta el mapa regional de amenaza en términos de su nivel de susceptibilidad, para los periodos de retorno de 5, 10, 25 y 50 años.



Tabla 5.11.2 Tabla de estaciones base para el distrito de Los Cabos, Baja California Sur

ESTACIONES BASE, LOS CABOS, BAJA CALIFORNIA SUR			
Clave	Nombre	Longitud	Latitud
3003	BOCA DEL SALADO, SANTIAGO	-109.417	23.3
3005	CABO SAN LUCAS, SAN J. C	-109.917	22.883
3007	CADUAÑO, SANTIAGO	-109.767	23.317
3030	LA RIBERA, LOS CABOS	-109.583	23.583
3032	LAS BARRACAS, LOS CABOS	-109.45	23.467
3051	SAN FELIPE, LOS CABOS	-109.85	23.1
3053	SAN JACINTO, LA PAZ	-110.067	23.233
3056	SAN JOSE DEL CABO	-109.683	23.05
3062	SANTIAGO, LOS CABOS	-109.717	23.467
3064	SIERRA DE LA LAGUNA	-109.883	23.467
3067	YENECA, LOS CABOS	-109.767	23.267
3094	SANTA ANITA, LOS CABOS	-109.7	23.167
3096	LAS CUEVAS, LOS CABOS	-109.667	23.533
3120	COL. P.E. CALLES, LA PAZ	-110.133	23.2
3135	LA CANDELARIA, LOS CABOS	-110.017	23.067
3137	LA SOLEDAD SUR, LA PAZ	-109.983	23.133
3142	LA PINTADA, LA PAZ	-109.767	23.6
3143	LAS PALMAS, LA PAZ	-109.683	23.667
3144	MANGLE, LOS CABOS	-109.65	23.333
3163	AGUA CALIENTE, LOS CABOS	-109.8	23.433
3173	SAN PEDRITO C.F.E.	-110.183	23
3181	LA NUEVA CALIFORNIA	-109.783	23.433
3183	SAN VICENTE DE LA SIERRA	-109.967	23.183
3188	SAN JAVIER SUR	-109.833	22.983
3189	EL SAUZAL	-109.9	23.05
3190	SAN LAZARO, LOS CABOS	-109.805	23.13





#### 5.11.4 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Debido a que esta no es una amenaza latente en la zona, no se presentan mayores aportaciones para establecer un plan o acciones de mitigación para el área en estudio, mas sin embargo es importante fomentar la educación sobre los fenómenos naturales. A continuación se presentan algunas medidas de mitigación generales para la amenaza por tormentas de granizo.

##### ***Defensa activa contra el granizo***

La defensa activa es un método preventivo que se basa en la “Modificación Artificial del Tiempo Atmosférico” y permite trabajar sobre las nubes potencialmente graniceras, antes de la ocurrencia del evento, disminuyendo su agresividad sobre los cultivos, introduciendo partículas de yoduro de plata (Agl) a través de la siembra de nubes como lo son: Los cañones antigranizo, Cohete antigranizo.

##### ***Defensa pasiva:***

La Defensa Pasiva consiste en incentivar a productores agrícolas para la colocación de malla antigranizo en cultivos. El Gobierno de Mendoza otorga créditos para la instalación de malla a través del Fondo para la Transformación y el Crecimiento.

##### ***Investigación, difusión de información y datos de interés***

El Sistema Integral de Lucha Antigranizo se complementa con una importante difusión de información y datos de interés para el sector agrícola y las partes interesadas: pronóstico extendido del tiempo, alertas de tormentas, alerta de heladas, etc.

#### 5.11.5 CAMBIO CLIMÁTICO

Las tormentas de granizo no afectan directamente a la zona, sin embargo, este fenómeno si se ha visto afectado por el cambio climático en otras partes del mundo, en donde las trayectorias de las tormentas se han desplazado hacia el norte a los largos de los últimos 50 años. Diversos investigadores prevén que siga este desplazamiento hacia el norte, lo que provocará el incremento de tormentas fuertes.

#### REFERENCIAS

- Hohl, R.; Schiesser, H.; Aller, D.; HailFall: The relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings, Atmospheric Research, 2002.
- Waldvogel, A.; Schmid, W.; Federer, B.; The kinetic energy of hailfalls. Part I: Hailstone Spectra, Journal of Applied Meteorology, American Meteorological Society, 1978.
- Waldvogel, A.; Schmid, W.; Federer, B.; The kinetic energy of hailfalls. Part II: Radar and Hailpads, Journal of Applied Meteorology, American Meteorological Society, 1978.
- Ruiz, C.; Análisis de cubiertas industriales bajo el efecto del granizo, Memorias del VI Simposio Internacional de Estructuras de Acero, Puebla, 1999.





## CAPÍTULO 5.12. AMENAZA POR TORMENTAS DE NIEVE

### CONTENIDO

5.12.1	INTRODUCCIÓN.....	212
	Propiedades básicas de la nieve.....	213
	Elementos meteorológicos que intervienen en la manifestación de las nevadas.....	215
	Sistemas de tiempo atmosférico que originan nevadas.....	215
5.12.2	NEVADAS EN MÉXICO .....	218
	Distribución de los inviernos en México .....	218
5.12.3	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	220
5.12.4	CAMBIO CLIMÁTICO .....	223
	REFERENCIAS .....	223



### 5.12.1 INTRODUCCIÓN

Las coberturas de nieve forman parte de la “criósfera”, palabra derivada del griego *κρύος* (*cryos*) cuyo significado es frío, escarcha o hielo. La criósfera en su totalidad incluye aquellas porciones de la Tierra donde el agua se encuentra en estado sólido, las cuales incluye las porciones del mar congelado, ríos y lagos congelados, glaciares, capas de hielo (*ice caps and ice sheets*) y el suelo congelado (incluye el *permafrost*) y las coberturas de nieve. La criósfera forma parte del sistema climático global a través de vínculos que se que interactúan en el complejo sistema de energía y flujos de la Tierra: precipitación, hidrología, circulación atmosférica y oceánica. En términos de cobertura espacial, la cobertura de nieve es el segundo componente de mayor extensión dentro de la criósfera después del hielo estacional (~65 millones de km<sup>2</sup>) con un área máxima promedio que se extiende por cerca de 47 millones de km<sup>2</sup>, de los cuales el 98% se localiza en el Hemisferio Norte donde la variabilidad y temporalidad están condicionada por las estaciones del año.

La nevada es una de las formas en que se presenta la precipitación, consiste en la caída de agua en estado sólido en forma de pequeños cristales de hielo ramificados que se desprenden de las nubes y caen como copos blancos y ligeros. Para que se presente este fenómeno es indispensable que en el ambiente se combinen dos elementos necesarios tanto para su formación como para que la nieve llegue al suelo; éstos son alta concentración de humedad en la atmosfera para que haya nubosidad y temperatura suficientemente baja, cercana o inferior a 0°C.

La palabra nevada tiene su origen en el latín *nivatus, nivare* que significa cubierto de nieve, en tanto que la palabra nieve, tiene su origen también en el latín *nivis*, que significa suma blancura (Real Academia de la Lengua, 2011). Desde el punto de vista meteorológico, la nevada es el efecto de nevar; asimismo, es la precipitación en forma de nieve que cae en un lugar durante un periodo de tiempo. Este fenómeno, que es una de las formas en las que se presenta la precipitación, consiste en la caída en estado sólido, en forma de pequeños cristales de hielo ramificados que se desprenden de las nubes, los cuales se agrupan al caer en el seno de la nube (a este proceso se la conoce como mecanismo de *Bergeron*) y llegan al suelo como copos blancos y ligeros (*Upadhyay, 1995*). Es un fenómeno difícil de cuantificar por la facilidad con que es desplazada por el viento; solo cuando la cantidad alcanza cierto grado de acumulación es posible estimarla; en este caso se mide en pulgadas o centímetros de espesor. De acuerdo con sus medidas se establece el grado de intensidad y así se habla de nevada débil cuando el espesor es menor a 25cm, nevada media cuando alcanza entre 25 y 50cm; fuerte cuando la capa está entre 50 y 70 cm; muy fuerte si alcanza de 70 cm a un metro y a partir de esa altura se considera nevada excepcional (*Griffiths, 1985*)

La nevada y su intensidad dependen de la temporalidad y la localización geográfica. Están determinadas por la incidencia de los rayos solares que recibe la Tierra de acuerdo con su movimiento de traslación; así, en la temporada invernal, cuando la noche es más larga que el día, se registran las temperaturas más bajas del año y, si existe suficiente humedad en el ambiente, es posible que se dé este fenómeno (*Griffiths, 1985*) Un factor determinante en la presencia de nevadas es la latitud, pues éstas se presentan con mayor frecuencia en latitudes medias. El segundo factor es la elevación o altura sobre el nivel del mar, ya que la temperatura disminuye con la altitud, por lo que es posible encontrar montañas nevadas aún cerca del Ecuador, es el caso del Kilimanjaro en Tanzania y los Andes en Suramérica. Por el contrario, algunas regiones del Ártico y el Antártico reciben muy pocas precipitaciones en forma de nieve a pesar del intenso frío, debido a que por debajo de cierta temperatura el aire pierde su capacidad de transportar vapor de agua (*Knight, 2007*) La disminución de la temperatura con la altitud define el límite de las nieves perpetuas, por encima del cual el manto de nieve se conserva todo el año. Este límite, aparte de la latitud, también es influenciado en gran medida, por la orientación y exposición de la pendiente. En el Ecuador, el límite de nieves perpetuas se encuentra a una altitud de 4,700 msnm aproximadamente; esa altitud aumenta a 5,200m en las regiones de aire seco alrededor de los trópicos y disminuye a 3,000 msnm a 45° de latitud norte y a 1,400 msnm a 60° de latitud norte. En el hemisferio sur estos valores son más bajos (*Griffiths, 1985*) En México, el límite de nieves perpetuas se encuentra en altitudes mayores a los 4,500 msnm (Delgado, 1996)



De acuerdo con el *Col·legi d'Enginyers de Camins, Canals i Ports de Catalunya* para que se considere una nevada peligrosa, la precipitación debe alcanzar valores superiores a los 50mm, además requiere durante el tiempo en el que se produce la precipitación el valor de la temperatura sea igual o cercano a 0°C.

### Propiedades básicas de la nieve

La nieve se origina en nubes a temperatura por debajo del punto de congelación. Cuando el aire húmedo se eleva, se expande y se enfría, el vapor de agua se condensa en un diminuto núcleo formando gotitas de agua del orden de 10  $\mu\text{m}$  de radio. Cuando se enfría por debajo a 0°C no necesariamente se origina nieve, puesto que puede llegar a súper enfriarse a temperaturas que oscilan entre los -20°C y los -40°C. Una vez que las gotitas se han congelado crecen rápidamente a expensa de las gotitas de agua restantes, debido a la diferencia de saturación en la presión del vapor de agua y del hielo. La forma inicial de los cristales de hielo: columnas, plaquetas, dendritas, etc. depende de la temperatura durante su formación, pero su subsecuente crecimiento y características dependen del grado de súper saturación ( $\text{g}/\text{m}^3$ ) (Hobbs, 1974) (figura 5.12.1) Durante la caída a tierra, el cristal de nieve puede experimentar considerables cambios debido a las variaciones de temperatura y humedad con la altitud.

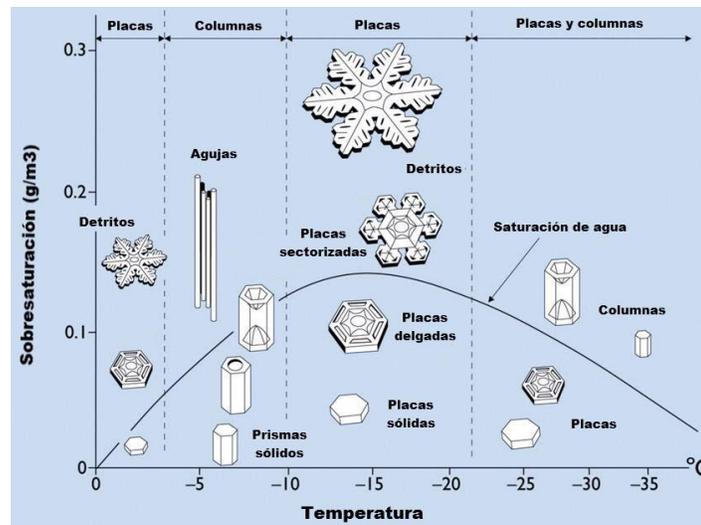


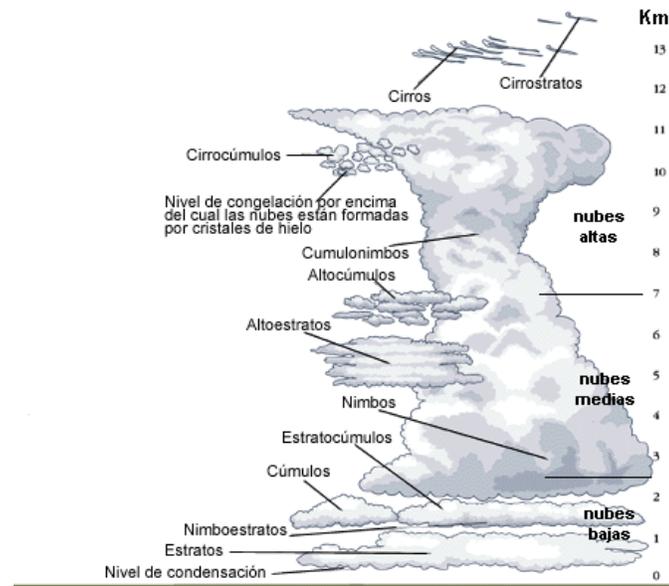
Figura 5.12.1. Morfología de los cristales de nieve. El crecimiento y tipo de cristales depende de las diferentes temperaturas y niveles de humedad en los que se origina. (Furakawa)

Para que ocurra una precipitación en forma de nieve es necesario que la temperatura en la superficie se encuentre próxima a 0°C y, al mismo tiempo, que haya nubosidad que origine la precipitación. La mayoría de las nevadas ocurren desde las nubes del género Nimbostratos (Ns) cuya apariencia es de un tono gris oscuro con aspecto velado por el alto contenido de agua o nieve; suelen presentar un gran desarrollo horizontal para cubrir todo el cielo y su espesor puede ser suficiente para ocultar completamente el sol (Martín y Olcina, 1996). La formación de su base se produce a alturas muy diversas, desde los 2 km a los 7 km, por este motivo en ocasiones se les puede considerar tanto en las nubes bajas como en las medias (Llorente, 2004). Estas nubes se pueden originar a partir del engrosamiento de Altostratus (As) o de Altocúmulus (Ac) y también pueden resultar de una extensión de un Cumulonimbus (Cb), que es una nube de desarrollo vertical en cuyo interior se desarrollan copos de gran tamaño que facilitan su caída, dando lugar a nevada aún cuando la superficie se encuentra a una temperatura mayor a 0°C; con este tipo de nubes se han observado nevadas hasta con 5°C. En cualquier caso, existe una gran relación entre el tipo de nube, la temperatura del aire, el tipo de precipitación y el grado de cobertura de la nieve en el suelo (González, 2006) (figura 5.12.2).

El proceso de formación de la nieve dentro de la nube es similar al de la lluvia líquida, que puede formarse a partir de cristales de hielo. Sin embargo; el verdadero origen de la nevada se encuentra en la formación de los copos de nieve que son resultado de una serie de procesos que se inician en el interior de una nube y



que tienen que ver con la termodinámica y la física, según las condiciones atmosféricas en que se desarrolle (Roger, 1989). La formación y precipitación de la nieve se realiza en tres etapas: la nucleación, el crecimiento y la precipitación.



**Figura 5.12.2.** Tipos básicos de nubes. Las nubes pueden clasificarse de acuerdo a su altura de formación, pudiendo ser nubes bajas, medias y altas o con desarrollo vertical. ([www.nutesca.com](http://www.nutesca.com))

La nucleación es el proceso donde se origina la condensación o congelación y va a depender de la energía libre superficial que haya en la interface. El cristal no es una gota de lluvia congelada y para que se forme es necesario que en la nube existan núcleos de condensación, es decir, partículas de polvo en suspensión como arcilla, arena, ceniza, microorganismos o aerosoles contenidos en la atmósfera, los cuales actúan como centros de condensación; a ese tipo de nucleación se le denomina heterogénea y es de gran importancia conocer las propiedades físico-químicas de los núcleos de condensación, ya que éstos determinarán los valores de sobresaturación o subsaturación a los cuales se podrá producir el cambio de fase. Los núcleos pueden ser higroscópicos y se caracterizan porque pueden producir condensación aún en condiciones de subsaturación y no-higroscópicos, que sí requieren sobresaturación (Castro, 1979).

Cuando la nube cruza la isoterma de 0°C existe la posibilidad de que se formen cristales de hielo, pero para que pueda comenzar a formarse la nieve, la nube debe estar entre -10°C y -20°C y únicamente se desarrollarán copos de nieve; si el aire está sobresaturado, con gotas súper enfriadas, éstas permanecen en estado líquido aunque su temperatura sea inferior al punto de congelación (Rogers, 1989). En estas condiciones las gotitas súper enfriadas se congelan espontáneamente sobre los núcleos de condensación formando pequeños cristales de hielo mediante el procesos de sublimación, al pasar directamente del vapor de agua al estado sólido, en un aire sobresaturado que puede llegar hasta -40°C. Si el proceso se lleva a cabo lenta y progresivamente, habrá condiciones favorables para que los cristales vayan formando los copos de nieve (Upadhyay, 1995).

La temperatura es determinante en la forma final que tomarán los copos de nieve. Las placas se forman aproximadamente a -2°C, en tanto que entre -5°C y -10°C se forman columnas y agujas. Entre -15°C y -10°C se forman grandes estrellas y, por último, de -25°C a 35°C se forman combinaciones de columnas y agujas. El número de superficies reflectantes del cristal hacen que éste aparezca blanco (Pruppacher, 1980).

La etapa de precipitación tiene lugar cuando el tamaño de los copos es suficientemente grande y caen al suelo atraídos por la gravedad terrestre. Sin embargo; para que ocurra este tipo de precipitación es necesario que en el recorrido desde la nube hasta el suelo la temperatura esté alrededor de los 0°C, pues si en su descenso encuentra que la capa de aire cercana al suelo tiene temperatura entre 1.5°C y 4°C se



convierte en aguanieve y por encima de esas temperaturas se transforma en lluvia helada. El tamaño de los copos de nieve dependerá también de la humedad y la temperatura del aire próximos a la superficie. Debido a su estructura cristalina, la mayoría de ellos se compone de 90% de aire, esta circunstancia los hace óptimos aislantes y amortiguadores del sonido, pero también significa que el agua que contienen 10 centímetros de nieve sea apenas un centímetro de lluvia (*Lloyd, 2007*).

La nieve al caer al suelo puede clasificarse en dos grupos que están relacionados con los estados finales que adquieren los copos de nieve, así como a las condiciones atmosféricas que existen en el momento de precipitar. La nieve seca o polvo, de cristales más o menos perfectos que no están agrupados entre sí, contienen gran cantidad de aire en su masa y son ligeros de peso; se presentan con frío intenso, cuando la temperatura ambiente se encuentra varios grados bajo cero; recibe este nombre porque no moja los vestidos, aunque con este tipo de nieve no se pueden hacer bolas. La nieve húmeda se presenta cuando la temperatura ambiental no es tan fría, sino que se encuentra cercana a los 0°C, contiene poco aire y cierta cantidad de agua, lo que la hace sentirse pegajosa; cae en copos de aspecto algodonoso que alcanzan tamaños de cierta magnitud y se comprime rápidamente por la acción de su propio peso. Cuando nieva en el rango de -1°C y +1°C es común ver grandes copos de nieve que si permiten hacer bolas por su alto contenido de agua (*González, 2006*).

### ***Elementos meteorológicos que intervienen en la manifestación de las nevadas***

Dentro de los elementos necesarios para la formación de la nieve se encuentran la humedad, la temperatura, la evaporación, la insolación, la radiación solar, la presión atmosférica, la nubosidad y la dirección e intensidad del viento. La interacción de estos elementos con ciertos factores como la altitud, la cercanía al mar, la latitud, los sistemas montañosos y otros, dan como resultado la presencia de nevadas. Pero para que pueda ocurrir este fenómeno es indispensable que se reúnan dos condiciones: alta humedad en la atmósfera y temperatura suficientemente baja que permita que la nieve formada en la nube llegue al suelo (*Griffiths, 1985*).

### ***Sistemas de tiempo atmosférico que originan nevadas***

En todo fenómeno meteorológico intervienen la dinámica de la atmósfera global, aún los relacionados con eventos propios de climas más regionales o locales, como son las nevadas. Esta dinámica está determinada por dos grandes procesos meteorológicos: la circulación general de la atmósfera, que rige el movimiento advectivo, y los intercambios turbulentos y de radiación en la vertical, que rigen el equilibrio de temperatura y humedad (*Jáuregui, 2003*). Las masas de aire relativamente homogéneas en cuanto a la temperatura y humedad adquieren las características de la región sobre la que se forman y desplazan y pueden ser marítimas o continentales, según se hayan originado en la parte del océano o en el continente y polares o tropicales, según la latitud de su origen (*Martín y Olcina, 1996*).

Las masas de aire penetran en el país en la temporada invernal pueden favorecer la precipitación en forma de nieve, sobre todo en el norte y en algunas ocasiones en el centro del país. En esta época, la alta subtropical del Pacífico da lugar a los vientos del oeste, dentro de cuya corriente comúnmente viajan sistemas transitorios de altas latitudes, como los centros de vorticalidad y vaguadas; esto da lugar a marcados descensos de temperatura que afectan el NW de la República, hasta los 20°N, originando lluvias y nevadas en la partes altas de la Sierra Madre Occidental (*Cortez, 1998*). Las masas de aire más comunes que llegan al país en la época invernal son la polar continental y la marítima. La primera, que proviene de Alaska y el norte de Canadá, atraviesa todo Norteamérica hasta que se introduce al país; al moverse en tierra esta masa de aire adquiere características más secas y por tanto más frías. La polar marítima, que procede del Polo Norte, cruza el Océano Pacífico Norte para entrar por el oeste de Norteamérica y llegar a la República Mexicana. Estas masas de aire no son tan frías como las continentales, ya que al desplazarse por el mar absorben calor de la evaporación marítima, pero vienen cargadas de humedad (*Jáuregui, 2003*). La combinación de estas masas de aire frío con los sistemas atmosféricos húmedos procedentes del Océano Pacífico y su interacción en altura con la corriente de chorro subtropical pueden dar origen al fenómeno de nevada (*Vidal, 2001*).



La estación fría o temporada invernal (1° de noviembre al 31 de marzo) se caracteriza por presentar bajos índices de humedad; es la temporada seca del año (noviembre-abril), por lo que predomina un ambiente seco y frío, cielo despejado y vientos débiles; sin embargo, la entrada de los frentes fríos que acompañan a las masas de aire frío pueden provocar lluvias. Estas masas son las que favorecen bajas temperaturas, heladas, efecto de norte y, en algunos casos están asociadas a sistemas de baja presión (gota fría, tormenta invernal o bajas presiones dinámicas) ocasionan nevadas (CFE, 2008). Los sistemas de tiempo más comunes que dan origen a nevadas son: los frentes fríos, los nortes, las Vaguadas, la Corriente de Chorro y la Gota Fría o DANA.

El origen de la formación del Frente Frío está en las ondas del oeste que a través de la circulación general de la atmósfera hace que el aire frío se mueva hacia latitudes más bajas mientras que el aire cálido se desplaza a latitudes más altas. Estas masas no tienen tendencia a mezclarse sino que una se eleva sobre la otra sin embargo; presentan entre ellas una superficie de discontinuidad que tiene como consecuencia un rápido y brusco cambio de temperatura y humedad (Martín y Olcina, 1996). En la temporada invernal es común que lleguen a nuestro país masas de aire frío originadas en ciclones extra tropicales que se intensifican en las costas de Estados Unidos en el Océano Pacífico; éstos se desplazan hacia el sur, recorren Texas y penetran al país. Al cruzar sobre el Golfo de México los frentes adquieren humedad; en contraste, las masas de aire frío continental, al atravesar sobre la Altiplanicie Mexicana, son secas aunque pueden ocasionar heladas y nevadas si a su paso entra aire húmedo del Pacífico que introducen los vientos del oeste. Esta masa de aire frío que llega al país durante el invierno es importante por su influencia en la variabilidad de la temperatura y son algunos de estos Frentes los que pueden producir nevadas aun en las montañas del centro del país, al registrarse muy bajas temperaturas con presencia de humedad (Vidal, 2001).

El número correspondiente del Frente es asignado por el SMN, con la finalidad de tener una estadística anual de los frentes fríos que llegan a afectar a la República. La numeración se inició a partir de los años noventa. La presencia de frentes fríos de la temporada invernal (noviembre-marzo) en el territorio nacional es, en promedio, de 40.50 (SMN, 2007) De acuerdo con estudios que ha realizado Magaña (2004) sobre el Niño, durante los inviernos en que se presenta este fenómeno, el país es afectado por la presencia de continua y anómala de frente fríos que provocan temperaturas más bajas de lo normal y llegan a producir nevadas, incluso en la parte central; esto ocurrió en 1997 con la nevada, considerada como un evento extraordinario, que tuvo lugar en Jalisco, Guanajuato y el Distrito Federal.

El Norte es una masa de aire polar que sufre modificaciones a su paso por el territorio de los Estados Unidos y al entrar al Golfo de México recibe tal nombre. Estas masas de aire están asociadas a un anticiclón en superficie y vienen acompañadas de fuertes vientos del norte; el aire polar continental transportado por estas masas de aire se transforman a su paso por las cálidas aguas del Golfo de México, en donde recogen humedad que da lugar a lluvias orográficas sobre la parte este de la Sierra Madre Oriental (Mosíño y García, 1974). La definición que da Schneider, citado por Cortez (1998), del Norte es “de un fuerte frente frío y húmedo que sopla durante el invierno a lo largo de la costa del Golfo acompañado de bajas temperaturas y precipitaciones. (tabla 5.12.1).

**Tabla 5.12.1.** Clasificación de los Nortes

<b>Clasificación</b>	<b>I. Débil</b>	<b>II. Moderado</b>	<b>III. Fuerte</b>	<b>IV. Intenso</b>	<b>V. Severo</b>
Escala de <i>Beaufort</i>	4-5	6-7	8-9	10-11	12
Rango del viento	20-38 km/h	39-61km/h	62-88km/h	89-117km/h	>118km/h
Altura-oleaje	0.5 a 2.5 m	2.5 a 4 m	4 a 9 m	9 a 14 m	>14 m

Su presencia en el país es principalmente en la época invernal, aunque pueden extenderse de octubre a mayo. Para determinar la ocurrencia de un Norte se deben de tomar en cuenta principalmente el descenso de temperatura superficial de 2°C en 24 horas, los cambios en la dirección del viento de norte o noreste y las



precipitaciones. En los años El Niño, el número de Nortes tiende a aumentar, lo que concuerda con el desplazamiento hacia el sur de la corriente de chorro; sin embargo, esto no necesariamente repercute en un aumento de precipitación, pero si en inviernos más crudos que favorecen la presencia de nevadas (Magaña, 2004).

La vaguada es una prolongación alargada, en forma de “V”, de un centro de baja presión. El flujo de aire frío en la altura proviene de latitudes medias y altas; su configuración isobárica a partir del centro de la baja presión se deforma alejándose más de su lado derecho que en cualquier otra dirección. Una vaguada está constituida por isobaras no cerradas, al entrar en contacto con el aire cálido que se encuentra cerca de la superficie terrestre, provoca inestabilidad en la atmósfera, lo que ocasiona mucha nubosidad por condensación o sublimación en los pisos medio y alto de la tropósfera. Cuanto mayor sea la humedad de partida del aire ascendente, menor será la altura requerida para alcanzar la saturación y con ello contribuir a la formación de nevadas, sobre todo en su asociación con el frente polar que puede propiciar el desarrollo de onda del este (Jáuregui, 2003).

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) define a la Corriente de Chorro o *Jet Stream* como una corriente fuerte y estrecha, concentrada a lo largo de un eje casi horizontal en la parte alta de la troposfera, o en la estratósfera, aproximadamente a 13 km de altura, caracterizada por fuertes gradientes verticales y laterales en la velocidad del viento y uno o más máximos de velocidad, la cual debe ser mayor a 108 km/h. La corriente de chorro polar se localiza alrededor de los 60° de latitud en ambos hemisferios, por encima de los 300 hPa, en las proximidades de la tropopausa, mientras que la corriente de chorro subtropical se encuentra a 30° de latitud en cada hemisferio por el nivel de unos 200 hPa (Martín y Olcina, 1996).

La corriente de chorro subtropical presenta en el invierno una gran influencia sobre el territorio mexicano, época en la cual se localiza su posición media cruzando por la mitad norte del país, tocándola punta de a península de Baja California y cortando en diagonal sobre Mazatlán hacia la desembocadura del río Bravo con vientos de intensidades aproximadas de 80 km/h (Jáuregui, 2003).

La Gota Fría o DANA es el término que en principio se utilizó como “*kaltlufttropfen*”, que en alemán significa gota de aire frío, ha despertado controversias entre los meteorólogos, por la confusión que presenta con las borrascas frías y se ha propuesto el término en español de DANA (Depresión Aislada en Niveles Altos), mientras que en inglés se utiliza como “*out off low*”, que se traduce como baja cortada o depresión aislada. Esta perturbación de altura en su fase inicial sólo se aprecia en los mapas de tiempo de 250, 300 y 500 hPa (Martín y Olcina, 1996). El desarrollo de la Gota Fría se presenta cuando la corriente de chorro se intensifica y cambia su forma de desplazamiento, originalmente rectilínea, por una forma ondulada de componente norte-sur muy marcada, parecida a los meandros de los ríos; en este caso, puede llegar hasta las regiones tropicales alargando su cauce hasta lograr que se estrangule y quede aislada de la corriente general, formando un centro de baja presión en altura, como un gran embolsamiento de aire frío polar que gira de forma ciclónica en las capas altas de la tropósfera, con un radio entre los 200 y los 600 kilómetros (Martín, 2003).

La depresión ya aislada de la circulación general, se aleja de la corriente de origen y llega a cerrarse sobre si misma en un giro ciclónico; este movimiento de rotación se va transmitiendo lentamente a las capas de aire que se encuentran por debajo hasta alcanzar el suelo, formando una chimenea que lanza hacia arriba el aire caliente que hay en las capas bajas de la atmosfera de la que desciende lentamente el aire frío. Como consecuencia de esta violenta convección que sufre de aire cálido que suele también estar cargada de humedad, y la interacción con el embolsamiento de aire frío, se produce una situación de baja en superficie que puede dar como resultado precipitaciones en forma de nieve (Martín, 2003).

En México algunas de las tormentas invernales más intensas se han originado por la asociación de las masas de aire frío polar con los sistemas de baja presión, como la comúnmente llamada “gota fría”, que han ocasionado grandes nevadas como la de 1967 (Hernández, 2007.)



## 5.12.2 NEVADAS EN MÉXICO

En el hemisferio norte del planeta, las nevadas tienen su periodo de máximo riesgo desde mediados de noviembre a marzo, con ápice en enero y febrero, pues están relacionadas con el desplazamiento de las masas de aire frío que en este lapso alcanzan los valores térmicos mínimos. El anterior calendario no impide que los eventos se puedan desarrollar antes o después, con efectos asimismo catastróficos. Entre la sucesión de sistemas de tiempo, las perturbaciones dominantes en invierno son las masas polares y sus frentes fríos originarios de latitudes medias, con trayectorias de avance noroeste a sureste, que cruzan con frecuencia sobre el territorio nacional, provenientes de Norteamérica.

Las nevadas afectan de diversas maneras a la población mexicana desde tiempos remotos causando daños en la salud humana, en la producción agrícola y ganadera. Según la magnitud, la frecuencia, la duración, el alcance y las características de las nevadas, provocan pérdidas en los diferentes sectores afectados. Por ello, los registros de los impactos que causaron las nevadas son importantes, ya que permiten conocer las condiciones de vulnerabilidad de la sociedad. La ausencia de datos en los diferentes siglos no significa que el fenómeno nevada no haya existido, sino que sólo se registraron los eventos que provocaron impactos en la población, y éstos varían de acuerdo a las distintas regiones geográficas de México. Las nevadas constituyen un riesgo climático que debe ser tomado en cuenta debido a su frecuencia y a las condiciones topográficas del país. La cantidad de habitantes que está expuesta a fenómenos es cada vez mayor y varía según las características socioeconómicas de cada familia y según la región geográfica, por lo que hay que estimar la vulnerabilidad de los habitantes ante dicho fenómeno natural.

De acuerdo con CENAPRED en México las nevadas son escasas, sobre todo en la parte central; solo ocurren alrededor de una o dos nevadas por año de mayor o menor intensidad, pero sin que lleguen a considerarse excepcionales, motivo por el cual el fenómeno de la nevada, sus características, comportamiento, mediciones, efecto y consecuencias, han sido poco estudiados (CENAPRED, 2010).

Las precipitaciones en forma de nieve no son un fenómeno extraordinario en México, pero tampoco se pueden considerar como algo rutinario. Suelen caer nevadas en las partes altas de las regiones montañosas del país, en promedio una vez al año; en la sierra de San Pedro Mártir, en el norte de la Baja California, así como en la Sierra Madre Occidental en los estados de Chihuahua y Durango; ocurren también en la región centro sobre la Sierra Volcánica Transversal en los alrededores del Volcán Nevado de Toluca, del Ajusco y la Sierra Nevada (Popocatepetl e Iztaccihuatl) volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote y en algunas porciones de la Sierra Madre Oriental, por mencionar algunos lugares.

### Distribución de los inviernos en México

De acuerdo con un estudio realizado por Ortiz Álvarez y Vidal Zepeda (2005) el invierno en México presenta características distintas debido a las particularidades geográficas de la geografía. Las regiones con inviernos se presenta en dos áreas muy contrastantes en el país: la norte y la central, las cuales muestran características peculiares tanto desde el punto de vista climático como poblacional.

Los inviernos muy largos o tipo 4, de nueve a doce meses fríos, se presentan en regiones altas situadas sobre las principales cadenas montañosas del norte. Éstas corresponden a porciones de la Sierra Madre Occidental (Tarahumara, Tepehuanes y de Durango), la Sierra Madre Oriental (Parras y Las Mitras en Coahuila), la Sierra de San Pedro Mártir (Baja California) y la de San Lázaro (Baja California Sur), así como en las porciones más boreales de los estados de Sonora, Chihuahua y Coahuila que corresponden al norte de la Altiplanicie Mexicana. Estas condiciones de frío también están presentes en el centro del país, sobre el paralelo 19° N, en la porción oriental de la Sierra Volcánica Transversal y en sus numerosos valles altos.

Los inviernos largos o tipo 3, con duración de seis a ocho meses, se registran en la Sierra Madre Occidental, con altitudes entre 1 200 y 3 000 msnm, en los estados de Chihuahua y Durango. Como ejemplos donde se



presenta este tipo inviernos se pueden mencionar sitios como, Las Truchas (1 300 msnm), El Salto (2 538 msnm) y San Miguel Lobos en la sierra de Durango.

Existen también en el centro del país, en algunas regiones de la Sierra Volcánica Transversal, con altitudes mayores de 2 800 msnm por ejemplo Río Frío (3 000 msnm), Hueyatenco (3 557 msnm), en el Estado de México y La Marquesa (3 060 msnm) en el Distrito Federal.

Los inviernos medios o tipo 2 con permanencia de cuatro a cinco meses corresponden a lugares situados a menor altitud y con sensible exposición a los vientos del norte, que son predominantes entre los meses de noviembre a abril. En el área norte caracterizan a las laderas de la Sierra Madre Occidental y la región fronteriza de Sonora y de Chihuahua. En el centro los territorios más destacados son el Valle de Toluca, el noroeste del Estado de México, las laderas del Ajusco, de la Sierra Nevada (Popocatepetl, Iztaccíhuatl), del Pico de Orizaba y Cofre de Perote.

Las zonas con inviernos cortos o tipo 1, con una duración entre uno a tres meses, se presentan principalmente en el área norte en el noroeste de Sonora y el norte de la Altiplanicie Mexicana y en el área centro, en los valles intermontanos y laderas bajas de las sierras mencionadas en las anteriores categorías.

Las zonas señaladas se encuentran alejadas de los océanos, son más continentales y están situadas arriba de 1 500 m de altitud sobre el nivel del mar.

### **Ecosistemas donde se registran nevadas\***

#### *Ecosistemas:*

- 1) Bosque de encino
- 2) Bosque de encino-pino
- 3) Bosque de oyamel
- 4) Bosque de pino
- 5) Bosque de pino-encino
- 6) Bosque de táscate
- 7) Chaparral
- 8) Matorral crasicaule
- 9) Matorral desértico microfilo
- 10) Matorral desértico rosetofilo
- 11) Mezquital (xerófilo)
- 12) Pastizal natural.

#### *Agroecosistemas:*

- 1) Agricultura de riego/temporal/humedad
- 2) Asentamientos humanos/zonas urbanas
- 3) Pastizales inducidos y cultivados

\*Con base a la clasificación de Uso de Suelo y Vegetación (USyV), SERIE IV, 2009, INEGI”

De acuerdo con el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) la temporada de invierno inicia el 01 de noviembre y finaliza el 31 de marzo, dadas las condiciones meteorológicas que se presentan en esta época, debido a los diferentes sistemas meteorológicos que se presentan en territorio mexicano y que dan origen a un marcado descenso térmico, que se manifiesta en las temperaturas mínimas extremas que son las más bajas del año y que pueden dar lugar a fenómenos meteorológicos como heladas o nevadas. Sin embargo, tanto en octubre como en abril es posible encontrar nevadas. En esta temporada, los valores mínimos en



temperatura se alcanzan en el mes de enero, registrándose temperaturas de hasta  $-16^{\circ}\text{C}$  en algunas de las regiones montañosas del noroeste del país y en las cimas de nieves perpetuas de la Sierra Nevada.

De acuerdo con la intensidad con que se presenten las nevadas, pueden propiciar efectos negativos, sobretodo en la población más vulnerable, que vive en condiciones muy adversas y que en ocasiones llega a morir por hipotermia o por envenenamiento con monóxido de carbono por el material que utilizan para protegerse del frío. En zonas urbanas es posible que causen daños como derrumbes en edificaciones frágiles, ya que al acumularse la nieve sobre techos inconsistentes el peso que ésta ejerce sobre ellos provoca el colapso; también se dan apagones por el daño que sufren las estructuras distribuidoras de electricidad; desquiciamiento del tráfico o interrupción del mismo; taponamiento de drenajes, congelamiento de la red de agua potable; cierre de carreteras y aeropuertos que en ocasiones lleva a la suspensión de actividades escolares y de servicios. En la zona rural, si la nevada es intensa, provoca daño a la agricultura hasta la pérdida total de los cultivos, dependiendo de la etapa en que se encuentren y el tipo de cultivo que se trate, ya que algunos son favorecidos por el frío y la nevada les sirve para erradicar plagas y humedecer el suelo (CENAPRED, 2001). Si la nevada se presenta con fuertes vientos en el bosque, destruye ramas y cortezas de árboles, por lo cual hay necesidad de limpiar la zona porque el material muerto es muy susceptible a provocar incendios. Sin embargo, las nevadas también producen grandes beneficios; la nieve, al caer, arrastra el polvo atmosférico y los compuestos nitrogenados suspendidos y mezclados en el aire, de los cuales se beneficia el suelo, proporcionando a éste la humedad necesaria para las plantas, penetrando el agua lentamente en el terreno sin provocar el arrate de la tierra y materias fertilizantes que a veces provocan las lluvias y protege a las plantas contra enfriamientos intensos atenuando los efectos de los vientos muy fríos. Pero su beneficio principal es que actúa como depósito estacional y reserva de agua que, acumulada en el invierno, queda disponible en época de estiaje, cuando se derrite la nieve y forma corrientes de agua que fluyen o se infiltran para recargar mantos acuíferos (Upadhyay, 1995).

### 5.12.3 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La nevada es un fenómeno de apreciación subjetiva en México, cuyo registro queda sujeto a criterio del observador (Gonzalez, 2006), pues aun cuando en la actualidad hay instrumentos que identifican las diferentes formas de precipitación, en todos los observatorios y las estaciones climatológicas convencionales del país se sigue registrando este fenómeno meteorológico de acuerdo con su apariencia, a juicio del observador, por lo que en algunas ocasiones es confundida una nevada con la caída de agua nieve, granizo blando o escarcha, mientras que en las estaciones automáticas no se registra el fenómeno y sólo pasa a formar parte de la lluvia acumulada cuando se fusiona la lluvia.

En el SMN se utiliza la forma 212-50 de las estaciones climatológicas convencionales para asentar los registros meteorológicos diarios según las observaciones realizadas; en ésta se debe colocar el símbolo de la nevada el día en que ocurre el evento en la parte correspondiente al “Estado del tiempo”, ya sea en la columna de fenómenos varios –a la hora de la observación- o –en las 24 horas anteriores a la observación-, según sea el caso, y se cuenta como número de días con nevada en el Resumen Mensual; solo en algunos casos se llega a tomar la medida del espesor de la nieve en cm.

Así mismo, estas formas, con los registros meteorológicos de todos los elementos diarios y mensuales, el SMN las organiza en un expediente por año y década, lo que constituye la historia climatológica de la estación. De aquí se pasaban los datos a la forma T-9, que consistía en tarjetas con resúmenes mensuales y anuales por cada elemento meteorológico; al número de días con nevada le correspondía la clave “36”. A finales de la década de los ochenta se dejó de realizar este paso y la mayoría sólo tienen su información en tarjetas hasta 1989 y en la captura del CLICOM (CLImat COMputing proyect) de marzo del 2010, aún no se incluía el elemento de nevada. Por lo tanto dicha información, aunque existe para un periodo aproximado de 1920 a 1989 no se encuentra capturada y solo se tiene registro del número de días con nevada. Para el periodo de 1970 a 2012 se cuenta con una base de datos hemerográfica de DESINVENTAR la cual alberga



poco más de 1200 registros de nevadas (a nivel municipal), siendo el estado de Chihuahua el que mayor número de registros presenta y la cual debe ser sometida a un cuidadoso proceso de depuración (especialmente en la parte centro del país) para poder depurar los registros de nevada que realmente correspondan a aguanieve o hayan sido confundidos con heladas. Una revisión puntual sobre los registros marcados en DESINVENTAR y que no pudieron ser registrados con la metodología empleada llevo al análisis de escenarios diarios en el software ERIC III para conocer los valores de precipitación y temperatura del día señalado por las fuentes hemerográficas, en la mayoría de los casos, la temperatura no cumplía el valor necesario (cercana a 0°C) o los valores de precipitación eran muy inferiores al umbral usado (10mm).

Por otro lado, CENAPRED a través de una metodología desarrollada por García Jiménez Fermín propone una función de peligro por la presencia de nevadas en una zona dada, donde la precisión de los resultados dependerá de la calidad y la cantidad de datos que se tengan para el área de estudio. Para definir la función de peligro es deseable contar con información de espesores de nieve, pero a falta de dicha información se puede hacer análisis de las nevadas con base en el único parámetro que se maneja en el país (hasta este momento que se elabora este informe): el número de días con nevada. Con estos datos es posible, previo tratamiento, obtener la tendencia, frecuencia y distribución de las nevadas en el territorio mexicano.

A continuación, se muestran algunos resultados obtenidos para toda la república (ver figura 5.12.3 y 5.12.4), en donde se aprecia que en el municipio de Los Cabos, Baja California Sur no se tiene una probabilidad de ocurrencia de nevadas o un índice de peligro por este fenómeno hidrometeorológico.

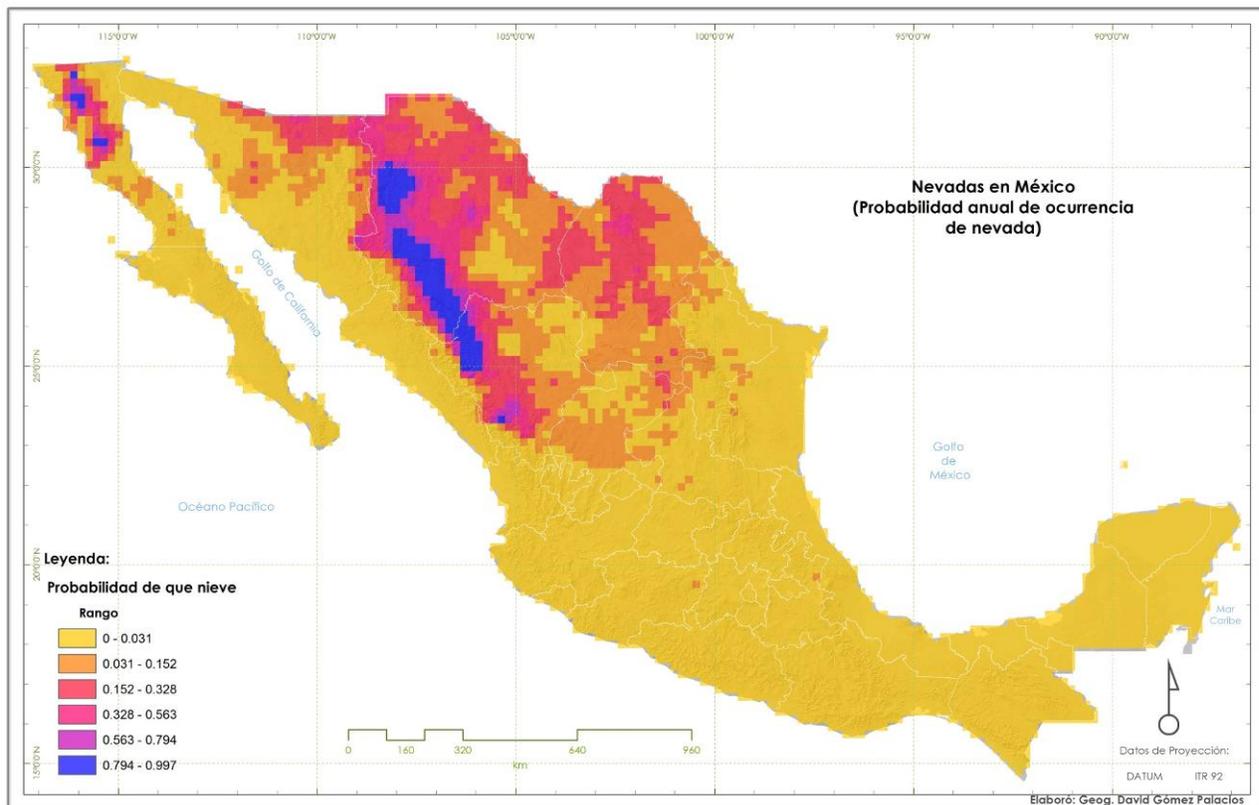


Figura 5.12.3. Probabilidad anual de ocurrencia de nevada considerando una distribución de probabilidad de Poisson (Fuente: Instituto de Ingeniería, UNAM).

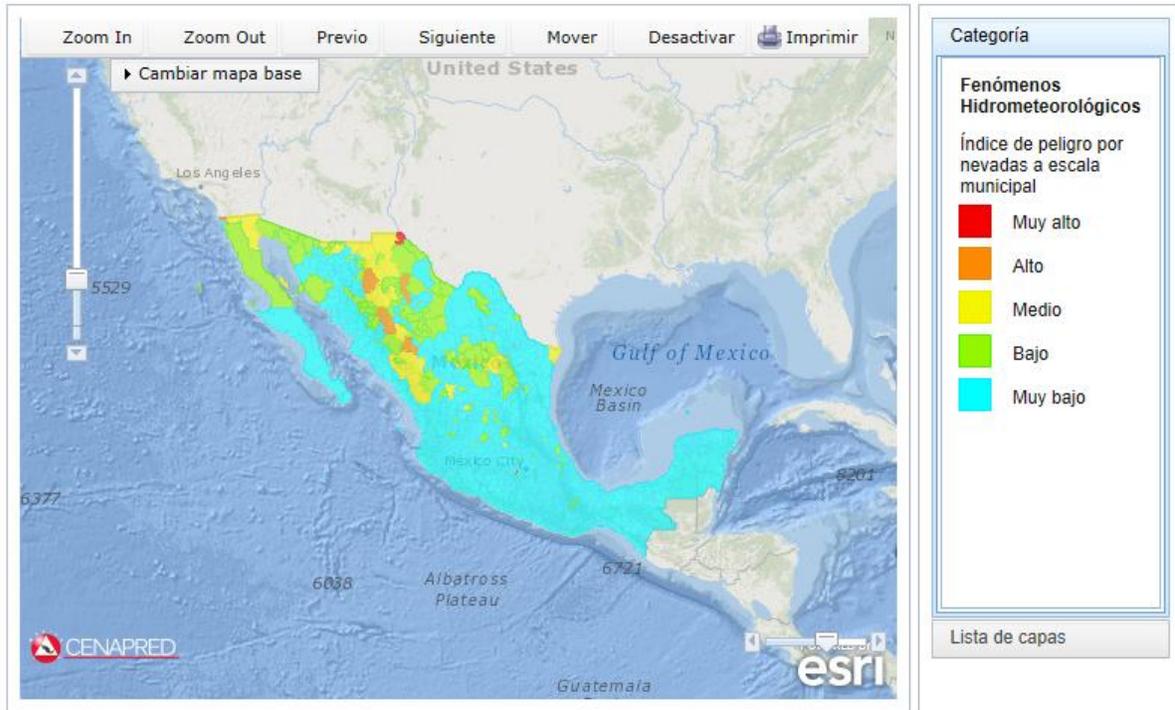


Figura 5.12.4. Índice de peligro por nevadas a escala municipal (Fuente: CENAPRED, Atlas Nacional de Riesgos, 2012)

A continuación se muestra el mapa de la amenaza para tormentas de nieve en términos de su nivel de susceptibilidad, para el distrito de Los Cabos, Baja California Sur.

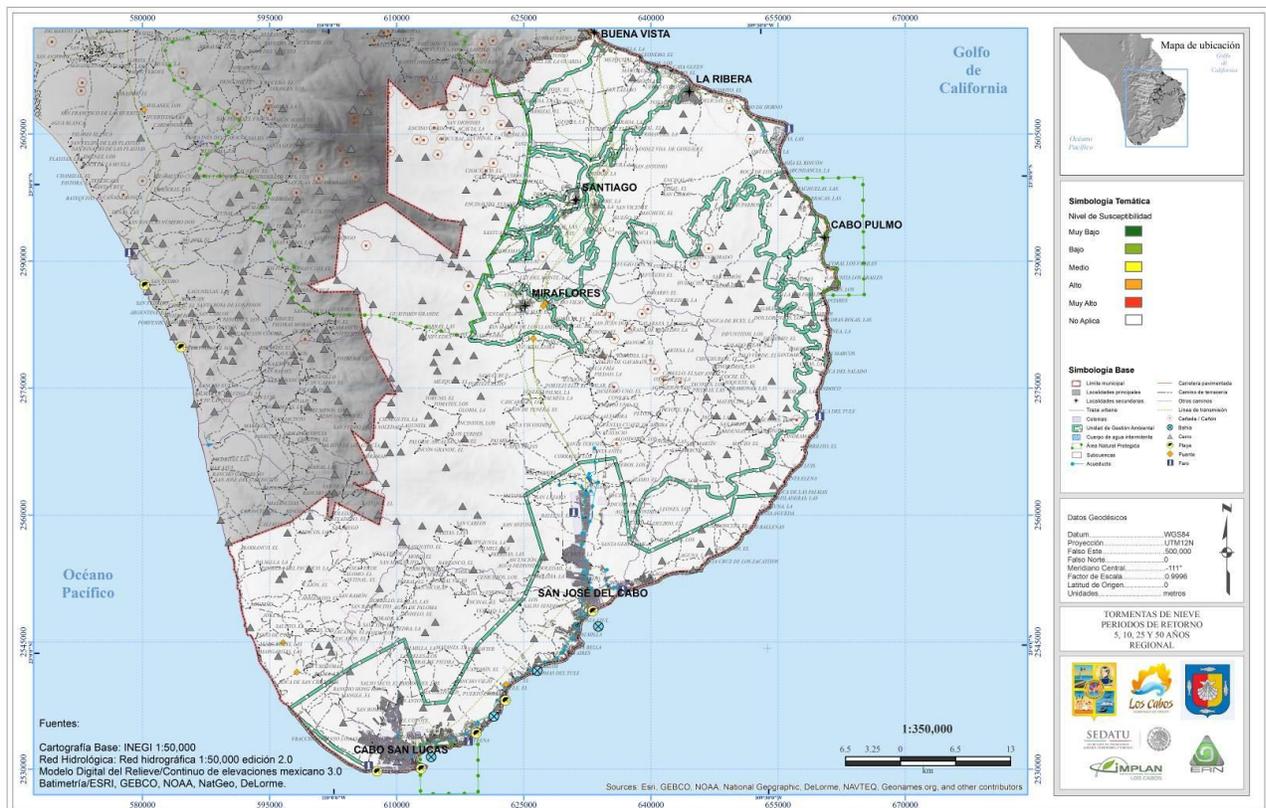


Figura 5.12.5. Mapa regional amenaza por tormentas de nieve para el municipio de Los Cabos, Baja California Sur.



## 5.12.4 CAMBIO CLIMÁTICO

Las tormentas de nieve no afectan directamente a la zona, sin embargo, este fenómeno se ha visto afectado por el cambio climático en otras partes del mundo, en donde las trayectorias de las tormentas se han desplazado hacia el norte a los largos de los últimos 50 años. Diversos investigadores prevén que siga este desplazamiento hacia el norte, lo que provocará el incremento de tormentas fuertes.

## REFERENCIAS

- Alberro, J. y Hernández. R. (1990) Génesis de las grietas de tensión en el Valle de México. In: El subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a 5 años del sismo. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 95–106.
- Armstrong, Richard L. y Brun, Eric (Eds) (2008) "Snow and Climate: Physical Process, Surface Energy, Exchange Energy Exchange and Modeling" Cambridge University Press, United Kingdom. ISB 978-0521130653
- C. Ahrens, Donald (2011) "Essentials of Meteorology: An invitation to the atmosphere. Sixth Edition" Cengage Learning, United States of America ISB 978-0840049339
- Matías Ramirez, Lucia Guadalupe y Vidal-Zepeda, Rosalía (2007) "Carta NA XIV: Amenazas Climáticas/Nevadas Históricas I y II" en Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía, UNAM. México, D.F.
- García, Enriqueta y Vidal-Zepeda, Rosalía (1992) "Carta V.2.9.G Heladas y Nevadas" en Atlas Nacional de México, Primera Edición. Instituto de Geografía, UNAM, México D.F.
- García Acosta, Virginia et. al. (2003) "Desastres Agrícolas en México. Catalogo Histórico. Tomo I. Épocas prehispánica y colonial (958-1822" Fondo de Cultura Económica, CIESAS. México. ISB 968-16-7088-4.
- Christopher R. Fielding, Tracy D. Frank (Eds) (2008) "Resolving the late Paleozoic ice age in time and space" The Geological Society of America, Inc. Colorado, USA.
- Escobar Ohmstede, Antonio (2004) "Desastres Agrícolas en México. Catalogo Histórico. Tomo II. Siglo XIX (1822-1900)" Fondo de Cultura Económica, CIESAS. México. ISB 968-16-7088-4. ISB 968-16-7188-0.
- García Jiménez, Fermín () "Análisis del peligro y vulnerabilidad por bajas temperaturas y nevadas" CENAPRED. Capítulo III
- Islas Curiel, Hermelinda (2011) "Análisis de la tendencia de nevadas en la Sierra Nevada, México" Tesis para obtener el grado de Licenciada en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Jones, H.,G. et. al (2001) "Snow Ecology: An interdisciplinary examination of snow-covered ecosystem" Library of Congress Cataloging/ Cambridge University Press, United States of America ISBN 521584833
- Lliboutry, Luis (1956) "Nieves y glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología" Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago de Chile.
- Keller, Edgar, A y Blodgett Robert H. (2007) "Riesgos Naturales: Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes" PEARSON Educación, S.A. Madrid, España. ISB 978-84-8322-336-9
- Huber, Uli M.; Bugmann, Harald K.M; Reasoner, Mel. A. (Eds) "Global Change and Mountain Regions: An Overview of Current Knowledge Series: Advances in Global Change Research, Vol. 23" eBook. ISBN 978-1-4020-3508-1
- Cronin, Thomas M. (2009) "Paleoclimates: understanding climate change past and present" Columbia University Press Books, United States of America. ISB 978-0-231—14494-0
- MacDougall, J.D. (1994) "Frozen Earth: the once and future story of ice ages" University California Press. Ltd. Los Angeles, California. ISB0-520-263922-9
- García, Enriqueta (2004) "Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen/ Quinta edición corregida y aumentada" Instituto de Geografía, UNAM. México, DF. ISB 970-32-1010-4
- Ramírez Verdugo, Héctor Darío (2008) "Proposición de sobrecargas de nieve para la zona central de Chile/Memoria para obtener el título de ingeniero civil" Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Ingeniería Civil. Santiago de Chile, Chile.
- INN-Norma Chilena Oficial Construcción (1977) "Sobrecargas de nieve/ NCh431.Of77" Norma Oficial de la República de Chile por Decreto N°1669, de fecha 15 de noviembre de 1977 del Ministerio de Obras Públicas.
- Ortiz Álvarez, María Inés y Vidal Zepeda, Rosalía (2005) "Población expuesta a inviernos fríos en México" Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. ISSN 0188-4611. Núm 59, 2006, pp. 93-112.
- Marshall, Shawn J. 2012 The Cryosphere. Princeton Primers in Climate. Princeton University Press. New Jersey, USA ISBN 978069114525-9
- INEGI "Diccionario de Datos Climáticos Escalas 1:250 000 y 1: 1, 000 000 (Vectorial)"





## CAPÍTULO 5.13. AMENAZA POR CICLONES TROPICALES

### CONTENIDO

5.13.1	INTRODUCCIÓN.....	226
5.13.2	CICLÓN TROPICAL .....	226
5.13.3	TRAYECTORIA .....	228
5.13.4	CLASIFICACIÓN .....	228
5.13.5	EFFECTOS DE LOS CICLONES TROPICALES .....	228
	Lluvia .....	229
	Permanencia del centro del ciclón después de la llegada a tierra .....	229
	Desplazamiento.....	229
	Suministro continuo del vapor de agua .....	229
	Interacción de un ciclón tropical con un fenómeno de latitudes medias .....	229
	Configuración del terreno .....	229
5.13.6	VIENTO .....	229
5.13.7	OLEAJE .....	230
5.13.8	MAREA DE TORMENTA.....	231
5.13.9	EFFECTO CORIOLIS .....	231
5.13.10	DISIPACIÓN .....	232
5.13.11	BENEFICIOS .....	232
5.13.12	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	233
	Velocidad del Viento.....	233
	Trayectoria de Huracanes .....	235
	Marea de Tormenta .....	239
5.13.13	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	242
5.13.14	CAMBIO CLIMÁTICO.....	242
	ANEXO .....	242
	REFERENCIAS .....	243



### 5.13.1 INTRODUCCIÓN

Los ciclones tropicales han causado algunos de los mayores desastres debido a fenómenos naturales en la historia reciente. En 1970, en Bangladesh, la marea de tormenta producida por uno de estos fenómenos, causó la pérdida de 300,000 personas; 21 años después otro ciclón generó un desastre similar en ese país, al provocar 140,000 decesos y la muerte de un millón de cabezas de ganado.

Aunque se trata de una nación en vías de desarrollo, la cual resulta muy vulnerable a los ciclones tropicales por tener su bajo relieve y cercanía al mar donde se generan dichos fenómenos, éstos no afectan únicamente a países pobres, sino también a aquellos que tienen población y bienes expuestos a sus efectos. Por ejemplo, en los Estados Unidos se ha producido uno de los ciclones tropicales más costosos de la historia, el huracán Andrew, que en 1992 produjo daños por un valor estimado en \$30,000 millones de dólares, y causó la muerte de 53 personas. El caso más reciente es Mitch, que en 1998 provocó el retroceso económico de Honduras y Nicaragua al ocasionar pérdidas por \$5,000 millones de dólares y provocar el deceso de 11,000 personas, afectando seriamente a otros 3 millones. En México, Gilbert provocó en 1988 la muerte de 200 personas y Pauline, en 1997 causó 228 decesos y pérdidas económicas por \$448 millones de dólares. Los ciclones tropicales han causado algunos de los mayores desastres debido a fenómenos naturales en la historia reciente. En 1970, en Bangladesh, la marea de tormenta producida por uno de estos fenómenos, causó la pérdida de 300,000 personas; 21 años después otro ciclón generó un desastre similar en ese país, al provocar 140,000 decesos y la muerte de un millón de cabezas de ganado. Aunque se trata de una nación en vías de desarrollo, la cual resulta muy vulnerable a los ciclones tropicales por tener su bajo relieve y cercanía al mar donde se generan dichos fenómenos, éstos no afectan únicamente a países pobres, sino también a aquellos que tienen población y bienes expuestos a sus efectos. Por ejemplo, en los Estados Unidos se ha producido uno de los ciclones tropicales más costosos de la historia, el huracán Andrew, que en 1992 produjo daños por un valor estimado en \$30,000 millones de dólares, y causó la muerte de 53 personas. El caso más reciente es Mitch, que en 1998 provocó el retroceso económico de Honduras y Nicaragua al ocasionar pérdidas por \$5,000 millones de dólares y provocar el deceso de 11,000 personas, afectando seriamente a otros 3 millones. En México, Gilbert provocó en 1988 la muerte de 200 personas y Pauline, en 1997 causó 228 decesos y pérdidas económicas por \$448 millones de dólares.

Para convivir con estos fenómenos naturales es necesario llevar a cabo acciones: protegerse de sus efectos más importantes a través de la comunicación entre autoridades y población; exponer lo menos posible la vida de la gente asentada cerca de costas, ríos y laderas así como sus bienes, y si no es posible lo anterior, tener preparados refugios temporales en caso de presentarse situaciones de peligro.

Para lograr esta convivencia es importante el conocimiento científico y técnico de los ciclones tropicales, de las autoridades para el manejo de emergencias como las derivadas de la presencia de estos fenómenos, de la difusión a la población de medidas de mitigación, y de hacerle comprender que la autoprotección es, en algún momento, la clave para salvar la vida y sus bienes más preciados, lo cual significa atender a los llamados de las autoridades y, principalmente, a no exponerse a riesgos tales como inundaciones, oleaje, viento e inestabilidad de laderas (CENAPRED 2013).

### 5.13.2 CICLÓN TROPICAL

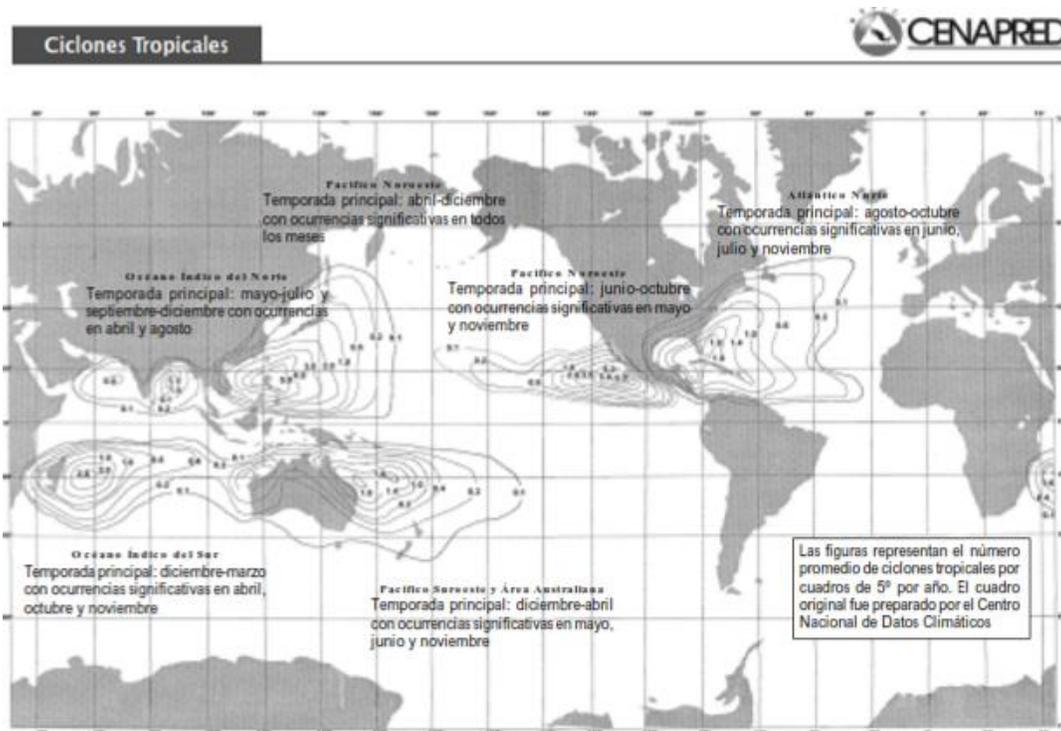
Un ciclón tropical es un sistema atmosférico cuyo viento circula en dirección ciclónica, esto es, en el sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y en el sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio sur. Como su nombre lo indica, el ciclón tropical se origina en las regiones tropicales de nuestro planeta. Como la circulación ciclónica y bajas presiones atmosféricas relativas normalmente coexisten, es común usar los términos ciclón y baja de forma intercambiable.



En latitudes templadas los ciclones son referidos como depresiones o ciclones extratropicales, y el término ciclón se usa sólo para referirse a los ciclones tropicales. Estos últimos, en su etapa más intensa, son conocidos por varios nombres, según las regiones en donde ocurren:

- a) En el océano Atlántico, Golfo de México y mar Caribe son conocidos como huracanes.
- b) En el mar de Arabia y la Bahía de Bengala como ciclones.
- c) En el mar de China y la costa de Japón como tifones.
- d) En el océano Índico, al este de Mauricio y Madagascar, como ciclones.
- e) En el océano Pacífico del noreste como huracanes.

Estos sistemas de tormenta exigen, al menos, dos requisitos básicos: calor y humedad; como consecuencia, sólo se desarrollan en los trópicos, entre las latitudes  $5^{\circ}$  y  $30^{\circ}$  norte y sur, en las regiones y temporadas en que la temperatura del mar es superior a los  $26^{\circ}$ . La figura 5.13.1 muestra el número de ciclones tropicales promedio que se presentan cada año. Los ciclones intensos están entre los más destructivos de los desastres naturales, capaces de causar graves daños a poblaciones costeras y ocasionar pérdidas humanas. Sin embargo, proporcionan precipitaciones esenciales para gran parte de las tierras que cruzan. La energía de los ciclones tropicales proviene esencialmente del calor y la humedad que transfiere el océano al aire en los niveles bajos de la atmósfera. Mientras el centro del ciclón permanece sobre aguas cálidas (temperatura mayor a los  $26^{\circ}$  C), el suministro de energía es enorme. Mientras más y más aire húmedo se dirige hacia el centro de la tormenta para reemplazar al aire caliente que asciende rápidamente en forma de nubes, mayor calor es liberado a la atmósfera por condensación del vapor de agua y la circulación del viento continúa incrementándose.



**Figura 5.13.1** Presencia de ciclones tropicales en el mundo (las líneas indican el número de ciclones tropicales promedio que se presentan cada año). Fuente: Centro Nacional de prevención de desastres (CENAPRED)



### 5.13.3 TRAYECTORIA

El movimiento de los ciclones tropicales resulta, principalmente, debido a que las tormentas están sumergidas en una región de aire en movimiento de mayor tamaño, conocida como “corriente conductora”, que tiende a mover la circulación de los niveles bajos y altos y la convección de nubes cumulonimbus en la dirección de dicho flujo. El ciclón por sí mismo también es parte del flujo de gran escala, por lo cual es difícil definir la corriente conductora. El movimiento del ciclón también está influenciado por la fuerza de Coriolis que se origina por la rotación de nuestro planeta. Así mismo, ciclones grandes e intensos tienen la capacidad para modificar las condiciones del flujo atmosférico a su alrededor, lo que puede aportar una fracción importante del desplazamiento total del ciclón. Las trayectorias de los ciclones se esquematizan generalmente por una línea continua; sin embargo, es muy común encontrar oscilaciones alrededor de lo que se considera su trayectoria media. Los patrones de trayectorias más comunes de los ciclones tropicales están ilustrados en la figura 5.13.2 y presentan una característica en común: la tendencia a moverse hacia el polo del hemisferio en que se encuentran.



**Figura 5.13.2** Trayectorias típicas de los ciclones tropicales del mundo. Fuente: Centro Nacional de prevención de desastres (CENAPRED)

### 5.13.4 CLASIFICACIÓN

Los ciclones tropicales están entre los sistemas meteorológicos más peligrosos y destructivos de la Tierra. Mientras la estructura y funcionamiento de una tormenta tropical madura son conocidos, su origen aún no es bien entendido. La etapa antecedente de un ciclón tropical es conocida en América como *Perturbación tropical*; los ciclones tropicales se caracterizan por una circulación cerrada de sus vientos y se dividen en fases de acuerdo con la velocidad de su Viento Máximo Sostenido en superficie (VMS):

- a) Depresión Tropical: VMS menor a 63 km/h.
- b) Tormenta Tropical: VMS entre 64 y 118 km/h.
- c) Huracán: VMS mayor a 118 km/h.

### 5.13.5 EFECTOS DE LOS CICLONES TROPICALES

La importancia y peligro de los ciclones tropicales difiere entre tierra firme y superficie marina. Sobre los océanos las actividades humanas en riesgo son primeramente instalaciones petroleras, barcos y tráfico aéreo. En tierra, se ven amenazadas las vidas y actividades humanas en ciudades, pueblos, industrias, carreteras y cultivos que se encuentran, particularmente, a lo largo de la trayectoria del ciclón tropical. En las



zonas costeras, los mayores impactos de un ciclón tropical que golpea tierra se deben a la marea de tormenta, el oleaje, vientos fuertes y lluvias intensas. Históricamente y a lo largo del mundo, la marea de tormenta ha sido responsable de una mayor cantidad de daños comparada con los otros efectos. Sin embargo, el viento y la marea están concentrados dentro de unos pocos kilómetros del centro del ciclón, mientras que las lluvias intensas frecuentemente afectan áreas a cientos de kilómetros del centro de ciclón, esto es por el efecto de las bandas nubosas de la tormenta. Al mismo tiempo, es importante reconocer los aspectos benéficos de la lluvia provocada por los ciclones tropicales. Algunos ciclones que se mueven sobre regiones afectadas por periodos prolongados de sequía, pueden llegar a producir cantidades de lluvia de hasta unos 10 cm, que pueden ser importantes para mitigar las condiciones de aridez.

### ***Lluvia***

Las lluvias intensas asociadas a los ciclones tropicales en cualquiera de sus etapas, desde depresión tropical y tormenta tropical, hasta huracán, ocurren principalmente en el semicírculo derecho y pueden extenderse a grandes distancias de su región central. En huracanes muy simétricos, la lluvia suele concentrarse cerca de su centro y en todas direcciones.

### ***Permanencia del centro del ciclón después de la llegada a tierra***

Mientras más tiempo se mantenga el sistema ciclónico en tierra, se espera una mayor cantidad de lluvia. Generalmente el ciclón que presenta una larga duración en tierra, está acompañado por una fuerte divergencia de los vientos en la parte superior y una convergencia de los vientos que favorece la humedad en los niveles bajos de la Troposfera.

### ***Desplazamiento***

Si el ciclón tropical se estaciona o se mueve con lentitud, en la proximidad del continente o después de impactar a éste, la ocurrencia de núcleos de lluvia fuerte sobre un mismo lugar puede causar inundaciones.

### ***Suministro continuo del vapor de agua***

En determinadas condiciones la cantidad de vapor de agua que ingresa en los niveles bajos del ciclón tropical es más grande, por lo que al entrar a tierra ocurren lluvias fuertes. Por ejemplo, el huracán Camille en 1969 produjo 787.5 mm en 5 horas sobre el estado de Virginia, cuando su banda nubosa interactuó con un cinturón de nubes cúmulo nimbus originada cerca del Ecuador, el cual mantuvo un flujo constante de vapor de agua.

### ***Interacción de un ciclón tropical con un fenómeno de latitudes medias***

Dado que la atmósfera es una capa de gases que rodea al planeta, la intensidad, el tamaño, la duración y distribución asimétrica de las bandas de lluvia o la llegada a tierra de un ciclón tropical, puede estar afectada por fenómenos térmicos y dinámicos de latitudes medias. En particular, el flujo de aire frío sobre el ciclón tropical favorece la generación de lluvias torrenciales y éste puede aumentar la intensidad del ciclón tropical.

### ***Configuración del terreno***

La configuración de la línea de costa, las montañas y las islas son elementos fundamentales sobre la estructura de un ciclón tropical. Ello se debe a la fricción que ejerce y reduce la velocidad de desplazamiento del ciclón. Por otra parte, los movimientos ascendentes y la diferencia de los flujos superficiales de calor y humedad, durante su paso a través de las montañas incrementan la cantidad de lluvia.

## **5.13.6 VIENTO**

Los vientos de los ciclones tropicales son bastante fuertes a partir de que alcanzan una velocidad de alrededor de 63 km/h, lo cual es conocido como vientos con “fuerza de tormenta tropical”. Por este motivo, se recomienda que todos los planes de evacuación y de aseguramiento de propiedades deban haber sido terminados antes de la llegada de ese tipo de viento. Los vientos con “fuerza de huracán” son aquellos con



una velocidad mayor a los 119 km/h, que pueden destruir construcciones débiles y voltear camiones. Cualquier objeto suelto que es arrastrado por vientos de esta intensidad puede convertirse en un proyectil capaz de causar daños importantes; es común encontrarse con daños por viento tales como árboles, torres y líneas eléctricas derribadas. Los edificios altos que se encuentren expuestos a la fuerza directa del viento suelen ser dañados sobre todo en cuanto a la ruptura de vidrios y ventanas, cuyos restos salen volando y caen al suelo con gran fuerza. Los vientos más intensos generalmente ocurren cerca del centro del ciclón tropical, y pueden ser especialmente peligrosos en uno de sus cuadrantes cuando la velocidad de traslación del ciclón es alta. La velocidad de los vientos en un ciclón tropical tiende a decaer en unas pocas horas cuando éste se aparta de su fuente principal de alimentación, que son las aguas cálidas del océano.

En la tabla 5.1 se muestra la escala de huracanes de Saffir-Simpson en donde se aprecia la velocidad del viento para cada categoría, así como los tipos de daño esperados para cada huracán. Asimismo, se detallan algunos ejemplos de huracanes históricos.

**Tabla 5.1.** Escala de huracanes de Saffir-Simpson (NHC)

Categoría	Velocidad del viento	Tipos de daño debido a los vientos huracanados	Ejemplos
1	119-153 km/h	Sin daños en las estructuras de los edificios. Daños básicamente en casas flotantes no amarradas, Arbustos y Árboles. Inundaciones en zonas costeras y daños de poco alcance en puertos.	Huracán Agnes – Huracán Danny – Huracán Vince – Huracán Lorenzo
2	154-177 km/h	Daños en Tejados, Puertas y Ventanas. Importantes daños en la Vegetación, casas móviles, etc. Inundaciones en puertos así como ruptura de pequeños amarres.	Huracán Bonnie - Huracán Diana - Huracán Erin - Huracán Catarina
3	178-208 km/h	Daños estructurales en edificios pequeños. Destrucción de casas móviles. Las inundaciones destruyen edificaciones pequeñas en zonas costeras y objetos a la deriva pueden causar daños en edificios mayores. Posibilidad de inundaciones tierra adentro.	Huracán Alicia - Huracán Isidoro – Huracán Jeanne
4	209-251 km/h	Daños generalizados en estructuras protectoras, desplome de tejados en edificios pequeños. Alta erosión de bancales y playas. Inundaciones en terrenos interiores.	Huracán Dennis - Huracán Frances - Huracán Paulina
5	252 km/h o mayor	Destrucción de tejados completa en algunos edificios. Las inundaciones pueden llegar a las plantas bajas de los edificios cercanos a la costa. Puede ser requerida la Evacuación masiva de áreas residenciales.	Huracán Gilberto – Huracán Katrina - Huracán Mitch – Huracán Wilma - Huracán Allen - Huracán Iván

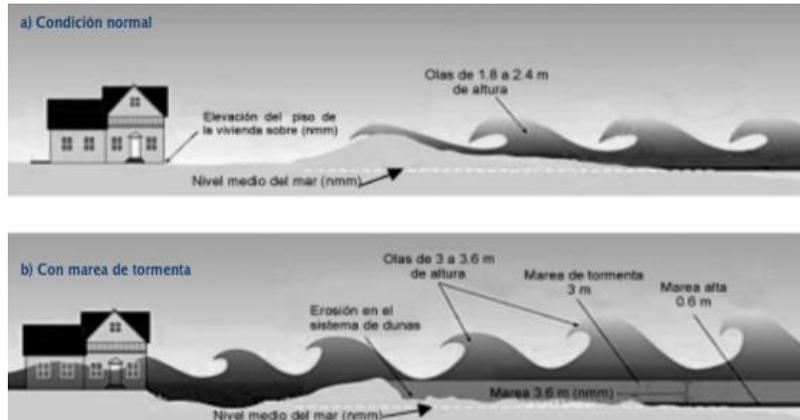
### 5.13.7 OLEAJE

El oleaje en el océano puede ser causado por diferentes tipos de factores, desde el paso de embarcaciones hasta fenómenos tales como terremotos submarinos. Sin embargo, la causa más común del oleaje es el viento. Cuando el viento pasa sobre la superficie del agua, la fuerza de fricción ocasiona que se formen ondas. La altura del oleaje se define como la distancia vertical que existe entre el punto más alto de la ola (cresta) y su punto más bajo (valle). Los factores que determinan la altura del oleaje son la fuerza del viento, la distancia que mantiene ese viento y su duración.



### 5.13.8 MAREA DE TORMENTA

La disminución de la presión atmosférica del centro del ciclón tropical y los vientos de este fenómeno sobre la superficie del mar originan un ascenso del nivel medio del mar que es conocido como marea de tormenta. Ella puede provocar inundaciones en las zonas bajas continentales cercanas al mar y que las olas impacten sobre estructuras costeras, a continuación en la figura 5.13.3 se muestra un esquema sobre las mareas.



**Figura 5.13.3** Efecto del incremento del nivel medio de mar. Fuente: Centro Nacional de prevención de desastres (CENAPRED).

En la tabla 5.2 se muestra la escala Saffir-Simpson en donde se relaciona la intensidad del huracán y la marea de tormenta.

**Tabla 5.2.** Escala de huracanes de Saffir-Simpson (NHC)

Categoría	Velocidad del viento	Marea de Tormenta
1	119-153 km/h	1.2-1.5 m
2	154-177 km/h	1.8-2.4 m
3	178-208 km/h	2.7-3.7 m
4	209-251 km/h	4.0-5.5 m
5	252 km/h o mayor	≥ 5.5 m

### 5.13.9 EFECTO CORIOLIS

La rotación de la Tierra también proporciona cierta aceleración (definida como *Aceleración de Coriolis* o Efecto Coriolis). Esta aceleración provoca que los sistemas ciclónicos giren hacia los polos en ausencia de una corriente fuerte de giro (por ejemplo en el norte, la parte al norte del ciclón tiene vientos al oeste y la fuerza de Coriolis los empuja ligeramente en esa dirección. Así, los ciclones tropicales en el hemisferio norte, que habitualmente se mueven al oeste en sus inicios, giran al norte (y normalmente después son empujados al este), y los ciclones del hemisferio sur son desviados en esa dirección si no hay un sistema de fuertes presiones contrarrestando la aceleración de Coriolis. Esta aceleración también inicia la rotación ciclónica, pero no es la fuerza conductora que hace que aumente su velocidad. Estas velocidades se deben a la conservación del momento angular -el aire se capta en un área mucho más grande que el ciclón, por lo que la pequeña velocidad de rotación (originalmente proporcionada por la aceleración de Coriolis) aumenta rápidamente a medida que el aire entra en el centro de bajas presiones.



### 5.13.10 DISIPACIÓN

Un ciclón tropical puede dejar de tener características tropicales de varias maneras:

- Al internarse en tierra, quedándose así sin el agua cálida que necesita para retroalimentarse y rápidamente pierde fuerza. Muchas tormentas pierden su fuerza rápidamente después de entrar en tierra y se convierten en áreas desorganizadas de baja presión en un día o dos. Hay, sin embargo, una oportunidad de regeneración si vuelven a entrar en aguas abiertas. Si una tormenta se sitúa sobre las montañas incluso por un breve espacio de tiempo, puede perder velozmente su estructura. Sin embargo, muchas pérdidas durante las tormentas ocurren en terreno montañoso, ya que el ciclón moribundo descarga lluvias torrenciales que pueden conducir a graves inundaciones y avalanchas de barro.
- Al permanecer durante mucho tiempo en la misma zona del océano, extrayendo calor de la superficie hasta que está demasiado frío para seguir alimentando a la tormenta. Sin una superficie cálida de agua, la tormenta no puede sobrevivir.
- Con una cizalladura vertical, causando que la convección pierda su dirección y el motor de calor se rompa.
- Puede disiparse por ser lo suficientemente débil como para ser consumido por otra área de bajas presiones, rompiéndolo y uniéndose a la misma para formar una gran área de tormentas no ciclónicas. (que sin embargo pueden fortalecerse significativamente).
- Al entrar en aguas más frías. Esto no significa necesariamente la muerte de la tormenta, pero perdería sus características tropicales. Estas tormentas son ciclones extratropicales.
- Al formarse forma una pared del ojo exterior (normalmente a 80 kilómetros del centro de la tormenta), estrangulando la convección hacia la pared interior. Este debilitamiento es normalmente temporal salvo que se reúna con alguna otra condición anteriormente expuesta.

Incluso después de que se diga que un ciclón tropical es extratropical o se ha disipado, puede tener todavía viento con una fuerza de tormenta tropical (u ocasionalmente fuerza de huracán) y descargar abundante lluvia. Cuando un ciclón tropical alcanza latitudes más altas o pasa sobre tierra puede unirse con un frente frío o desarrollarse a ciclón frontal, llamado también ciclón extratropical. En el océano Atlántico, estos ciclones pueden ser violentos e incluso conservar fuerza de huracán cuando alcanzan Europa como Tormentas de Viento Europeas.

### 5.13.11 BENEFICIOS

A pesar de que los ciclones tropicales pueden causar muchos daños por efecto del viento, oleaje, lluvia y marea de tormenta, gracias a la precipitación producida, es factible que las presas se llenen y los acuíferos se recarguen, facilitando con ello el suministro de agua para el consumo humano, la agricultura y la generación hidroeléctrica. Los beneficios obtenidos pueden durar varios años. Por ejemplo, una sequía grave en Texas terminó por las lluvias del Huracán Allen y la Tempestad Tropical Danielle en el verano de 1980. Otros ejemplos son que los ciclones tropicales pueden desalojar contaminantes de bahías y también que en ocasiones, la arena pueda ser llevada de la plataforma continental a las playas. En México, el huracán Gilbert de 1988 ayudó a incrementar el almacenamiento de algunas presas del noreste del país, de modo que se mitigaron los riesgos por falta de abastecimiento de agua potable en años posteriores, principalmente a la ciudad de Monterrey. De manera parecida, Juliette, del 2001, ayudó a la recarga de acuíferos tales como los de Baja California Sur y de Sonora.



### 5.13.12 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Dentro de este fenómeno, se consideraron los efectos de velocidad del viento, marea de tormenta y la trayectoria de huracanes en las localidades de interés. A continuación se analizan cada una de las repercusiones de este fenómeno en el área de estudio.

#### Velocidad del Viento

Los periodos de retorno considerados en el análisis son 10, 50 y 200 años. La escala cromática del nivel de amenaza va de verde a rojo, siendo verde el nivel más bajo y el rojo el nivel más alto. Las velocidades del viento máxima y mínima obtenidas son de 210 km/h y 127 km/h. El hecho de que algún mapa se encuentre en rojo, no implica que el fenómeno afecte de una manera dramática a la zona de estudio, simplemente representa el mayor nivel al que se llegó en el análisis.

A continuación se muestran los mapas regionales para los periodos de retorno de 10, 50 y 200 años. En los anexos de este documento se encuentran los mapas a una escala local de cada una de las poblaciones de interés para los diferentes periodos de retorno analizados.



Figura 5.13.7 Mapa de Velocidad del Viento (km/h) para el municipio de Los Cabos, B.C.S.  
Periodo de retorno de 10 años.

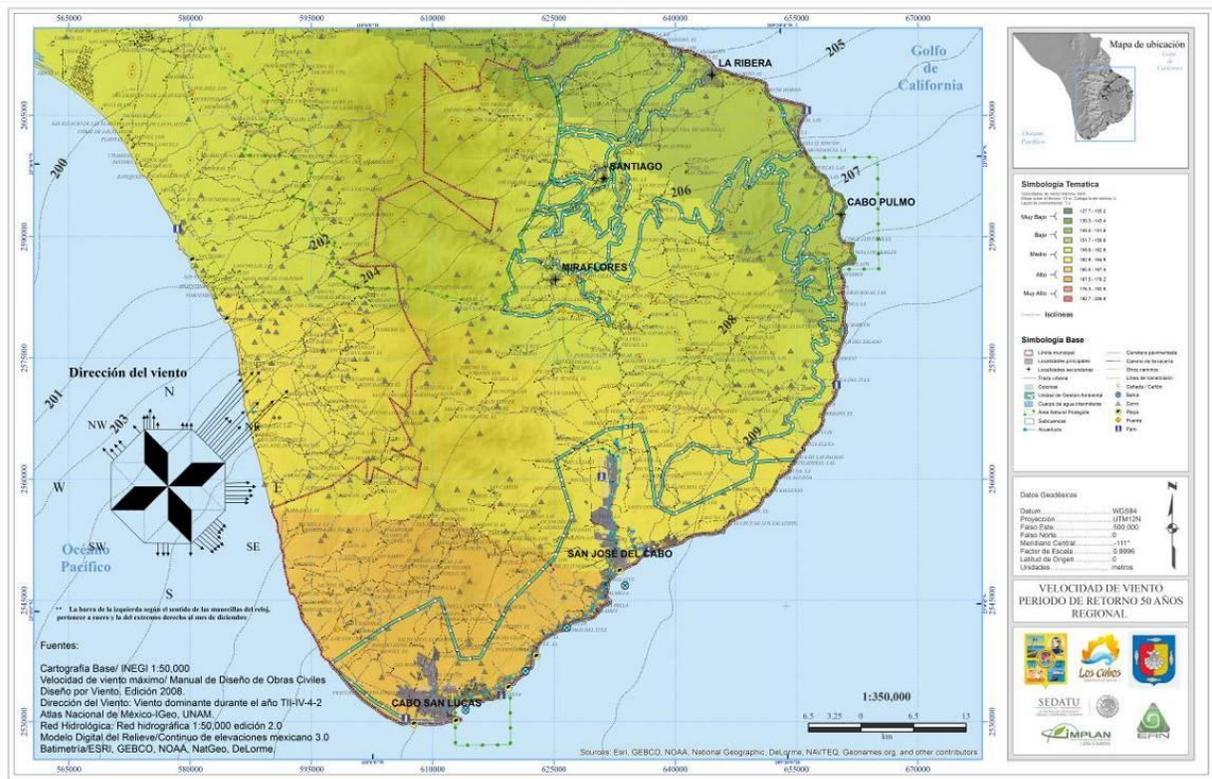


Figura 5.13.8 Mapa de Velocidad del Viento (km/h) para el municipio de Los Cabos, B.C.S.  
Periodo de retorno de 50 años.

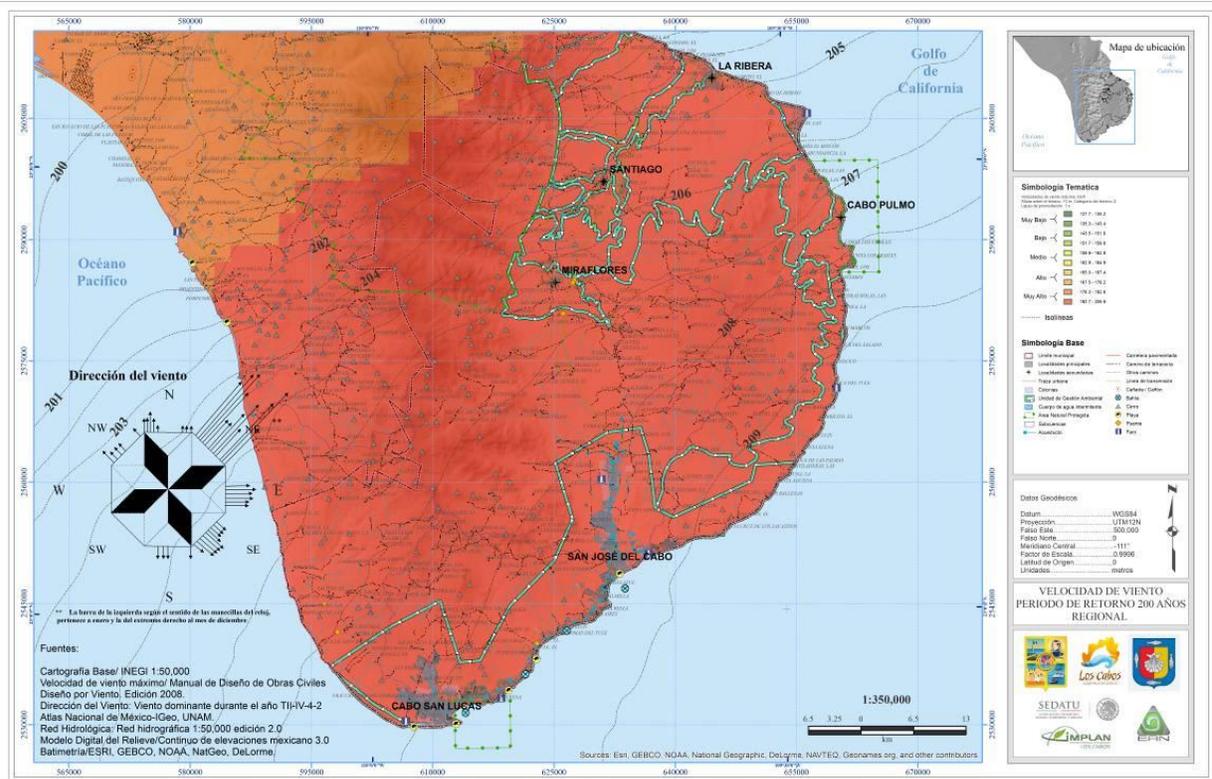


Figura 5.13.9 Mapa de Velocidad del Viento (km/h) para el municipio de Los Cabos, B.C.S.  
Periodo de retorno de 200 años.



### Trayectoria de Huracanes

En estos mapas se observan las trayectorias de los huracanes de diferentes categorías en el periodo comprendido entre 1956 hasta 2012. Las diferentes categorías de este fenómeno van desde depresión tropical, tormenta tropical y las categorías I al V, siendo ésta última la de mayor afectación.

A continuación se hace un análisis con su foco de atención en las localidades de Cabo San Lucas, San José del Cabo y Cabo Pulmo.

#### Cabo San Lucas

En la figura 5.13.10 se muestra el número de huracanes cercanos a la localidad de Cabo San Lucas, para radios de 20, 50 y 100 km de distancia. Un total de 23 huracanes (55%) pasaron a una distancia entre 50-100 km de distancia de nuestro punto de interés; 14 huracanes (33%) entre 20-50 km; y 5 huracanes (12%) entre 0-20 km. En la misma figura también se aprecia el número de huracanes por categoría para cada uno de los radios considerados; en donde se observa que para un radio de 100 km los más representativos fueron las 22 tormentas tropicales (44%), seguidas por 15 huracanes categoría I (28%) y 9 depresiones tropicales (16%). Para un radio de 50 km las más representativas fueron las 8 tormentas tropicales (47%), seguidas por los 5 huracanes categoría I (29%) y los 3 huracanes categoría II (18%). Para un radio de 20 km los más representativos fueron los 2 huracanes categoría II (40%).

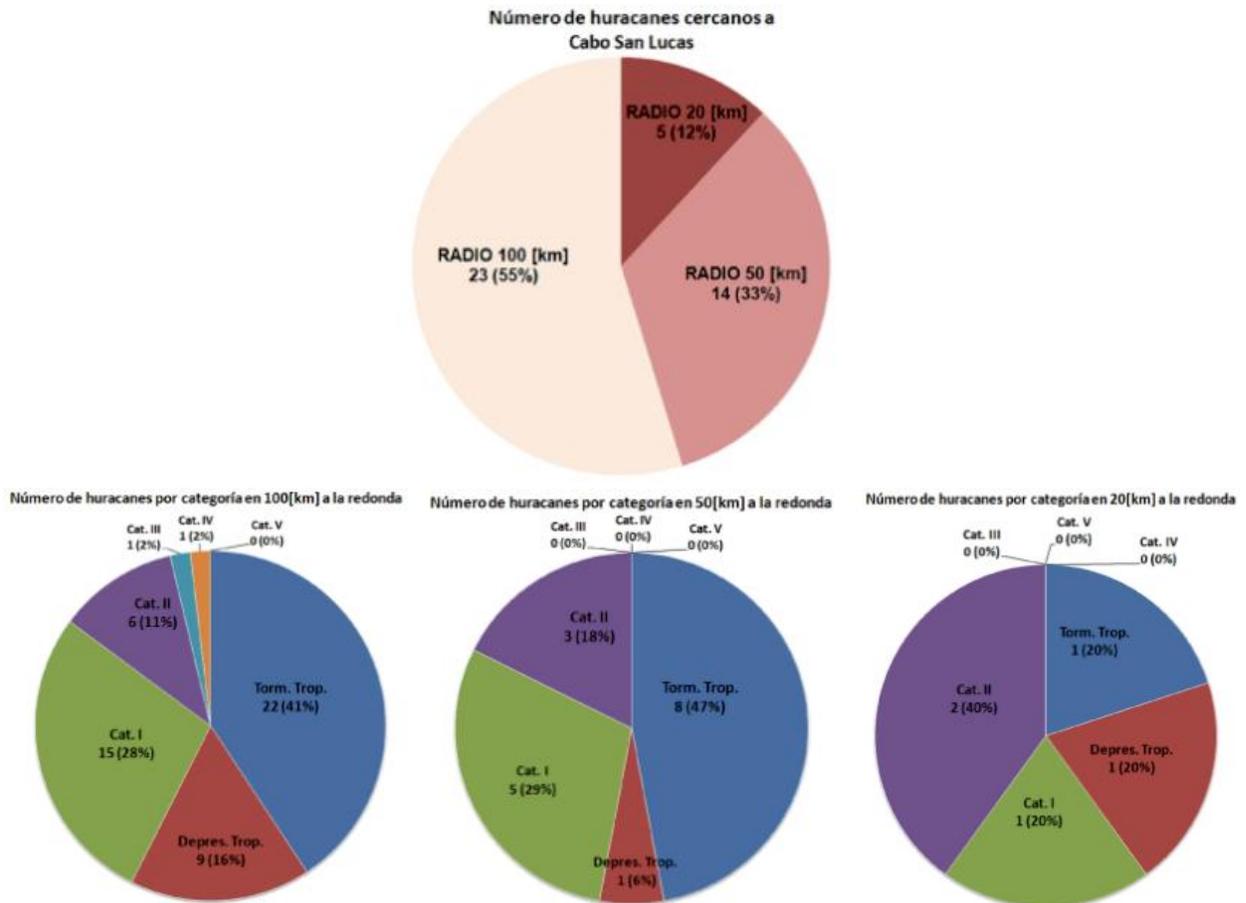


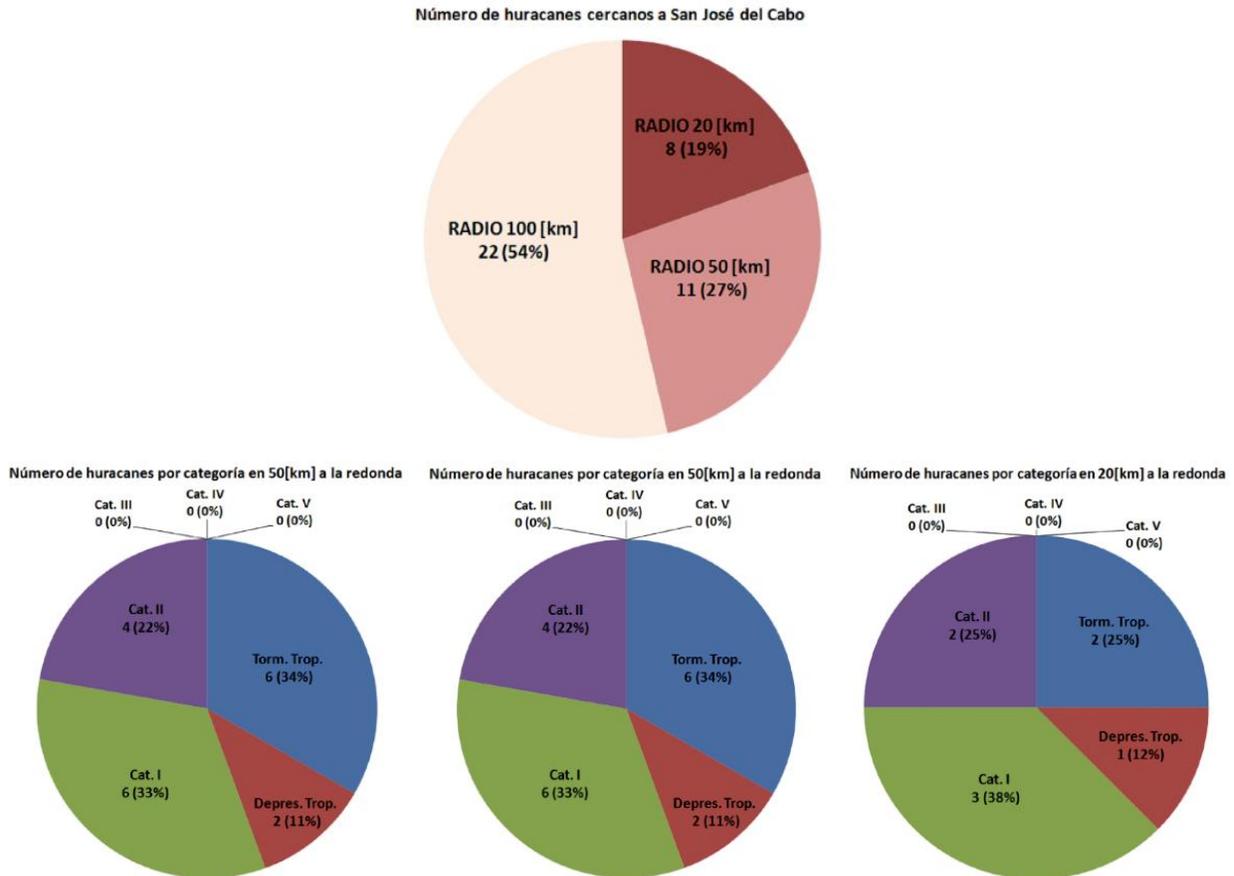
Figura 5.13.10 Trayectoria de huracanes cercanos a Cabo San Lucas y número de huracanes por categoría para radios de 20, 50 y 100 km de distancia.

#### San José del Cabo

En la figura 5.13.11 se muestra el número de huracanes cercanos a la localidad de San José del Cabo, para radios de 20, 50 y 100 km de distancia. Un total de 22 huracanes (54%) pasaron a una distancia entre 50-



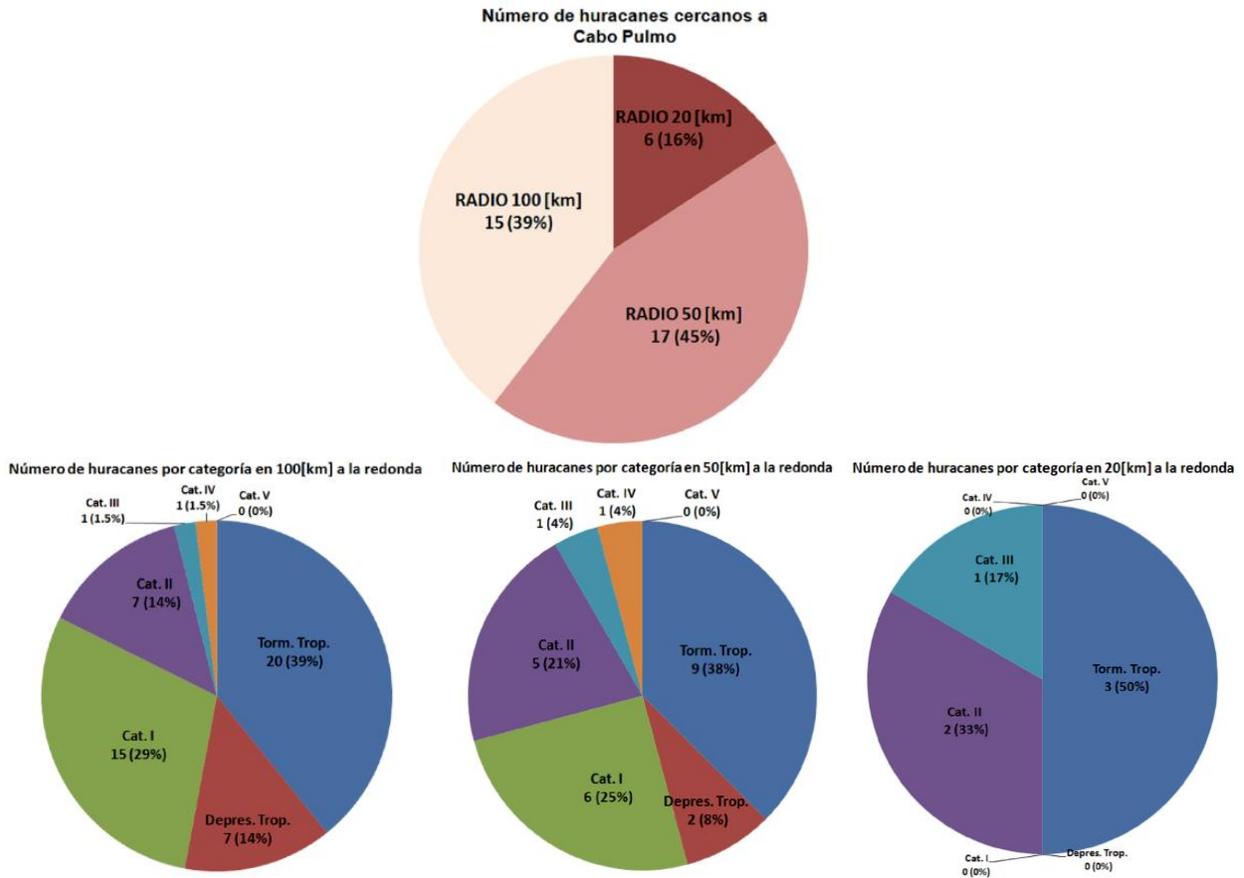
100 km de distancia; 11 huracanes (27%) a una distancia entre 20-50 km y 8 huracanes (19%) entre 0-20 km. En la misma figura se muestra el número de huracanes por categoría para los radios considerados. A 100 km de distancia los más representativos son 17 tormentas tropicales (35%), seguidos por 16 huracanes categoría I (33%) y 7 depresiones tropicales y huracanes categoría II (14%). A una distancia de 50 km los más representativos fueron 6 tormentas tropicales (34%), 6 huracanes categoría I (33%), 4 huracanes categoría II (22%). Finalmente, a 20 km de radio los más importantes fueron 3 huracanes categoría I (38%), 2 tormentas tropicales (25%), 2 huracanes categoría II (25%) y 1 depresión tropical (12%).



**Figura 5.13.11** Trayectoria de huracanes cercanos a San José del Cabo y número de huracanes por categoría para radios de 20, 50 y 100 km de distancia.

### Cabo Pulmo

En la figura 5.13.12 se muestra el número de huracanes cercanos a la localidad de Cabo Pulmo, para radios de 20, 50 y 100 km de distancia. 17 huracanes (45%) pasaron a una distancia entre 50-100 km; 15 huracanes (39%) a una distancia entre 20-50 km y 6 huracanes (16%) a una distancia entre 0-20 km. Asimismo, en la figura se muestra el número de huracanes por categoría para los radios considerados. A 100 km de distancia los más representativos son 20 tormentas tropicales (39%), 15 huracanes categoría I (29%). A una distancia de 50 km de radio, tenemos 9 tormentas tropicales (38%), 6 huracanes categoría I (25%) y 5 huracanes categoría II (21%). Por último, a 20 km de distancia, los más importantes fueron 3 tormentas tropicales (50%) y 2 huracanes categoría II (33%).



**Figura 5.13.12** Trayectoria de huracanes cercanos a Cabo Pulmo y número de huracanes por categoría para radios de 20, 50 y 100 km de distancia.

De las figuras anteriores, podemos observar que las tormentas tropicales y los huracanes categoría I son los eventos que con mayor recurrencia han pasado cerca de nuestra zona de interés.

En el anexo de este capítulo, se muestra una tabla que contiene información de todos huracanes que han pasado por la zona de estudio; en la cual se menciona el nombre, el año y su categoría.

En las siguientes figuras se muestra la trayectoria de huracanes desde 1956 hasta 2012, en donde puede apreciarse el recorrido y el número de huracanes que han pasado cerca de las localidades de Cabo San Lucas (figura 5.13.13), San José del Cabo (figura 5.13.14) y Cabo Pulmo (figura 5.13.15). Asimismo, puede apreciarse cuál fue la categoría de cada uno de los eventos; desde depresión tropical, tormenta tropical, hasta las cinco categorías de huracán. Los círculos rojos en los mapas, representan radios de 20 km, 50 km y 100 km con foco en cada una de las localidades mencionadas. En los mapas se encuentran las figuras que anteriormente se describieron en este capítulo.

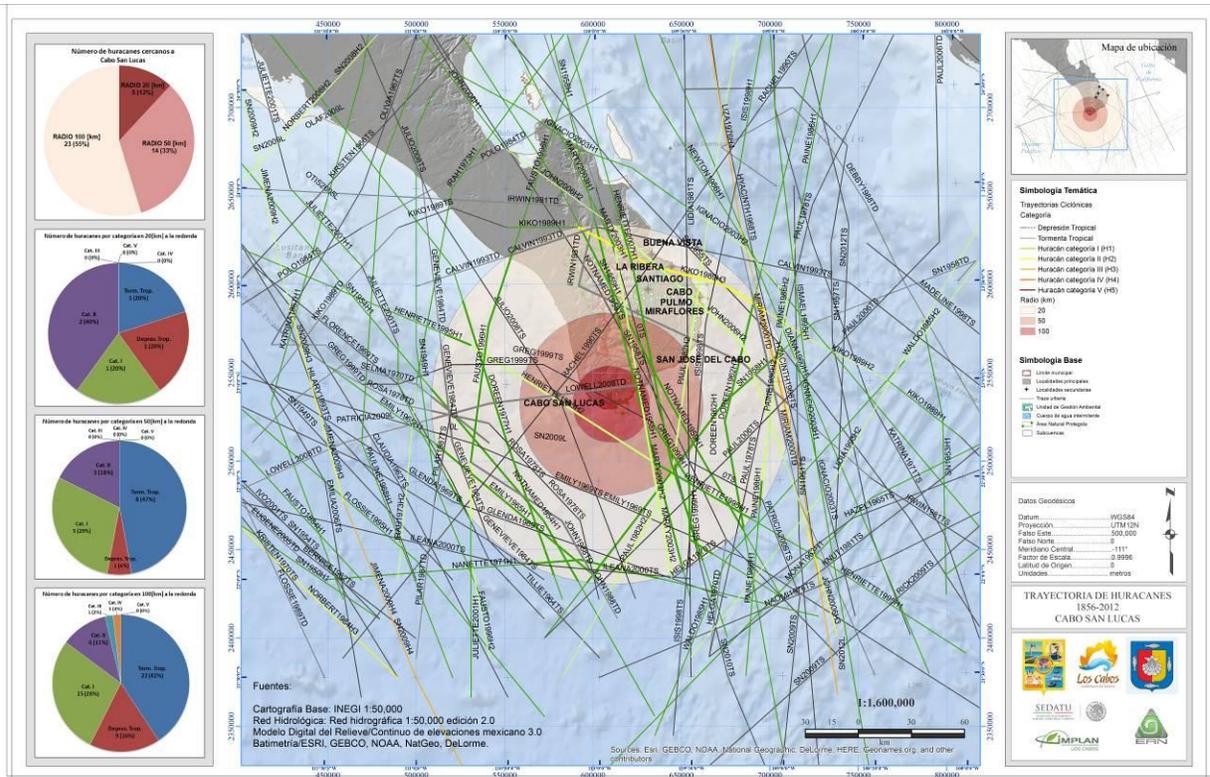


Figura 5.13.13 Trayectoria de huracanes 1956-2012 para Cabo San Lucas, B.C.S.

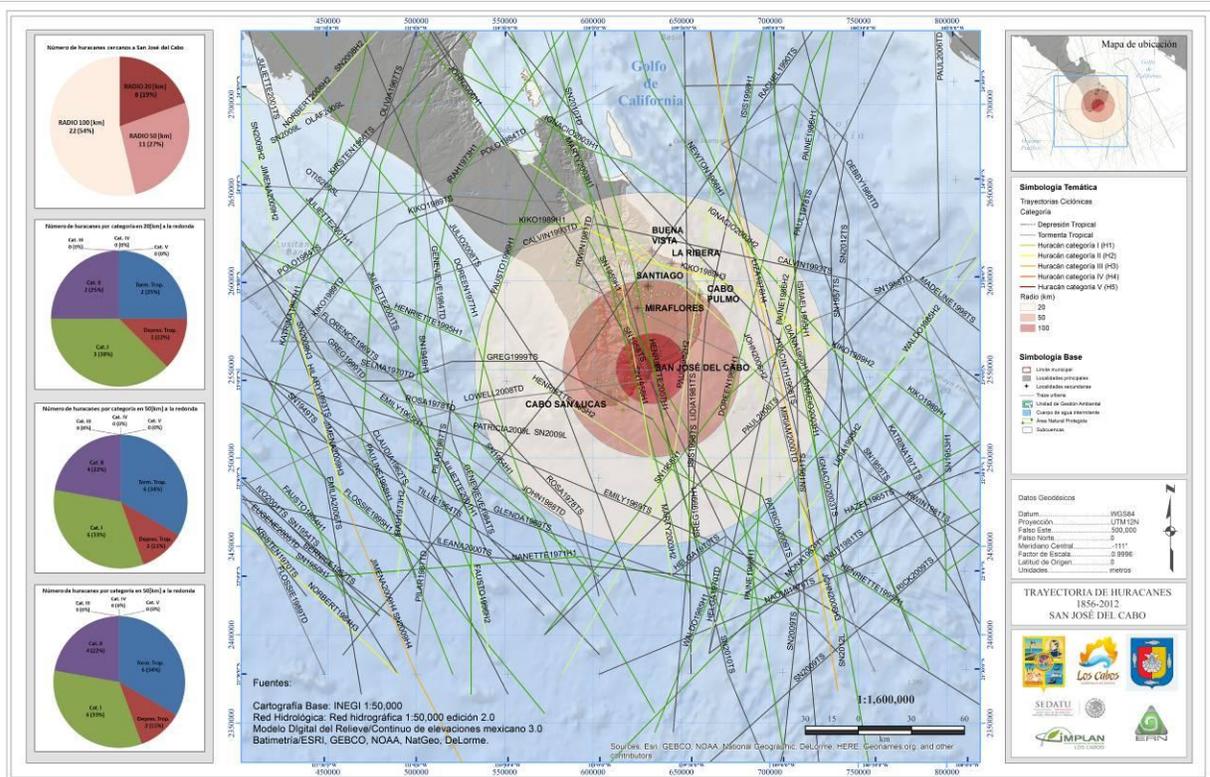


Figura 5.13.14 Trayectoria de huracanes 1956-2012 para San José del Cabo, B.C.S.

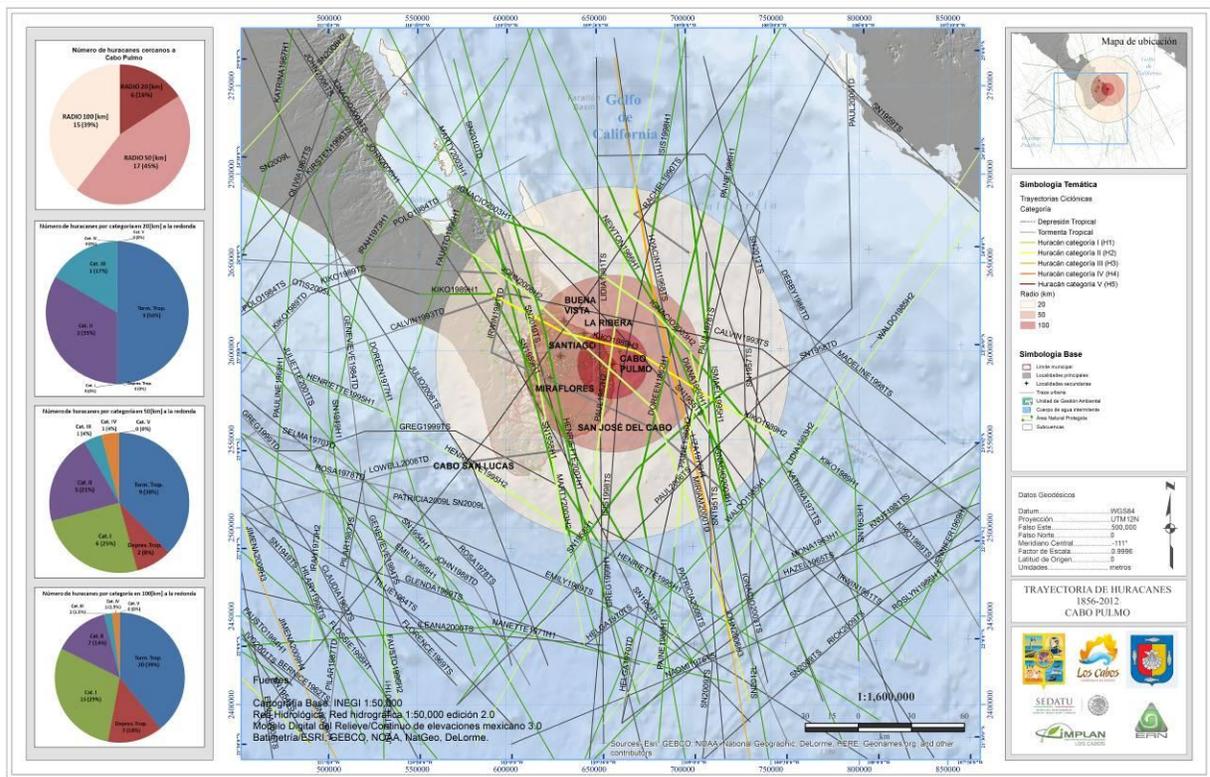


Figura 5.13.15 Trayectoria de huracanes 1956-2012 para Cabo Pulmo, B.C.S.

### Marea de Tormenta

Para el efecto de marea de tormenta en la zona de estudio, se considera desde una tormenta tropical hasta un huracán categoría V. Se asume el incremento en el nivel medio del mar provocado por la tormenta sin contemplar el efecto de la marea astronómica ni del oleaje. Para lo anterior, se utiliza el Modelo Digital de Elevación (MDE) de la República Mexicana obtenido por el INEGI con una resolución horizontal de 15m para la zona de Baja California Sur.

A continuación se muestran los resultados en diferentes escalas cartográficas para el fenómeno de marea de tormenta considerando el evento más catastrófico posible, un huracán categoría V. En los anexos de este atlas, se encuentran los mapas de marea de tormenta para las diferentes escalas cartográficas y localidades de interés desde depresión tropical, tormenta tropical y las cinco categorías de huracán.

En la figura 5.13.16 se encuentra el mapa regional de marea de tormenta considerando un huracán categoría V. De este mapa, puede apreciarse que se tomó en cuenta toda el área de estudio. En las figuras 5.13.17, 5.13.18, 5.13.19 y 5.13.20 se muestran los resultados para un huracán categoría V en las localidades de Cabo San Lucas, San José del Cabo y las otras cinco localidades (Buena Vista, La Ribera, Santiago, Miraflores y Cabo Pulmo).

De las siguientes figuras, podemos decir que para un escenario en el que un huracán categoría V pasó por el municipio de Los Cabos, los niveles de inundación en las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo, así como para Buena Vista, La Ribera, Cabo Pulmo y Las Lagunas serían considerables; en especial, el puerto de Cabo San Lucas. Por lo tanto, se deben tener planes de emergencia para este tipo de fenómenos, de manera que la municipalidad esté preparada para enfrentar este tipo de fenómenos naturales.

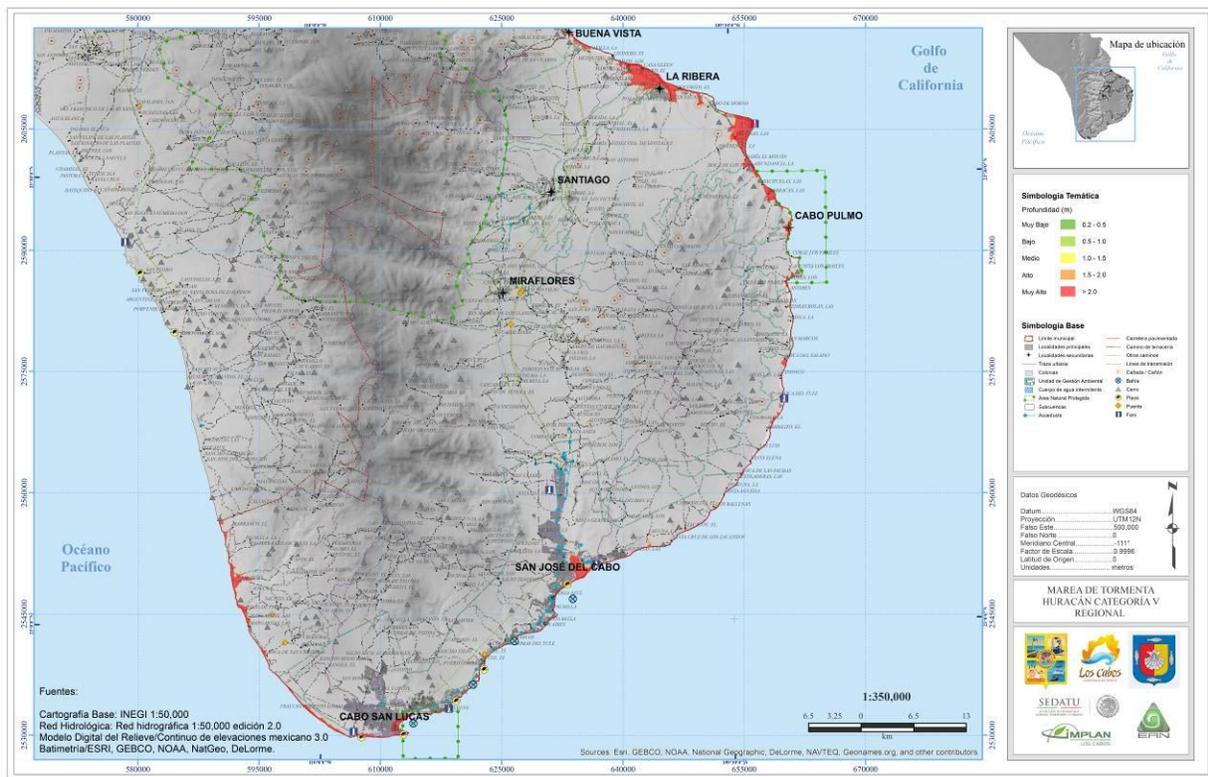


Figura 5.13.16 Mapa de marea de tormenta regional para el municipio de Los Cabos, considerando un huracán categoría V (H5).

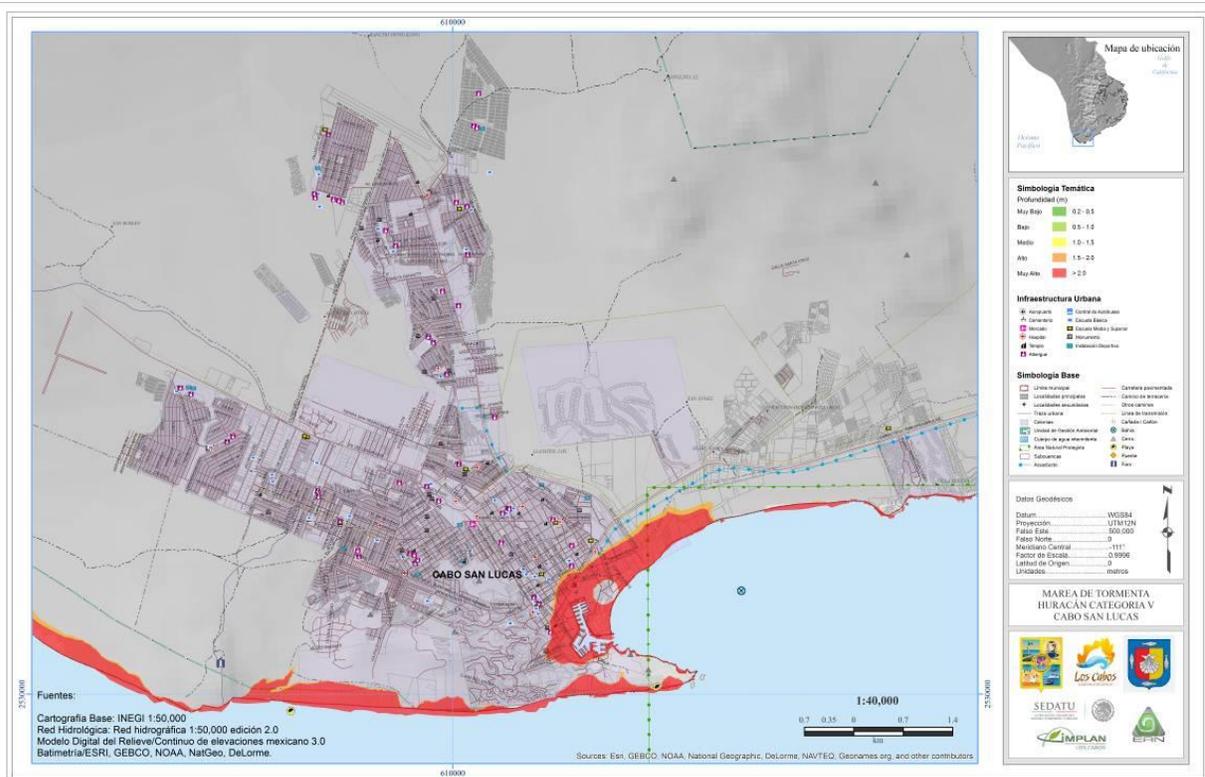


Figura 5.13.17 Mapa de marea de tormenta para la localidad de Cabo San Lucas, B.C.S. considerando un huracán categoría V (H5).

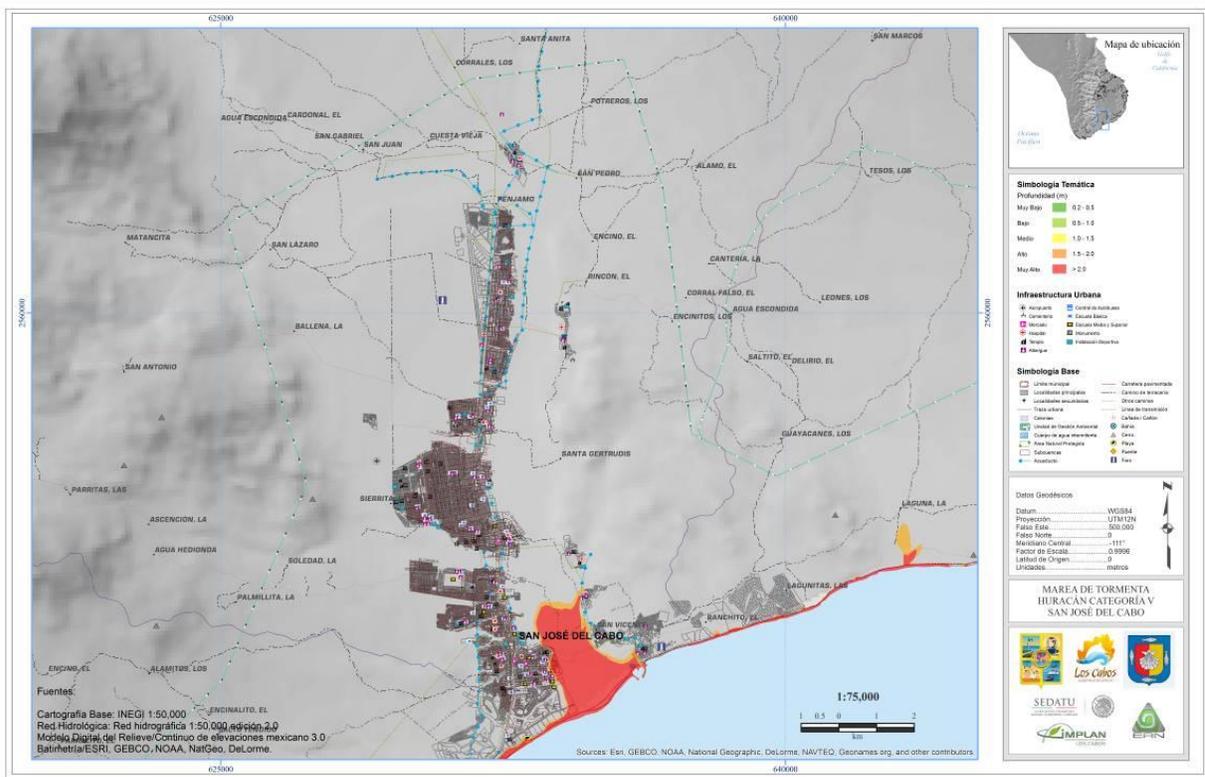


Figura 5.13.18 Mapa de marea de tormenta para la localidad de San José del Cabo, B.C.S. considerando un huracán categoría V (H5).

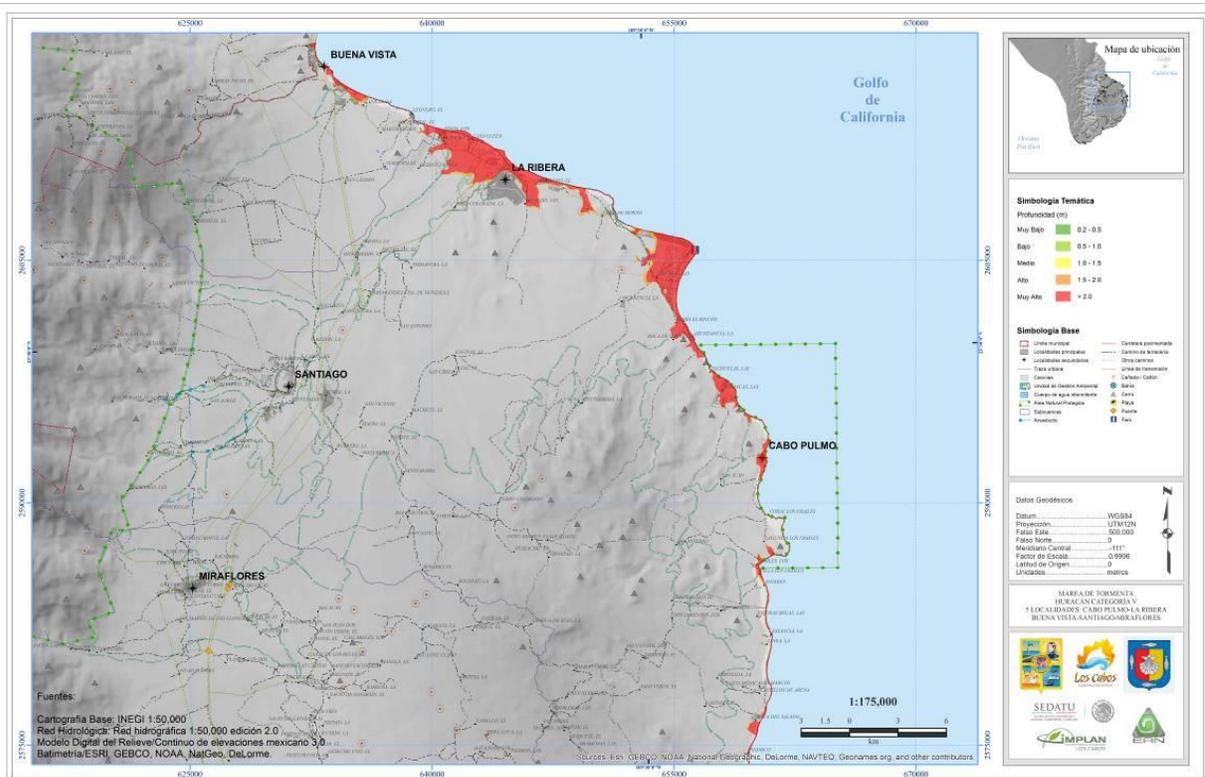


Figura 5.13.19 Mapa de marea de tormenta para las localidades de Buena Vista, La Ribera, Santiago, Miraflores y Cabo Pulmo, B.C.S. considerando un huracán categoría V (H5).



### 5.13.13 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Ante el inminente peligro por este fenómeno en el área de estudio se hacen las siguientes recomendaciones:

- Asegurar la infraestructura contra este fenómeno natural
- Crear planes de contingencia para las zonas con mayor peligro
- Crear rutas de evacuación
- Educar a la población sobre el peligro inminente de este fenómeno.

### 5.13.14 CAMBIO CLIMÁTICO

Año con año se observan cambios en el clima de la Tierra como consecuencia del calentamiento global. Los océanos juegan un papel muy importante esto, debido a que cualquier cambio en la circulación oceánica, como consecuencia de los cambios en la temperatura, altera la circulación de las masas de aire, lo que da lugar a fenómenos importantes como son los ciclones tropicales. En los últimos años, se ha observado que en promedio el número total de algunas de las etapas de evolución del ciclón como son las tormentas tropicales y huracanes, se han reducido en el Pacífico, sin embargo, se ha demostrado que los efectos de los huracanes en el Atlántico han sido más devastadores. Como consecuencia de lo anterior, investigadores sugieren que debido a que la temperatura del océano aumenta, los efectos de los huracanes de mayor categoría, probablemente aumentaran y serán cada vez más devastadores.

## ANEXO

A continuación se muestra una tabla la cual contiene los huracanes que han pasado en la zona de estudio, con el nombre respectivo, su categoría y el año en donde ocurrió.

**Tabla 5.3.** Huracanes que han pasado cerca del área de estudio.

No.	Nombre	Año	Categoría
1	Sin Dato	1951	TS
2	Sin Dato	1955	TS
3	Sin Dato	1958	H1
4	Sin Dato	1958	TS
5	Sin Dato	1958	H1
6	Sin Dato	1959	H1
7	DIANA	1960	H1
8	DOREEN	1962	H1
9	HYACINTH	1968	TS
10	EMILY	1969	TS
11	LIZA	1976	H4
12	DOREEN	1977	H1
13	PAUL	1978	TS
14	ROSA	1978	TS
15	ROSA	1978	TD
16	IRWIN	1981	TD
17	LIDIA	1981	TS
18	PAUL	1982	H2



19	NEWTON	1986	H1
20	PAINE	1986	H1
21	PAINE	1986	H2
22	JOHN	1988	TD
23	KIKO	1989	H2
24	KIKO	1989	H3
25	KIKO	1989	H1
26	RACHEL	1990	TS
27	CALVIN	1993	TS
28	CALVIN	1993	TD
29	HENRIETTE	1995	H1
30	HENRIETTE	1995	H2
31	ISMAEL	1995	H1
32	FAUSTO	1996	H1
33	ISIS	1998	TS
34	GREG	1999	H1
35	GREG	1999	TS
36	MIRIAM	2000	TD
37	IGNACIO	2003	H2
38	IGNACIO	2003	H1
39	MARTY	2003	H2
40	MARTY	2003	H1
41	JOHN	2006	H2
42	PAUL	2006	TS
43	HENRIETTE	2007	H1
44	JULIO	2008	TS
45	LOWELL	2008	TD
46	Sin Dato	2009	TS
47	Sin Dato	2009	L
48	PATRICIA	2009	TS
49	PATRICIA	2009	L
50	Sin Dato	2010	TS

## REFERENCIAS

John A.; Kossin, James P. y DeMaria, Mark. Anular Hurricanes. Weather and Forecasting, pp. 204-223.

Pasch, Richard J.; Blake, Eric S., Cobb III, Hugh D. y Roberts David P. (12 de enero de 2006). Tropical Cyclone Report Hurricane Wilma. National Hurricane Center.

Pasch, Richard J.; Avila, Lixion A. Atlantic Hurricane Season of 1996. Monthly Weather Review pp. 581-610.





## CAPÍTULO 5.14. AMENAZA POR TORNADOS

### CONTENIDO

5.14.1	INTRODUCCIÓN.....	246
5.14.2	CARACTERÍSTICAS.....	246
5.14.3	COMPOSICIÓN.....	247
5.14.4	CARACTERÍSTICAS MÁS COMUNES PARA IDENTIFICAR UN TORNADO.....	247
5.14.5	ÉPOCAS EN QUE SE FORMAN LOS TORNADOS.....	248
5.14.6	DIFERENCIAS ENTRE TORNADOS Y HURACÁN .....	248
5.14.7	TROMBAS MARINAS .....	249
5.14.8	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	250
	Culebra de agua .....	250
5.14.9	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	250
5.14.10	CAMBIO CLIMÁTICO .....	251
	REFERENCIAS .....	251



### 5.14.1 INTRODUCCIÓN

El *Tornado* es un fenómeno meteorológico que se produce a raíz de una rotación de aire de gran intensidad y de poca extensión horizontal, que se prolonga desde la base de una nube madre, conocida como Cumulonimbus. La base de esta nube se encuentra a altitudes por debajo de los 2Km y se caracteriza por su gran desarrollo vertical, en donde su tope alcanza aproximadamente los 10Km de altura hasta la superficie de la tierra o cerca de ella, como se muestra en la figura 5.14.1.

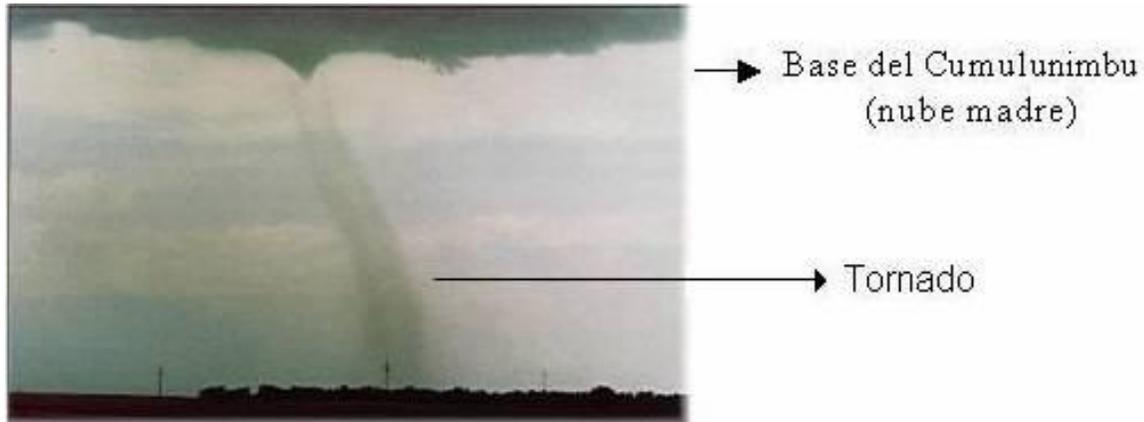


Figura 5.14.1 Tornado en Colorado (Estados Unidos)

La nube es de color blanco o gris claro mientras que el embudo permanece suspendido de la nube madre, cuando éste hace contacto con la tierra se presenta de un color gris oscuro o negro debido al polvo y escombros que son succionados del suelo por el violento remolino.

Estos torbellinos llamados también chimeneas o mangas, generalmente rotan en sentido contrario a las manecillas del reloj, en el hemisferio Norte. En algunas ocasiones se presentan como un cilindro, cuyo diámetro varía entre la base de la nube y la superficie del suelo y su diámetro inferior es aproximadamente de 1 Km alcanzando algunas veces los 100.

### 5.14.2 CARACTERÍSTICAS

- El tornado se forma en conexión con una nube de tormenta, llamada "Cumulonimbus".
- El tornado aparece en la base de la nube "Cumulonimbus" y se extiende hacia abajo hasta alcanzar el suelo en forma de embudo o manga.
- Comúnmente un tornado va acompañado por lluvia, granizo, relámpagos, rayos y de la oscuridad propia de las nubes.
- Una característica común, es la baja presión atmosférica (fuerza por unidad de área, ejercida sobre una superficie determinada) en el centro de la tormenta y enorme velocidad del viento.
- El efecto de destrucción de un tornado es mayor en el área afectada que el de un huracán, debido a que la energía por liberar se concentra un área más pequeña. Por tanto el efecto de la velocidad del viento y la baja presión hace que el daño sea mayor.



### 5.14.3 COMPOSICIÓN

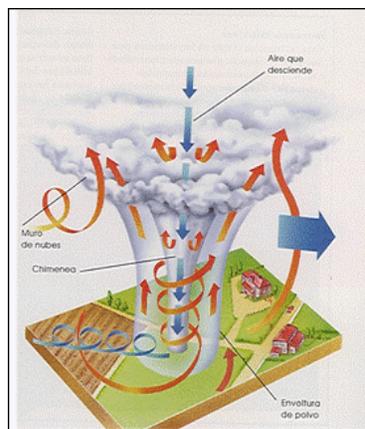
La chimenea del tornado es una nube constituida por gotitas de agua mezcladas con polvo y partículas de desechos, las cuales nacen en las bases de las nubes y descienden hacia la superficie como se muestra en la figura 5.14.2.

En las proximidades del suelo el polvo y los desechos son muy abundantes, debido a la baja presión atmosférica existente que contribuye a que el aire circule hacia dentro y ascienda. En el interior, en las paredes que forma el ojo del tornado normalmente se producen descargas eléctricas.

Algunos tornados están constituidos por una sola chimenea, mientras que otros forman un sistema de varias chimeneas. Unos duran pocos segundos, otros persisten durante decenas de minutos.

La mayoría se producen por la inestabilidad atmosférica, debido al calentamiento diurno y la gran cantidad de humedad o frentes fríos (línea de separación entre dos masas de aire una fría y seca y, la otra, cálida y húmeda, se caracteriza por que la masa de aire frío va seguida de la masa de aire cálido) que se encuentran activos, agrupados en familias o en conexión con tormentas aisladas de gran intensidad.

El desplazamiento de los tornados tiende a ser dominado por el movimiento de la tormenta o nube madre, a veces se observa que el embudo se libera de la base moviéndose en forma errática.



**Figura 5.14.2:** Desarrollo de la nube madre “Cumulonimbus”, por el efecto del calentamiento de la superficie y el choque de las corrientes de aire.

### 5.14.4 CARACTERÍSTICAS MÁS COMUNES PARA IDENTIFICAR UN TORNADO

- El tornado se forma en conexión con una nube de tormenta, llamada “Cumulonimbus”.
- El tornado aparece en la base de la nube “Cumulonimbus” y se extiende hacia abajo hasta alcanzar el suelo en forma de embudo o manga.
- Comúnmente un tornado va acompañado por lluvia, granizo, relámpagos, rayos y de la oscuridad propia de las nubes.
- Una característica común, es la baja presión atmosférica (fuerza por unidad de área, ejercida sobre una superficie determinada) en el centro de la tormenta y enorme velocidad del viento.
- El efecto de destrucción de un tornado es mayor en el área afectada que el de un huracán, debido a que la energía por liberar se concentra un área más pequeña. Por tanto el efecto de la velocidad del viento y la baja presión hace que el daño sea mayor.
- Los tornados se desplazan aproximadamente a 50 Km/h, sin embargo, algunos se mueven lentamente, mientras otros alcanzan velocidades de 100 Km/h o más. La trayectoria promedio de un tornado es de unos 400 metros de ancho y unos cuantos kilómetros de largo. Algunas de éstas han alcanzado valores excepcionales de 1.6 Km de ancho y 480 Km de largo.



- Los tornados se desplazan aproximadamente a 50 Km/h, sin embargo, algunos se mueven lentamente, mientras otros alcanzan velocidades de 100 Km/h o más. La trayectoria promedio de un tornado es de unos 400 metros de ancho y unos cuantos kilómetros de largo. Algunas de éstas han alcanzado valores excepcionales de 1.6 Km de ancho y 480 Km de largo.

### 5.14.5 ÉPOCAS EN QUE SE FORMAN LOS TORNADOS

Los tornados se producen generalmente en la zona de transición entre las masas de aire polar y tropical, entre los 20° y 50° de latitud, a ambos lados del ecuador, siendo poco frecuentes en latitudes mayores de 60°, donde el aire no contiene la humedad y la temperatura necesaria para la formación de este fenómeno y en la región ecuatorial, donde la atmósfera no tiene la inestabilidad necesaria para desarrollar una tormenta severa de tal magnitud.

Si bien los tornados pueden producirse a lo largo de casi todo el año, se observa una marcada variación estacional que difiere del país y lugar, siendo su máxima ocurrencia durante verano en las latitudes medias (junio, julio y agosto).

En la primera parte del año, marzo y abril son más corrientes cerca de la Costa del Golfo de México. A medida de que el año avanza, el centro de la región de mayor formación de tornados se desplaza más al norte de los Estados Unidos, la razón de este desplazamiento está relacionada con el movimiento en igual dirección de las masas de aire, asociadas al desarrollo de los tornados.

Los tornados pueden originarse a cualquier hora del día, con mayor frecuencia durante la tarde entre las 2:00 p. m. y 8:00 p. m., esta situación se relaciona con el máximo calentamiento diurno de la superficie terrestre, ya que las altas temperaturas contribuyen a la inestabilidad atmosférica y a la formación de tormentas, que generalmente conducen a la generación de tornados.

### 5.14.6 DIFERENCIAS ENTRE TORNADOS Y HURACÁN

A continuación se presentarán las diferencias que existen entre un tornado y un huracán con el fin de poderlos diferenciar y no caer en la idea que son los mismos fenómenos. Es claro, que dentro de un huracán se pueden registrar tornados, pero no viceversa, con lo cual se marca la primera gran diferencia, un huracán tiene una mayor escala de desarrollo y afectación que un tornado, en la tabla 5.14.1 se muestra las diferencias entre un huracán y un tornado.

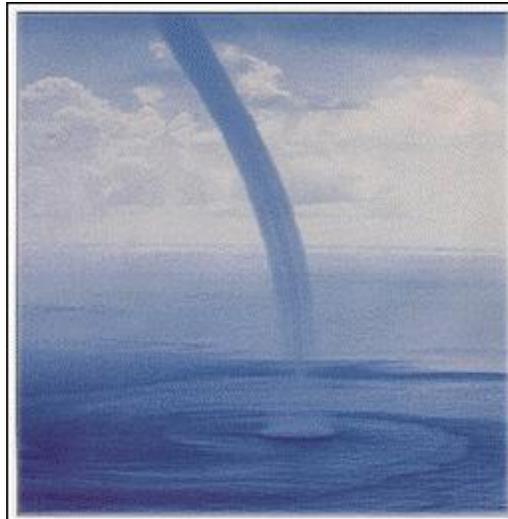
**Tabla 5.14.1** Diferencias entre un huracán y un tornado

<b>HURACÁN</b>	<b>TORNADO</b>
Se originan sobre los océanos cuando la temperatura de la superficie del agua es superior a 27°C. Se forman por lo común entre 5° y 15° de latitud.  La velocidad del viento varía de 120 y 240km/h y en ciertas ocasiones, sobrepasa los 250 km/h. El diámetro puede variar entre 500 a 1800 kilómetros  La vida de los huracanes puede oscilar desde unos pocos días a algunas semanas.  No están asociados a ningún frente.	Se originan sobre tierra.  Se forman con mayor frecuencia entre 20° y 50° de latitud norte. Por lo general, en los estados unidos. La velocidad del viento en algunos casos excede los 500 km/h. El diámetro promedio es de 250 metros, oscilando entre los 100 metros y 1 km.  <b>LA VIDA DE LOS TORNADOS SE EXTIENDE DESDE UNOS POCOS MINUTOS A ALGUNAS HORAS EN CASOS MUY EXCEPCIONALES.</b>  Los tornados se producen en conexión con líneas de inestabilidad, frentes o nubes de tormentas.



### 5.14.7 TROMBAS MARINAS

Cuando el tornado se origina en el océano o en el mar en vez de formarse en tierra firme, se denomina: Tromba Marina como se muestra en la figura 5.14.3. Las trombas o mangas marinas siguen una dirección vertical, aunque algunas veces se inclinan o encorvan. Su color es gris oscuro, sin embargo, cuando las ilumina el sol toman un color amarillento. Después de formadas aumentan su tamaño. Su duración por lo general es de media hora. Antes de desaparecer empiezan por disminuir su diámetro hasta que el mar recobra su aspecto normal. Estos torbellinos de agua y viento son muy frecuentes en el Océano Pacífico, en las cercanías de la China y del Japón. Sus efectos son muy desastrosos, en especial para la embarcación pequeña.



**Figura 5.14.3:** Formación de una Tromba Marina (Tornado) sobre aguas cálidas. Fuente: Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera.

Efectos usuales de un tornado ocasionados sobre edificios

- La presión del viento se ejerce principalmente sobre las ventanas, puertas y paredes.
- Es devastador el efecto de los trozos de materiales arrojados por el viento.
- Produce el derrumbe de las partes altas del edificio (chimeneas, tanques de agua, etc.) sobre las partes bajas del mismo.
- Su efecto “explosivo” se produce por la repentina diferencia de presión que se ejerce cuando el “ojo” o “centro” del tornado pasa por el edificio.

En relación con los daños ocasionados por la intensidad del viento máximo asociado con un Tornado, se creó la escala Fujita (F), que se detalla a continuación en la tabla 5.14.2. En la figura 5.14.4 se muestran un ejemplo para tornado leve, fuerte y violento.

**Tabla 5.14.2** Escala de FUJITA

<i>Escala</i>	<i>Velocidad del viento</i>	<i>Daños</i>	<i>Características</i>
F0	De 60 a 120 Km/h	Ligeros	Daños en chimeneas, antenas de radio y televisión, se quiebran las ramas de los árboles y algunos son derribados.
F1	De 121 a 180 Km/h	Moderados	Se producen roturas de vidrios de ventanas y puertas, desprendimientos de tejas protectoras de techos, los árboles son arrancados de raíz o se quiebran, los automóviles son desplazados de la ruta.
F2	De 181 a 250 Km/h	Considerables	Se desprenden los techos de las casas quedando en pie sólo las paredes más fuertes, los árboles grandes son destruidos de raíz, los automóviles son barridos de las rutas.



F3	De 251 a 320 Km/h	Severos	Las construcciones rurales son completamente demolidas, los techos y las paredes de las viviendas son destruidas, los automóviles y los árboles son elevados por el viento.
F4	De 321 a 420 Km/h	Devastadores	Las viviendas son levantadas del suelo y transformadas en escombros; los trenes, automóviles maquinarias rurales pesadas y camiones son arrojados a cierta distancia.
F5	De 421 a 500 Km/h	Superdevastadores	Las viviendas son completamente separadas de sus cimientos.



a) Tornado "Leve"



b) Tornado "Fuerte"



c) Tornado "Violento"

**Figura 5.14.4:** Apreciación de los diferentes tipos de Tornado, en relación con la intensidad del viento máximo.

### 5.14.8 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Según los modelos calculados, esta amenaza no representa un peligro latente en el área de estudio. A continuación en la figura 5.14.5 se muestra el mapa obtenido para esta amenaza.

#### **Culebra de agua**

Un fenómeno que comienza a ser recurrente en el área de estudio es "la culebra de agua", también conocida por las personas locales como "la cola del diablo", este fenómeno consiste en un pequeño tornado con una corta duración. Según información de periódicos locales, los avistamientos donde se presenta la mayor recurrencia son las costas de la localidad de Cabo San Lucas, y muy recientemente este fenómeno dejó pequeños daños en la localidad de San José del Cabo. A continuación en la figura 5.14.5 se muestran las zonas donde ocurrió este fenómeno.

### 5.14.9 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Debido a que esta no es una amenaza latente en la zona, no se presentan aportaciones para establecer un plan o acciones de mitigación, sin embargo es importante que las instituciones como los cuerpos de emergencia tengan conocimiento sobre esta amenaza, fomentando así la educación sobre los fenómenos naturales que asechan el área en estudio.

Algunas medidas que podrían tomar en cuenta serán las siguientes:



- Designar un área en la casa como refugio, y practique haciendo que todos en la familia vayan ahí en respuesta a una amenaza de tornado.
- Analizar con la sociedad las diferencias entre una "vigilancia de tornado" y una "advertencia de tornado".

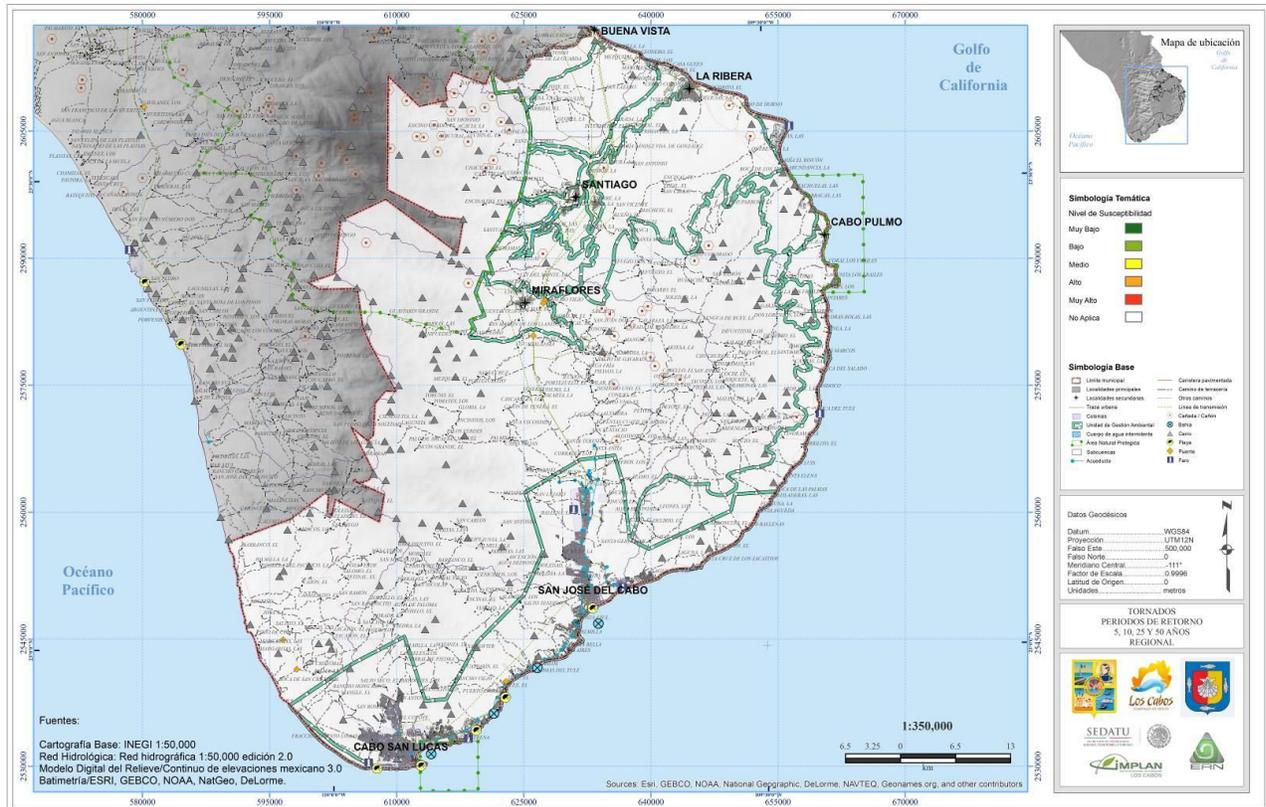


Figura 5.14.5 Mapa para la amenaza por tornados y el fenómeno de la culebra de agua.

### 5.14.10 CAMBIO CLIMÁTICO

Este tipo de fenómeno no afecta directamente a la zona en estudio, sin embargo, si ha afectado a otras partes del mundo como en Estados Unidos, en donde los efectos causados por los tornados han sido cada vez más devastadores. Expertos en la materia no han establecido una conexión clara entre los tornados y el cambio climático, por lo que recomiendan realizar más estudios para tener un mejor entendimiento de cómo el cambio climático afecta a este tipo de fenómeno.

### REFERENCIAS

Dinnen, J., Desastres naturales, huracanes y tifones, Editorial Aladdin Books Ltda., pág. 16, España, 1995. Fallas S. Juan Carlos y Oviedo, R. Fenómenos Atmosféricos y Cambio Climático. Guía para el Docente. Editorial Jiménez y Tanzi. Costa Rica, 1993.

Llauge, F., La Meteorología, Editorial Marcombo S. A., pág. 128-134, España, 1971-1976. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Tornadoes..., September 1992.





## CAPÍTULO 5.15. AMENAZA POR TORMENTAS DE POLVO

### CONTENIDO

5.15.1	INTRODUCCIÓN.....	254
5.15.2	TORMENTA DE POLVO .....	254
5.15.3	CUANDO SE PRODUCE UNA TORMENTA DE POLVO.....	254
5.15.4	EFFECTOS SOBRE EL CLIMA.....	255
5.15.5	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	257
5.15.6	CAMBIO CLIMÁTICO .....	257
	REFERENCIAS .....	257



### 5.15.1 INTRODUCCIÓN

La frecuencia, duración y magnitud de las tormentas de polvo son indicadores del transporte de sedimento fino y otras partículas materiales en las regiones áridas y semi-áridas y aquellas que han sufrido una sequía prolongada. Los vientos desérticos transportan más sedimentos finos que cualquier otro agente geológico. El ingreso anual global de polvo y aerosoles minerales a la atmósfera es estimado de hasta 3000 millones de toneladas/año, con tanto como 1/3 viniendo sólo del Sahara. Un creciente flujo de polvo ha sido correlacionado con períodos de climas más secos y/o más ventosos en regiones áridas, tanto históricamente como a partir de registros indirectos en muestras de océanos y de núcleos de hielo. Polvo de los desiertos de Asia central ha sido detectado tan lejos como a 5000 km, y del Sahara es regularmente visto sobre el Mediterráneo y en el lado oeste del Atlántico tropical. Aunque no espacialmente asociadas con tierras secas, las erupciones volcánicas también pueden producir enormes volúmenes de material el cual puede influir en los patrones climáticos por varios años posteriores a una erupción.

### 5.15.2 TORMENTA DE POLVO

Una tormenta de arena es un fenómeno meteorológico muy común en el desierto del Sahara de África septentrional, en las Grandes Llanuras de Norteamérica, en Arabia, en el desierto de Gobi de Mongolia, en el desierto Taklamakán del noroeste de China, en Argentina, en la zona de la Pampa seca y en otras regiones áridas y semiáridas.

Cabe destacar que este fenómeno también se lo conoce como tormenta de polvo y que se produce cuando vientos de suficiente intensidad soplan sobre arena suelta en una superficie seca. Las partículas de arena son de esta forma transportadas en la dirección del viento.

Para que se formen estos fenómenos turbulentos de polvo y arena en suspensión, es fundamental que exista una fuente importante de tales materiales en el suelo, dispuestos a ser arrastrados por eventuales corrientes de aire.

Son generalmente fenómenos de convección térmica los que acaban provocando estas importantes corrientes de aire secas. El fuerte calentamiento diurno en las zonas desérticas, favorece la aparición de fuertes ascensos del aire recalentado pegado a la superficie, que en muchas ocasiones no acaba generando lluvias, aunque sí el famoso viento del desierto, que es el que acaba generando las dunas y las tormentas de arena. El polvo recogido en las tormentas puede trasladarse miles de kilómetros: las tormentas de arena del Sahara influyen el crecimiento del plancton en el oeste del Océano Atlántico y, según algunos científicos, son una fuente importante de minerales escasos para las plantas de la pluvisilva amazónica. Las tormentas de polvo pueden observarse a menudo en fotografías tomadas desde satélites. Cuando el polvo en suspensión es arrastrado por fuertes corrientes de aire hacia otros lugares y llueve, se dice que llueve barro, porque todo se llena de gotitas de barro que se secan, y acaban ensuciándolo todo.

### 5.15.3 CUANDO SE PRODUCE UNA TORMENTA DE POLVO

Las tormentas de polvo pueden visualizarse sobre todo tras una larga sequía en la cual el terreno seco y polvoriento abunda. Es en esta situación cuando un frente frío puede atravesar la zona, de forma que el aire ascendente podría levantar el mantillo del terreno dando lugar a un muro de polvo incesante. Cabe indicar que estas tormentas, en ocasiones, van precedidas por tolvaneras, el polvo podría elevarse hasta 3km, desplazándose durante días y por miles de metros



#### 5.15.4 EFECTOS SOBRE EL CLIMA

Por sus características físicas, las partículas de polvo reducen el tamaño de las gotas de lluvia e inhiben la formación de nubes de gran desarrollo vertical generadoras de precipitaciones, favoreciendo así los procesos de sequía. Como el polvo viene cargado de hierro, sílice y sal, además de otros minerales, hongos y bacterias, puede incrementar la salinización de los suelos, y propiciar la aparición en los océanos de las denominadas mareas rojas (concentraciones masivas de algas muy tóxicas), causantes de la muerte de diferentes organismos marinos.



Figura 5.15.1 Un camión se apresura a salir de la tormenta de polvo USA Dust Bowl de 1930

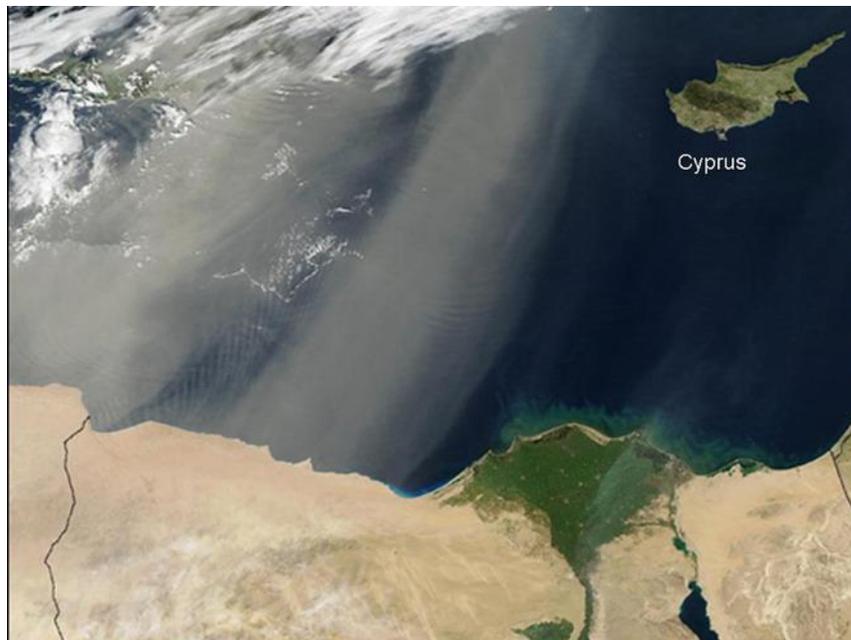


Figura 5.15.2 Plumaz de polvo desértico soplando de Egipto y Libia sobre el mediterráneo. Fuente: Imagen satelital de NASA del 12 de enero de 2003.



Figura 5.15.3 Tormenta de polvo sobre Melbourne, Australia, febrero 1983.

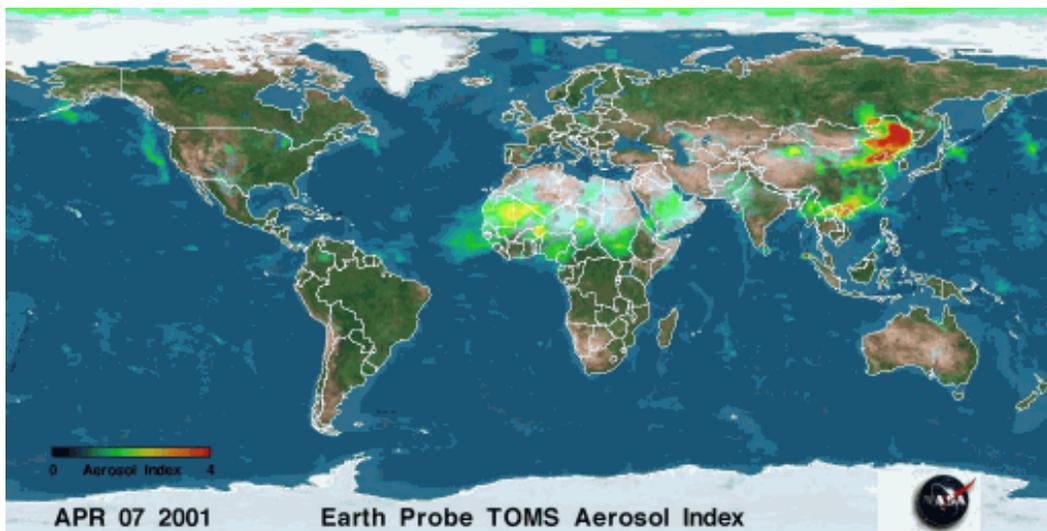


Figura 5.15.4 Muestra polvo de Africa y China soplando a través del Atlántico y Pacífico del 7 al 18 de abril de 2001. Cuando el polvo desaparece de la vista cae en forma de "llovizna" sobre tierra y mar. Fuente: Animación de NASA Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) animation



### 5.15.5 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Según el modelo utilizado para el cálculo, esta amenaza no representa un peligro latente en el área de estudio, a continuación se muestra el mapa con el resultado obtenido.

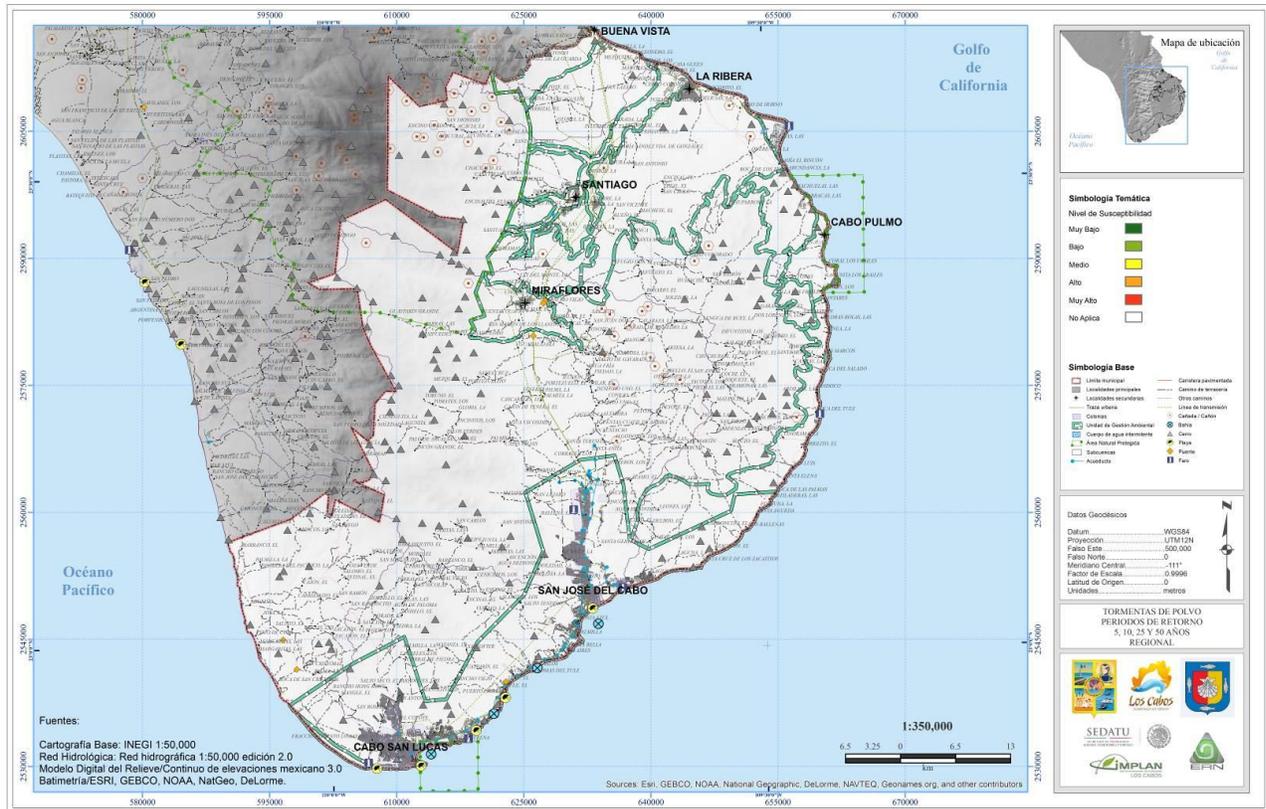


Figura 5.15.5 Mapa regional del municipio de Los Cabos, Baja California Sur, para la amenaza por tormentas de polvo.

### 5.15.6 CAMBIO CLIMÁTICO

Como se mencionó anteriormente, este tipo de fenómeno no afecta directamente a la zona en estudio, sin embargo, si se ha visto afectado por el cambio climático en otras partes del mundo, en donde los efectos causados por las tormentas de polvo, han sido cada vez más devastadores, como consecuencia de las inestabilidades atmosféricas, resultado de la actividad humana.

## REFERENCIAS

Brooks, N. & Le Grand, M. 2000. Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel. In S.J. McLaren & D. Kniverton (eds.) Linking Land Surface Change to Climate Change. Dordrecht: Kluwer, 1-20.

Chiapello, I., J.M. Prospero, J.R. Herman & N.C. Hsu. 1999. Detection of aeolian dust over the North Atlantic Ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS. Journal of Geophysical Research 104 (D8), 9277-9271

Griffin, D.W. 2002. The global transport of dust. American Scientist, 228-235.

Kohfeld, K.E., and S.P. Harrison 2001. DIRTMAP: The geologic record of dust. Earth Science Reviews, 54 (1-3), 81-114

Middleton, N.J. & A.S. Goudie 2001. Saharan dust: sources and trajectories. Transactions of the Institute of British Geographers.

Yang, Y.L., V. Squires, & Qi, L. 2002. Global Alarm: Dust and sandstorms from the world's drylands. United Nations Convention to Combat Desertification, 345p.





## CAPÍTULO 5.16. AMENAZA POR TORMENTAS ELÉCTRICAS

### CONTENIDO

5.16.1	INTRODUCCIÓN.....	260
5.16.2	PROCESO DE FORMACIÓN DE LAS TORMENTAS ELÉCTRICAS .....	261
5.16.3	CLASIFICACIÓN DE LAS TORMENTAS .....	261
	El rayo.....	261
	Como se produce el rayo .....	262
	Formas y clases de rayos.....	263
	El pararrayos .....	264
5.16.4	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	265
	Toritos y tribunadas .....	266
5.16.5	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	266
5.16.6	CAMBIO CLIMÁTICO .....	267
	REFERENCIAS .....	267



### 5.16.1 INTRODUCCIÓN

La ocurrencia de tormentas eléctricas en nuestro país, así como la caída de rayos, sobre todo cerca de áreas urbanas, puede significar una amenaza para las personas y sus bienes.

La Tierra es afectada por aproximadamente 100 rayos cada segundo y hay alrededor de 2,000 tormentas eléctricas simultáneamente y 40,000 tormentas eléctricas diariamente.

Estas tormentas eléctricas se originan en un tipo de nube llamada cumulonimbus o nube de tormenta, de gran extensión vertical que puede superar los 10 Km de altura y que en su interior se producen fuertes corrientes ascendentes y descendentes de aire, turbulencias y zonas con temperaturas muy frías, cristales de hielo y granizos. Este movimiento interno genera partículas cargadas eléctricamente, cuando es muy grande la diferencia de potencial eléctrico entre la parte superior e inferior de la nube, entre una nube y otra o con la superficie terrestre se produce una descarga eléctrica.

La descarga eléctrica que llega a la tierra recibe el nombre de rayo, mientras que la descarga que va de una nube a otra se llama relámpago, aunque normalmente los dos son usados como sinónimo del mismo fenómeno. El calor producido por la descarga eléctrica es de unos 28,000 °C, esto calienta el aire y lo expande bruscamente dando lugar a ondas de presión que se propagan como ondas sonoras, convirtiéndose en un trueno.

El rayo puede desplazarse hasta 13 km, generando una temperatura tres veces superior a la superficie del sol, conduciendo 100 millones de voltios y 20,000 amperes de electricidad. La velocidad de un rayo puede llegar a los 140,000 km/seg, de tal forma que se percibe la luz y luego el sonido. Los rayos pueden tornarse peligrosos y letales para el ser humano, no obstante liberan parte del nitrógeno de la atmósfera que al combinarse con la lluvia produce ácido nítrico que fertiliza suelos. En la figura 5.16.1 se muestra un ejemplo de una tormenta eléctrica.



Figura 5.16.1 Tormenta Eléctrica



## 5.16.2 PROCESO DE FORMACIÓN DE LAS TORMENTAS ELÉCTRICAS

La formación de la tormenta se desarrolla según el siguiente proceso:

- El calentamiento de la tierra origina una corriente de aire ascendente, este aire se enfría progresivamente hasta condensarse con la consiguiente formación de pequeños “Cumulus”. A diferencia de las situaciones de buen tiempo, la corriente ascendente no se para y la nube crece rápidamente en sentido vertical.
- El “Cumulus” continúa creciendo en sentido vertical y está a punto de convertirse en una nube de tormenta. Cuando alcanza la isoterma, las cargas eléctricas que se han ido generando comienzan a ordenarse dentro de la nube. La parte superior será positiva y la inferior negativa. Además se comienzan a formar dentro de la nube grandes gotas o partículas de granizo. La fuerte corriente ascendente los mantiene en suspensión.
- El “Cumulus” se ha transformado ya en un “Cumulonimbus” que puede llegar a tener hasta 10 Km de altura. En su parte superior la temperatura puede ser muy baja ( $-20^{\circ}\text{C}$  o  $-30^{\circ}\text{C}$ ). Esto favorece una intensa sobresaturación del aire que origina una gran cantidad de gotas de lluvia o de granizo, algunas de las cuales caerán en forma de precipitación.
- La nube de tormenta se desgasta al desaparecer la corriente ascendente que la alimentaba. La tierra ya se ha enfriado y fuertes corrientes descendentes de viento provocan chubascos de gran intensidad que acaban por deshacer la nube. La tormenta ha acabado y algunas capas de “Cirrus” o “Cirrostratus” serán los únicos restos de este extraordinario fenómeno de la naturaleza.

Las tormentas formadas por convección o por un frente frío suelen tener una duración corta ya que, cuando la tierra se enfría la tormenta se acaba.

Las depresiones también pueden formar tormentas cuya duración suele ser más larga dado que se acostumbran a formar numerosos “Cumulonimbus”.

En las zonas del litoral también se producen formaciones de tormentas que pueden llegar a ser muy virulentas ya que las corrientes ascendentes tardan mucho en pararse porque el agua del mar se enfría muy lentamente y eso hace que se formen nubes de tormenta durante varias horas.

## 5.16.3 CLASIFICACIÓN DE LAS TORMENTAS

Existen dos tipos principales de tormentas eléctricas: ordinarias y severas. Las tormentas eléctricas ordinarias son las tormentas comunes de verano que normalmente duran alrededor de una hora. La precipitación asociada con estas tormentas incluye lluvia y a veces granizo menor. Con tormentas eléctricas ordinarias, las nubes cumulonimbus pueden crecer hasta 12 km de alto.

Las tormentas eléctricas severas son muy peligrosas, capaces de producir granizo del tamaño de pelotas de béisbol, fuertes vientos, intensa lluvia, inundaciones súbitas y tornados. Las tormentas eléctricas severas pueden durar varias horas y crecer hasta 18 km de altura. Varios fenómenos están asociados con estas tormentas severas, incluyendo mangas de viento, micro remolinos, tormentas de superceldas y las líneas de turbonada.

### **El rayo**

El rayo es uno de los espectáculos más extraordinarios y peligrosos de la atmósfera. Es impronosticable y tiene una vida de pocos segundos. Siempre se presenta brillante, resplandeciente, pero casi nunca sigue una línea recta, sino que describe un camino tortuoso para llegar al suelo, como si se trataran de las raíces



de un extraño árbol. Pero otras veces se presenta como una lámina de fuego y, en raras ocasiones, como una esfera intensamente iluminada que queda suspendida en el aire.

En realidad, el rayo es una enorme chispa o corriente eléctrica que circula entre dos nubes o entre una nube y la tierra. Es un efecto parecido al que observamos, en pequeña escala, cuando desenchufamos un artefacto eléctrico en funcionamiento. La diferencia más importante es que esa pequeña chispa sólo salta a través de una fracción de milímetro y que el rayo natural puede cruzar kilómetros de distancia. El rayo se origina en los cumulonimbus o nubes de tormenta, en la figura 5.16.2 se muestra el ejemplo de un rayo.



Figura 5.16.2 Rayo

### **Como se produce el rayo**

En general, no hay mucho acuerdo entre los científicos acerca de las causas que dan lugar a los rayos. Pero de todos modos, es un hecho innegable que el rayo representa una descarga o arco entre dos centros de distinta carga eléctrica. Cuando el gradiente de potencial eléctrico entre dos regiones de una nube, o entre una nube y el suelo, excede el valor crítico de unos 10,000 voltios por centímetro (la corriente doméstica moderna posee un voltaje de 220 voltios), se produce una chispa eléctrica de descarga.

Para la comprensión de la electricidad de las tormentas es necesario tener un conocimiento completo del proceso o procesos por los cuales pueden generarse las grandes magnitudes de carga eléctrica que originan los rayos. Existen varias teorías para explicar ese singular fenómeno, pero ninguna ha sido aceptada universalmente.

En principio, se sabe que las partes superiores de las nubes de tormenta poseen carga positiva, mientras que en las partes centrales predominan las negativas. Algunas veces, un pequeño centro cargado positivamente aparece en la lluvia, en la parte inferior de la nube. La región de máxima intensidad de campo eléctrico se halla entre las dos zonas principales de distinta polaridad.

Las teorías que intentan explicar la electrificación de las tormentas pueden dividirse en dos grupos, según que para su tesis requieran la presencia de cristalitas de hielo y precipitación o no. La mayor parte de los meteorólogos opinan que la primera clase de hipótesis es la correcta, puesto que las descargas no se observan, en general, hasta que las nubes no alcanzan un desarrollo bastante notable, con hielo en las capas superiores.

En experimentos de laboratorio se ha demostrado claramente el papel que desempeñan las partículas de hielo en la electrificación de las nubes. Se ha comprobado que cuando se congelan soluciones diluidas de



agua, se originan grandes diferencias de potencial eléctrico entre el agua y el hielo. Mientras el hielo adquiere carga eléctrica negativa el agua retiene carga positiva.

Se cree que la formación de los centros de carga en las nubes de tormenta tiene lugar cuando el granizo recoge más agua líquida de la que puede ser congelada al instante. Una vez que se inicia la solidificación, parte del agua que no pasa inmediatamente al estado sólido es arrastrada por la corriente vertical de aire. Las pequeñas gotitas de agua, llevadas hacia arriba, constituyen la porción de carga positiva que corona la nube, mientras que las partículas de hielo más grandes caen hacia alturas menores.

También se ha demostrado que la ruptura de una gota de agua en una fuerte corriente vertical de aire produce una separación de cargas eléctricas. En este proceso las grandes partículas de agua conservan el signo positivo, mientras que el aire adquiere signo negativo. Esta separación conduce a una polaridad opuesta a la que está asociada con los principales centros de carga de las tormentas, pero explica perfectamente el pequeño núcleo positivo cercano a la base de la nube.

Otros físicos sostienen la idea de que la precipitación y en particular los cristales de hielo, no son necesarios para la formación de los grandes centros de carga en las tormentas. Aunque sus teorías difieren en principio, ninguna de ellas requiere la presencia de partículas de hielo. Todas están basadas en la captura de iones, diminutas cargas eléctricas en el aire, por parte de las gotitas de nube.

Las variaciones de estas teorías, llamadas de “*captura de iones*”, son muchas y existen evidencias de laboratorio que confirman la efectividad de algunas de ellas. Uno de los más fuertes argumentos de sus defensores es que dicen haber observado relámpagos en pequeñas nubes convectivas en las que no existía hielo. Si esas observaciones pueden ser corroboradas, es evidente que las partículas de hielo no son necesarias y que las teorías de captura de iones se harán más sostenibles.

### **Formas y clases de rayos**

Como ya hemos dicho, el rayo no se presenta casi nunca como una línea recta que une dos nubes o una nube y tierra. Describe un camino sinuoso, buscando siempre el de menor resistencia para llegar a tierra. Partes de la atmósfera conducen mejor porque poseen mayor cantidad de gotitas de agua, las cuales pueden estar cargadas de electricidad, es decir, ionizadas. En este tipo de aire es muy buen conductor eléctrico y constituye el camino de menor resistencia para el rayo. La chispa se forma en una serie de pasos consecutivos. Después de algunos de estos pasos puede subdividirse, tomando así el aspecto ramificado que le conocemos.

Normalmente, la electricidad no viaja a través del aire, el cual, muchas veces, es utilizado como aislante, para interrumpir el flujo de electricidad. Se requiere una gran presión eléctrica o voltaje para superar la resistencia eléctrica de un volumen de aire y enviar una chispa a través. Ya se ha señalado que para cruzar un centímetro se requieren más de 10,000 voltios, pero para atravesar una distancia de kilómetros, entre una nube y tierra, por ejemplo, el voltaje ha de ser de millones de voltios.

Cuando el potencial eléctrico entre nube y tierra alcanza el valor disruptivo, se produce una repentina descarga descendente de electricidad. Primero avanza unos 50 metros a una velocidad aproximada de un sexto de la luz. Después de este primer paso hacia abajo, hay una pausa de aproximadamente 100 microsegundos y entonces se produce una segunda descarga. En una serie de pasos, el borde delantero de la región luminosa avanza hacia el suelo. Esta primera fase del rayo se denomina “*guía escalonada*”. Puede seguirse con tipos especiales de cámaras fotográficas y se ha comprobado que no transporta cantidades muy grandes de carga eléctrica. En consecuencia, no es muy brillante.

Así que la “*guía escalonada*” llega a unos 15 ó 25 metros del suelo, hay una súbita irrupción de una enorme cantidad de energía que parece moverse hacia arriba, siguiendo el trazo de la guía. Se denomina “*descarga principal*”. En menos de 10 microsegundos, la corriente eléctrica puede alcanzar una intensidad máxima de



200,000 amperes. El resultado es un brillante relámpago que, en ciertas circunstancias, puede verse a más de 150 km de distancia.

En algunos casos puede haber muchas descargas principales que ascienden por el mismo camino. En lugar de la guía escalonada que precedió a la primera descarga principal, cada una de las descargas principales que la siguen es precedida de una descarga guía secundaria o guías saeta. Se ha descubierto que algunos rayos excepcionales comprenden hasta más de treinta descargas principales individuales, separadas sólo por unas pocas centésimas de segundo.

El ojo humano responde lentamente a acontecimientos tan rápidos, por consiguiente es imposible ver la secuencia constituida por la guía escalonada y la descarga principal, guía secundaria, descarga principal y así sucesivamente. Cuando veamos un relámpago o rayo, el destello luminoso es casi enteramente el resultado de la descarga o descargas principales.

Algunas veces, las zonas inferiores de la nube de tormenta están ionizadas positivamente y la descarga se produce desde tierra. En este caso, las ramificaciones apuntan hacia la nube.

Las tormentas eléctricas se producen con mayor frecuencia en las regiones ecuatoriales, donde las corrientes ascendentes son más numerosas y la humedad es mayor. Los rayos también pueden originarse durante tormentas de nieve y aquellas cargas eléctricas son separadas por la fricción entre los cristales de hielo; o en las regiones desérticas, por la fricción entre las partículas de polvo y arenas.

### ***El pararrayos***

Las nubes de tormenta llegan a cargarse, algunas veces, positivamente en su base. Sin embargo, generalmente son las cargas negativas las que se acumulan en esa zona de la nube. Esa carga negativa de la nube significa que se halla a una tensión negativa (presión eléctrica) con relación a la Tierra, que tiene carga positiva. La presión eléctrica tiende a impulsar las cargas hacia tierra, pero el aire que se interpone normalmente es un mal conductor de la electricidad. De ahí las grandes tensiones necesarias que hemos señalado para que pase una chispa o descarga entre una nube y el suelo.

El paso de la chispa eléctrica es facilitado por la circunstancia de que la tierra que se halla debajo de la nube llega a cargarse con cargas contrarias durante una tormenta. Así, lo hace positivamente si la nube lo está negativamente. Este proceso se denomina "inducción electrostática".

Las cargas eléctricas negativas se repelen entre sí, de manera que la nube rechaza las de este signo (electrones) existentes en la superficie del suelo, en la zona ubicada debajo de ella misma. El movimiento de electrones puede ser muy escaso, porque la Tierra se compone, en su mayor parte, de material aislante, pero siempre queda una carga positiva inducida sobre el suelo situado bajo la nube de tormenta, de la misma magnitud que la negativa de la nube. Como ambas se atraen, a medida que esta última avanza, descendiendo, también lo hace la zona de carga positiva del suelo, ascendiendo.

El pararrayos corriente es una varilla puntiaguda de metal buen conductor, instalada en la parte más elevada de un edificio y unida por un grueso cable de cobre a una plancha del mismo metal introducida profundamente en la tierra. Los electrones pueden trasladarse fácilmente por el pararrayos, ir desde la carga negativa de la nube que está encima y dejar cargas positivas en la punta del pararrayos, las cuales adquieren tal fuerza y cohesión que ionizan el aire que las rodea. A diferencia de las cargas de la punta, las del aire ionizado pueden ascender hacia la nube, rechazadas por las cargas positivas que quedan detrás del pararrayos y atraídas por las negativas de la nube. Por lo tanto, si el rayo se produce entonces, recorrerá el camino más corto y fácil, que es el que conduce al pararrayos y como éste está conectado al suelo, el rayo, al tocar la punta metálica, se descarga a tierra sin causar daños.

Esas moléculas cargadas que ascienden hacia la nube forman un "viento eléctrico" que si alcanza la nube neutraliza su carga negativa e impide que descienda la chispa eléctrica. Por eso la principal ventaja del



pararrayos consiste en evitar la producción de la tan temida descarga eléctrica, por lo que su utilidad es doble. En la figura 5.16.3 se muestra el ejemplo de un pararrayos.



Figura 5.16.3 Pararrayos

#### 5.16.4 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Se estudiaron un total de 27 estaciones base con un periodo de datos del 1969-2004 con registro de tormentas eléctricas de la base datos climatológicos nacionales a través de su extractor de base de datos ERIC II editado por el IMTA que a continuación se muestran en la tabla 5.16.1.

Tabla 5.16.1 Estaciones base en Los Cabos, Baja California Sur

ESTACIONES BASE, LOS CABOS, BAJA CALIFORNIA SUR			
Clave	Nombre	Longitud	Latitud
3003	BOCA DEL SALADO, SANTIAGO	-109.417	23.3
3005	CABO SAN LUCAS, SAN J. C	-109.917	22.883
3007	CADUALO, SANTIAGO	-109.767	23.317
3030	LA RIBERA, LOS CABOS	-109.583	23.583
3032	LAS BARRACAS, LOS CABOS	-109.45	23.467
3051	SAN FELIPE, LOS CABOS	-109.85	23.1
3053	SAN JACINTO, LA PAZ	-110.067	23.233
3056	SAN JOSE DEL CABO	-109.683	23.05
3062	SANTIAGO, LOS CABOS	-109.717	23.467
3064	SIERRA DE LA LAGUNA	-109.883	23.467
3067	YENECA, LOS CABOS	-109.767	23.267
3094	SANTA ANITA, LOS CABOS	-109.7	23.167
3096	LAS CUEVAS, LOS CABOS	-109.667	23.533
3120	COL. P.E. CALLES, LA PAZ	-110.133	23.2
3135	LA CANDELARIA, LOS CABOS	-110.017	23.067
3137	LA SOLEDAD SUR, LA PAZ	-109.983	23.133
3142	LA PINTADA, LA PAZ	-109.767	23.6
3143	LAS PALMAS, LA PAZ	-109.683	23.667
3144	MANGLE, LOS CABOS	-109.65	23.333
3163	AGUA CALIENTE, LOS CABOS	-109.8	23.433
3173	SAN PEDRITO C.F.E.	-110.183	23
3181	LA NUEVA CALIFORNIA	-109.783	23.433
3183	SAN VICENTE DE LA SIERRA	-109.967	23.183
3188	SAN JAVIER SUR	-109.833	22.983
3189	EL SAUZAL	-109.9	23.05
3190	SAN LAZARO, LOS CABOS	-109.805	23.13



De acuerdo al registro histórico de estas estaciones, el sitio en estudio no presenta ninguna amenaza contra tormentas eléctricas, esto debido a que los datos demuestran que el fenómeno no es recurrente el área. En la figura 5.16.4 se presenta el mapa regional para cuatro periodos de retorno, 5, 10, 25 y 50 años.

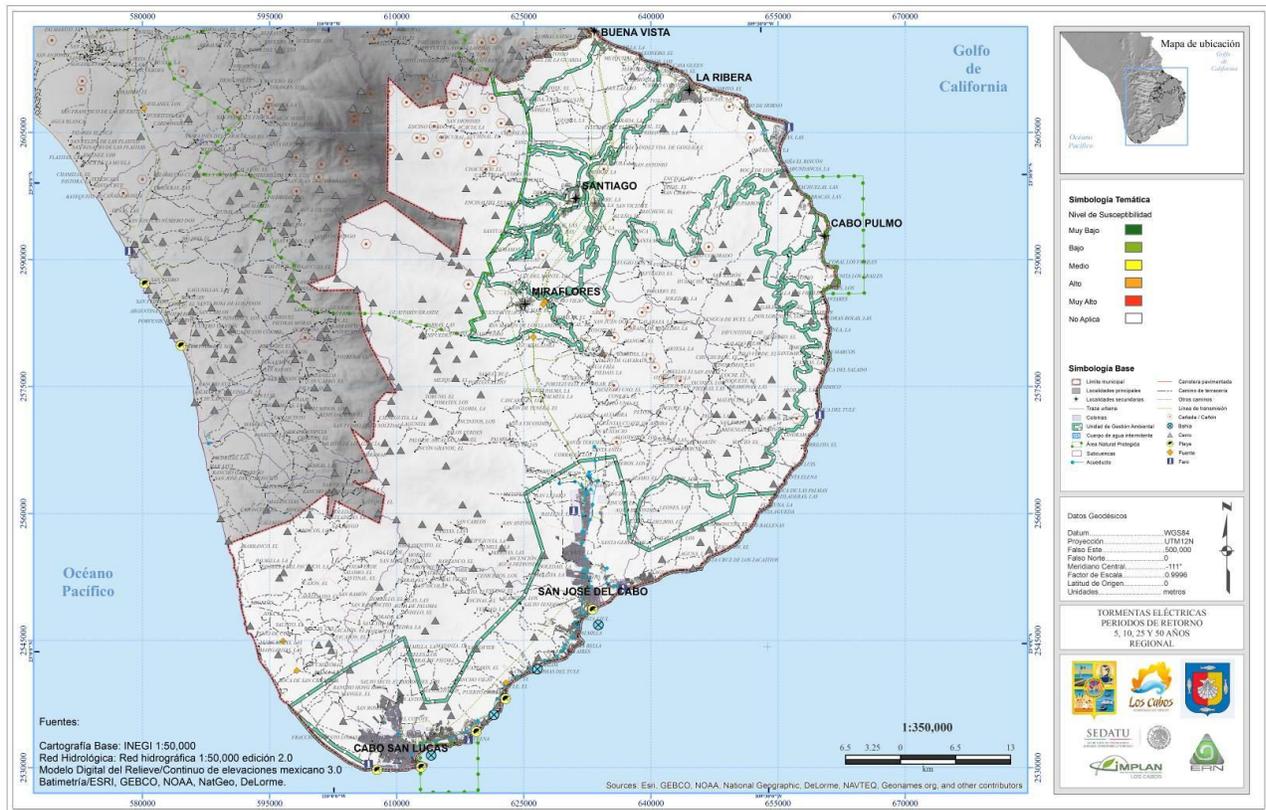


FIGURA 5.16.4 Mapa de amenaza por Tormenta Eléctrica para Los Cabos, Baja California Sur.

### Toritos y tribunadas

Según relatos de personas locales y algunos extranjeros se han presentado unos fenómenos denominados “toritos y tribunadas”, el cual consiste en ser un pequeño tornado acompañado de una tormenta eléctrica. En el área de estudio no existen registros oficiales para dicho fenómeno, mas sin embargo principalmente en la localidad de Loreto ubicada en La paz, Baja California sur que está ubicado aproximadamente a 150 km del área de estudio se presenta este fenómeno.

### 5.16.5 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Este fenómeno no presenta un periodo de recurrencia importante en los últimos 30 años, más sin embargo debido a testimonios de personas locales donde en repetidas ocasiones mencionan el fenómeno conocido como “toritos y tribunadas” se hace la siguiente recomendación: Crear tomas de tierra o también conocidas como pararrayos en las zonas de mayor recurrencia de este fenómeno según las observaciones de las personas locales.



### 5.16.6 CAMBIO CLIMÁTICO

Las tormentas eléctricas no afectan directamente a la zona en estudio, sin embargo, este fenómeno si se ha visto afectado por los efectos del cambio climático, en donde los cambios bruscos de temperatura, el aumento del nivel del mar por el efecto del deshielo y las alteraciones en el patrón pluvial propician la generación de este tipo de perturbaciones atmosféricas, provocando daños más devastadores.

### REFERENCIAS

- Fallas S. Juan Carlos y Oviedo, R. Fenómenos Atmosféricos y Cambio Climático. Guía para el Docente. Editorial Jiménez y Tanzi. Costa Rica, 1993.
- Llaugue, F., La Meteorología, Editorial Marcombo S. A., pág. 65-76, España, 1971-1976.
- National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Thunderstorms and lightning ..., January 1994





## CAPÍTULO 5.17. AMENAZA POR LLUVIAS EXTREMAS

### CONTENIDO

5.17.1	INTRODUCCIÓN.....	270
5.17.2	DATOS Y METODOLOGÍA.....	270
	<i>Descripción de los datos diarios de precipitación .....</i>	<i>270</i>
	<i>Metodología.....</i>	<i>272</i>
	<i>Análisis objetivo tipo Cressman.....</i>	<i>273</i>
5.17.3	RESULTADOS .....	274
	<i>Comparación entre precipitación observada y estimada por BDD .....</i>	<i>274</i>
	<i>Ciclo anual de lluvia en México .....</i>	<i>277</i>
	<i>Índices de eventos extremos de precipitación diaria .....</i>	<i>282</i>
5.17.4	FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	295
	<i>Cabo San Lucas y San José del Cabo.....</i>	<i>297</i>
	<i>Otras localidades.....</i>	<i>297</i>
5.17.5	PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	299
5.17.6	CAMBIO CLIMÁTICO .....	299
	REFERENCIAS .....	299



### 5.17.1 INTRODUCCIÓN

La información climática adquiere un alto valor socioeconómico en aquellas partes del mundo donde se le considera como un elemento para la toma de decisiones. Aun con las imprecisiones propias de un sistema de pronóstico del clima, la predicción estacional representa una práctica que puede aminorar los impactos negativos de sequías e inundaciones. En países con proyectos de desarrollo sustentable, sectores como la administración del agua, la agricultura o la energía, han trabajado con información del clima desde hace más de una década. Para iniciar los trabajos de diagnóstico de la vulnerabilidad de México ante cambio climático es necesario contar con una base de datos confiable que permita realizar estudios sobre las condiciones medias, las variaciones y las tendencias del clima en nuestro país.

Un elemento de gran importancia en el análisis del clima de una región es contar con bases de datos completas y confiables. Dicho planteamiento genera una serie de preguntas sobre la calidad, cantidad, disponibilidad o variedad de las bases de datos. Son diversos los requerimientos para formar una base de datos que cumpla con los requerimientos de calidad, longitud en el tiempo y cobertura espacial como los indican las agencias internacionales dedicadas al estudio del clima, como lo es la Organización Meteorológica Mundial (OMM). La situación actual en meteorología es que existen fuentes y bases de datos dispersas. La información climática proviene de diversas fuentes, entre las que se incluye información obtenida de redes de estaciones meteorológicas, estimaciones por satélite, radiosondeos o radar. Mucha de esta información es integrada en bases de datos en mallas regulares mediante la asimilación de datos también llamados re-análisis (Kalnay et al., 1996). En los re-análisis, se integran observaciones y estimaciones meteorológicas mediante modelos que imponen restricciones físicas a los campos generados en puntos de malla. Un problema recurrente en la investigación del clima, está relacionado con un número limitado de estaciones utilizadas para el análisis, lo cual lleva a que no siempre reflejen los episodios de tiempo o de clima extremo en toda su dimensión espacial, o en toda su magnitud. Los avances en materia de sensores remotos y la incorporación de nuevas técnicas de análisis y asimilación de datos han permitido un desarrollo exponencial en materia de datos como insumo fundamental para la investigación y el monitoreo del sistema climático.

En diversas regiones del mundo se han utilizado datos históricos de variables meteorológicas para el monitoreo y detección del cambio climático (Brunet-India y López-Bonillo, 2001), identificación de patrones recurrentes asociados a eventos extremos (Aguilar et al., 2005; Alexander et al. 2006) y estrategias para reducir el grado de vulnerabilidad a las variaciones y cambios del clima, que requieren el uso de información climática confiable. En el caso de México, son varias las bases de datos que se encuentran disponibles. Sin embargo, en la mayoría de ellas no se ha aplicado un proceso de control de calidad, homogeneidad y análisis espacio-temporal para generar un conjunto de datos estándar utilizable en la generación de productos operativos y de investigación. Lo anterior, plantea la necesidad inmediata de trabajar en el control de calidad y homogeneización de las series climáticas de la República Mexicana, así como de desarrollar análisis objetivo y asimilación de datos, con el fin último de que la observación y el estudio de la variabilidad del clima a escala regional se basen en los mejores datos disponibles. Las bases de datos climáticas de calidad permitirán no sólo mejorar nuestro entendimiento de la variabilidad climática regional, sino también avanzar en su modelación y en la valoración de los posibles impactos del cambio climático.

### 5.17.2 DATOS Y METODOLOGÍA

#### ***Descripción de los datos diarios de precipitación***

En esta etapa se desarrolla una base de datos de precipitación diaria en una malla regular con una resolución espacial 5 km x 5 km, cubriendo el periodo de 1979-2008. Los registros diarios de precipitación, obtenidos de las estaciones, antes de ser procesados en un esquema de asimilación de datos, deberán ser sometidos a un esquema de control de calidad y reconstrucción (llenado) de series de tiempo faltantes. Para la generación de esta base de datos en una malla regular, se usaron registros diarios de precipitación de las



redes de estaciones climatológicas de México, sur de Estados Unidos y Centroamérica. En este trabajo, los datos fueron obtenidos de las siguientes fuentes:

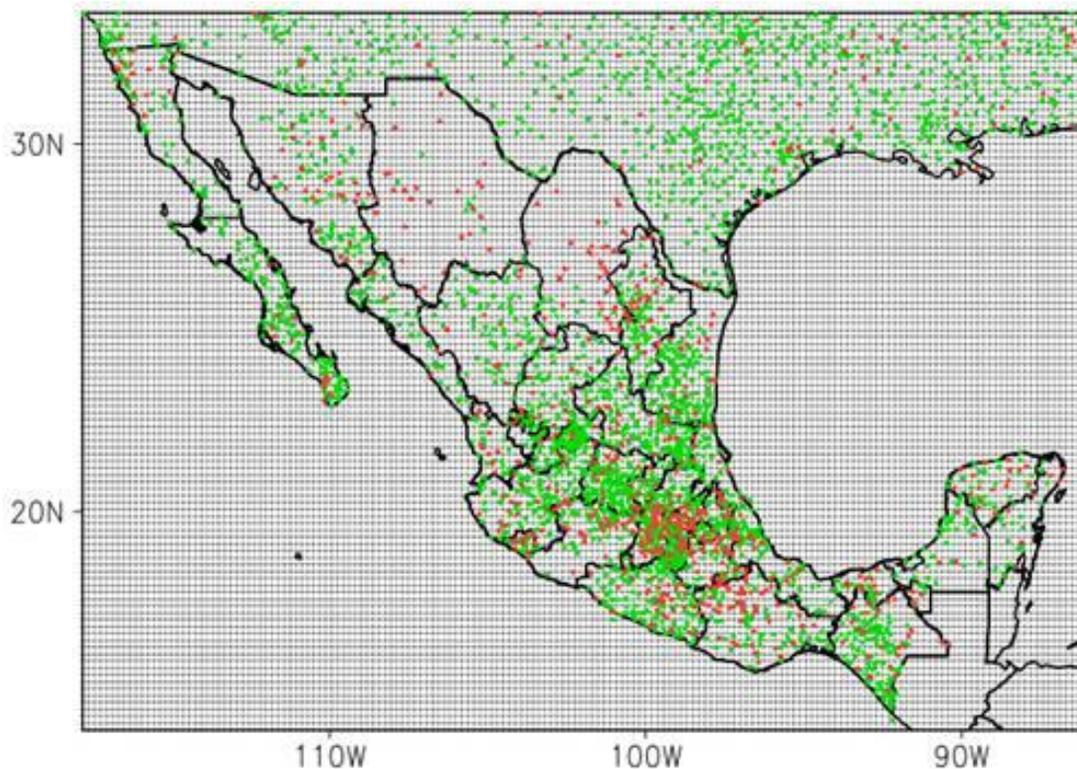
### I. Clima Computarizado (Climate Computing CLICOM)

Esta base de datos incluye, entre otras variables, precipitación acumulada en 24 horas y observada a las 8 de la mañana. El valor reportado para la observación diaria representa los datos colectados durante las 24 horas previas, terminando a las 8 de la mañana. Esta base forma parte de la red de estaciones climatológicas convencionales administradas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

### II. Red Climatológica Histórica Global Diaria ver 1.0 (Global Historical Climatology Network Daily GHCND v1.0)

Esta base de datos forma parte de una red global de estaciones climatológicas (NCDC, 2004), que registra variables meteorológicas, incluyendo precipitación, a escala diaria. Es un compuesto de registros climáticos de diversas fuentes que son mezclados y sujetas a una serie de revisiones de control de calidad. Algunos registros inician desde el siglo XIX, y son actualizados donde sea posible y usualmente están disponibles vía internet uno o dos días después de la fecha de observación. Esta base de datos se utilizó para complementar a CLICOM, con información de las estaciones del sur de Estados Unidos y Centroamérica.

De estas dos fuentes de datos, inicialmente sólo aquellas estaciones que tuvieran por lo menos 70% de datos diarios y con un mínimo de 15 años de registros cubriendo el periodo de análisis de 1979-2008. El número de estaciones que cumplen estos criterios es de 3,456 (figura 5.17.1).



**Figura 5.17.1** Localización de estaciones climatológicas (CLICOM + GHCN). Los puntos verdes indican series de tiempo largas y continuas. Los puntos rojos indican series reconstruidas



## **Metodología**

### **I. Control de calidad de los datos y reconstrucción de series de tiempo faltantes**

Los errores en datos climáticos son un problema común de las fuentes tales como la condición de los instrumentos y el procesamiento de los datos, en los que incluye la colecta, transcripción y digitalización (Reek et al., 1992). Por lo que es necesario determinar la calidad de los datos, encontrando fallas que podrían incluso llevar a conclusiones erróneas sobre el clima de México. Antes de procesar la información y generar la malla uniforme a partir de estaciones distribuidas de manera irregular, y con la finalidad de mejorar los análisis de lluvias los datos de precipitación de las estaciones fueron sometidos a un esquema de control de calidad. Se supone que los datos obtenidos de la base GHCND han pasado por un control de calidad desde su origen, sin embargo el esquema propuesto en este trabajo se aplica a cada una de las estaciones disponibles dentro del periodo de análisis. El proceso de análisis de los datos observados, se divide en 3 etapas:

1. *Control de calidad de datos entrantes.*
2. *Reconstrucción de series de tiempo.*
3. *Control de calidad de los datos reconstruidos.*

#### **a) Control de calidad de los datos entrantes**

Esta primera etapa, tiene la finalidad de eliminar aquellos errores de registro que están relacionados con:

- Posición geográfica. Se realizó una verificación y, en su caso, corrección de la posición geográfica de las estaciones climatológicas.
- Datos repetidos. Se eliminaron aquellos datos que estuvieran repetidos debido a que dos estaciones se encontraban localizadas en el mismo sitio.
- Captura de datos. Se identificaron y eliminaron los errores de captura (e.g. falta de punto decimal en una cifra, magnitudes de lluvia fuera del rango de registros, etc.).

#### **b) Reconstrucción de series de tiempo**

Este procedimiento tiene el objetivo de derivar series de tiempo con mayor duración y continuidad en lo posible, obtenidas a mediante la información de las estaciones de los alrededores (estaciones vecinas). Además de identificar y sustituir registros anómalos o cuestionables en la base de datos, mediante la comparación de registros de estaciones vecinas.

La reconstrucción de una serie de tiempo fragmentada, a partir de estaciones vecinas, supone que el cese de registro en una estación, y el establecimiento de una o más nuevas estaciones cerca a la existente, resulta en una o más series de tiempo las cuales usualmente no son útiles para el análisis climático, como consecuencia de su corta duración. Se identificaron aquellas estaciones con una mayor longitud y continuidad de registros diarios, así como las estaciones de menor duración y que requieren una reconstrucción de series de tiempo.

Una vez identificados estos dos tipos de series de tiempo, el siguiente paso fue reconstruir datos faltantes. Existen diversas aproximaciones para llenar huecos en series de datos climáticos diarios (Eischeid et al., 2000) que considera la historia de los datos mismos, o el uso de datos de estaciones cercanas. Algunos autores (Karl et al., 1996; Brunetti et al., 2001) sugieren utilizar generadores aleatorios de cantidades de lluvia, algunos otros basados en las distribuciones de probabilidad de las variables de interés. Este tipo de procedimiento obtiene una serie de datos de igual longitud sin cambiar las distribuciones de cantidades de precipitación, aunque no da estimaciones realistas. Otras aplicaciones están basadas en los valores



registrados en estaciones cercanas (Paulhus and Kolher, 1952; Eisched et al., 2000). En este trabajo, la reconstrucción de datos faltantes se enfoca en la información de las estaciones vecinas, y para ellos se implementaron dos técnicas:

**Sustitución del valor de la estación más cercana.** Esta técnica consiste en llenar los datos faltantes directamente con los datos de la estación más cercana que tuviera información. Para aplicar esta técnica, se establecieron dos criterios: la estación más cercana estuviera dentro de un radio de 25 km de la estación a sustituir, y que la correlación entre las series de precipitación diaria de ambas estaciones fuera mayor a 0.5, con un mínimo de tres años de datos en común.

**Interpolación de estaciones vecinas** Para esta interpolación de series de datos provenientes de estaciones vecinas, se utilizó el llamado inverso de la distancia ponderada, que puede ser expresada como:

$$z(x_j) = \frac{\sum_{i=1}^n z(x_i) d_{ij}^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-r}} \quad (1)$$

Donde  $z(x_j)$  es el valor del predictando de acuerdo al promedio ponderado de los datos en los puntos  $z(x_1), z(x_2), \dots, z(x_n)$ . La distancia  $d$  entre  $z(x_i)$  y  $z(x_j)$  es el factor ponderado, y se utilizó un valor de  $r$  igual a 2. La distancia máxima para la interpolación es de 25 km. Esta técnica se aplica siempre y cuando haya un mínimo de tres estaciones vecinas. En caso contrario, se aplica la técnica de sustitución del valor de la estación más cercana.

### **Análisis objetivo tipo Cressman**

Después de someter los datos de estaciones climatológicas, tanto a un control de calidad de datos como a una reconstrucción de datos faltantes, se procedió a interpolarlos a una malla regular, con la finalidad de un mejor entendimiento de la variabilidad espacio-temporal del clima (New et al., 1999). La interpolación se lleva a cabo mediante un esquema de análisis objetivo de correcciones sucesivas tipo Cressman (Cressman, 1959). El análisis objetivo es un proceso de interpolación espacial de los datos a una malla regular a partir de reportes de estaciones distribuidas de manera irregular. El esquema seleccionado debe tener la capacidad de realizar una interpolación suave, detectar y remover datos erróneos y conducir a un campo consistente (Krishnamurti and Bounoua, 1996). El objetivo de este tipo de esquema es mejorar un campo preliminar, mediante la incorporación de observaciones. El resultado sigue siendo una estimación del campo de lluvia que se apega a ciertos criterios.

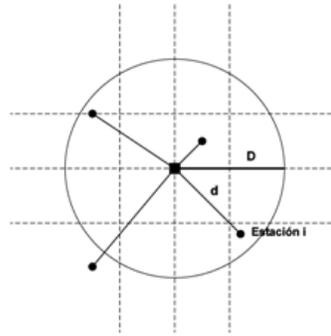
Este esquema de análisis objetivo inicia con un campo preliminar razonable. Se sugiere seleccionar como campo preliminar una base de datos en una malla regular que haya sido construida previamente, esto es para tener una mejor aproximación al campo final tanto como sea posible. Para este estudio se tomó como campo preliminar la base de datos de precipitación mensual de alta resolución espacial de  $0.1875^\circ \times 0.1875^\circ$  del North American Regional Reanalysis (NARR) (Mesinger et al., 2006), y que cubre el periodo de análisis (1979-2008). Este campo preliminar se somete a una serie de correcciones al incorporar observaciones cuando y donde estén disponibles. Entre cada paso de corrección se aplica un suavizado para remover algunos datos inusuales que son significativamente diferentes del campo preliminar. Tal corrección se basa en las observaciones que se encuentran dentro de un radio de influencia  $D$  alrededor del punto de malla de interés. Se asignan pesos cuya magnitud es inversamente proporcional a la distancia entre la estación  $i$  y el punto de malla (Fig. 5.17.2). De esta forma, el punto de malla no es representativo de una sola estación, sino de un ajuste de todos los datos de los alrededores. El radio de influencia disminuye para cada paso de corrección, así que el campo es corregido con las características de mayor escala en la primera iteración y con una menor escala durante las iteraciones siguientes. Este procedimiento se repite en cada punto de la malla y en cada paso de tiempo. De aquí en adelante, se referirá a esta nueva base de datos diarios de malla regular como BDD.



### 5.17.3 RESULTADOS

#### **Comparación entre precipitación observada y estimada por BDD**

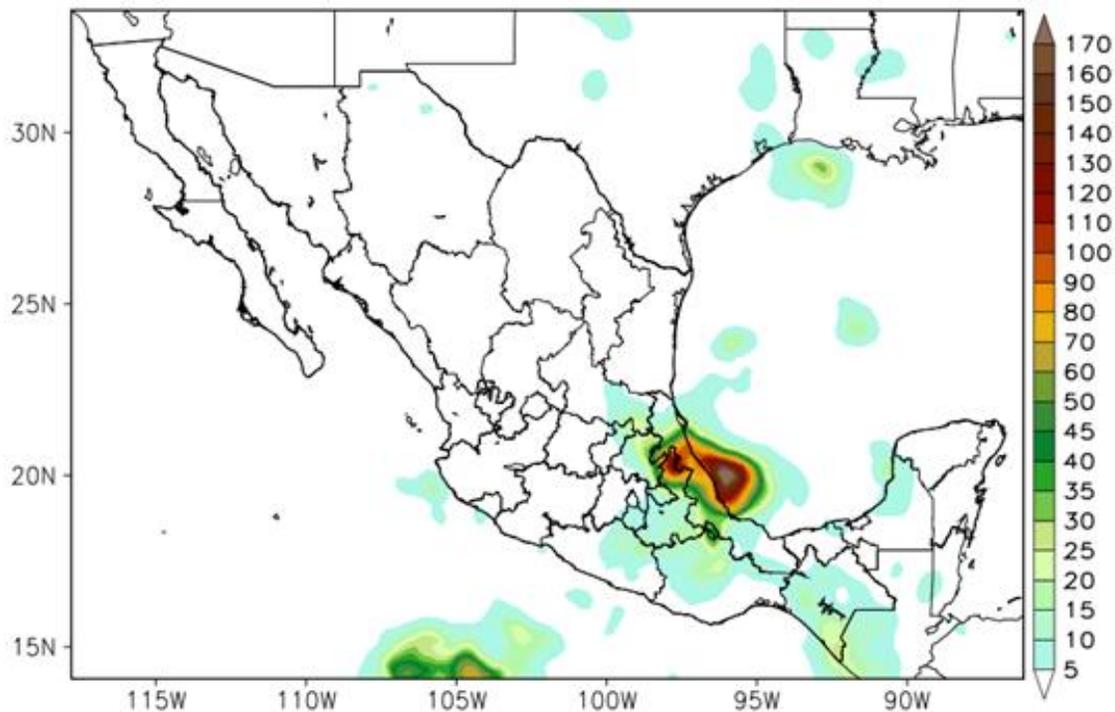
Este esquema de análisis objetivo (figura 5.17.2) se aplicó para los 10,958 (días) campos de precipitación, cubriendo el periodo 1979-2008. A manera de ejemplo, se muestra el campo de precipitación del día asociado al impacto del huracán Lorenzo (28 de septiembre de 2007). En ésta se observa el campo preliminar (figura 5.17.3a) y la BDD (figura 5.17.3b) de precipitación, éste último modificado debido a la incorporación de datos observados de las estaciones climatológicas.



**Figura 5.17.2** Esquema del análisis objetivo tipo Cressman (D: radio de influencia, d: distancia del punto de malla a la estación i)

Se realizó una evaluación del desempeño de la BDD, para lo cual se calculó el coeficiente de correlación entre las series de tiempo observadas y la interpolada al sitio. Se observa que en la mayor parte de los sitios de observación, el coeficiente de correlación es por arriba de 0.7 (figura 5.17.4a). Del mismo modo, se determinó el error cuadrático medio para cada sitio y se observa que los valores más altos se localizan en la región sur y sureste de México, relacionados con las mayores precipitaciones que ocurren en el país (figura 5.17.4b).

a)





b)

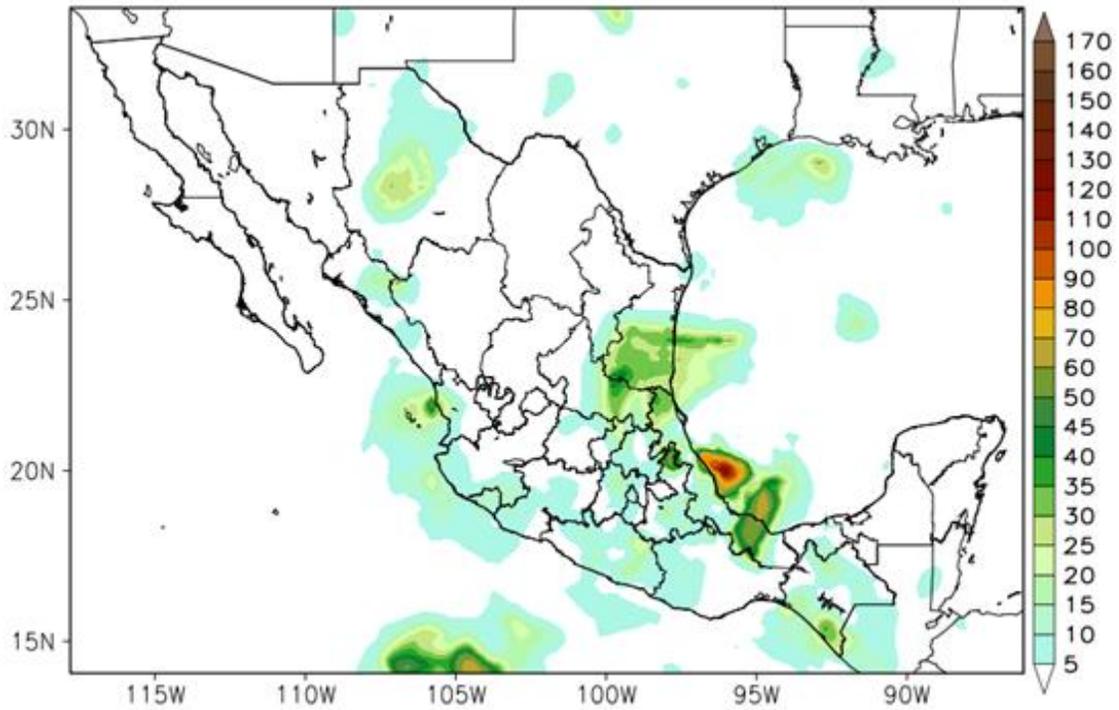
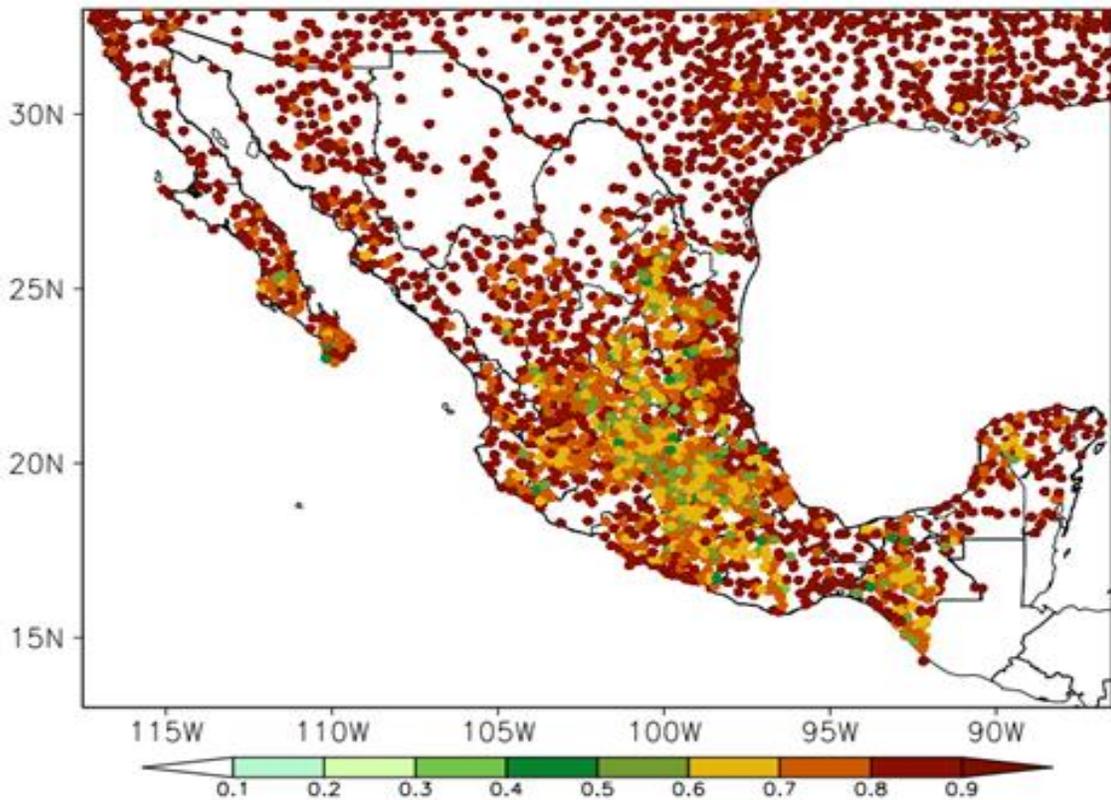


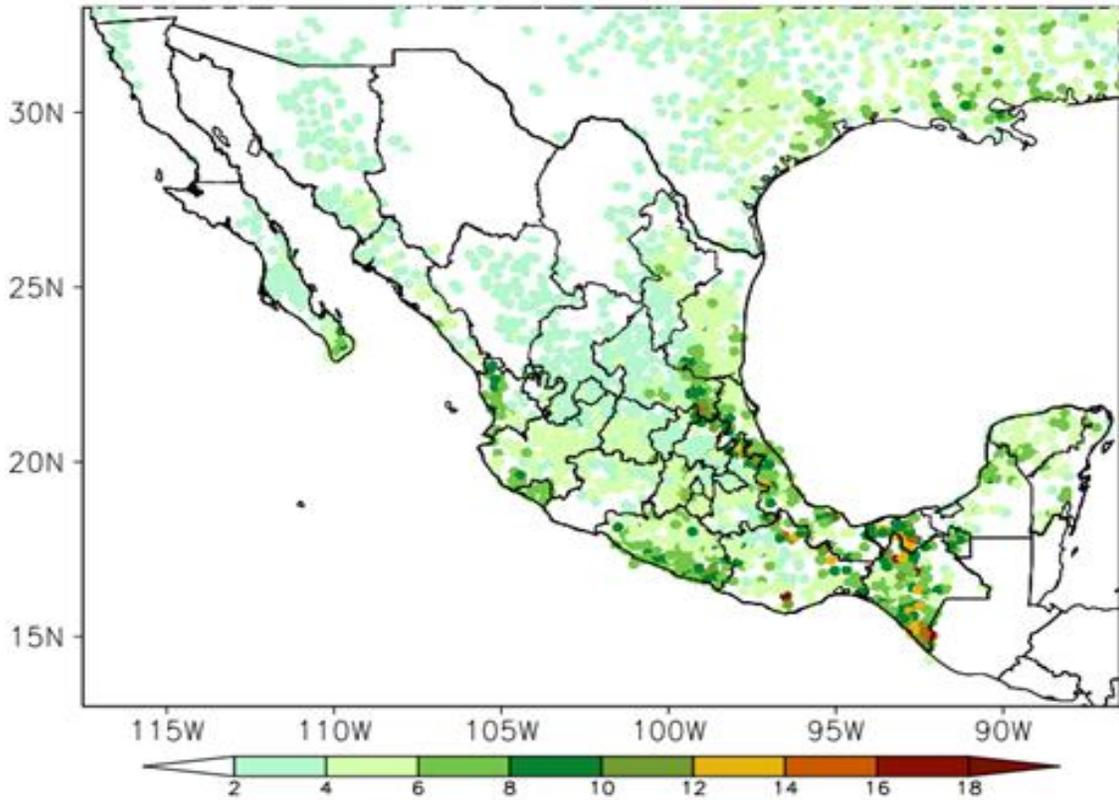
Figura 5.17.3 Campo de precipitación (en mm) durante el huracán Lorenzo (28 de septiembre, 2007) de acuerdo a: a) campo preliminar (NARR) y BDD (NARR + observaciones)

a)





b)



**Figura 5.17.4 a)** Coeficiente de correlación y **b)** error cuadrático medio entre precipitación diaria observada y estimada por BDD

Al realizar un primer análisis y una comparación entre el campo preliminar y la BDD, se detectó que el primero presenta un problema de continuidad en la frontera norte (Fig 5.17.5a), producto de la interpolación implementada o falta de información en esa región. Esta deficiencia se logra corregir al incorporar los datos observados (Fig. 5.17.5b).

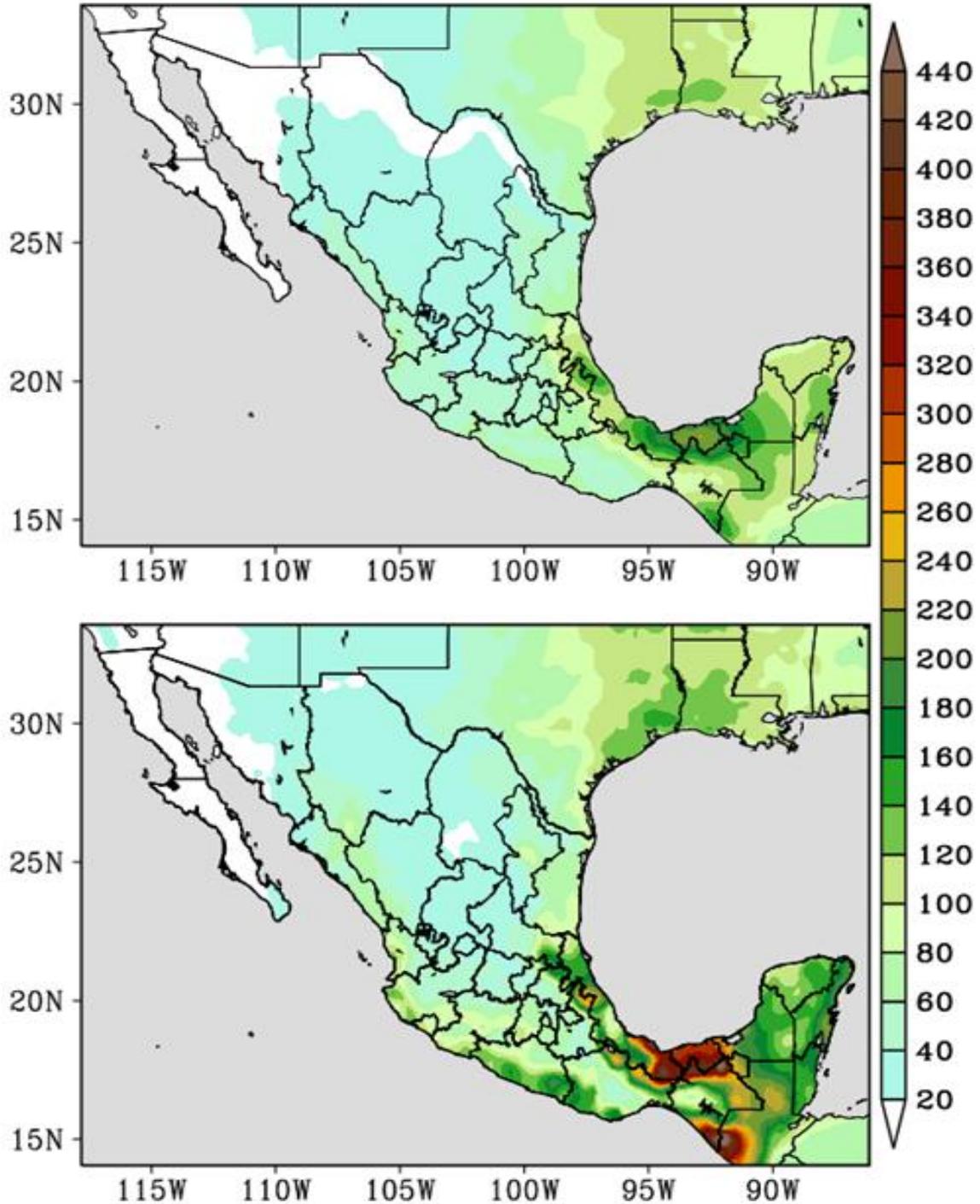


Figura 5.17.5 Precipitación mensual promedio (1979-2008) del mes de octubre de acuerdo a NARR (arriba) y a BDD (abajo)

### **Ciclo anual de lluvia en México**

En México, las actividades económicas como la agricultura, la ganadería, la pesca, la generación de energía eléctrica, se ven afectadas por las variaciones que experimenta el clima de un año a otro. Algunos de los impactos de estas variaciones son más evidentes durante condiciones extremas del clima, tal como acontece bajo sequías prolongadas, con duración mayor a dos años. Las variaciones interanuales del clima



están moduladas, en gran medida, por la ocurrencia de El Niño (Magaña, 1999). Dadas las características de la estación lluviosa en México, se puede dividir el ciclo hidrológico en lluvias de invierno y de verano.

### **Lluvias de invierno**

Dada su ubicación geográfica, en México el régimen de lluvias durante el invierno está dominado por sistemas meteorológicos de latitudes medias, como los ciclones de latitudes medias y los llamados frentes fríos. Conforme la masa de aire frío, asociada a estos sistemas frontales, se desplaza hacia el Golfo de México, se experimenta una disminución en la temperatura, así como la presencia de lluvias que en ocasiones suelen ser intensas a lo largo de la vertiente del Golfo de México. Algunos de estos sistemas de latitudes medias logran avanzar hacia los Mares Intra-Americanos, convirtiéndose en los llamados “Nortes”, que afectan el Golfo de México y sureste de México, e incluso en ocasiones hasta Centroamérica y el Caribe (Schultz et al., 1997). La lluvia asociada al paso de estos sistemas ocurre principalmente en la vertiente del Golfo de México, sureste de México y Península de Yucatán. Por su desplazamiento y características, los “Nortes” son una manifestación de la interacción entre los subtrópicos y trópicos.

Puesto que no siempre ocurre precipitación durante un norte, no se considera que esta variable cumpla con las condiciones para ser incorporada como un criterio objetivo de detección de “Nortes”. Más bien, primero deben identificarse los nortes para luego estudiar la precipitación asociada.

De manera correcta, un evento de norte puede identificarse en datos históricos cuando se cumplen las dos siguiente condiciones, de acuerdo a Vázquez (2000):

$$\Delta T_{max} \leq -2^{\circ}\text{C} \quad (2)$$

Donde  $\Delta T_{max}$  es el descenso de temperatura máxima en 24 horas, y el viento de superficie sopla en el rango

$$NO \leq \theta \leq NE \quad (3)$$

Donde  $\theta$  es la dirección media del viento en una extensa región del Golfo de México (entre 18°N a 27°N y 100° W a 90°W). Es decir, la dirección media del viento tiene una componente del norte (oscilando entre noroeste y noreste).

Debido a que un “Norte” puede durar varios días, el descenso de temperatura que acompaña a este sistema se presenta de manera continua, por lo que se considera el más intenso de éstos para identificar la fecha principal del “Norte”. El descenso de temperatura se monitorea en el punto geográfico 18°N, 95.6°W, que se encuentra sobre la planicie costera de la vertiente del Golfo de México, y que se denomina ‘punto de descenso’ (Vázquez, 2000)

Se realizó el diagnóstico de actividad de ‘Nortes’ en el Golfo de México en el periodo 1979-2008, utilizando datos diarios de viento en superficie y temperatura máxima de NARR. Se elaboró el patrón compuesto, promediando los campos de viento en superficie y presión reducida al nivel del mar durante las fechas en que ocurre un ‘Norte’. El patrón compuesto de un “Norte” se caracteriza por un sistema de alta presión que se desplaza del noroeste al sureste de Estados Unidos y vientos intensos del norte cubriendo el Golfo de México (figura 5.17.6), una disminución de temperatura superficial (no se muestra), asociada al paso de una masa de aire frío que acompaña a este sistema. De la misma forma, se construyeron patrones compuestos de la precipitación en la fecha principal del norte (figura 5.17.7). Tales patrones representan las condiciones medias del total de nortes identificados (651 casos) para los inviernos de 1979 a 2008, que se caracteriza por precipitación sobre el sureste de México (principalmente sur de Veracruz y Tabasco), lo cual puede



variar en intensidad de un evento a otro, ya que en algunos casos sólo ocurre viento intenso y una disminución de temperatura.

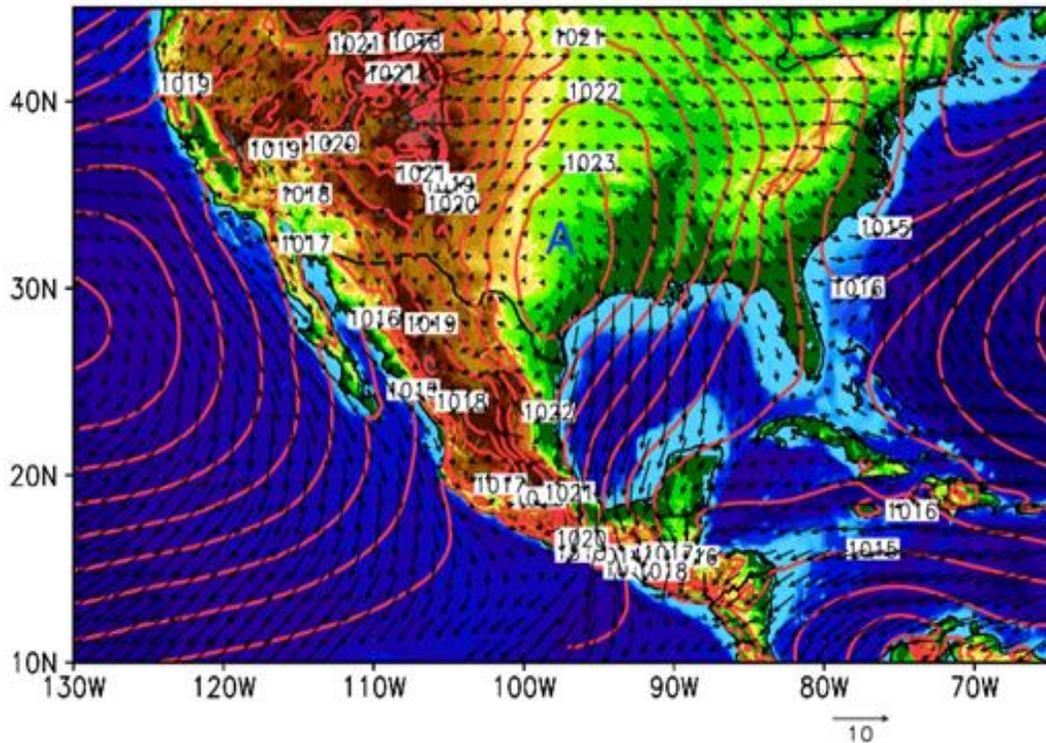


Figura 5.17.6 Patrón compuesto de presión reducida a nivel del mar (en mb) y viento en superficie (en m/s) que caracterizan un “Norte” sobre el Golfo de México

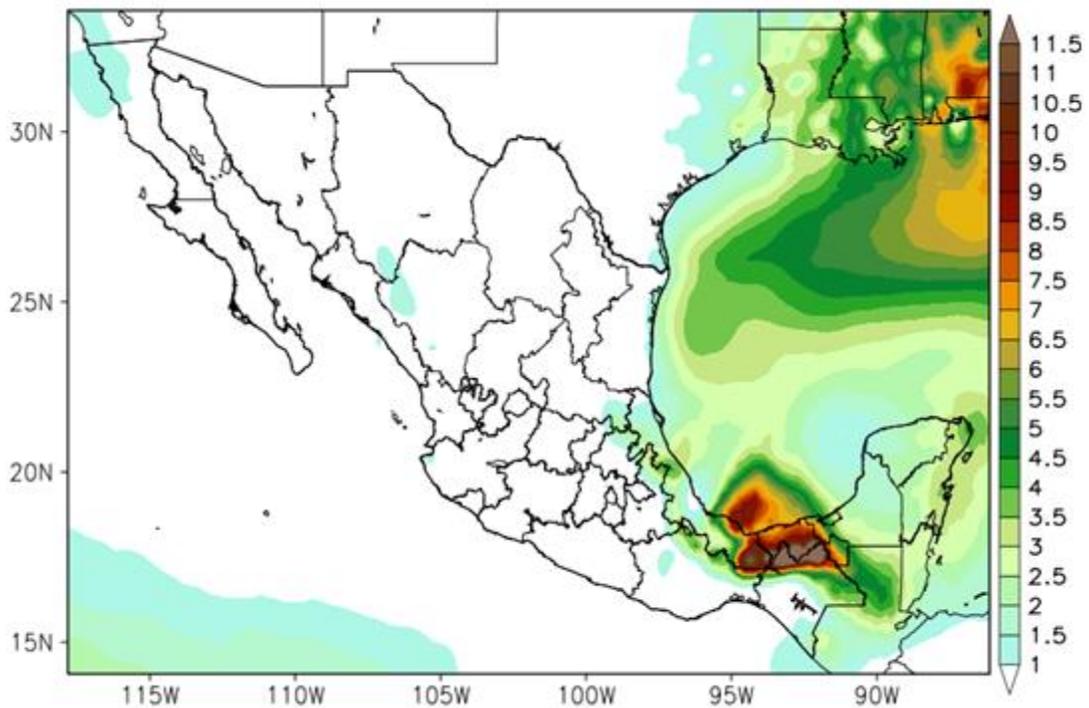


Figura 5.17.7 Patrón compuesto de precipitación (en mm) que caracterizan un “Norte” sobre el Golfo de México



### Lluvias de verano

México tiene una gran variedad de climas, desde los más calurosos con condiciones secas en el noroeste del desierto de Sonora, con precipitación anual menor de 100 mm, hasta un clima tropical en la parte sur donde la lluvia anual puede superar los 3500 mm (García, 2003), como en Tabasco o Chiapas. En gran parte del país, más del 60% de la precipitación anual ocurre durante los meses de verano (junio-septiembre), aunque en algunas partes del sur de México la temporada lluviosa se extiende de mayo a octubre. En general, la mayor parte del territorio nacional tiene un clima de tipo monzónico, caracterizado por un periodo relativamente seco durante el invierno (figura 5.17.8a) y uno lluvioso durante los meses de verano (figura 5.17.8b).

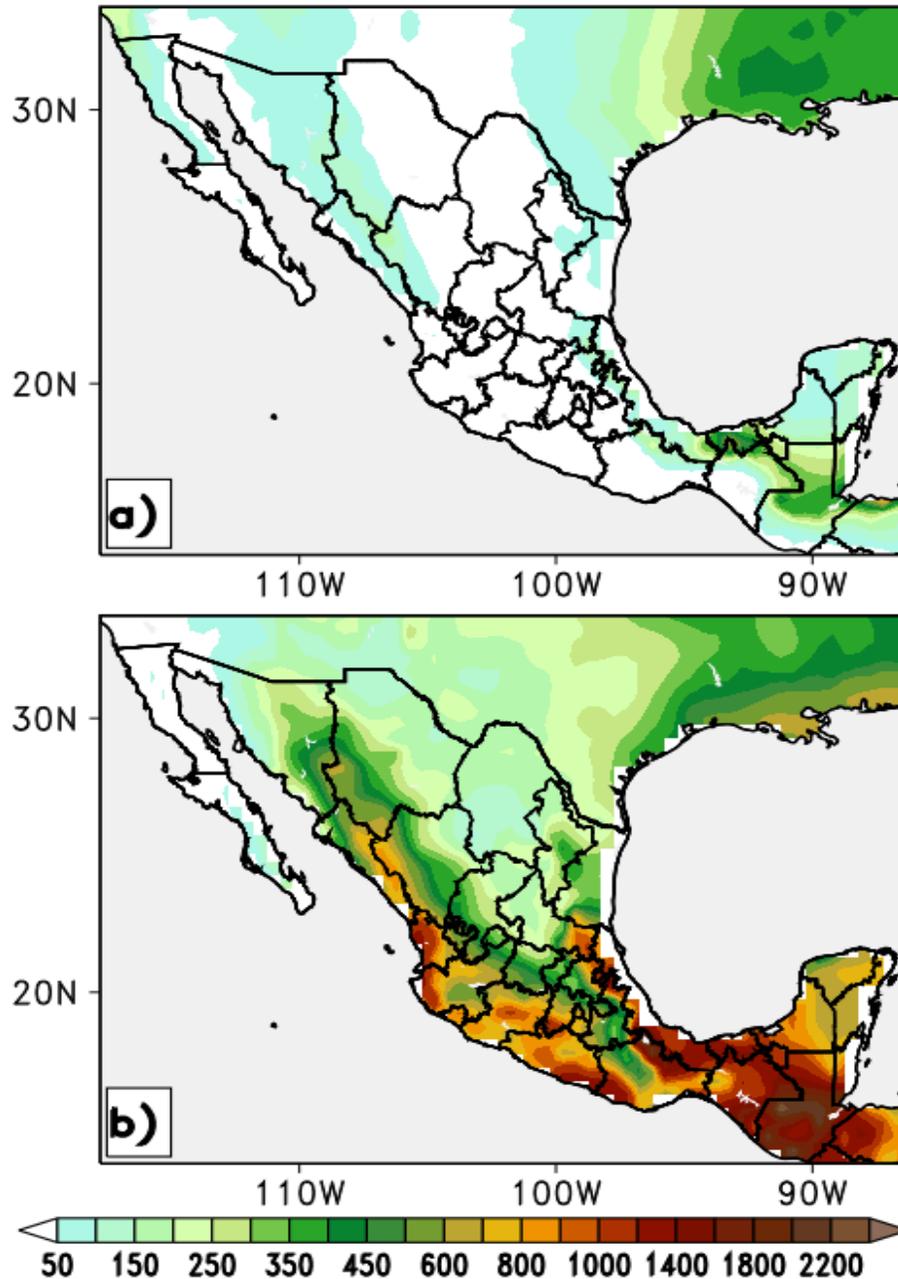


Figura 5.17.8 Precipitación acumulada (en mm) durante los meses de invierno (diciembre-febrero) y verano (junio-septiembre)



La precipitación durante los meses de verano está modulada principalmente por los siguientes sistemas: Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT), Monzón Mexicano, Ondas del este y ciclones tropicales (Magaña, 1999).

En este trabajo, se enfocará el análisis de la actividad sistemas tropicales como las ondas del este y ciclones tropicales. La actividad de ondas del este es considerada como un mecanismo determinante en las lluvias de verano sobre México (Jáuregui, 1967; 2003a). Estas perturbaciones atmosféricas se propagan sobre el Océano Atlántico desde la costa oeste de África, tienen un periodo de entre 3 y 5 días y una longitud de onda de 2000-4000 km, viajando con velocidades de fase de 6 a 8 m/s a 700 mb (Burpee, 1972; Reed et al., 1977). Las ondas del este son las perturbaciones más frecuentes que modulan las lluvias sobre México, Centroamérica y el Caribe; ocurriendo alrededor de 60 ondas por año (Pasch and Avila, 1992; Pasch et al., 1998), cuya actividad es mayor durante septiembre y octubre, cuando el proceso de inestabilidad que producen estas ondas es más intenso. Aunque aproximadamente el 50% de las ondas del este se disipan sobre la parte central del Océano Atlántico antes de alcanzar Centroamérica (Frank, 1976), pueden desarrollarse sobre el Mar Caribe (Molinari, 1997). Aquellas que afectan a México se presentan entre mayo y noviembre, desplazándose sobre el Océano Atlántico desde África hasta el Caribe, Golfo de México y en ocasiones al Océano Pacífico del este (Burpee, 1972, Molinari et al., 1997; Patricola et al., 2004; Salinas, 2006).

El paso de ondas del este sobre México resulta en variabilidad de alta frecuencia importante de las lluvias asociadas a la humedad que acompaña al paso de estos sistemas (Jáuregui, 1967; Salinas, 2006). Años con mayor actividad de ondas del este pueden producir entre un 20 y un 30% más precipitación que años con poca actividad en regiones como el Caribe y Península de Yucatán. La gran subsidencia que domina el Caribe sólo se interrumpe cuando sistemas como las ondas del este rompen mecánicamente la subsidencia con intensos movimientos ascendentes. Esto también ocurre con el paso de huracanes.

La actividad de ciclones tropicales es por tanto otro factor esencial para las lluvias de verano en México (Jáuregui, 1967; 1989; 2003b). Dada su situación geográfica, México se encuentra en medio de dos regiones ciclogénicas muy activas: el Pacífico del este y Mar Caribe. Durante veranos El Niño hay una disminución en las lluvias, principalmente en el noreste de México, asociada a un menor número de huracanes en el Caribe y Golfo de México (DeMaria and Kaplan, 1994). Esta menor actividad de huracanes en el Atlántico afecta principalmente a las lluvias del norte de Veracruz, Tamaulipas y Coahuila. En Tamaulipas por ejemplo, un ciclón tropical puede dejar suficiente lluvia para que la temporada de lluvias se considere anómalamente húmeda, por lo que la falta de estos sistemas puede ocasionar sequías (Uribe, 2000). Por ello, cambios en la actividad de huracanes en ciertas regiones de México puede hacer que el total anual de precipitación varíe entre 30 o 40 %. Bajo tales cambios o rangos de precipitación a escala local, puede ocurrir que un sitio experimente condiciones de sequía, mientras que otro cercano tenga una temporada lluviosa.

Mediante la base de datos de trayectorias de ciclones tropicales, tanto del océano Atlántico como del Pacífico, se identificaron aquellos sistemas que impactaron el territorio nacional en el periodo 1979-2008. A manera de ejemplo, se muestra el caso del huracán Wilma (20-23 de octubre, 2005), que impactó la Península de Yucatán, afectándola con lluvias intensas en la región (Fig. 5.17.9).

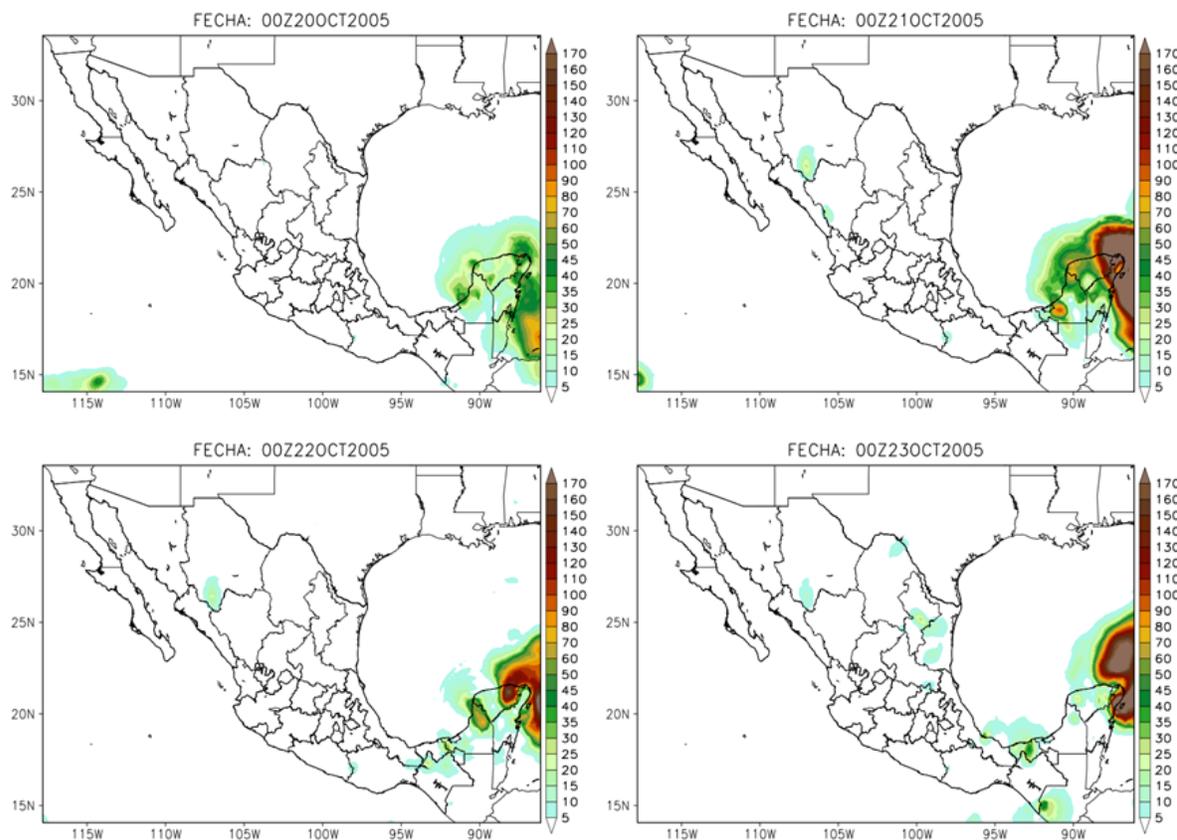


Figura 5.17.9 Precipitación diaria (en mm) asociada al paso del huracán Wilma (20-23 de agosto, 2005)

### Índices de eventos extremos de precipitación diaria

La más reciente evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2007) reconoce un creciente interés en la ocurrencia de eventos extremos de precipitación que pueden estar cambiando en frecuencia e intensidad como un resultado de la influencia del hombre en el clima. El calentamiento del planeta incrementa la evapotranspiración, una atmósfera más caliente tiene la capacidad de mantener más agua, niveles de mayor humedad y altas temperaturas tienden a desestabilizar la atmósfera, produciendo cambios en el tipo, cantidad, frecuencia, intensidad y duración de la precipitación. Los eventos extremos de precipitación afectan las poblaciones urbanas debido a que la infraestructura es inadecuada para afrontar inundaciones causadas por estos eventos poco frecuentes. En las regiones agrícolas, los cultivos pueden sufrir daños por exceso o déficit de lluvias.

Para el análisis y monitoreo de eventos extremos de precipitación, se han desarrollado una serie de índices extremos (Karl *et al.*, 1996). Algunos de estos índices miden el número anual de eventos por encima de un valor umbral, otros están enfocados en la intensidad y duración del evento extremo. En esta etapa, a partir de la BDD, en cada punto de la malla y para cada año, se calcularon una serie de 34 diferentes índices extremos de precipitación, mediante la herramienta STARDEX 3.3.1, disponible en:

<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>

A manera de ejemplo se muestra el valor promedio (1979-2008) de la duración máxima de días consecutivos secos. Como se observa, la región con más días consecutivos secos, ocurren en Baja California (Norte y Sur) y algunos estados del noroeste de México.

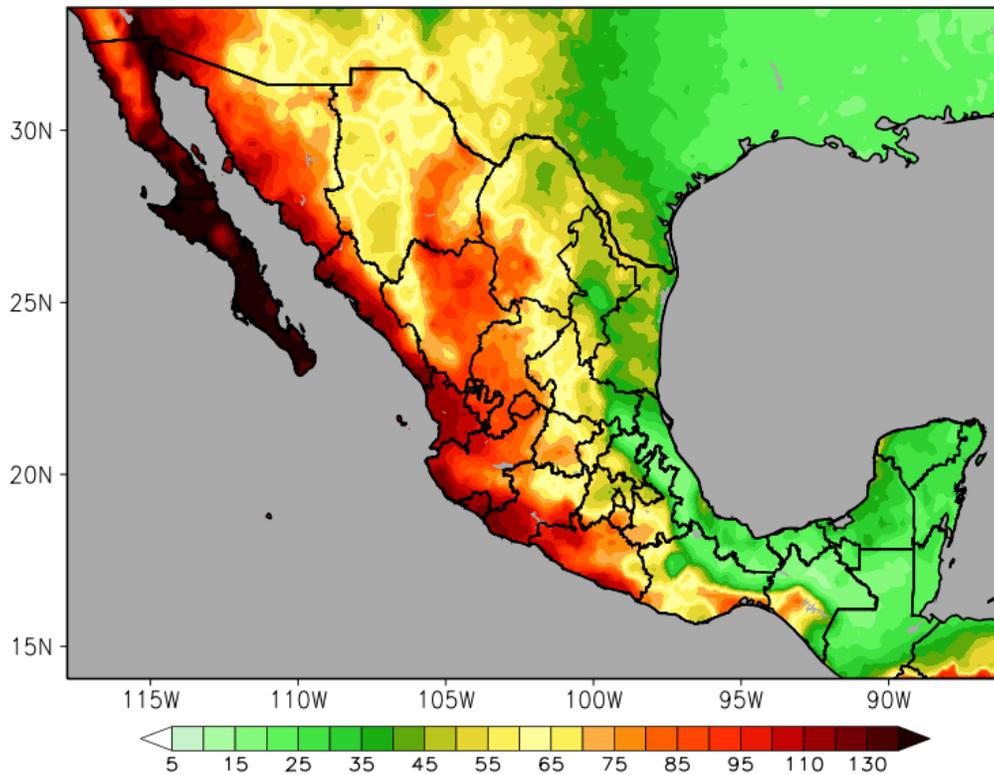


Figura 5.17.10 Promedio (1979-2008) del índice de máxima duración de días consecutivos secos

Tabla 5.17.1 índices de eventos extremos para precipitación diaria obtenidos de la base de datos de mallas diarias

No.	Eventos Extremos	Figuras
1.	Precipitation media (mm)	5.17.11
2.	Percentil 20 de precipitación (mm)	5.17.12
3.	Percentil 40 de precipitación (mm)	5.17.12
4.	Percentil 50 de precipitación (mm)	5.17.12
5.	Percentil 60 de precipitación (mm)	5.17.12
6.	Percentil 80 de precipitación (mm)	5.17.12
7.	Percentil 90 de precipitación (mm)	5.17.12
8.	Percentil 95 de precipitación (mm)	5.17.12
9.	Fracción de precipitación total por encima del percentil 20 (%)	5.17.13
10.	Fracción de precipitación total por encima del percentil 40 (%)	5.17.13
11.	Fracción de precipitación total por encima del percentil 50 (%)	5.17.13
12.	Fracción de precipitación total por encima del percentil 60 (%)	5.17.13
13.	Fracción de precipitación total por encima del percentil 80 (%)	5.17.13
14.	Fracción de precipitación total por encima del percentil 90 (%)	5.17.13
15.	Fracción de precipitación total por encima del percentil 95 (%)	5.17.13
16.	Número de días con precipitación $\geq 10$ mm (días)	5.17.14
17.	Máximo de número de días consecutivos secos (días)	5.17.15
18.	Máximo de número de días consecutivos húmedos (días)	5.17.16
19.	Persistencia media de días húmedos (días)	5.17.17
20.	Persistencia media de días secos (días)	5.17.18



Tabla 5.17.1 Continuación

No.	Eventos Extremos	Figuras
21.	Correlación para longitud de periodos secos-húmedos	5.17.19
22.	Longitud media de periodos húmedos (días)	5.17.20
23.	Mediana de longitud de periodos húmedos (días)	5.17.21
24.	Desviación estándar de longitud de periodos húmedos (días)	5.17.22
25.	Longitud media de periodos secos (días)	5.17.23
26.	Mediana de longitud de periodos seco (días)	5.17.24
27.	Desviación estándar de longitud de periodos secos (días)	5.17.25
28.	Máxima cantidad de precipitación acumulada en 3 días (mm)	5.17.26
29.	Máxima cantidad de precipitación acumulada en 5 días (mm)	5.17.26
30.	Máxima cantidad de precipitación acumulada en 10 días (mm)	5.17.26
31.	Intensidad de precipitación diaria (mm/día)	5.17.27
32.	Porcentaje de precipitación de eventos por encima del percentil 90 (%)	5.17.28
33.	Porcentaje de precipitación de eventos por encima del percentil 95 (%)	5.17.28
34.	Número de eventos por encima del percentil 90 de precipitación (días)	5.17.29

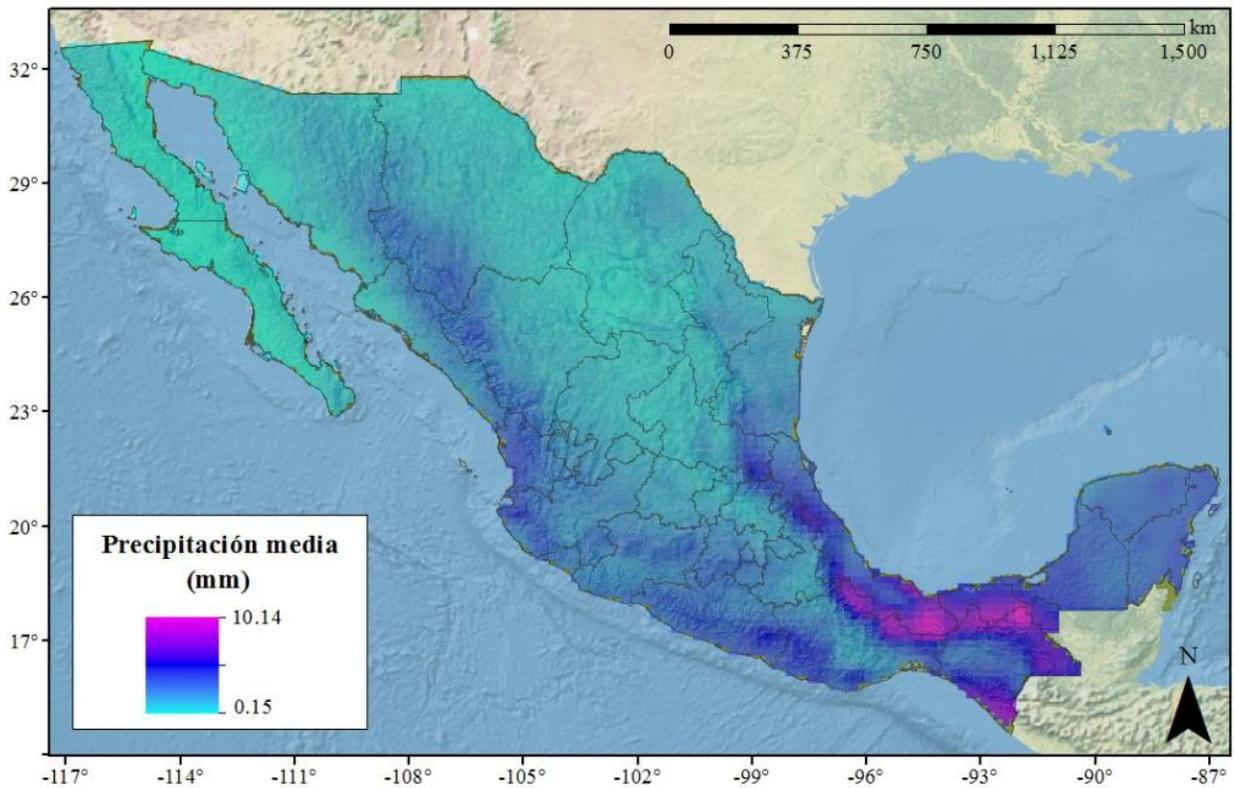


Figura 5.17.11 Precipitación media (1979-2008)

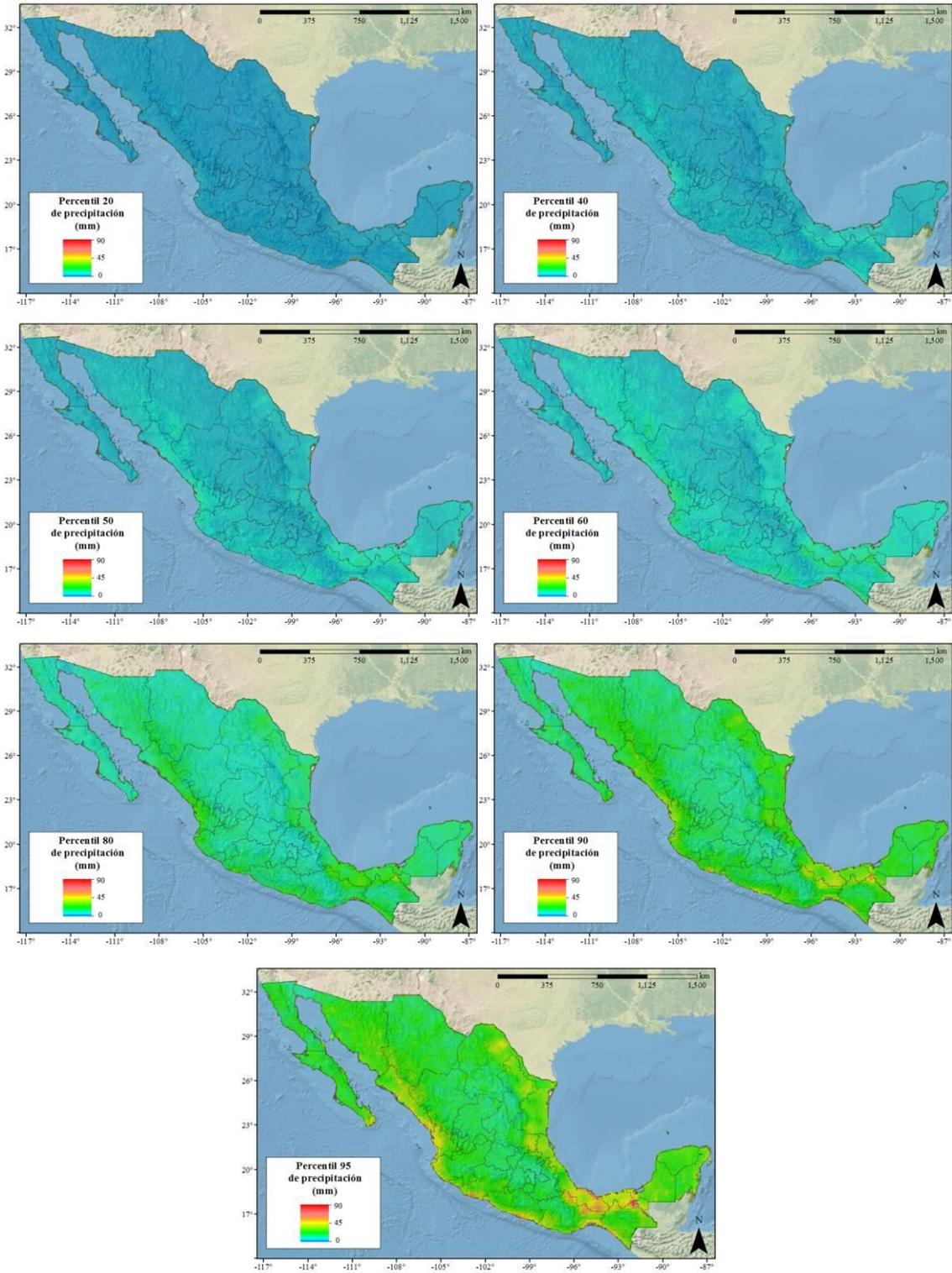


Figura 5.17.12 Percentiles de precipitación

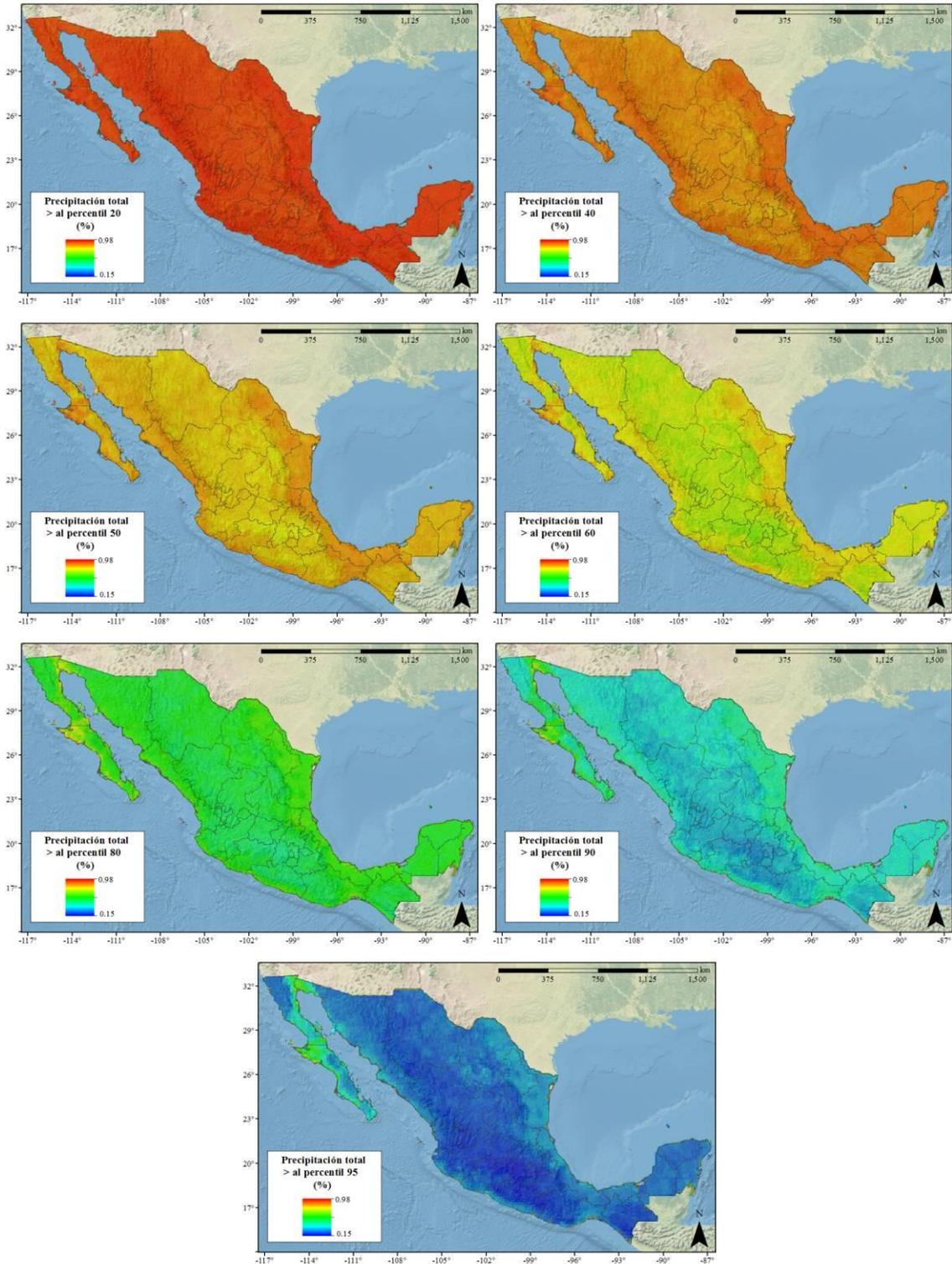


Figura 5.17.13 Fracción de precipitación total por encima de los percentiles

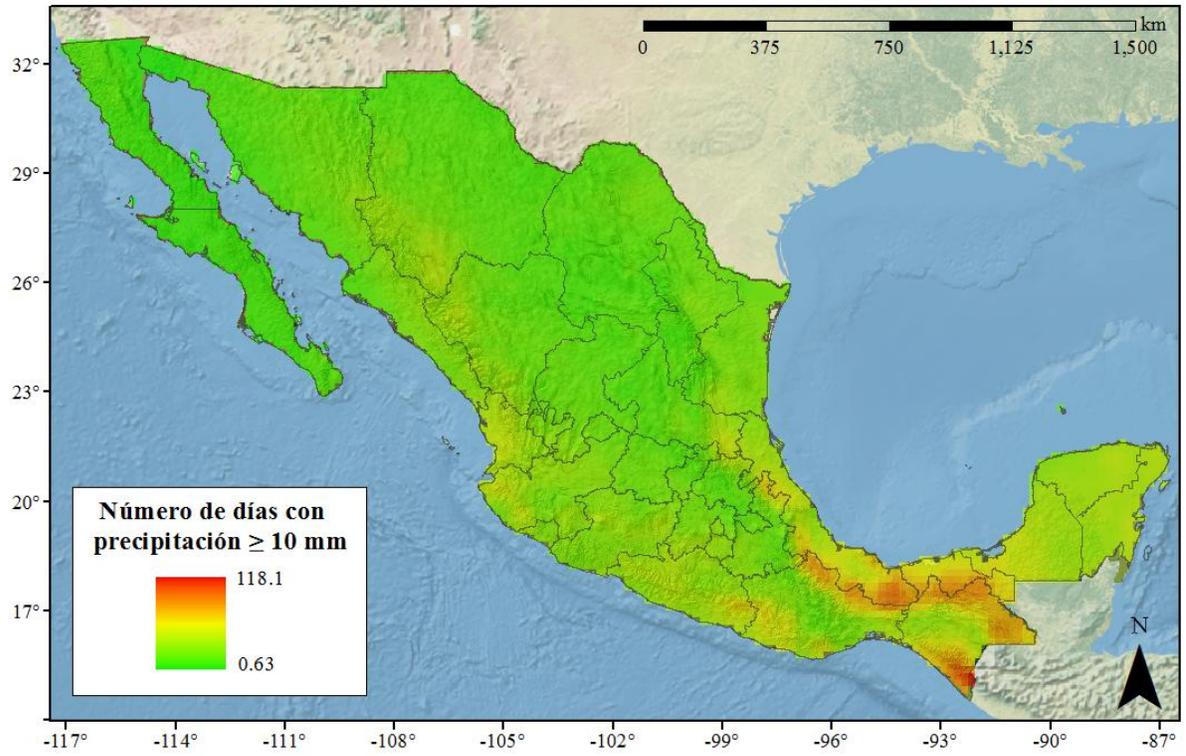


Figura 5.17.14 Número de días con precipitación  $\geq 10$ mm

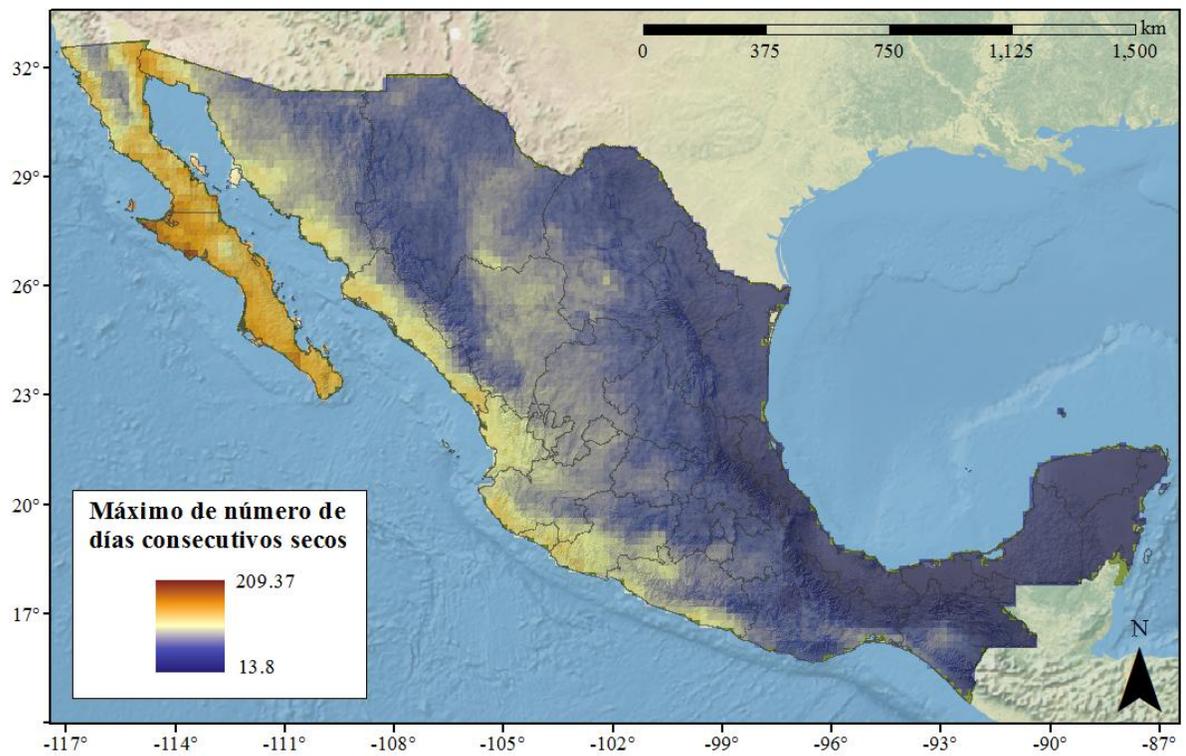


Figura 5.17.15 Máximo de número de días consecutivos seco

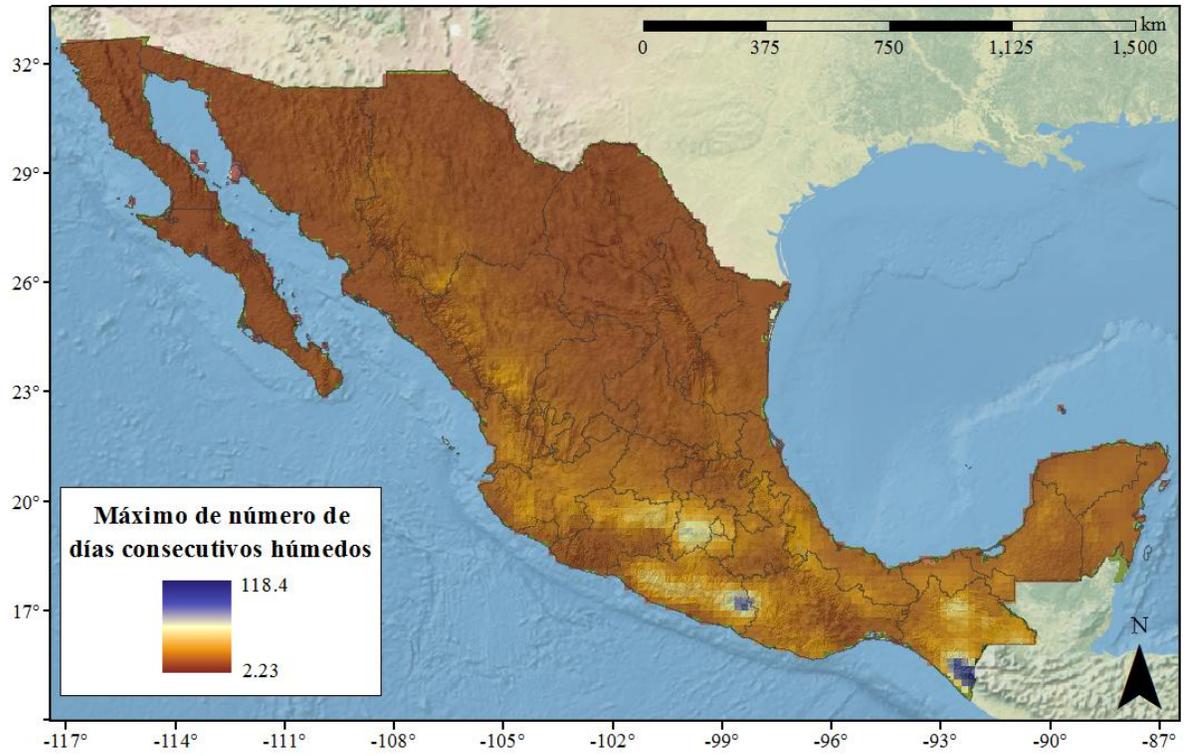


Figura 5.17.16 Máximo de número de días consecutivos húmedos

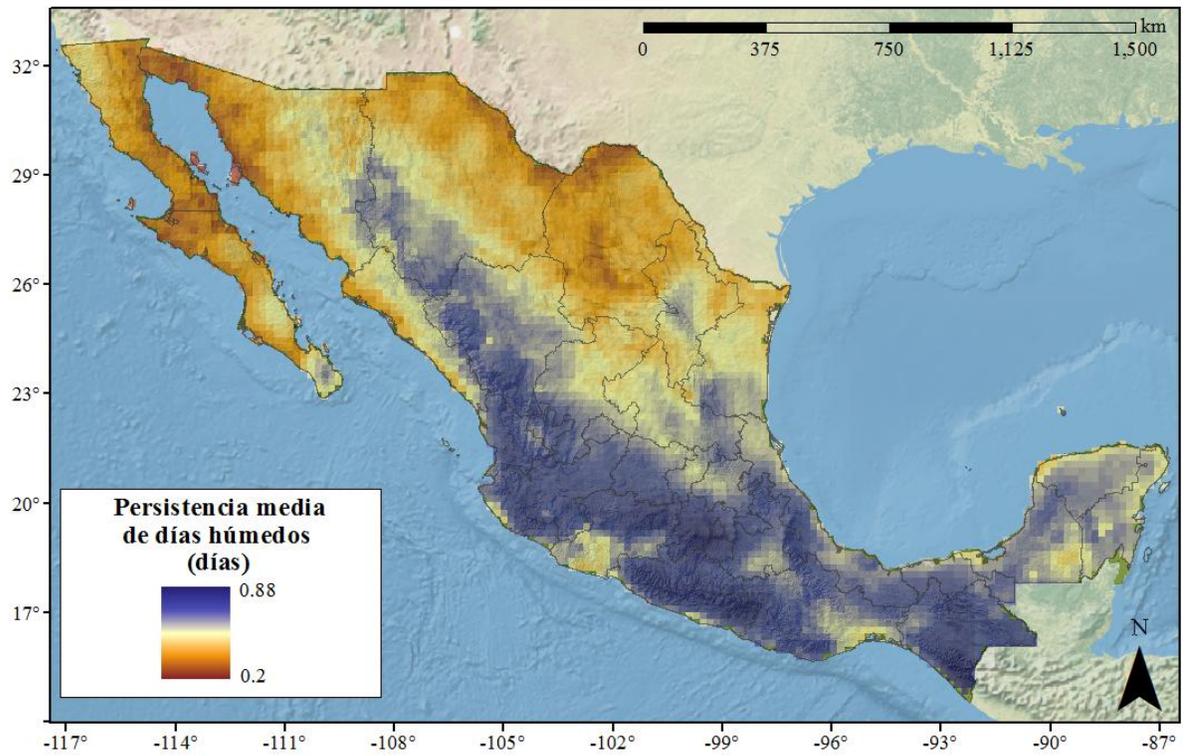


Figura 5.17.17 Persistencia media de días húmedos

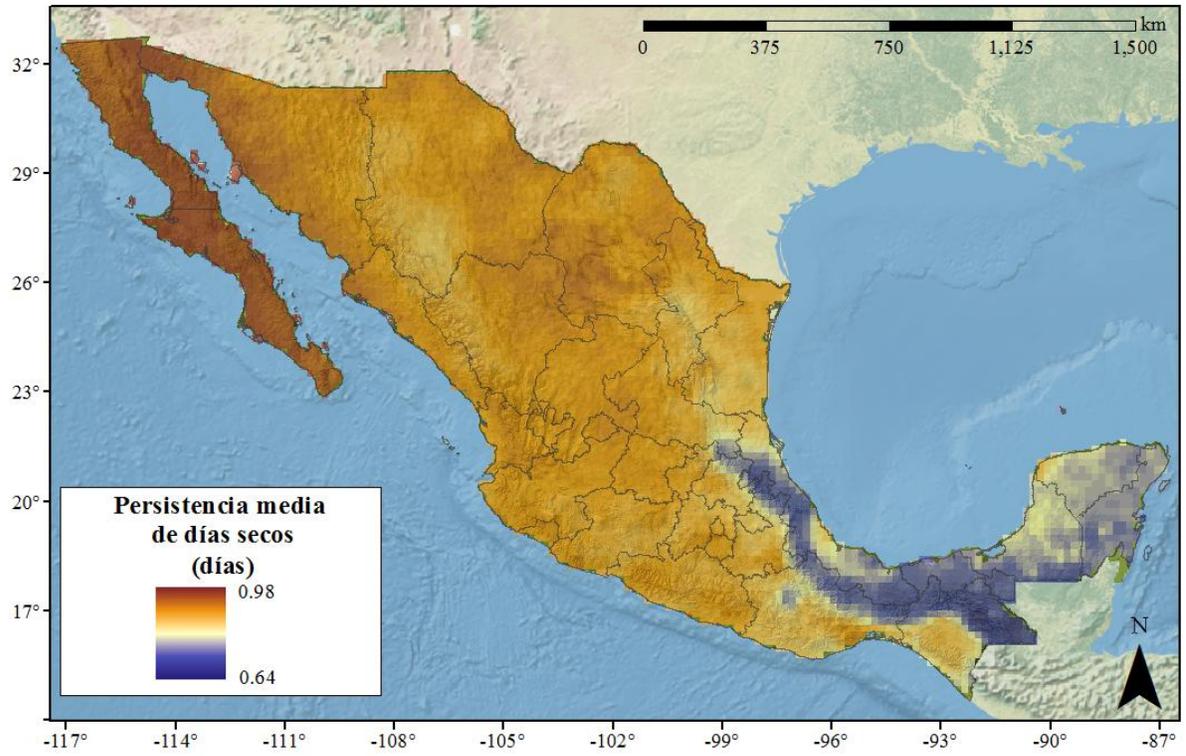


Figura 5.17.18 Persistencia media de días secos

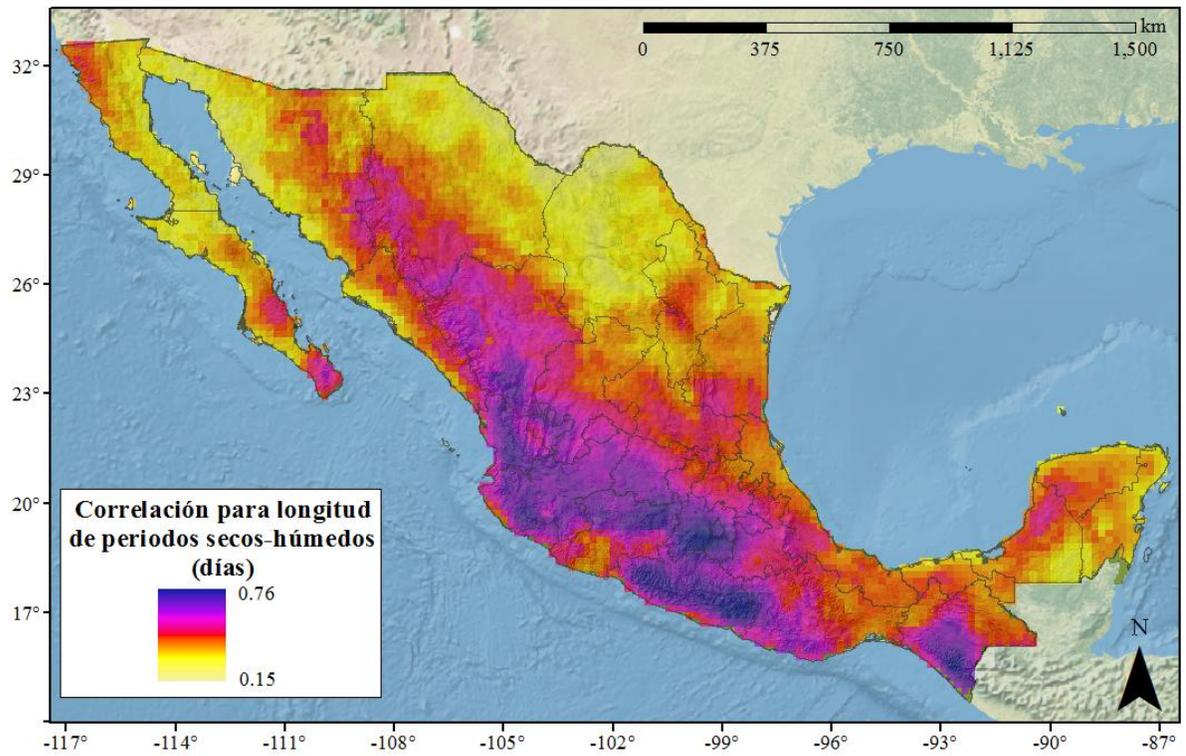


Figura 5.17.19 Correlación para longitud de periodos secos-húmedos

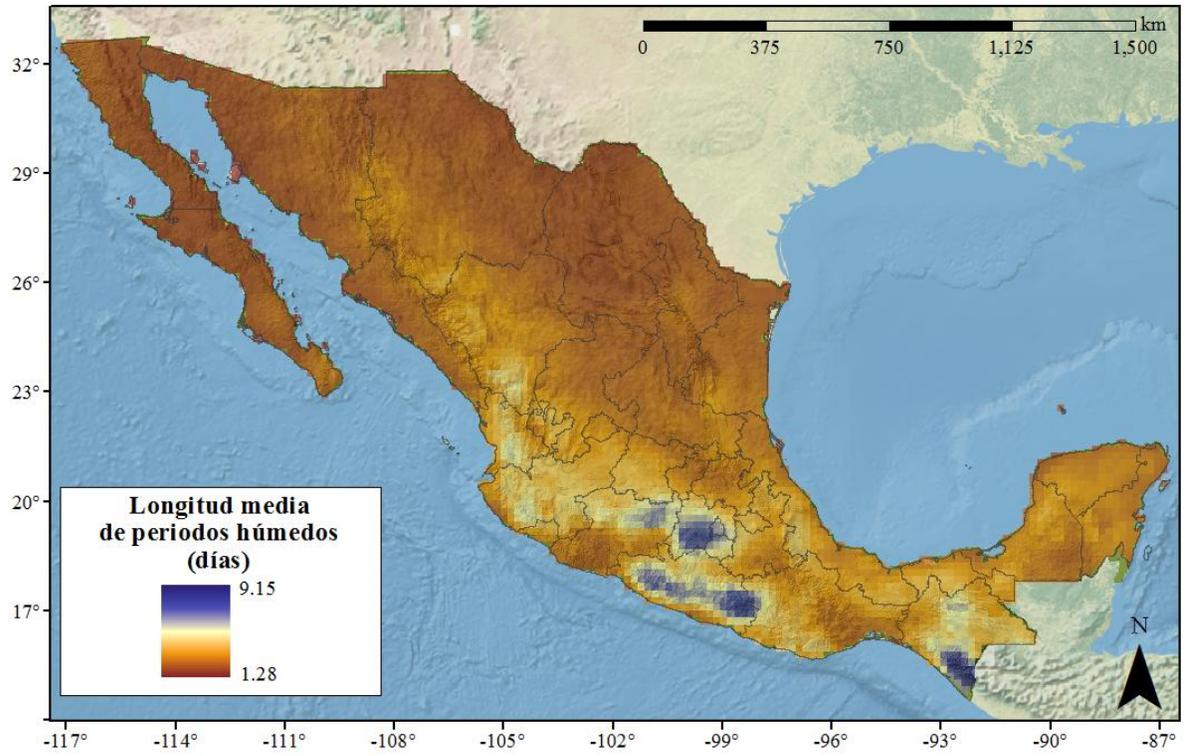


Figura 5.17.20 Longitud media de periodos húmedos

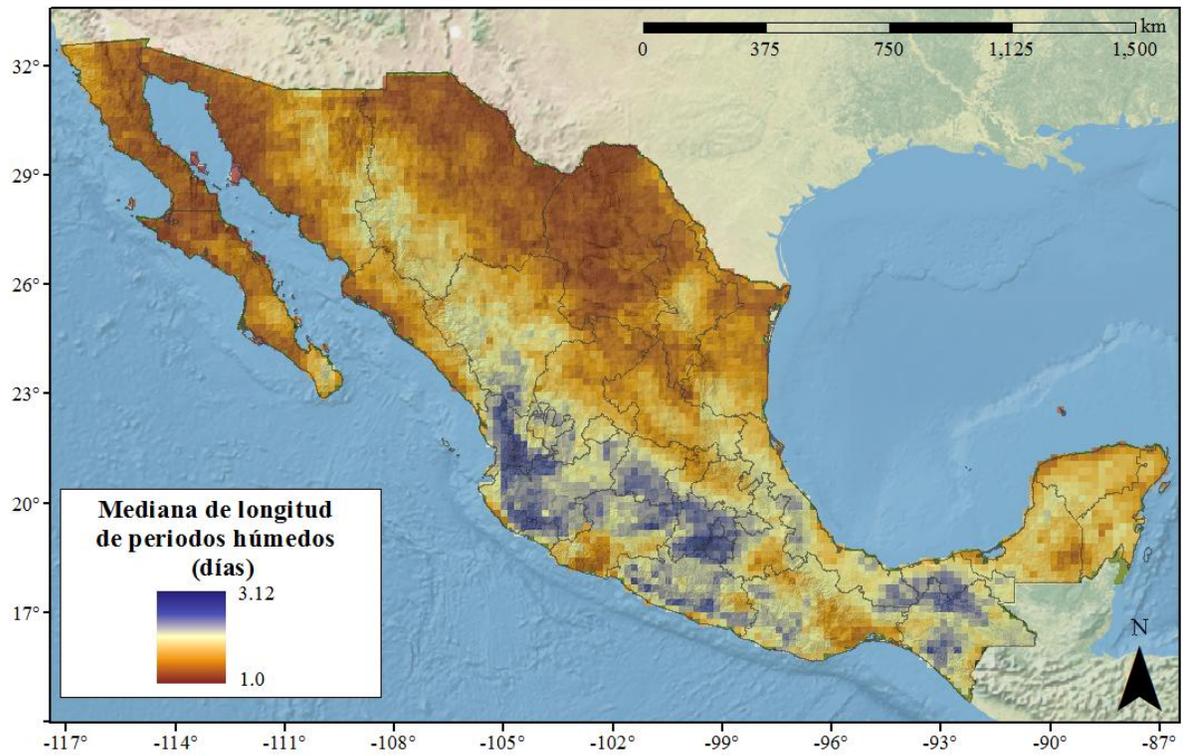


Figura 5.17.21 Mediana de longitud de periodos húmedos

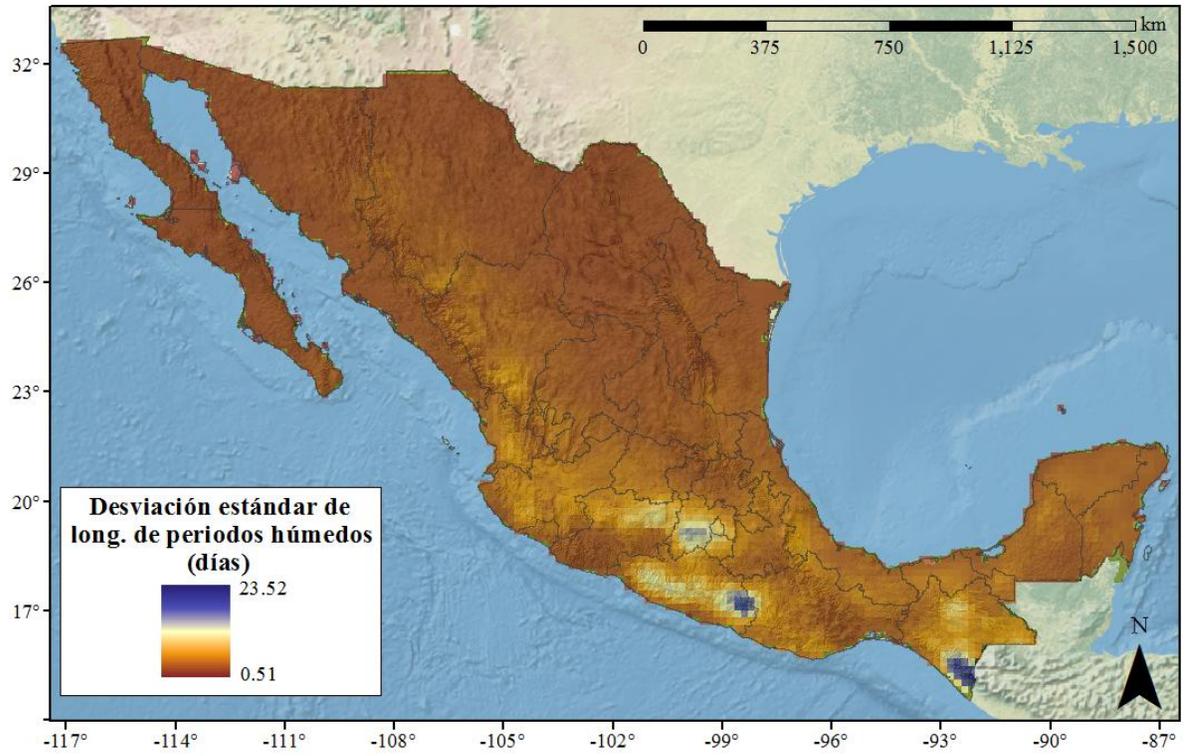


Figura 5.17.22 Desviación estándar de longitud de periodos húmedos

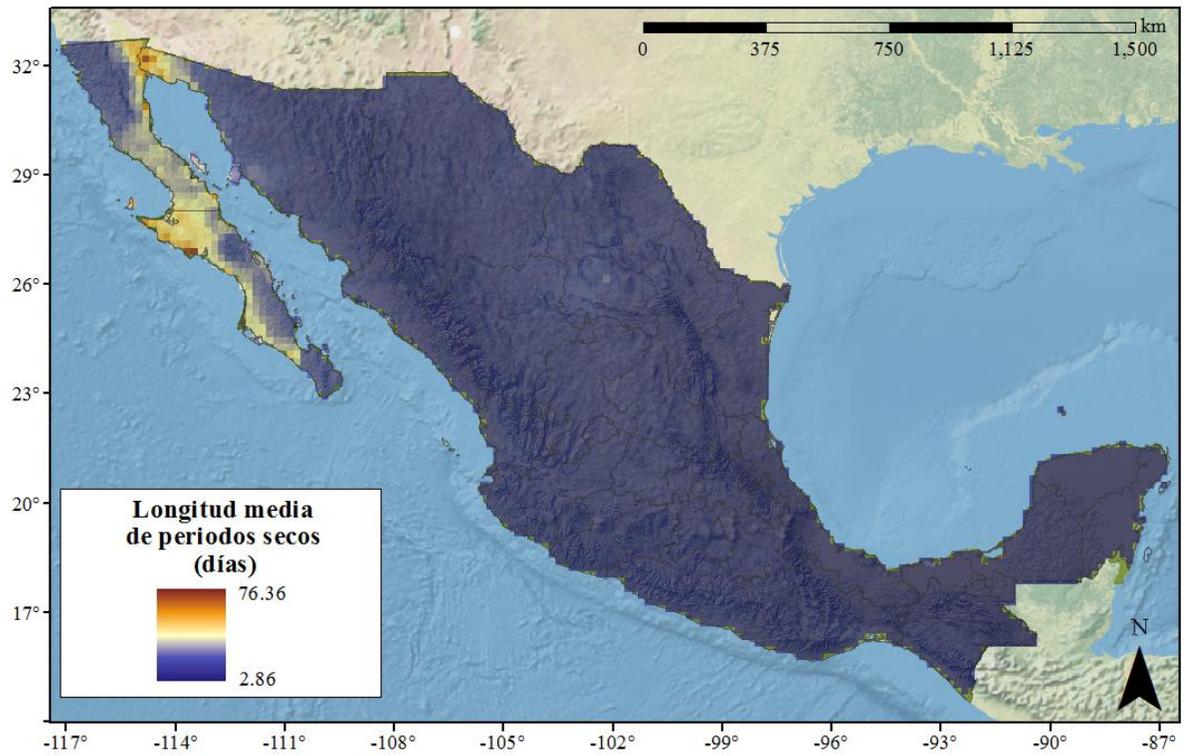


Figura 5.17.23 Longitud media de periodos secos

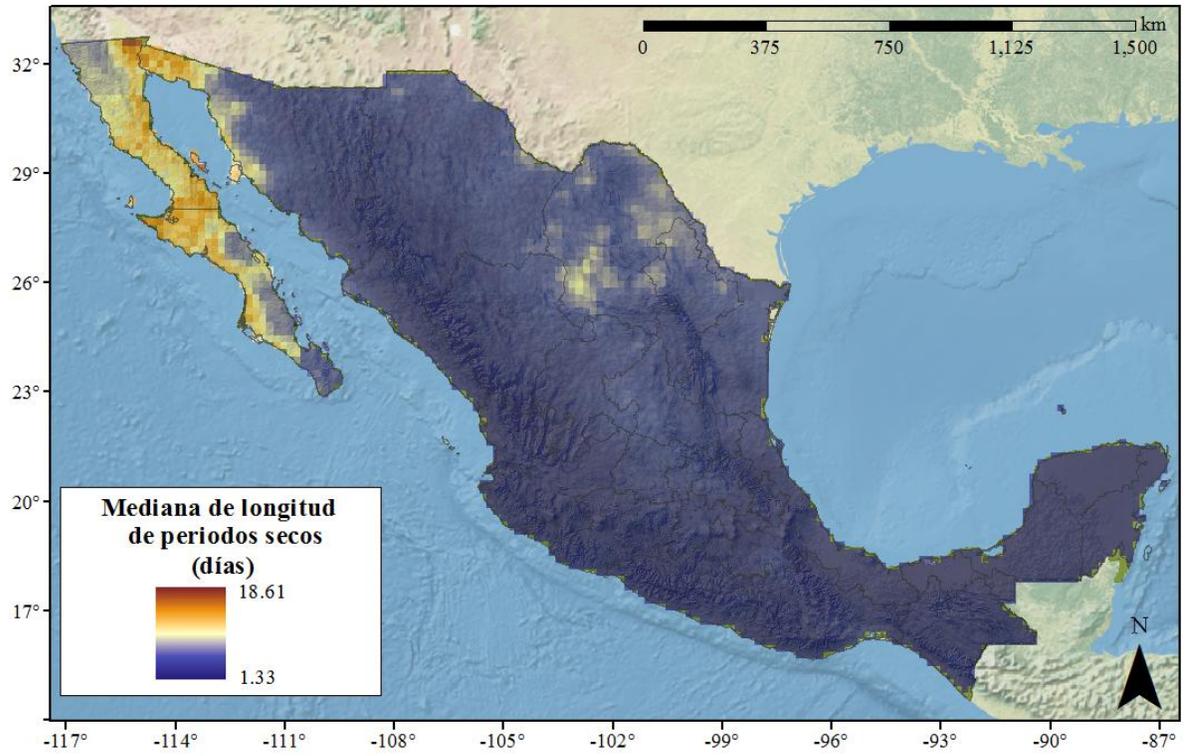


Figura 5.17.24 Mediana de longitud de periodos secos

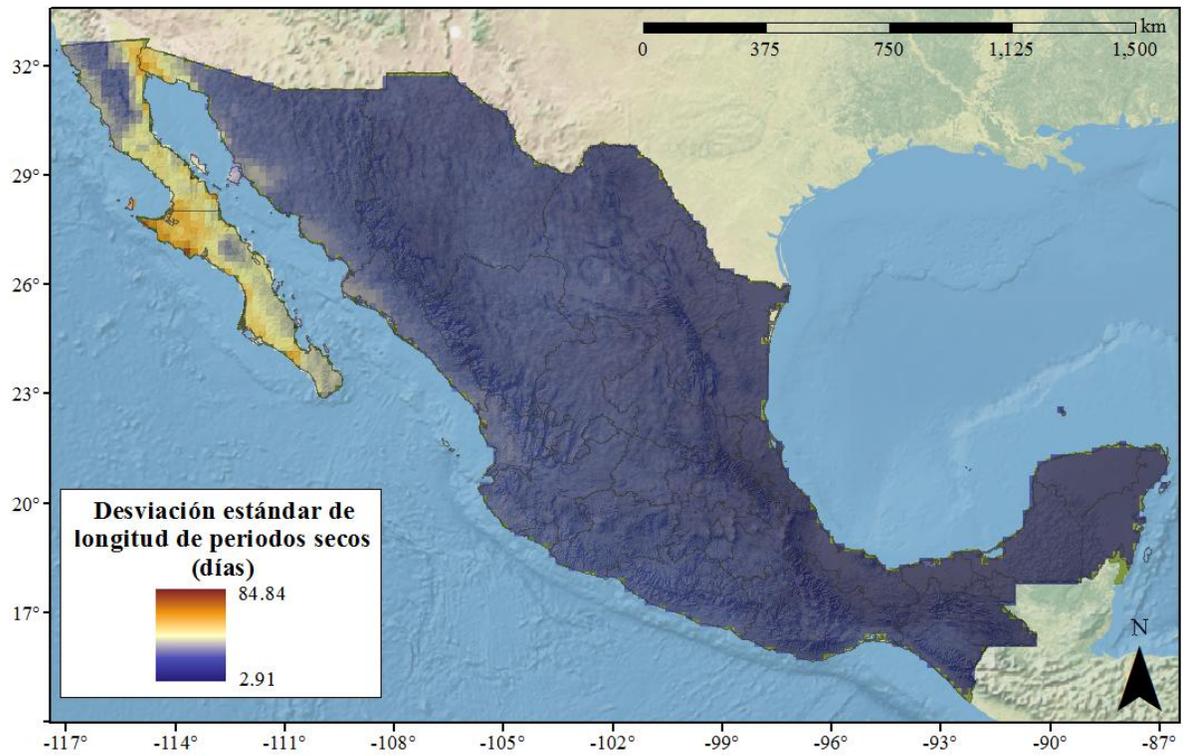


Figura 5.17.25 Desviación estándar de longitud de periodos secos

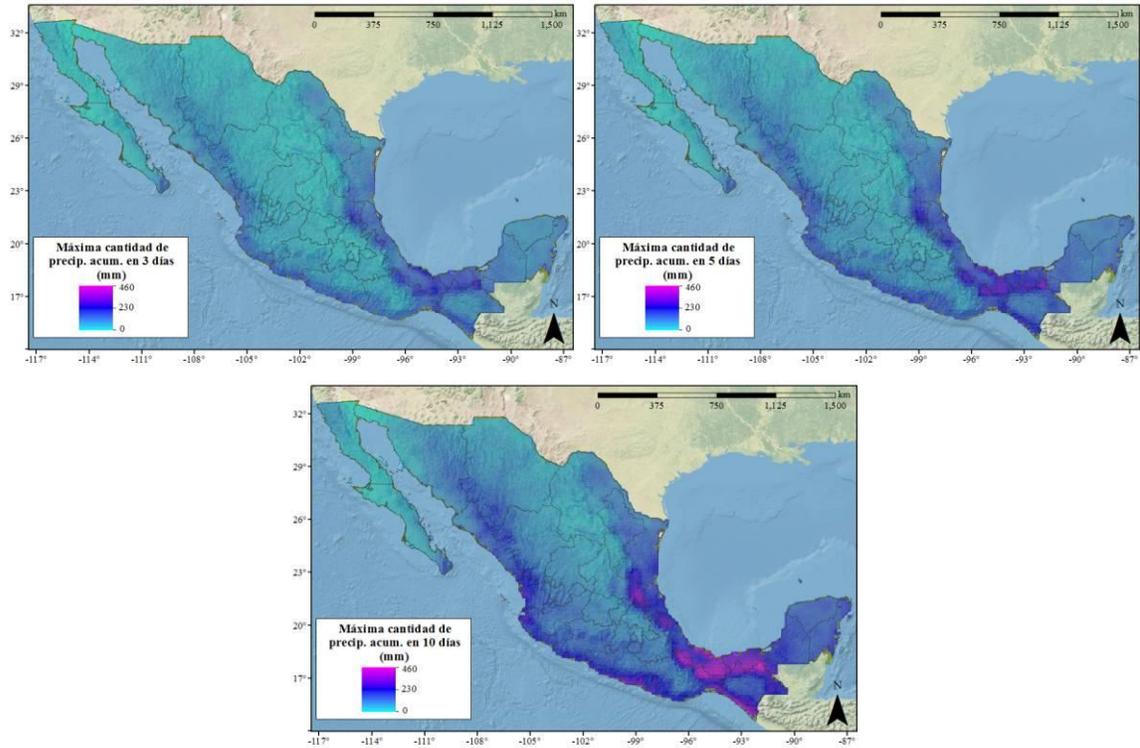


Figura 5.17.26 Máxima cantidad de precipitación acumulada en varios días

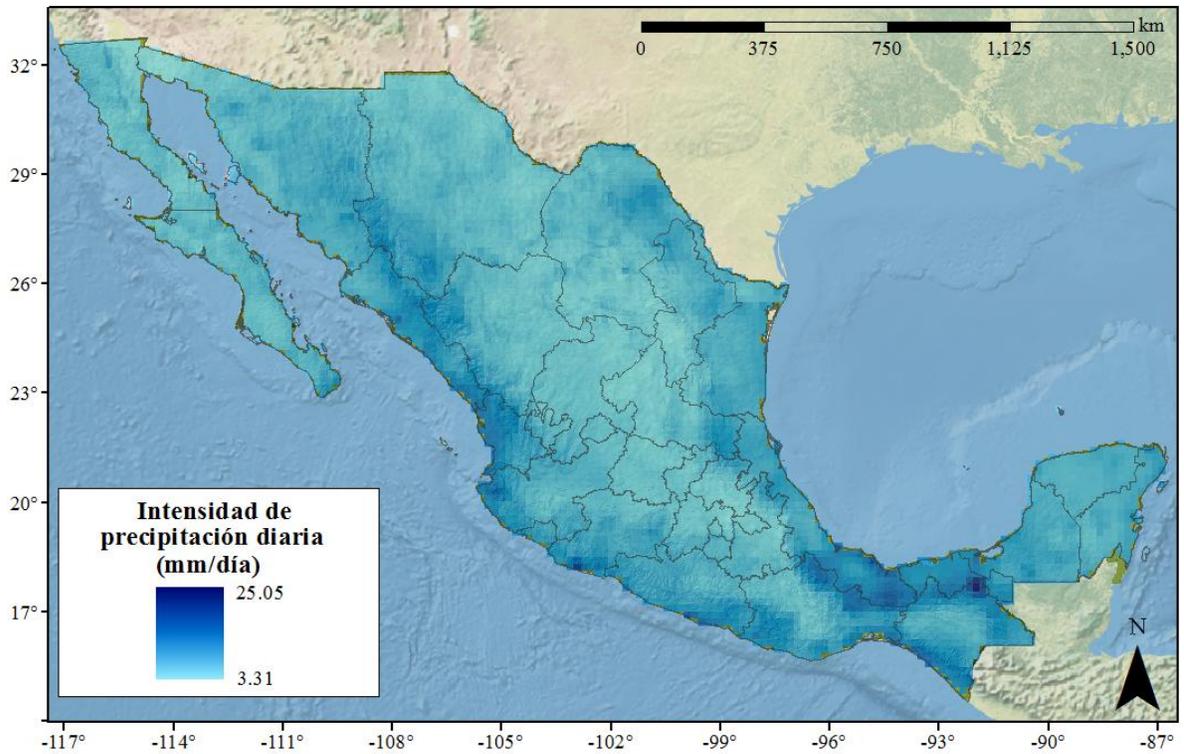


Figura 5.17.27 Intensidad de precipitación diaria

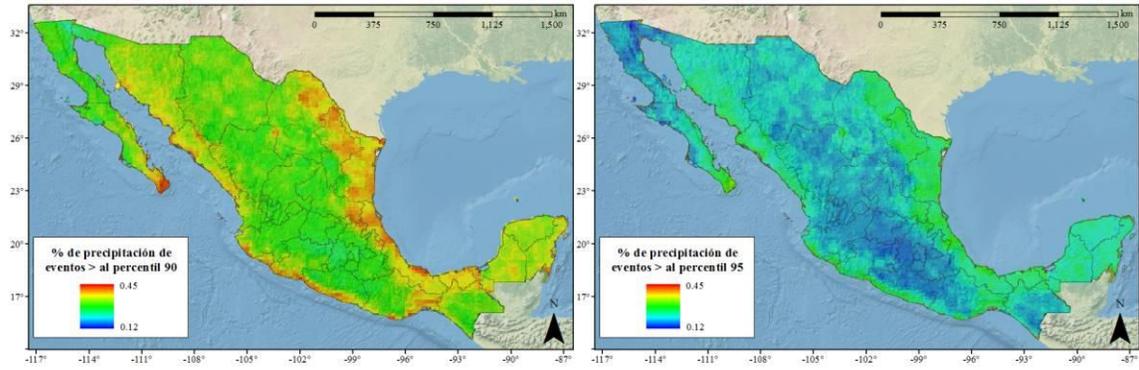


Figura 5.17.28 Porcentaje de precipitación de eventos por encima del percentil 90 y 95

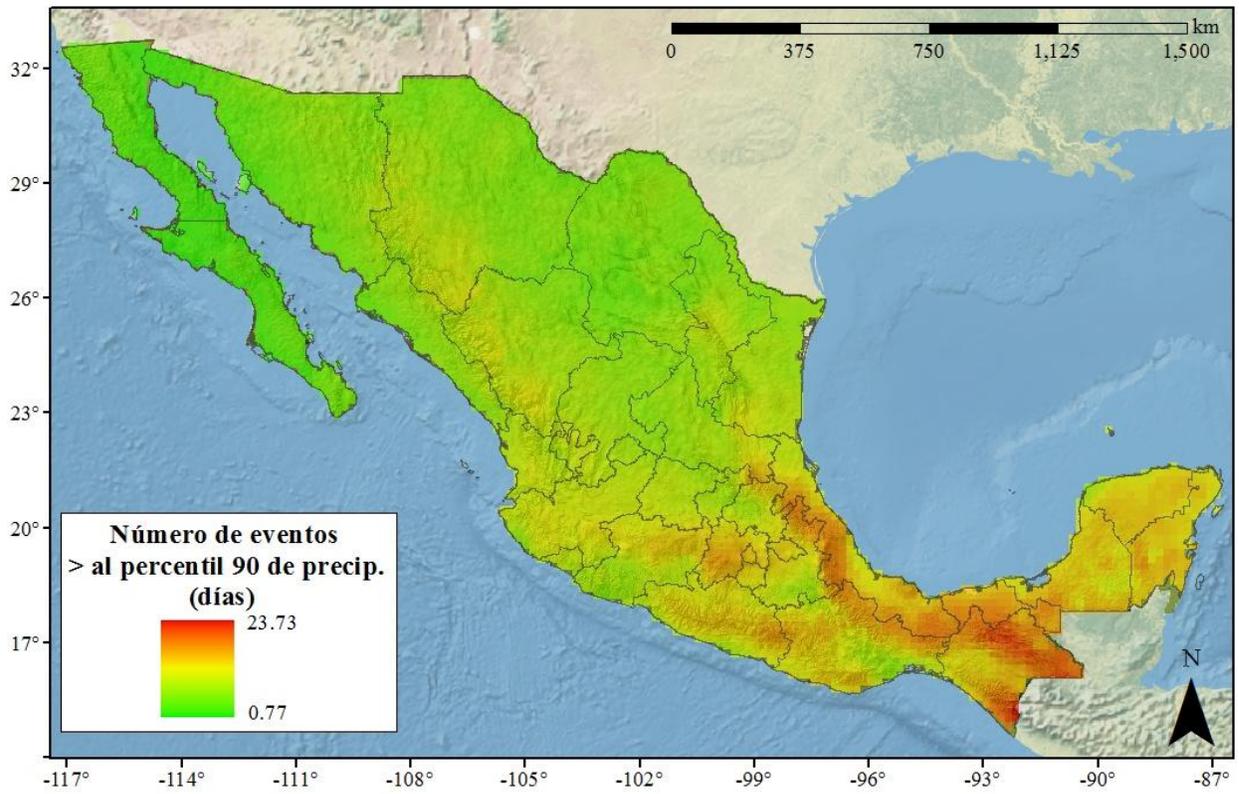


Figura 5.17.29 Número de eventos (días) por encima del percentil 90



### 5.17.4 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En este trabajo se ha desarrollado e implementado un esquema de control de calidad de datos de precipitación diaria para la región de México, sur de Estados Unidos y Centroamérica, cubriendo el periodo 1979-2008. A partir de estos datos, se generó una base de datos diarios (BDD) de precipitación en una malla rectangular con una resolución espacial de aproximadamente 5 km x 5 km. Al observar los resultados obtenidos, en el área de estudio, podemos concluir que los eventos extremos de precipitación que se presentan en la República Mexicana no afectan al municipio de Los Cabos, BCS. El problema principal sería los largos periodos de sequía que se presentan en la zona de estudio, ya que actividades económicas como la agricultura y la ganadería se ven afectadas por la ausencia de lluvias.

En la figura 5.17.30 se muestra el mapa regional para la amenaza de lluvias extremas considerando una máxima cantidad de precipitación acumulada en 5 días para el periodo entre 1979-2008; las unidades son en milímetros. Puede verse que en general el área comprendida entre la localidad de San José del Cabo, Santiago y Cabo Pulmo, se ve afectada de una manera considerable, con valores de más de 575 mm de lámina de agua en 5 días continuos de lluvia.

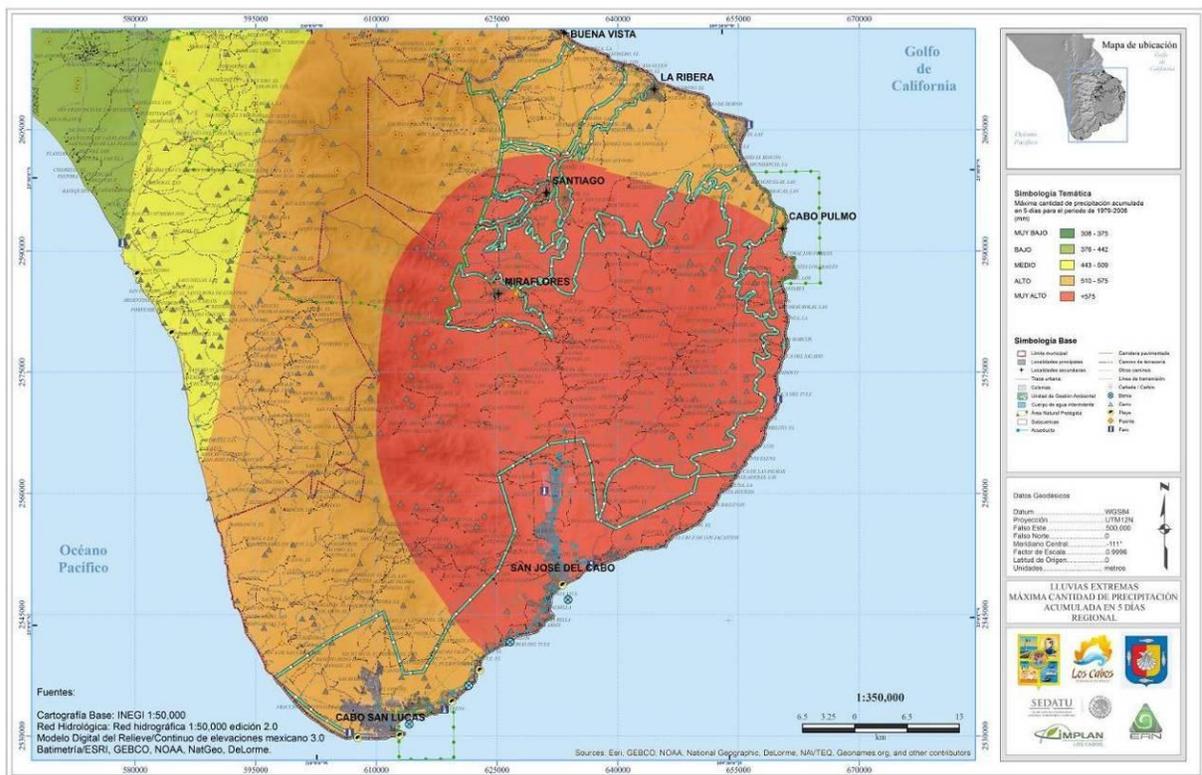


Figura 5.17.30 Mapa regional para la amenaza de lluvias extremas considerando una precipitación acumulada en 5 días

En la figura 5.17.31 se muestra el mapa regional para la amenaza por lluvias extremas considerando la precipitación máxima entre 1979-2008. Puede verse que al norte-occidente del área de estudio la amenaza es menor, mientras que en dirección contraria, sur-oriente la amenaza es mayor. Las localidades de San José del Cabo y Cabo Pulmo son las que mayor nivel de amenaza presentan, con valores de 278-314 mm de lámina de agua.

En la figura 5.17.32 se muestra el mapa regional para la amenaza por lluvias extremas considerando el número de eventos por encima del percentil 90 de precipitación. En donde se aprecia que el área de estudio en general está en un nivel de amenaza de bajo a medio.

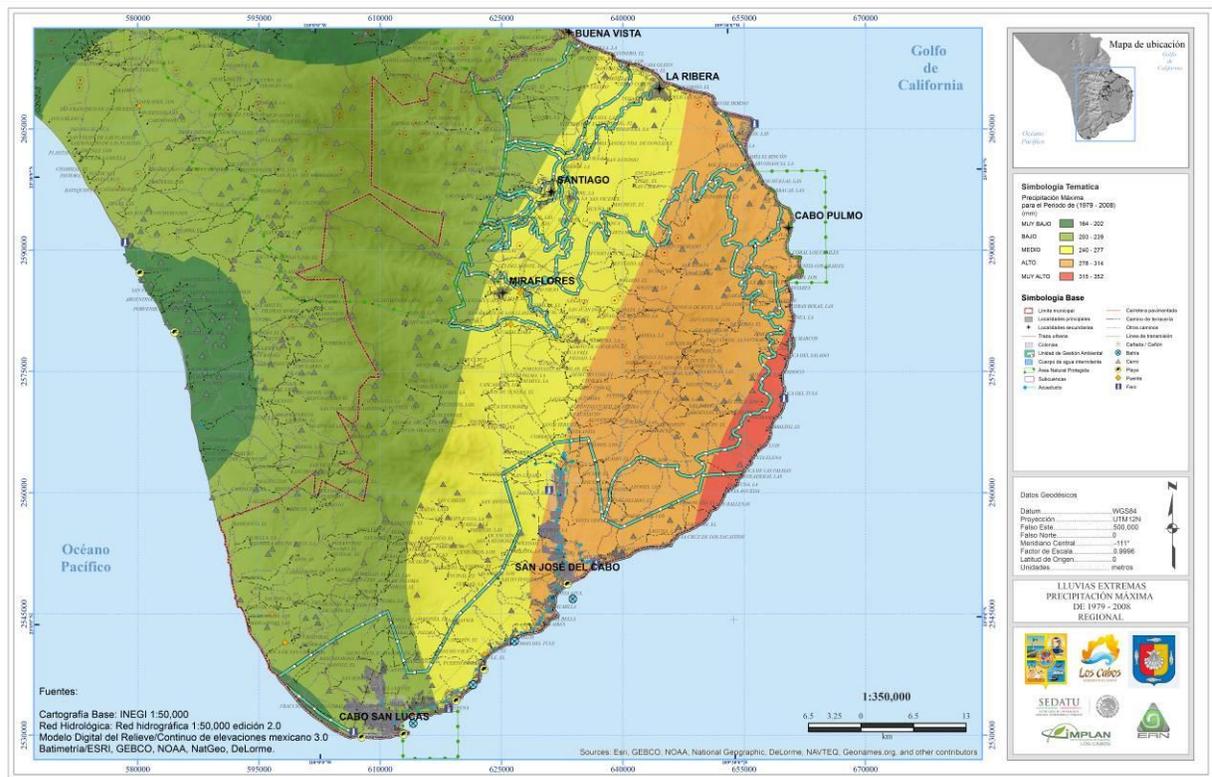


Figura 5.17.31 Mapa regional para la amenaza de lluvias extremas considerando una precipitación máxima de 1979-2008.

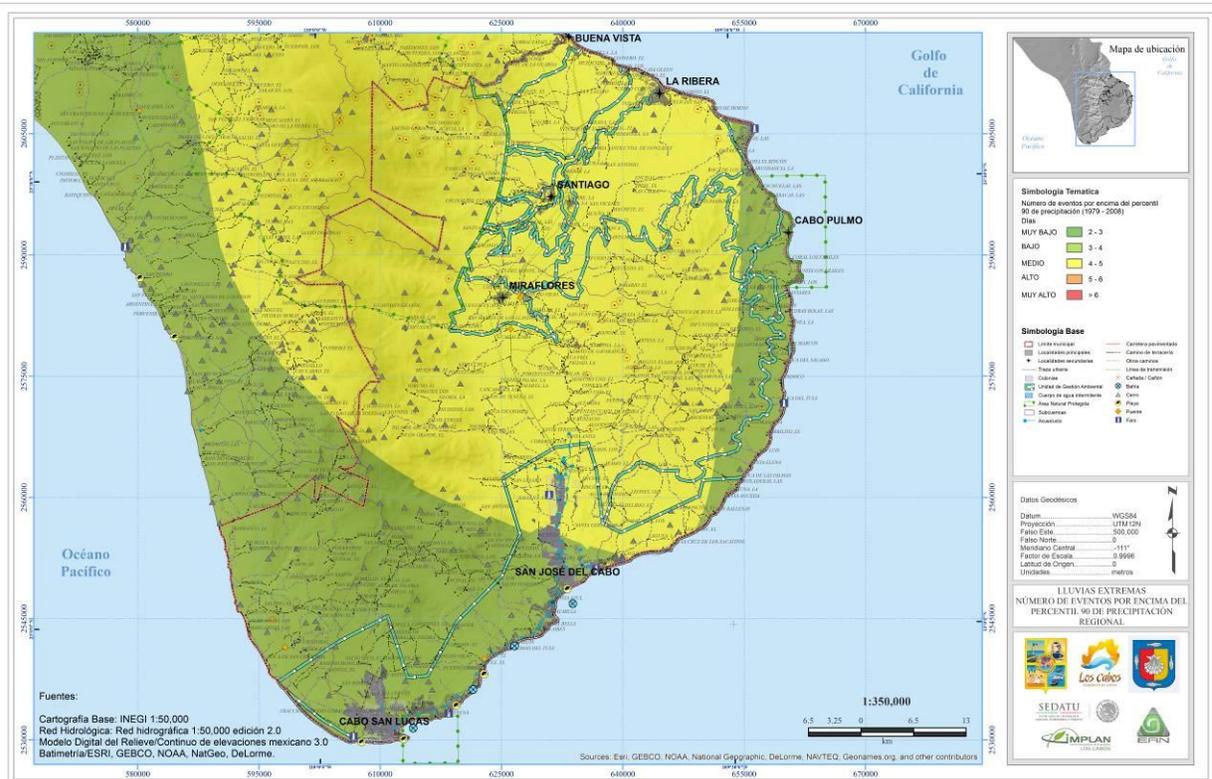


Figura 5.17.32 Mapa regional para la amenaza de lluvias extremas considerando el número de eventos por encima del percentil 90 de precipitación.



### Cabo San Lucas y San José del Cabo

En la figura 5.17.33 se muestra el mapa de amenaza por lluvias extremas considerando una precipitación acumulada en 5 días para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo. En la figura se observa que para Cabo San Lucas se alcanza una precipitación acumulada máxima de entre 510 y 575 mm, es decir, el nivel de amenaza es Alto; mientras que para San José del Cabo el nivel de amenaza es Muy Alto ya que la precipitación acumulada es mayor a 575 mm.

En la figura 5.17.34 se encuentra el mapa de lluvias extremas para una precipitación máxima entre 1979-2008 para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo. Puede notarse como el nivel de amenaza aumenta de occidente a oriente.

En la figura 5.17.35 se aprecia el mapa de lluvias extremas considerando el número de eventos por encima del percentil 90 de precipitación para Cabo San Lucas y San José del Cabo. En general el territorio presenta un nivel de amenaza Bajo, y alguna parte de San José del Cabo presenta nivel Medio. Esto quiere decir que los niveles de precipitación en general son bajos.

### Otras localidades

En las figuras de la 5.17.30 a la 5.17.32 se aprecian los niveles de amenaza por lluvias extremas para las localidades de Miraflores, Santiago, Buena Vista, La Ribera y Cabo Pulmo. Asimismo, en los anexos de este documento se encuentran mapas con una escala cartográfica menor.

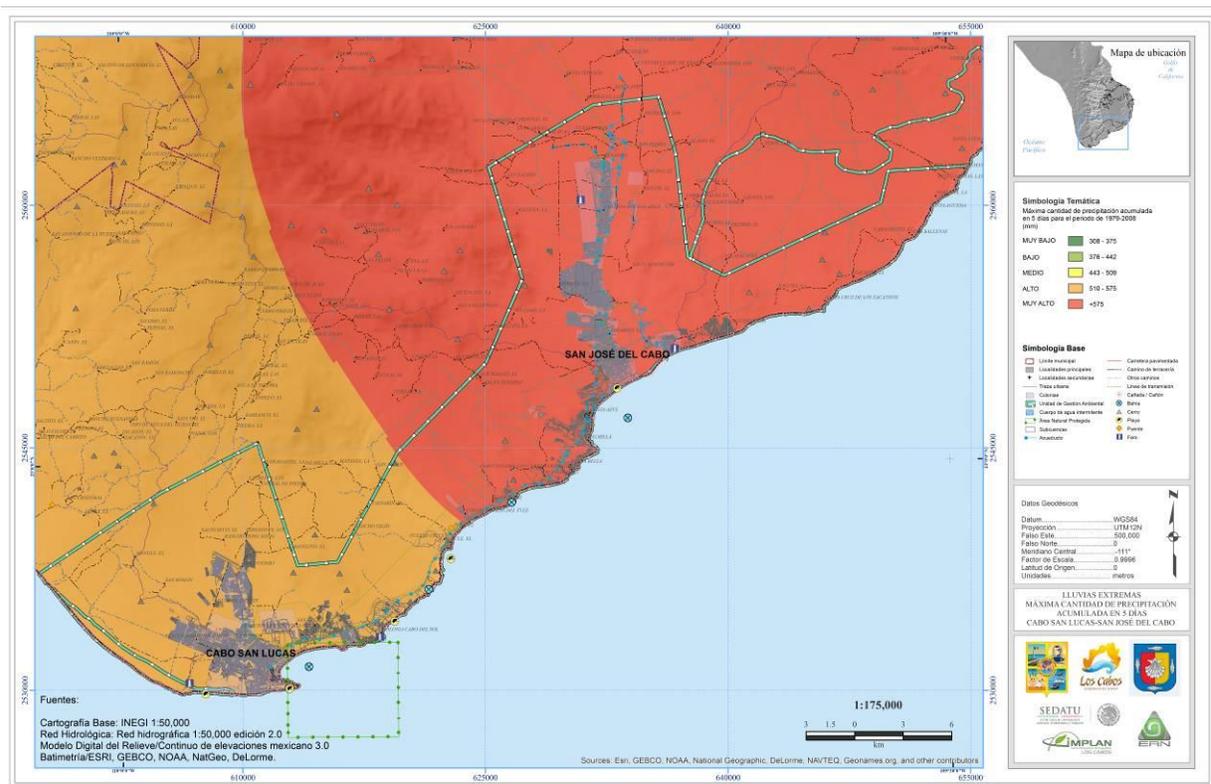


Figura 5.17.33 Mapa de amenaza por lluvias extremas considerando una precipitación acumulada en 5 días para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo.

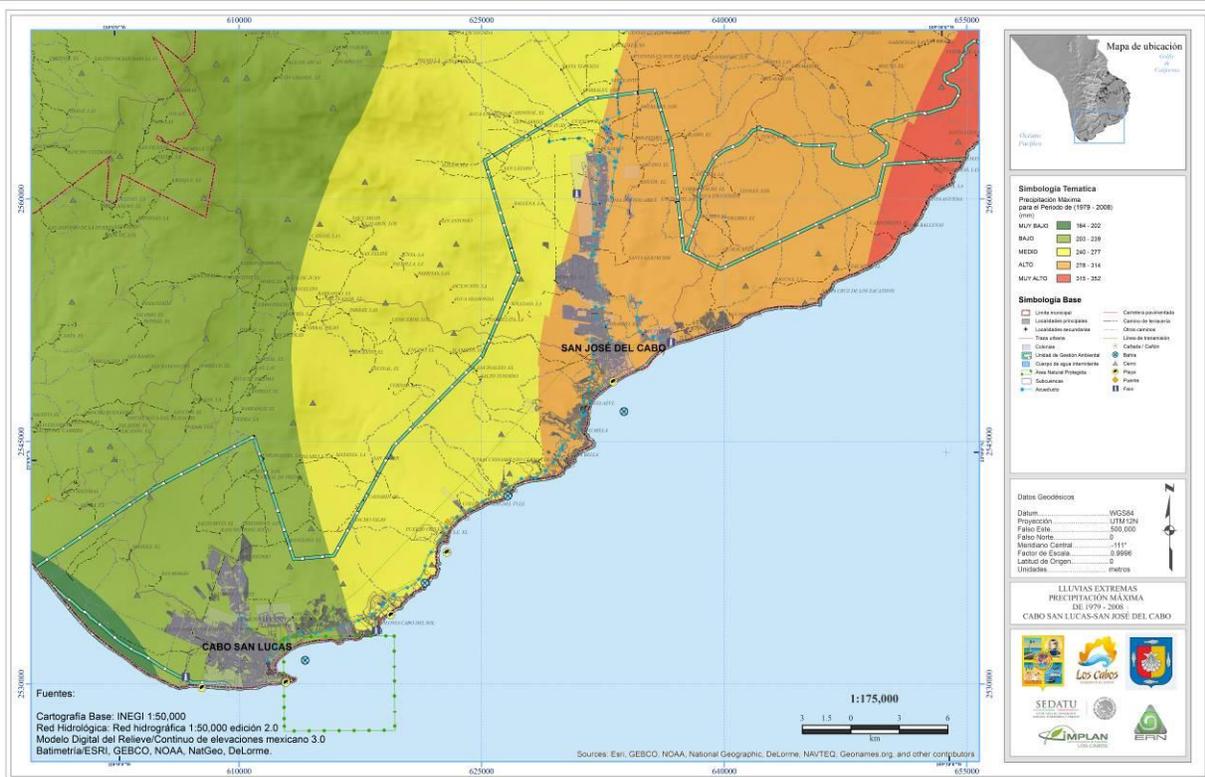


Figura 5.17.34 Mapa de amenaza por lluvias extremas considerando la precipitación máxima entre 1979-2008 para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo.

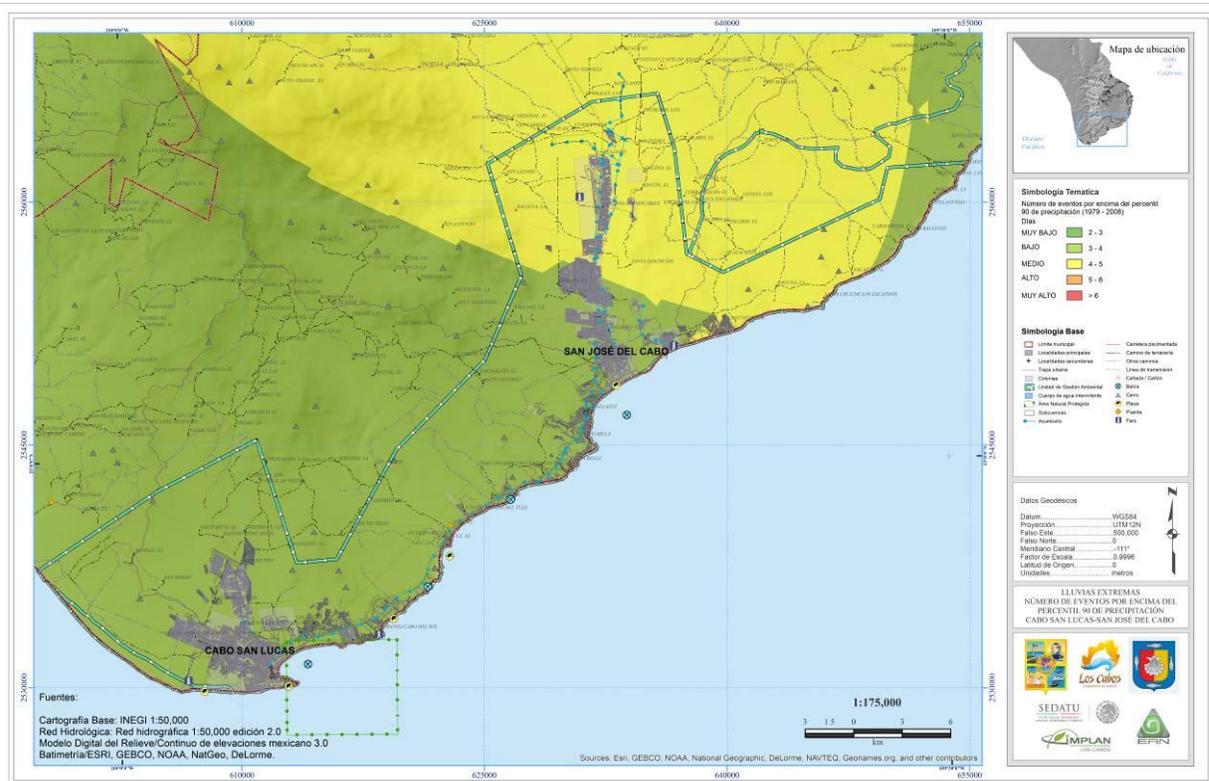


Figura 5.17.35 Mapa de amenaza por lluvias extremas considerando el número de eventos por encima del percentil 90 de precipitación para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo.



### 5.17.5 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

Para analizar las posibles afectaciones y pérdidas provocadas por las lluvias es necesario incorporar las características hidrológicas e hidráulicas de las zonas de estudio, convertir la lluvia en un gasto o un volumen de escurrimiento, y a partir de ahí estimar las posibles afectaciones que provoca este fenómeno para poder establecer los planes de emergencia y acciones de mitigación; no obstante, a continuación se hacen mención de un conjunto de propuestas estructurales y no estructurales existentes y que pueden ser empleadas para la mitigación de lluvias extremas en la zona de estudio. Las propuestas estructurales son las siguientes:

- Obras de regulación: presas de almacenamiento, presas rompe-picos. Presas para retener azolves, desvíos permanentes, desvíos temporales.
- Obras de protección: Muros estructurales, bordos longitudinales, bordos perimetrales
- Obras de rectificación: Canalización del cauce, entubamiento del cauce, corte de meandros, rectificación de la corriente, dragados y destrucción de obstáculos

Las propuestas de mitigación no estructurales son las siguientes:

- Diseñar un plan de acción que tome en cuenta las condiciones y recursos locales, así como la magnitud de los posibles daños asociados a cierta probabilidad de ocurrencia del evento.
- Observar el comportamiento del evento, obtener registros y establecer una transmisión periódica de la información
- Estricto control en la aplicación del reglamento de construcciones

### 5.17.6 CAMBIO CLIMÁTICO

Diversos investigadores han estudiado los impactos de un clima anómalo o extremo en diversos sectores de la actividad humana. Uno de estos climas anómalos estudiados es el de la lluvia extrema, debido a que se ha encontrado que este tipo de fenómeno ha aumentado en un 20% en promedio en el último siglo. Estos investigadores consideran que la causa principal de este aumento son los efectos del cambio climático producidos por el ser humano. Lo anterior se debe a que la acumulación de gases de efecto invernadero producidas por el hombre, produce inestabilidades en la atmosfera y en el ciclo hidrológico.

## REFERENCIAS

- Brunetti M., M. Maugeri, and T. Nanni, 2001: Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *Int. J. Climatol.* 21: 861–871.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29 77-90.
- Cressman G., 1959: An operational objective system. *Monthly Weather Review*, 87, 367-374.
- De Maria M. and J. Kaplan, 1994: Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *Journal of Climate*, 7, 1325-1334.
- Eischeid J., Pasteris P., Diaz H., Plantico M., Lott N., 2000: Creating a Serially Complete, National Daily Time Series of Temperature and Precipitation for the Western United States. *Journal of Applied Meteorology*, 39 1580-1591.
- Eischeid J.K, Pasteris P.A., Diaz H.F., Plantico M.R., Lott N.J. 2000: Creating a serially complete, national daily timeseries of temperature and precipitation for the western United States. *Journal of Applied Meteorology* 39: 1580–1591.
- Frank, N. L., 1976: Atlantic tropical systems of 1975. *Monthly Weather Review*, 104, 466-474.
- García, Enriqueta, 2003: Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía. UNAM No. 50, 2003, 67-76.*



- IPCC, 2007: Climate Change 2007, The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 pp.
- Jáuregui, E., 1967: Las ondas del este y los ciclones tropicales en México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 21(3):197-208
- Jáuregui, E., 1989: Los huracanes prefieren a México. *Información Científica y Tecnológica*, 11, 155pp, México, CONACyT.
- Jáuregui, E., 2003a: Algunos conceptos modernos sobre la circulación general de la atmósfera. *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 50:121-143.
- Jáuregui, E., 2003b: Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in Mexico. *Atmósfera*, 16(4):193-204
- Joyce, R.J., J.E. Janowiak, P. A. Arkin and P. Xie, 2004: CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *J. Hydrometeorology*, 5, 487-503.
- Karl, Thomas R., Richard W. Knight, David R. Easterling, Robert G. Quayle, 1996: Indices of Climate Change for the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 279–292.
- Krishnamurti, T.N. and L. Bounoua, 1996: An Introduction to Numerical Weather Prediction Techniques. Boca Raton FL USA: CRC Press. 293pp.
- Magaña Víctor (Editor), 1999: Los impactos de El Niño en México. Dirección General de Protección Civil-Secretaría de Gobernación, México.
- Mesinger, F., et al., 2006: North American regional reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 343–360.
- Molinari, J., Knight, D., Dickinson, M., Vollaro, D., and Skubis, S., 1997: Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 125, 2699-2708.
- National Climatic Data Center, 2004: Data Documentation for data set 9300 (DSI-9300) Global Historical Climatology Network – Daily, V1.0. October 18, 2004. Asheville, NC 28801-5001 USA.
- New, Mark, Mike Hulme, Phil Jones, 1999: Representing Twentieth-Century Space–Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961–90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. *J. Climate*, 12, 829–856.
- Pasch R. J., Avila L. A., 1992: Atlantic tropical systems of 1991. *Monthly Weather Review*, 120, 2688-2696.
- Pasch, R. J., L. A. Avila, and J.-G. Jiing, 1998: Atlantic tropical systems of 1994 and 1995: A comparison of a quiet season to a near-record-breaking one. *Monthly Weather Review*, 126, 1106-1123.
- Patricola, C. M., E. K. Vizy, and K. H. Cook, 2004: Easterly waves in the tropical Atlantic: Climatology and variability. Reprints, First International CLIVAR Science Conference, Baltimore, MD. *Am. Met. Soc.*, 4. 10.
- Paulhus JL, Kohler MA., 1952: Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review* 80: 129–133
- Reed, D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, 105, 317-333.
- Salinas Prieto, José Antonio, 2006: Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe. Tesis de Doctorado (Doctorado en Ciencias de la Tierra)-UNAM, Centro de Ciencias de la Atmósfera. 109pp.
- Schultz, D. M., W. E. Bracken, L. F. Bosart, G. J. Hakim, M. A. Bedrick, M. J. Dickinson, and K. R. Tyle, 1997: The 1993 Superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 5-39
- Uribe Alcántara, Edgar Misael, 2000: Análisis de la Variabilidad de la Precipitación en Tamaulipas. Tesis de Licenciatura en Ingeniería Geofísica, UNAM, 44pp.
- Vázquez Aguirre, Jorge Luis, 2000: Caracterización objetiva de los Nortes del Golfo de México y su variabilidad interanual. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana. 62pp.



## CAPÍTULO 5.18. AMENAZA POR INUNDACIÓN

### CONTENIDO

5.18.1 INTRODUCCIÓN.....	302
5.18.2 DATOS Y METODOLOGÍA.....	302
Descripción de los datos diarios de precipitación.....	302
Metodología.....	304
Control de calidad de los datos entrantes.....	304
Reconstrucción de series de tiempo.....	305
Control de calidad de los datos reconstruidos.....	306
5.18.3 EVALUACIÓN REGIONAL DE INUNDACIONES POR ESCURRIMIENTO DE PRECIPITACIÓN..	310
Precipitación Efectiva.....	311
Volumen de Escurrimiento.....	311
Propagación de las Huellas de Inundación.....	313
Corrección MDE.....	313
Determinación de patrones de escurrimientos.....	313
Estimación de profundidades de inundación.....	317
5.18.4 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	317
5.18.5 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN.....	320
Medidas Estructurales.....	320
Medidas No-Estructurales.....	320
5.18.6 CAMBIO CLIMÁTICO.....	323
REFERENCIAS.....	323



### 5.18.1 INTRODUCCIÓN

Se considera inundación al flujo o invasión de agua por exceso de escurrimientos superficiales o por su acumulación en terrenos planos normalmente secos ocasionada por la falta o insuficiencia de drenaje tanto natural como artificial. Se presenta una inundación cuando se genera un incremento en el nivel de la superficie libre del agua de los ríos excediendo su capacidad natural y provocando así un desbordamiento de éstos. En general, la magnitud de una inundación provocada por fenómenos de origen hidrometeorológico, depende de la intensidad de las lluvias, de su distribución en el espacio y tiempo, del tamaño de las cuencas hidrológicas afectadas, de las características del suelo y del drenaje natural o artificial de las cuencas.

Por su situación geográfica la República Mexicana se ve afectada por lluvias derivadas de diversos fenómenos hidrometeorológicos. En verano, el país está sujeto a la acción de ciclones tropicales. Durante el invierno, es afectado por frentes polares originados en latitudes altas que viajan hacia el sur y causan fuertes precipitaciones en todo el país, sobre todo en el norte. A estos fenómenos se suman los efectos orográficos y las precipitaciones originadas por fenómenos convectivos, los cuales producen tormentas muy intensas aunque de poca duración y extensión.

El peligro de inundación por desbordamiento de cauces debido al exceso de lluvia se relaciona directamente con la precipitación pluvial en la cuenca analizada y las características de la topografía del terreno circundante al cauce. Por lo tanto, el procedimiento utilizado para determinar los escurrimientos a partir de la precipitación que los origina está basado en un modelo de lluvia-escurrimiento de parámetros distribuidos.

### 5.18.2 DATOS Y METODOLOGÍA

#### ***Descripción de los datos diarios de precipitación***

La información climática adquiere un alto valor socioeconómico en aquellas partes del mundo donde se le considera como un elemento para la toma de decisiones. Aun con las imprecisiones propias de un sistema de pronóstico del clima, la predicción estacional representa una práctica que puede aminorar los impactos negativos de sequías e inundaciones. En países con proyectos de desarrollo sustentable, sectores como la administración del agua, la agricultura o la energía, han trabajado con información del clima desde hace más de una década. Para iniciar los trabajos de diagnóstico de la vulnerabilidad de México ante cambio climático es necesario contar con una base de datos confiable que permita realizar estudios sobre las condiciones medias, las variaciones y las tendencias del clima en nuestro país.

Un elemento de gran importancia en el análisis del clima de una región es contar con bases de datos completas y confiables. Dicho planteamiento genera una serie de preguntas sobre la calidad, cantidad, disponibilidad o variedad de las bases de datos. Son diversos los requerimientos para formar una base de datos que cumpla con los requerimientos de calidad, longitud en el tiempo y cobertura espacial como los indican las agencias internacionales dedicadas al estudio del clima, como lo es la Organización Meteorológica Mundial (OMM). La situación actual en meteorología es que existen fuentes y bases de datos dispersas. La información climática proviene de diversas fuentes, entre las que se incluye información obtenida de redes de estaciones meteorológicas, estimaciones por satélite, radiosondeos o radar. Mucha de esta información es integrada en bases de datos en mallas regulares mediante la asimilación de datos también llamados reanálisis (Kalnay *et al.*, 1996). En los reanálisis, se integran observaciones y estimaciones meteorológicas mediante modelos que imponen restricciones físicas a los campos generados en puntos de malla. Un problema recurrente en la investigación del clima, está relacionado con un número limitado de estaciones utilizadas para el análisis, lo cual lleva a que no siempre reflejen los episodios de tiempo o de clima extremo en toda su dimensión espacial, o en toda su magnitud. Los avances en materia de sensores remotos y la incorporación de nuevas técnicas de análisis y asimilación de datos han permitido



un desarrollo exponencial en materia de datos como insumo fundamental para la investigación y el monitoreo del sistema climático.

En diversas regiones del mundo se han utilizado datos históricos de variables meteorológicas para el monitoreo y detección del cambio climático (Brunet-India y López-Bonillo, 2001), identificación de patrones recurrentes asociados a eventos extremos (Aguilar *et al.*, 2005; Alexander *et al.* 2006) y estrategias para reducir el grado de vulnerabilidad a las variaciones y cambios del clima, que requieren el uso de información climática confiable. En el caso de México, son varias las bases de datos que se encuentran disponibles. Sin embargo, en la mayoría de ellas no se ha aplicado un proceso de control de calidad, homogeneidad y análisis espacio-temporal para generar un conjunto de datos estándar utilizable en la generación de productos operativos y de investigación. Lo anterior, plantea la necesidad inmediata de trabajar en el control de calidad y homogeneización de las series climáticas de la República Mexicana, así como de desarrollar análisis objetivo y asimilación de datos, con el fin último de que la observación y el estudio de la variabilidad del clima a escala regional se basen en los mejores datos disponibles. Las bases de datos climáticas de calidad permitirán no sólo mejorar nuestro entendimiento de la variabilidad climática regional, sino también avanzar en su modelación y en la valoración de los posibles impactos del cambio climático.

En esta etapa se desarrolla una base de datos de precipitación diaria en una malla regular con una resolución espacial de  $0.1875^\circ \times 0.1875^\circ$  (aproximadamente 20 km x 20 km), cubriendo el periodo de 1979-2008. Los registros diarios de precipitación, obtenidos de las estaciones, antes de ser procesados en un esquema de asimilación de datos, deberán ser sometidos a un esquema de control de calidad y reconstrucción (llenado) de series de tiempo faltantes. Para la generación de esta base de datos en una malla regular, se usaron registros diarios de precipitación de las redes de estaciones climatológicas de México, sur de Estados Unidos y Centroamérica. En este trabajo, los datos fueron obtenidos de las siguientes fuentes:

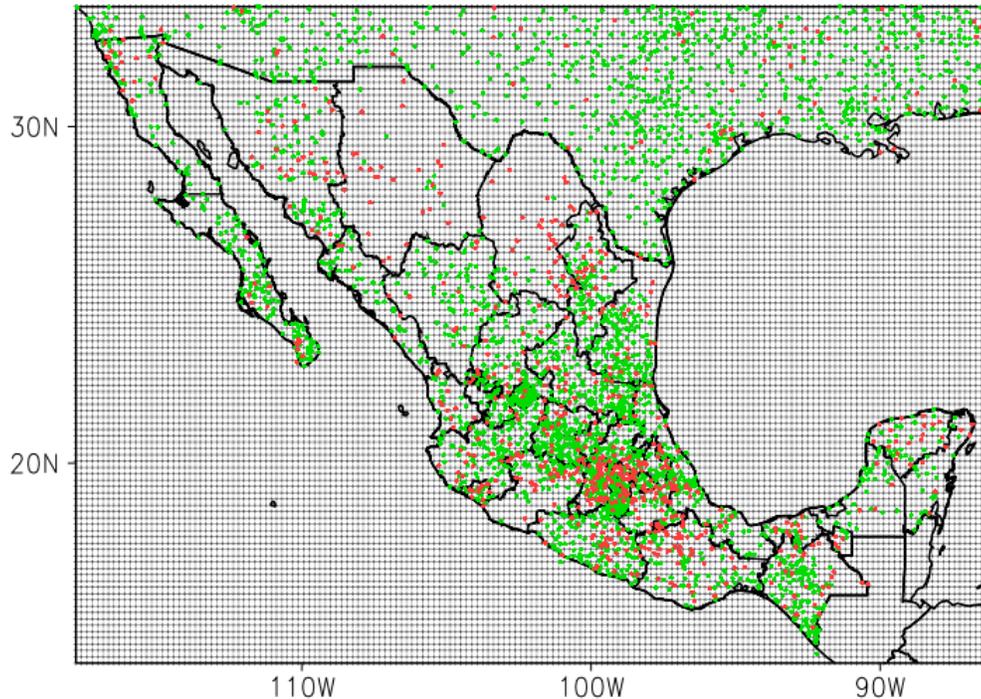
### **I. Clima Computarizado (Climate Computing CLICOM)**

Esta base de datos incluye, entre otras variables, precipitación acumulada en 24 horas y observada a las 8 de la mañana. El valor reportado para la observación diaria representa los datos colectados durante las 24 horas previas, terminando a las 8 de la mañana. Esta base forma parte de la red de estaciones climatológicas convencionales administradas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

### **II. Red Climatológica Histórica Global Diaria ver 1.0 (Global Historical Climatology Network Daily GHCND v1.0)**

Esta base de datos forma parte de una red global de estaciones climatológicas (NCDC, 2004), que registra variables meteorológicas, incluyendo precipitación, a escala diaria. Es un compuesto de registros climáticos de diversas fuentes que son mezclados y sujetas a una serie de revisiones de control de calidad. Algunos registros inician desde el siglo XIX, y son actualizados donde sea posible y usualmente están disponibles vía internet uno o dos días después de la fecha de observación. Esta base de datos se utilizó para complementar a CLICOM, con información de las estaciones del sur de Estados Unidos y Centroamérica.

De estas dos fuentes de datos, inicialmente sólo aquellas estaciones que tuvieran por lo menos 70% de datos diarios y con un mínimo de 15 años de registros cubriendo el periodo de análisis de 1979-2008. El número de estaciones que cumplen estos criterios es de 3,456 (Figura 5.18.1).



**Figura 5.18.1** Localización de estaciones climatológicas (CLICOM + GHCN). Los puntos verdes indican series de tiempo largas y continuas. Los puntos rojos indican series reconstruidas

### **Metodología**

Los errores en datos climáticos son un problema común de las fuentes tales como la condición de los instrumentos y el procesamiento de los datos, en los que incluye la colecta, transcripción y digitalización (Reek *et al.*, 1992). Por lo que es necesario determinar la calidad de los datos, encontrando fallas que podrían incluso llevar a conclusiones erróneas sobre el clima de México. Antes de procesar la información y generar la malla uniforme a partir de estaciones distribuidas de manera irregular, y con la finalidad de mejorar los análisis de lluvias los datos de precipitación de las estaciones fueron sometidos a un esquema de control de calidad. Se supone que los datos obtenidos de la base GHCND han pasado por un control de calidad desde su origen, sin embargo el esquema propuesto en este trabajo se aplica a cada una de las estaciones disponibles dentro del periodo de análisis. El proceso de análisis de los datos observados, se divide en 3 etapas:

1. *Control de calidad de datos entrantes.*
2. *Reconstrucción de series de tiempo.*
3. *Control de calidad de los datos reconstruidos.*

### **Control de calidad de los datos entrantes**

Esta primera etapa, tiene la finalidad de eliminar aquellos errores de registro que están relacionados con:

*Posición geográfica.* Se realizó una verificación y, en su caso, corrección de la posición geográfica de las estaciones climatológicas.

*Datos repetidos.* Se eliminaron aquellos datos que estuvieran repetidos debido a que dos estaciones se encontraban localizadas en el mismo sitio.

*Captura de datos.* Se identificaron y eliminaron los errores de captura (e.g. falta de punto decimal en una cifra, magnitudes de lluvia fuera del rango de registros, etc.).



## Reconstrucción de series de tiempo

Este procedimiento tiene el objetivo de derivar series de tiempo con mayor duración y continuidad en lo posible, obtenidas a mediante la información de las estaciones de los alrededores (estaciones vecinas). Además de identificar y sustituir registros anómalos o cuestionables en la base de datos, mediante la comparación de registros de estaciones vecinas.

La reconstrucción de una serie de tiempo fragmentada, a partir de estaciones vecinas, supone que el cese de registro en una estación, y el establecimiento de una o más nuevas estaciones cerca a la existente, resulta en una o más series de tiempo las cuales usualmente no son útiles para el análisis climático, como consecuencia de su corta duración. Se identificaron aquéllas estaciones con una mayor longitud y continuidad de registros diarios, así como las estaciones de menor duración y que requieren una reconstrucción de series de tiempo.

Una vez identificados estos dos tipos de series de tiempo, el siguiente paso fue reconstruir datos faltantes. Existen diversas aproximaciones para llenar huecos en series de datos climáticos diarios (Eischeid *et al.*, 2000) que considera la historia de los datos mismos, o el uso de datos de estaciones cercanas. Algunos autores (Karl *et al.*, 1996; Brunetti *et al.*, 2001) sugieren utilizar generadores aleatorios de cantidades de lluvia, algunos otros basados en las distribuciones de probabilidad de las variables de interés. Este tipo de procedimiento obtiene una serie de datos de igual longitud sin cambiar las distribuciones de cantidades de precipitación, aunque no da estimaciones realistas. Otras aplicaciones están basadas en los valores registrados en estaciones cercanas (Paulhus and Kolher, 1952; Eischeid *et al.*, 2000).

En este trabajo, la reconstrucción de datos faltantes se enfoca en la información de las estaciones vecinas, y para ellos se implementaron dos técnicas:

### I. **Sustitución del valor de la estación más cercana.**

Esta técnica consiste en llenar los datos faltantes directamente con los datos de la estación más cercana que tuviera información. Para aplicar esta técnica, se establecieron dos criterios: la estación más cercana estuviera dentro de un radio de 25 km de la estación a sustituir, y que la correlación entre las series de precipitación diaria de ambas estaciones fuera mayor a 0.5, con un mínimo de tres años de datos en común.

### II. **Interpolación de estaciones vecinas**

Para esta interpolación de series de datos provenientes de estaciones vecinas, se utilizó el llamado inverso de la distancia ponderada, que puede ser expresada como:

$$z(x_j) = \frac{\sum_{i=1}^n z(x_i) * d_{ij}^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-r}} \quad (1)$$

Donde  $z(x_j)$  es el valor de acuerdo al promedio ponderado de los datos en los puntos  $z(x_1), z(x_2), \dots, z(x_n)$ . La distancia  $d$  entre  $z(x_i)$  y  $z(x_2)$  es el factor ponderado, y se utilizó un valor de  $r$  igual a 2. La distancia máxima para la interpolación es de 25 km. Esta técnica se aplica siempre y cuando haya un mínimo de tres estaciones vecinas. En caso contrario, se aplica la técnica de sustitución del valor de la estación más cercana.

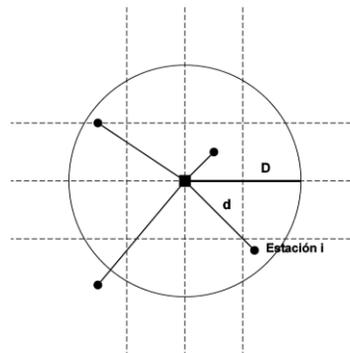
## Análisis objetivo tipo Cressman

Después de someter los datos de estaciones climatológicas, tanto a un control de calidad de datos como una reconstrucción de datos faltantes, se procedió a interpolarlos a una malla regular, con la finalidad de un mejor entendimiento de la variabilidad espacio-temporal del clima (New *et al.*, 1999). La interpolación se lleva a cabo mediante un esquema de análisis objetivo de correcciones sucesivas tipo Cressman (Cressman,



1959). El análisis objetivo es un proceso de interpolación espacial de los datos a una malla regular a partir de reportes de estaciones distribuidas de manera irregular. El esquema seleccionado debe tener la capacidad de realizar una interpolación suave, detectar y remover datos erróneos y conducir a un campo consistente (Krishnamurti and Bounoua, 1996). El objetivo de este tipo de esquema es mejorar un campo preliminar, mediante la incorporación de observaciones. El resultado sigue siendo una estimación del campo de lluvia que se apega a ciertos criterios.

Este esquema de análisis objetivo inicia con un campo preliminar razonable. Se sugiere seleccionar como campo preliminar una base de datos en una malla regular que haya sido construida previamente, esto es para tener una mejor aproximación al campo final tanto como sea posible. Para este estudio se tomó como campo preliminar la base de datos de precipitación mensual de alta resolución espacial de  $0.1875^\circ \times 0.1875^\circ$  del North American Regional Reanalysis (NARR) (Mesinger *et al.*, 2006), y que cubre el periodo de análisis (1979-2008). Este campo preliminar se somete a una serie de correcciones al incorporar observaciones cuando y donde estén disponibles. Entre cada paso de corrección se aplica un suavizado para remover algunos datos inusuales que son significativamente diferentes del campo preliminar. Tal corrección se basa en las observaciones que se encuentran dentro de un radio de influencia  $D$  alrededor del punto de malla de interés. Se asignan pesos cuya magnitud es inversamente proporcional a la distancia entre la estación  $i$  y el punto de malla (Figura 5.18.2). De esta forma, el punto de malla no es representativo de una sola estación, sino de un ajuste de todos los datos de los alrededores. El radio de influencia disminuye para cada paso de corrección, así que el campo es corregido con las características de mayor escala en la primera iteración y con una menor escala durante las iteraciones siguientes. Este procedimiento se repite en cada punto de la malla y en cada paso de tiempo. De aquí en adelante, se referirá a esta nueva base de datos diarios de malla regular como BDD.

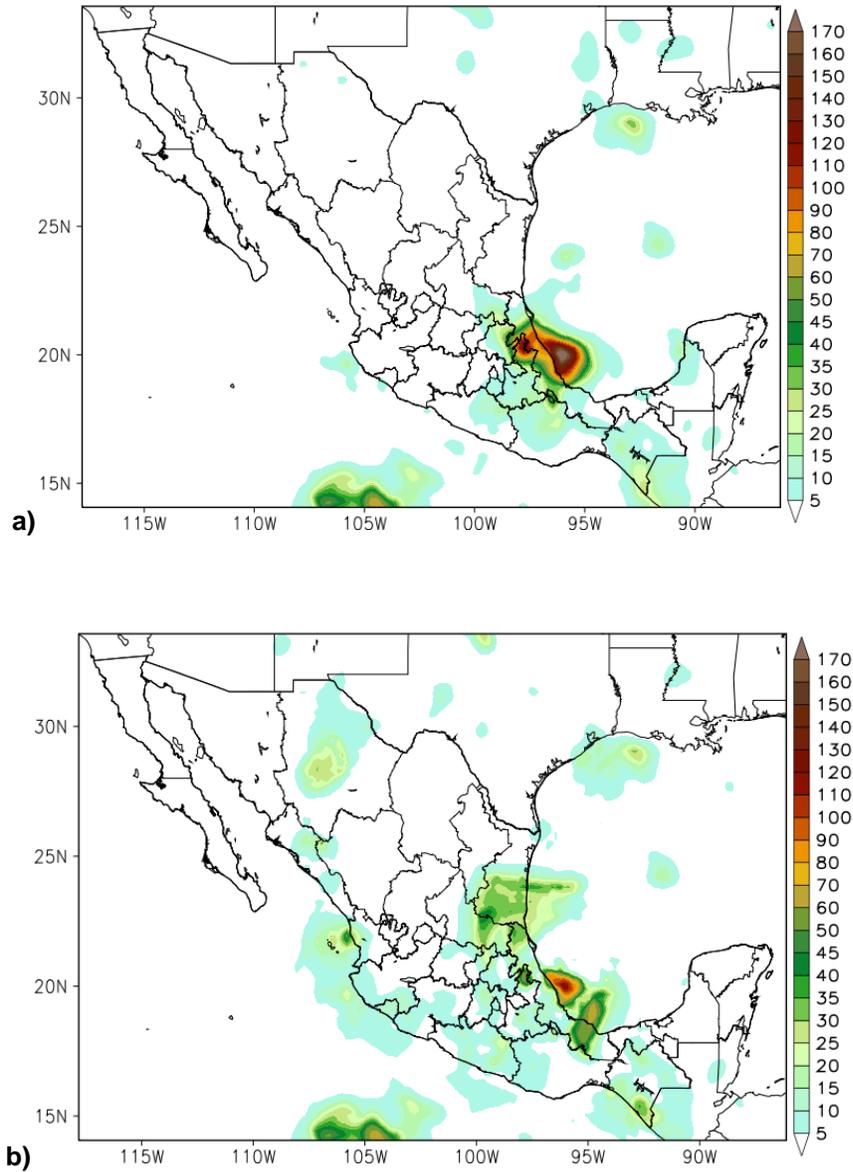


**Figura 5.18.2** Esquema del análisis objetivo tipo Cressman ( $D$ : radio de influencia,  $d$ : distancia del punto de malla a la estación  $i$ )

## Control de calidad de los datos reconstruidos

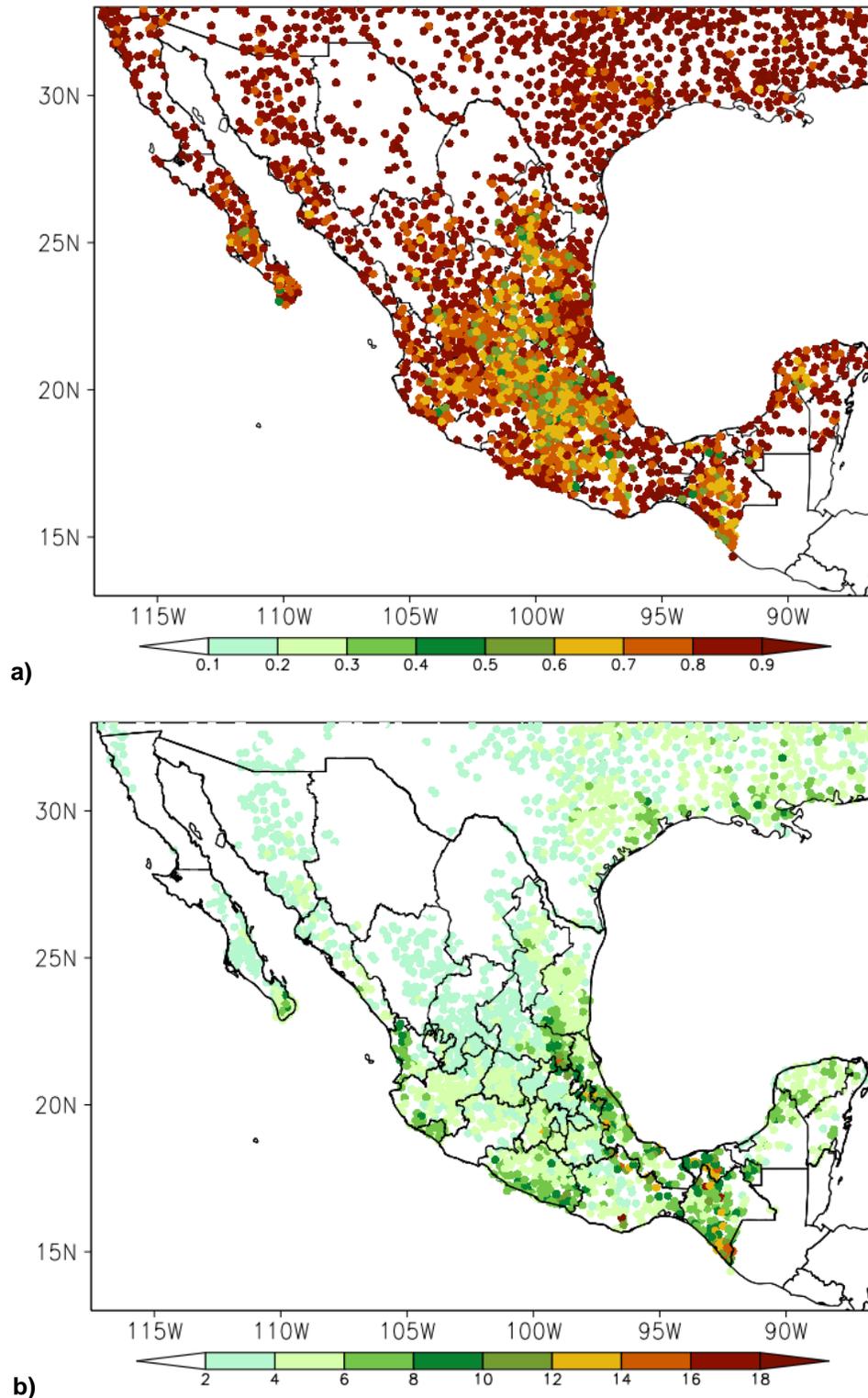
### Comparación entre precipitación observada y estimada por BDD

Este esquema de análisis objetivo se aplicó para los 10,958 (días) campos de precipitación, cubriendo el periodo 1979-2008. A manera de ejemplo, se muestra el campo de precipitación del día asociado al impacto del huracán Lorenzo (28 de septiembre de 2007). En ésta se observa el campo preliminar (Figura 5.18.3a) y la BDD (Figura 5.18.3b) de precipitación, éste último modificado debido a la incorporación de datos observados de las estaciones climatológicas.



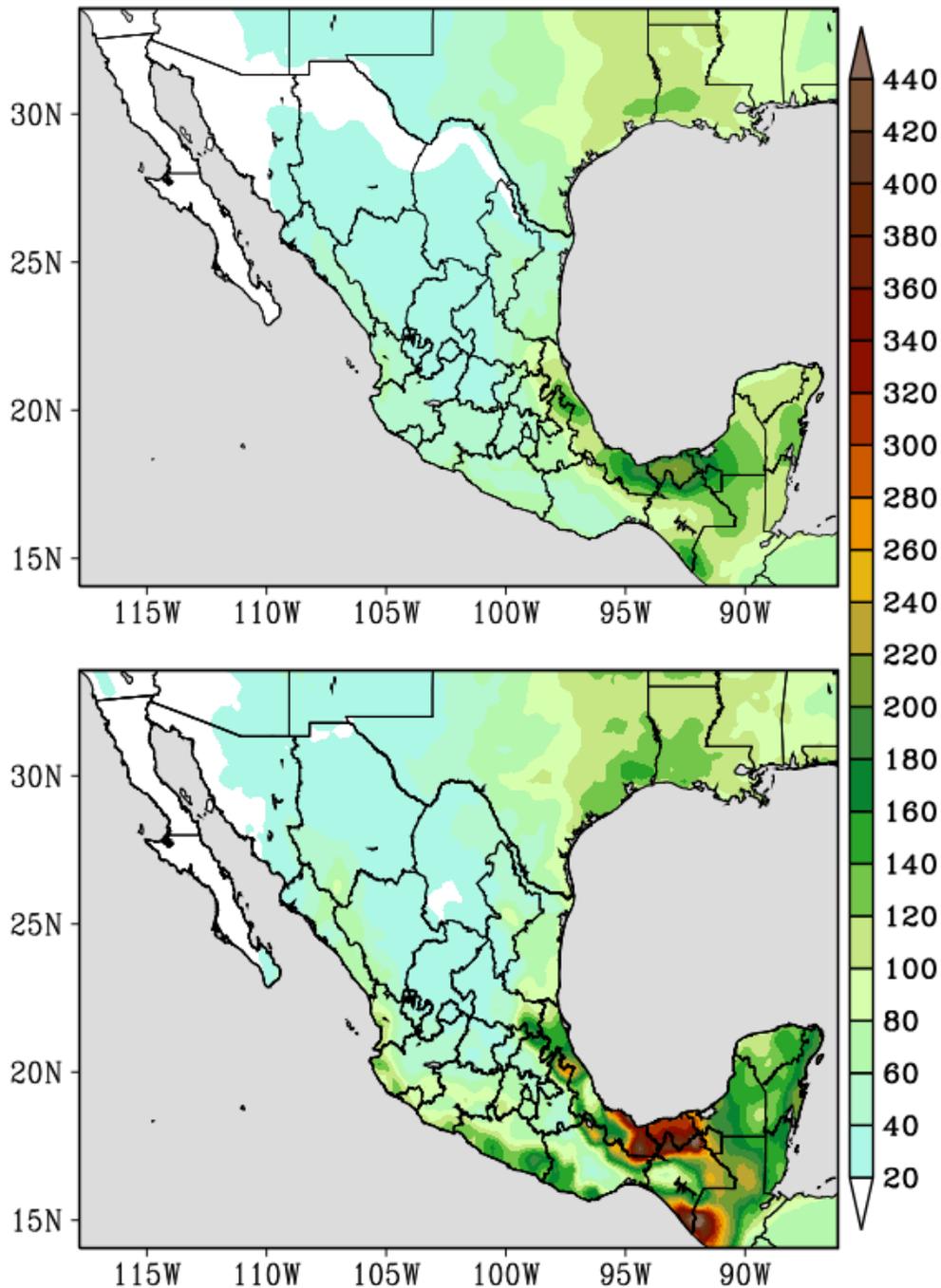
**Figura 5.18.3** Campo de precipitación (en mm) durante el huracán Lorenzo (28 de septiembre, 2007) de acuerdo a: a) campo preliminar (NARR) y b) BDD (NARR + observaciones)

Se realizó una evaluación del desempeño de la BDD, para lo cual se calculó el coeficiente de correlación entre las series de tiempo observadas y la interpolada al sitio. Se observa que en la mayor parte de los sitios de observación, el coeficiente de correlación es por arriba de 0.7 (Figura 5.18.4a). Del mismo modo, se determinó el error cuadrático medio para cada sitio y se observa que los valores más altos se localizan en la región sur y sureste de México, relacionados con las mayores precipitaciones que ocurren en el país (Figura 5.18.4b).



**Figura 5.18.4** a) Coeficiente de correlación y error cuadrático medio entre precipitación diaria observada y estimada por BDD, b) Mayores precipitaciones que ocurren en el país

Al realizar un primer análisis y una comparación entre el campo preliminar y la BDD, se detectó que el primero presenta un problema de continuidad en la frontera norte (Figura 5.18.5a), producto de la interpolación implementada o falta de información en esa región. Esta deficiencia se logra corregir al incorporar los datos observados (Figura 5.18.5b).



**Figura 5.18.5** Precipitación mensual promedio (1979-2008) del mes de octubre de acuerdo a NARR (arriba) y a BDD (abajo)

### Ciclo anual de la lluvia en México

En México, las actividades económicas como la agricultura, la ganadería, la pesca, la generación de energía eléctrica, se ven afectadas por las variaciones que experimenta el clima de un año a otro. Algunos de los impactos de estas variaciones son más evidentes durante condiciones extremas del clima, tal como acontece bajo sequías prolongadas, con duración mayor a dos años. Las variaciones interanuales del clima están moduladas, en gran medida, por la ocurrencia de El Niño (Magaña, 1999). Dadas las características de la estación lluviosa en México, se puede dividir el ciclo hidrológico en lluvias de invierno y de verano.



### 5.18.3 EVALUACIÓN REGIONAL DE INUNDACIONES POR ESCURRIMIENTO DE PRECIPITACIÓN

En la Figura 5.18.6 se muestra de manera esquemática la metodología utilizada para la evaluación de inundaciones por escurrimiento de precipitación utilizada. A continuación se explican brevemente los pasos y los conceptos básicos utilizados.

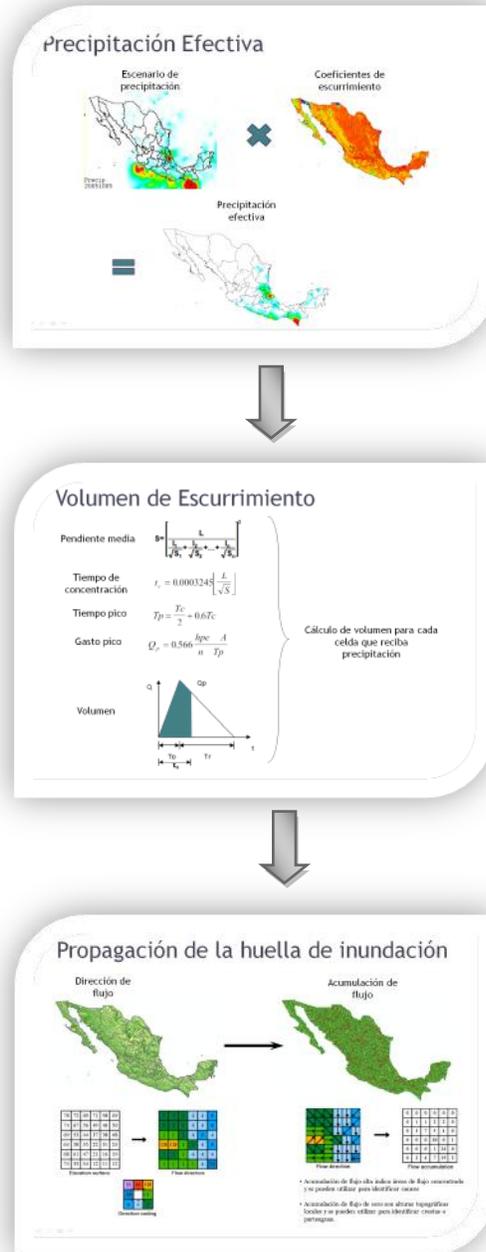


Figura 5.18.6 Metodología utilizada para la estimación de zonas de inundación



### Precipitación Efectiva

Del total de lluvia que se precipita en una cuenca, la parte que queda atrapada en la vegetación más la que es interceptada por la superficie del suelo y la que se filtra recibe el nombre de pérdida de precipitación. La precipitación restante se conoce como precipitación en exceso o efectiva, que es la que escurre y da origen al llamado escurrimiento directo.

Para conocer la cantidad de agua que escurre generada por una tormenta, es decir, el volumen de escurrimiento directo, se multiplica el área de la cuenca por la altura de lluvia en exceso. La lluvia en exceso se calcula en función de las pérdidas de precipitación.

Existen diferentes criterios para calcular las pérdidas de precipitación. Uno de los más usados es el del coeficiente de escurrimiento, el cual considera que las pérdidas son proporcionales a la altura de precipitación media. De esta forma, el coeficiente de escurrimiento  $C_E$  para el área drenada es igual al cociente de la precipitación efectiva,  $P_e$ , entre la lámina total de lluvia o precipitación media,  $P_m$ , es decir

$$C_E = \frac{P_e}{P_m} \quad (2)$$

Para determinar la precipitación efectiva se utilizó el *método de los números de escurrimiento*, el cual considera que la lluvia total o precipitación media  $P_m$  se relaciona con la precipitación efectiva  $P_e$  mediante la expresión siguiente:

$$P_e = \frac{\left[ P_m - \frac{508}{N} + 5.08 \right]^2}{P_m + \frac{2032}{N} - 20.32} \quad (3)$$

Donde  $N$  es el número de escurrimiento cuyo valor depende del tipo de suelo, la cobertura vegetal y la pendiente del terreno, entre otros factores.

Al conocer el coeficiente de escurrimiento, la precipitación efectiva puede calcularse directamente con:

$$P_e = P_M * C_E \quad (4)$$

### Volumen de Escurrimiento

La variación del gasto de escurrimiento con el tiempo se describe a través de gráficas llamadas hidrogramas, en ellas el área bajo la curva en un cierto intervalo de tiempo corresponde al volumen que pasa por la sección del cauce en dicho intervalo.

Cuando se estudia el escurrimiento en la sección de un río, lo importante es conocer la evolución del gasto en el tiempo, así como el valor de los volúmenes aportados, el gasto máximo y el instante en que se presenta. Esta información la proporcionan los hidrogramas (Figura 5.18.7), que de acuerdo con las características de la cuenca y la precipitación cambiarán su forma y sus valores.

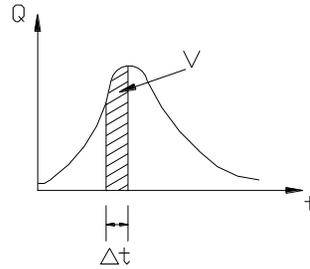


Figura 5.18.7 Hidrograma de escurrimiento

A continuación se describe la metodología utilizada para el cálculo de los hidrogramas en cuencas grandes, en función de una aplicación del *método del hidrograma unitario triangular*:

De la geometría del hidrograma, se escribe el gasto de pico (gasto máximo que se produce por la tormenta),  $Q_p$ , como:

$$Q_p = \frac{0.555 \cdot A \cdot P_e}{t_p} \quad (5)$$

Donde  $A$  [km<sup>2</sup>] es el área de la cuenca y  $t_p$  [h] es el tiempo que tarda en presentarse el gasto pico.

El tiempo base,  $t_b$ , (tiempo que dura el escurrimiento directo) y el tiempo pico  $t_p$  se relacionan mediante la expresión:

$$t_b = 2.67t_p \quad (6)$$

A su vez, el tiempo pico se expresa como:

$$t_p = \frac{d_e}{2} + t_r \quad (7)$$

Donde  $d_e$  es la duración en exceso y  $t_r$  el tiempo de retraso, el cual se estima mediante el tiempo de concentración,  $t_c$ , como:

$$t_r = 0.6t_c \quad (8)$$

Además, la duración en exceso  $D_e$ ; con la que se tiene mayor gasto pico, a falta de mejores datos, se puede calcular aproximadamente como:

$$D_e = 2(t_c)^{1/2} \quad (9)$$

Para cuencas grandes, o bien  $d_e = t_c$  para las pequeñas.

El volumen de escurrimiento que se considera es igual al área bajo el hidrograma triangular correspondiente al tiempo de concentración como se muestra en la Figura 5.18.8.

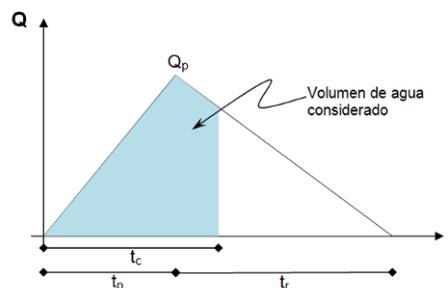


Figura 5.18.8 Volumen de agua considerado a partir del método del hidrograma unitario triangular



## Propagación de las Huellas de Inundación

La intensidad de lluvia debe traducirse en una profundidad de precipitación efectiva, la cual corresponde con la porción de la precipitación total que puede escurrir y alcanzar los cauces naturales o las áreas inundables. El porcentaje de la precipitación total que se convierte en efectiva depende principalmente de las características de saturación y permeabilidad del suelo superficial, la cobertura vegetal y el uso, pero la forma en que esa precipitación fluye a través del terreno se encuentra relacionada con la topografía del sitio de interés.

Actualmente se ha incrementado el uso de análisis de terreno basados en Modelos Digitales de Elevación (*MDE*) para fines hidrológicos (e.g. Wilson and Galant, 2000). Esto se debe al desarrollo y evolución de las técnicas para la obtención de los *MDE*, como el *LIDAR* (*Light Detection and Ranging*, en inglés), que producen datos con una gran resolución.

## Corrección MDE

Un problema que afecta a los algoritmos para la obtención de la dirección y acumulación de flujo es la presencia de depresiones cerradas en las *MDE*s. Estas depresiones consisten en una sola celda o un conjunto de celdas contiguas con un valor de elevación menor que todas las celdas vecinas. El principal problema causado por estas depresiones consiste en que actúan como interruptores del flujo hacia otras áreas al atrapar el agua en su interior. De manera inversa, esta interrupción de flujo también puede presentarse debido a picos en donde una celda o conjunto de celdas tengan elevaciones mucho mayores a las celdas vecinas. El algoritmo para la corrección de *MDE*s propuesto por Jenson y Domingue (1988) es posiblemente el más usado actualmente para este tipo de problemas.

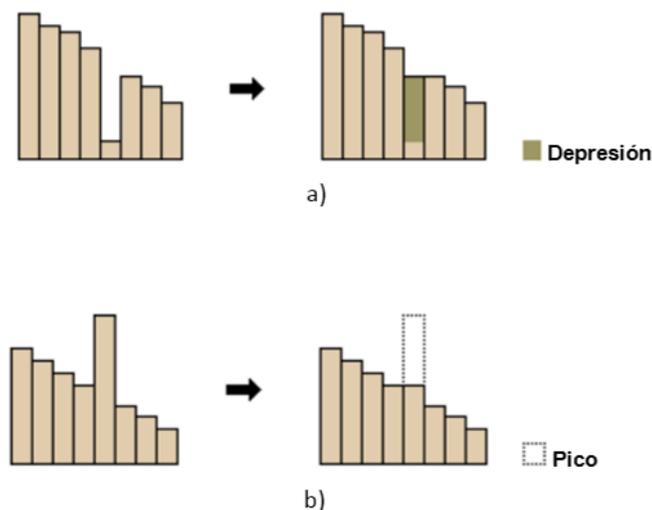


Figura 5.18.9 Vista de perfil de a) una depresión y b) un pico antes y después de ejecutar la corrección

## Determinación de patrones de escurrimientos

Uno de los métodos más comunes para la determinación de los patrones de escurrimiento es el algoritmo de flujo unidireccional, *D8* (e.g. O'Callaghan and Mark, 1984), donde todo el flujo contenido en el área de una celda es dirigido hacia la celda con la mayor pendiente de las ocho celdas vecinas. Debido a que no existe posibilidad de que el flujo se distribuya hacia dos celdas, este tiende a concentrarse en líneas rectas que algunas veces tienen un aspecto artificial (e.g. Erskine *et al.*, 2006). Otro problema común es el provocado cuando la máxima pendiente se tiene entre dos celdas de las ocho direcciones posibles.

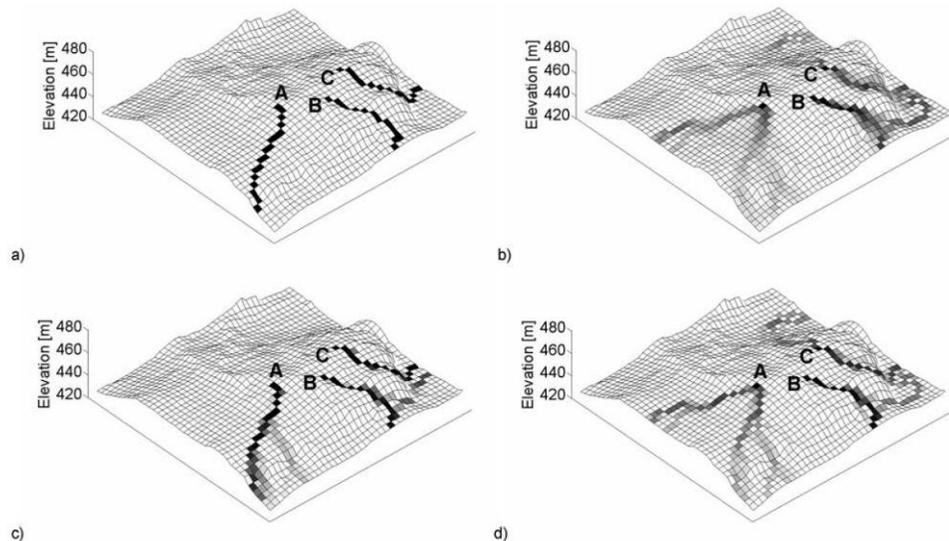
El algoritmo de múltiple dirección de flujo, *MD8*, la distribución del flujo hacia las celdas vecinas que se encuentran aguas abajo se realiza asignando un peso en función de la pendiente (Quinn *et al.*, 1991, 1995),



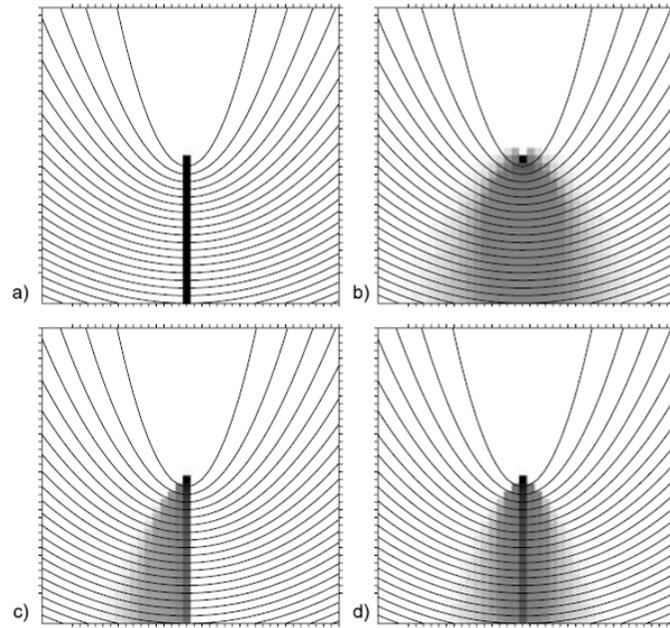
lo que evita las concentraciones lineales del flujo y tiende a crear patrones espaciales de flujo más realistas que el algoritmo  $D8$ . El algoritmo  $MD8$  es más robusto que el  $D8$ . Usando el  $D8$ , una pequeña diferencia de elevaciones entre celdas puede tener un gran efecto, ya que la totalidad del flujo se direcciona únicamente hacia una. Usando  $MD8$ , las diferencias de elevación tienen un efecto menor porque varias celdas pueden recibir una parte proporcional del flujo acumulado en la celda aguas arriba. La principal desventaja del algoritmo  $MD8$  propuesto por Quinn *et al.* (1991) es que el área de una celda es dirigida a todas las direcciones pendiente abajo y por lo tanto se dispersa en un alto grado, incluso en zonas convergentes. Para reducir esta dispersión, Holmgren (1994) sugiere partir el flujo de acuerdo a la pendiente mediante un exponente cuyo valor sugerido está entre 4 y 6. Aún con esta modificación, los patrones de flujo basados en  $MD8$  cruzan demasiado entre sí.

Tarboton (1997) sugiere usar discretizaciones triangulares para eliminar la limitación de que únicamente existan ocho posibles direcciones de flujo como en los algoritmos de flujo unidireccional. Tarboton llamó a este algoritmo como  $D\infty$ , por su capacidad para describir patrones de flujo unidimensional infinitos. El algoritmo  $D\infty$  permite solamente flujo unidimensionales, pero permite que el flujo se reparta en una o dos celdas dependiendo de la dirección del flujo. Orlandini *et al.* (2003) sugiere un método basado en patrones donde todo el flujo acumulado es dirigido hacia una de las ocho direcciones pero con desviaciones acumulativas. Otros algoritmos como el modelo de redes de elevación digital (DEMON en inglés) (Costa Cabral y Burges, 1994) pueden tener ventajas teóricas pero son demasiado complejas para implementarse en la mayoría de las aplicaciones.

En este trabajo se emplea el algoritmo de flujo multidireccional triangular,  $MD\infty$ , propuesta por Seibert y McGlynn (2007). Este algoritmo combina las ventajas del  $MD8$  con las discretizaciones triangulares del  $D\infty$ , lo que da lugar a que básicamente sea la metodología  $D\infty$  con múltiples direcciones de flujo. En algunos casos  $D\infty$  y  $MD\infty$  obtienen los mismos resultados (e.g. en zonas planas o laderas convergentes), pero los resultados difieren en los casos donde existe más de una dirección de flujo desde una celda (e.g. en laderas divergentes o sobre crestas).

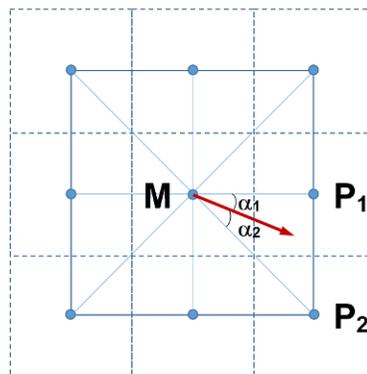


**Figura 5.18.10** Distribución de escurrimientos desde una celda usando los diferentes algoritmos: a)  $D8$ , b)  $MD8$ , c)  $D\infty$ , d)  $MD\infty$ . El ejemplo usa un MDE con resolución horizontal de 20m. Se asignó un valor de 1 a las celdas A, B y C. Los valores varían de 0, en blanco, a 1, en negro (Seibert y McGlynn, 2007).



**Figura 5.18.11** Patrones de escurrimiento desde una celda ubicada en una ladera divergente obtenida de datos sintéticos utilizando los diferentes algoritmos: a)  $D8$ , b)  $MD8$ , c)  $D\infty$ , d)  $MD\infty$ . Los valores varían de 0, en blanco, a 1, en negro (Seibert y McGlynn, 2007).

En la Figura 5.18.12 se muestra de forma esquemática el algoritmo triangular multidireccional para estimar las áreas y direcciones de escurrimiento. Alrededor del punto medio ( $M$ ) de la celda analizada se construyen ocho triángulos planos con los puntos  $P1$  y  $P2$  de las celdas vecinas. Se calcula la pendiente para cada uno de estos triángulos. Para las direcciones que apuntan entre  $P1$  y  $P2$  el flujo es distribuido a las dos celdas, utilizando como criterio la dirección de la mayor pendiente. En el ejemplo de la Figura 5.18.12 las porciones de flujo para las celdas  $P1$  y  $P2$  son  $\alpha_1 / 45^\circ$  y  $\alpha_2 / 45^\circ$ , respectivamente.



**Figura 5.18.12** Algoritmo triangular multidireccional usado para estimar escurrimientos (Seibert y McGlynn, 2007).

Sean  $h_M$ ,  $h_{P1}$ , y  $h_{P2}$  las elevaciones de  $M$ ,  $P1$  y  $P2$ , respectivamente. Las diferencias de elevaciones entre  $M$  y los dos puntos vecinos se calculan como  $z_1 = h_{P1} - h_M$  y  $z_2 = h_{P2} - h_M$ . De manera similar,  $x_i$  y



$y_i$  representan las diferencias en las coordenadas  $x$  y  $y$  entre  $M$  y los dos puntos vecinos. El vector normal, perpendicular al plano, puede ser calculada como:

$$n = \begin{pmatrix} n_x \\ n_y \\ n_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (z_1 y_2 - z_1 y_1) \\ (z_1 y_2 - z_2 y_1) \\ (y_1 x_2 - y_2 x_1) \end{pmatrix} \quad (10)$$

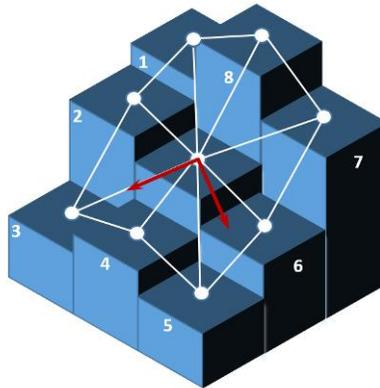
La dirección,  $d$ , y pendiente,  $s$ , de la discretización triangular se realiza mediante las siguientes ecuaciones:

$$d = \begin{cases} 0 & n_x = 0, n_y \geq 0 \\ \pi & n_x = 0, n_y < 0 \\ \frac{\pi}{2} - \arctan\left(\frac{n_y}{n_x}\right) & n_x > 0 \\ \frac{3\pi}{2} - \arctan\left(\frac{n_y}{n_x}\right) & n_x < 0 \end{cases} \quad (11)$$

$$s = -\tan\left[\arccos\left(\frac{n_z}{\sqrt{n_x^2 + n_y^2 + n_z^2}}\right)\right] \quad (12)$$

Un valor de  $d = 0$  denota la dirección del eje  $y$ , y un valor de  $d = 3\pi/2$  corresponde con la dirección del eje  $x$ .

Después de que las direcciones de flujo de una celda son calculadas, el flujo acumulado es distribuido en esas direcciones siguiendo el procedimientos propuesto por Quinn *et al.* (1991). Este proceso para la acumulación y distribución del flujo se basa en los gradientes.



**Figura 5.18.13.** Construcción de las discretizaciones triangulares alrededor de una celda (Seibert y McGlynn, 2007).

La dirección de la pendiente mayor puede apuntar entre dos celdas vecinas (celdas 5 y 6) o apuntar hacia la dirección fuera del rango de  $45^\circ$  en un triángulo específico (e.g. el triángulo definido por los centros de las celdas 4 y 5), y por lo tanto se establece que la dirección del flujo sea hacia las dos celdas vecinas. En el



último caso, esta dirección únicamente recibe flujo si la misma dirección ha sido determinada para los dos triángulos adyacentes. Este es el caso de la dirección que apunta hacia la celda 3, y no para las direcciones que apuntan hacia las celdas 5 y 6.

### Estimación de profundidades de inundación

En este trabajo se utiliza un modelo para la representación de la propagación del flujo de agua sobre el terreno que se basa en las siguientes consideraciones básicas:

- El volumen de agua asociada a la precipitación efectiva se mueve en las direcciones estimadas sin pérdidas adicionales.
- El volumen total de escurrimiento en un punto será igual a la suma del volumen de precipitación efectiva que cae directamente en el sitio y el escurrimiento de los puntos ubicados pendiente arriba.
- La profundidad de inundación en una área será igual al volumen total de escurrimiento entre el valor del área considerada.

### 5.18.4 FENÓMENO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Para la aplicación de la metodología descrita anteriormente se utiliza el *MDE* de la República Mexicana obtenido por el INEGI promediado a una resolución de 150m para la zona de Baja California Sur. Los pasos principales para el desarrollo del modelo de amenaza de inundación son los siguientes:

- 1) *Catálogo de eventos de lluvia*: se genera un conjunto de escenarios históricos de precipitación, los cuales se utilizan como datos de entrada al modelo. Para cada uno de los eventos históricos se calcula la precipitación efectiva y se dispone de ella en forma de mallas georreferenciadas.
- 2) *Modelo de inundación*: A partir de las mallas de precipitación efectiva, se utiliza el *MDE* de la República Mexicana y usando el método del *hidrograma triangular unitario* se determina el volumen de escurrimiento para cada una de las celdas que forman el *MDE*. De forma paralela se estima la malla de dirección y acumulación de flujo. Finalmente, con base a estas mallas, se realiza la distribución de los volúmenes totales de escurrimiento y se determinan las profundidades para cada celda.
- 3) *Calibración con eventos relevantes*: Con la finalidad de verificar y realizar los ajustes necesarios se realiza un proceso de calibración considerando algunos eventos históricos relevantes. En este proceso se realiza una comparación entre los resultados obtenidos por el modelo y la información histórica disponible en varias regiones.
- 4) *Integración de escenarios*: Al aplicar el modelo sobre cada uno de los escenarios de lluvia definidos, se construye un conjunto de escenarios de inundación, cada uno de los cuales tiene frecuencia anual de ocurrencia igual a la del escenario detonante. Este conjunto de escenarios es representativo de la totalidad de eventos de inundación que pueden suceder en la región. En este punto, la amenaza por inundación puede integrarse para obtener tasas de excedencia de diferentes valores de intensidad, y mapas de igual periodo de retorno. Los periodos de retorno considerados en los análisis fueron de 10, 50, 100, 500 y 1000 años.

A continuación se presentan los mapas de amenaza por inundación a un nivel regional (figura 5.18.14), así como para las localidades de Cabo San Lucas (figura 5.18.15), San José del Cabo (figura 5.18.16) y Buena Vista, La Ribera, Santiago, Miraflores, Cabo Pulmo (figura 5.18.17), para el mayor periodo de retorno considerado, 1000 años.

Para los casos de Cabo San Lucas y San José del Cabo hay un nivel de amenaza Muy Alto cerca de estas poblaciones, para este periodo de retorno considerado. Por lo que deben tomarse las debidas precauciones y tener un plan de emergencia. Para el caso de las otras localidades, La Ribera es la localidad que presenta un mayor nivel de amenaza de inundaciones por precipitación, ubicándose en un nivel medio.

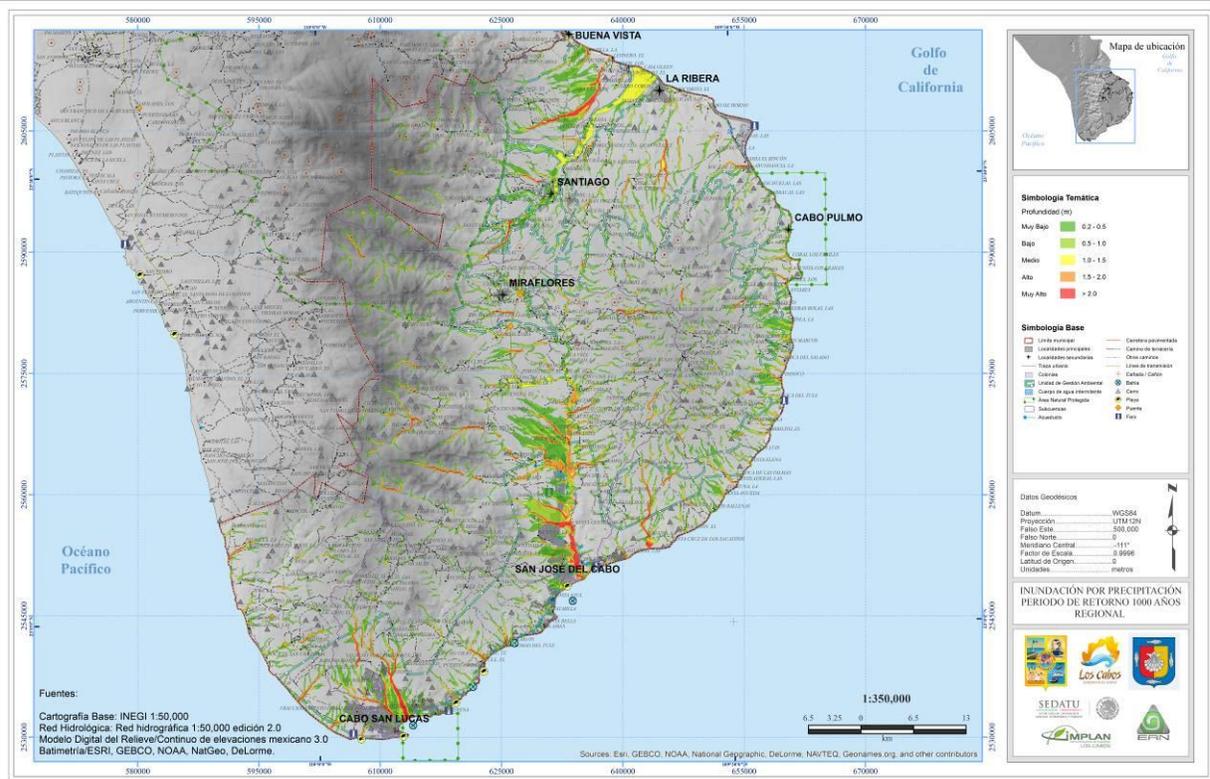


Figura 5.18.14. Mapa de Inundación por precipitación a nivel regional del municipio de Los Cabos, B.C.S. para un periodo de retorno de 1000 años

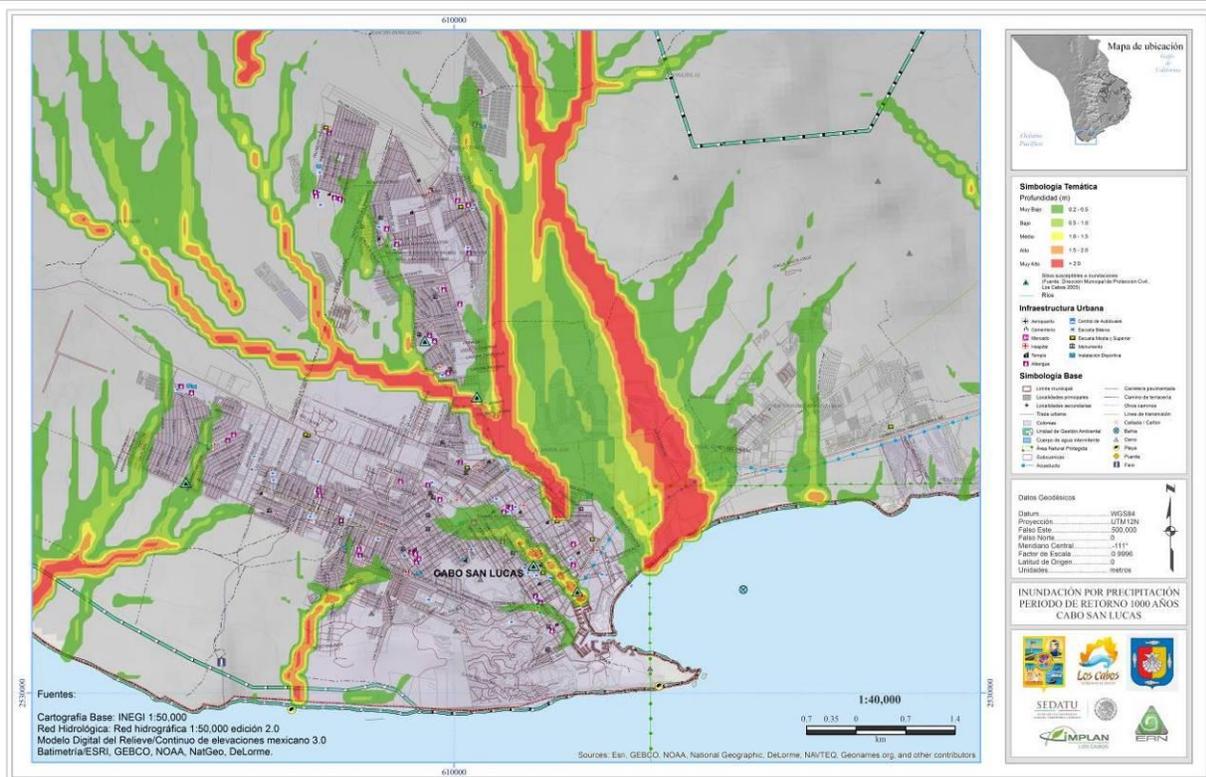


Figura 5.18.15. Mapa de Inundación por precipitación para la localidad de Cabo San Lucas, B.C.S. para un periodo de retorno de 1000 años

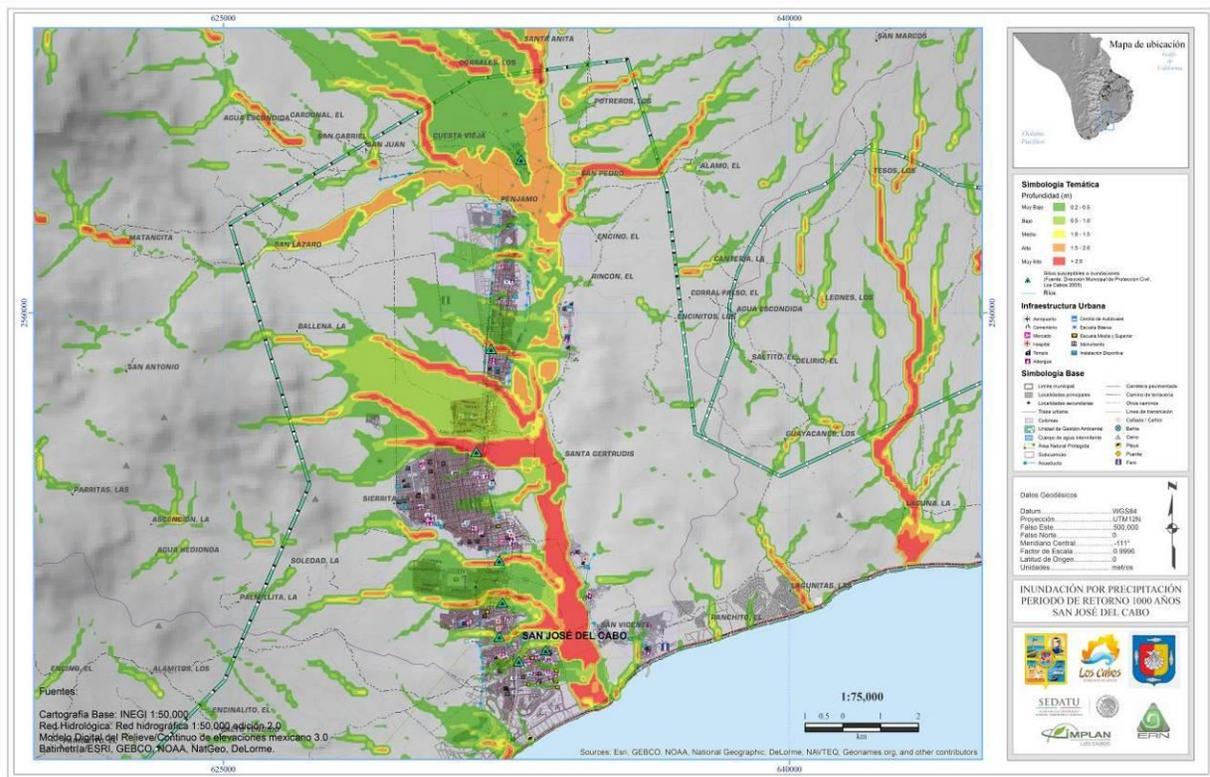


Figura 5.18.16. Mapa de Inundación por precipitación para la localidad de San José del Cabo, B.C.S. para un periodo de retorno de 1000 años.

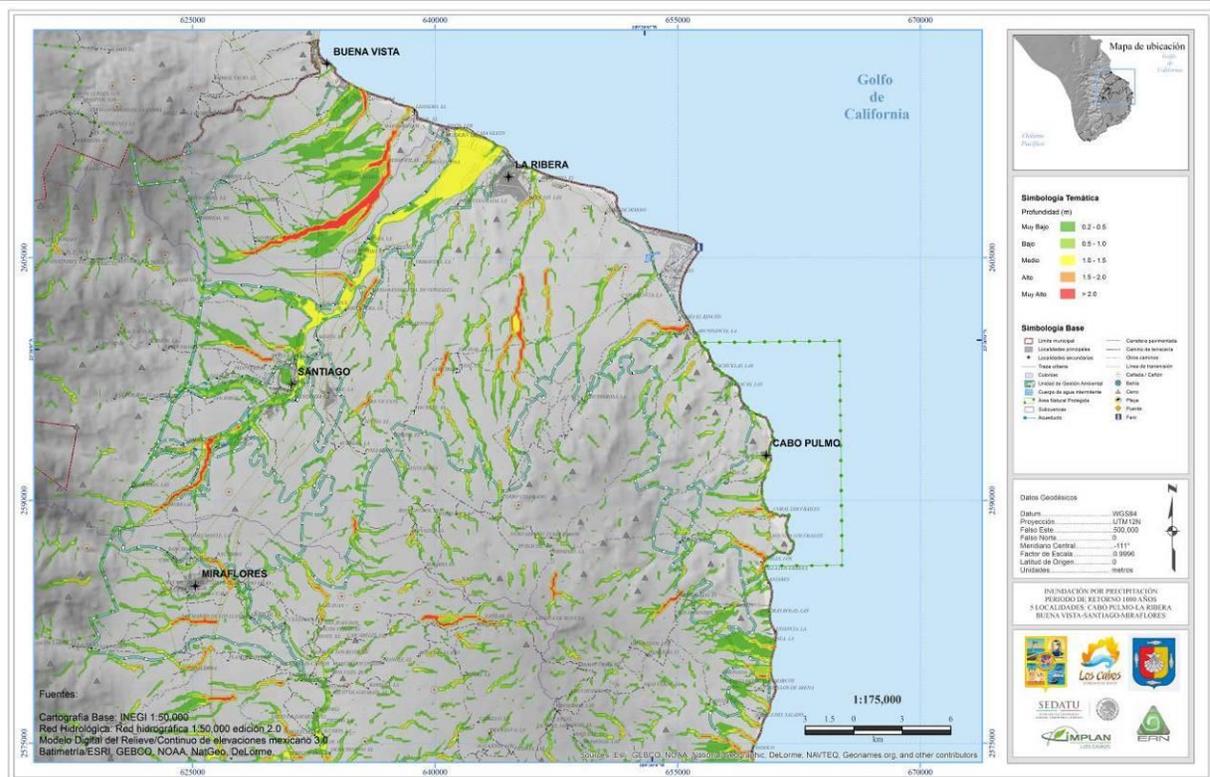


Figura 5.18.17. Mapa de Inundación por precipitación para las localidades de Buena Vista, La Ribera, Santiago, Miraflores y Cabo Pulmo, B.C.S. para un periodo de retorno de 1000 años



## 5.18.5 PROPUESTAS DE MITIGACIÓN

### **Medidas Estructurales**

Las medidas estructurales se basan en la construcción de obras hidráulicas para el control de los flujos y de los sedimentos aportados por los torrentes. Estas obras de control consisten básicamente en:

- Obras de regulación: presas de almacenamiento, presas rompe-picos. Presas para retener azolves, desvíos permanentes, desvíos temporales.
- Obras de protección: Muros estructurales, bordos longitudinales, bordos perimetrales
- Obras de rectificación: Canalización del cauce, entubamiento del cauce, corte de meandros, rectificación de la corriente, dragados y destrucción de obstáculos

### **Medidas No-Estructurales**

Las medidas no estructurales se basan en los siguientes aspectos:

- Instrumentación de sistemas de monitoreo de variables hidrometeorológicas en la cuenca
- Construcción de sistemas de alerta temprana para aviso a la población;
- Elaboración de planes de contingencia y evacuación de la población
- Elaboración de mapas de amenaza y riesgo.

Las medidas de adaptación que se apliquen en las zonas de peligro se basan en dejar libre el mayor espacio posible a los escurrimientos y cauces, sin ocupar su vía de flujo preferente definida en sentido amplio; y proteger aquellas zonas donde el cambio de usos del territorio es prácticamente inviable (zonas urbanas ya consolidadas). Para el diseño de las obras de mitigación en las zonas consolidadas se requieren estudios específicos con información a mayor detalle, los cuales deben realizarse siguiendo criterios técnicos.

Cualquier obra de mitigación estructural que se realice modificará el comportamiento hidrológico e hidráulico en la zona, provocando que los resultados mostrados en el presente estudio varíen, e incluso modificando el nivel de peligro existente en otras zonas. En otras palabras, las obras de mitigación pueden transferir la amenaza de una zona a otra no contemplada con la posible ocurrencia de mayores afectaciones.

A continuación se muestran mapas donde se proponen obras de mitigación para las principales localidades de Los Cabos. Cabo San Lucas (figura 5.18.18), San José del Cabo (figura 5.18.19), Miraflores y Santiago (figura 5.18.20), Buena Vista y La Ribera (5.18.21) y Cabo Pulmo (figura 5.18.22). Los mapas tienen un pie de nota, el cual indica la simbología de los números presentes en el mapa; donde:

- 1, hace referencia a obras de protección, tales como muros estructurales, bordos longitudinales, bordos perimetrales. Este tipo de obra debe ser aplicada en la base de taludes inestables ubicados en zonas cercanas a centros urbanos y/o vías terrestres.
- 2, se refiere a obras de rectificación, tales como canalización del cauce, entubamiento del cauce, corte de meandros, rectificación de la corriente, escalonamiento del cauce, dragados, destrucción de obstáculos y mejora en el drenaje superficial. El campo de aplicación va enfocado a zonas susceptibles a inundaciones recurrentes ubicadas cerca de centros urbanos y/o vías terrestres.

La ubicación de cada una de estas posibles obras de mitigación, se basan en estimaciones de amenaza en zonas específicas estudiadas y bajo incertidumbres aceptadas técnicamente. Su implementación requiere estudios de campo particulares e implican análisis de factibilidad.

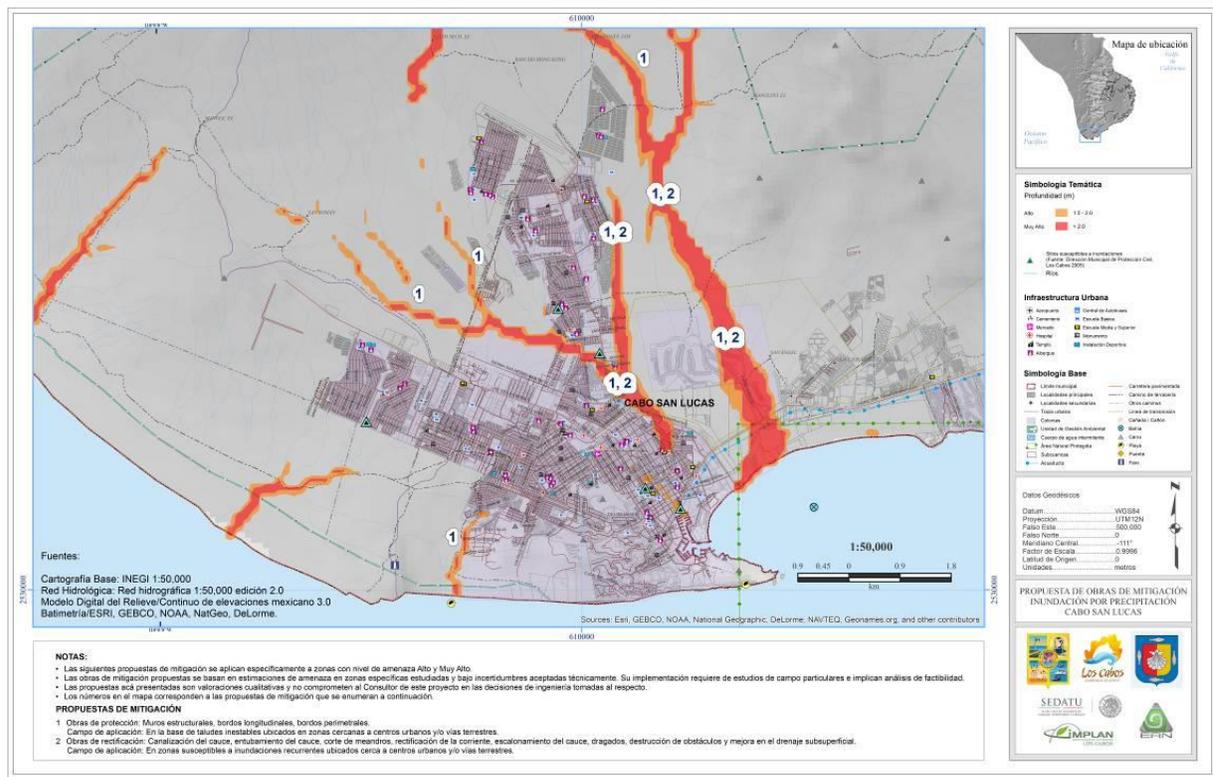


Figura 5.18.18. Mapa de propuestas de obras de mitigación para Cabo San Lucas, debidas al fenómeno de Inundación por precipitación.

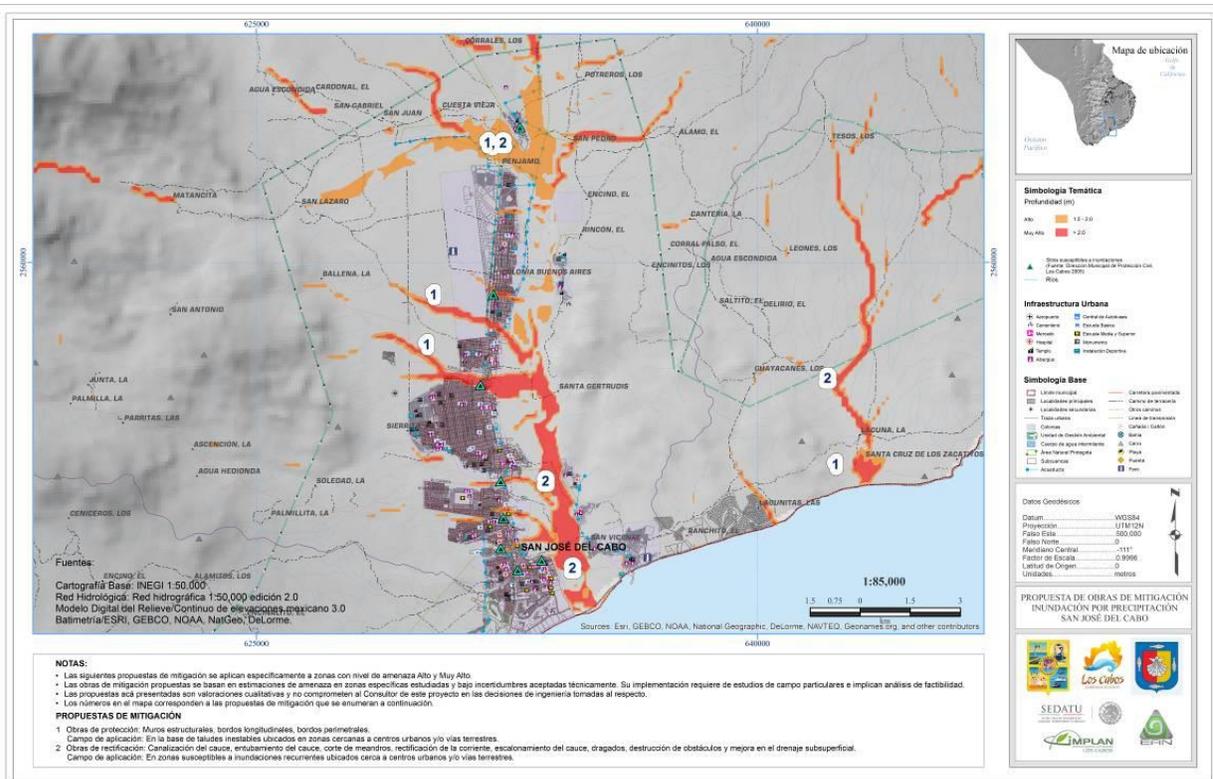


Figura 5.18.19. Mapa de propuestas de obras de mitigación para San José del Cabo, debidas al fenómeno de Inundación por precipitación.

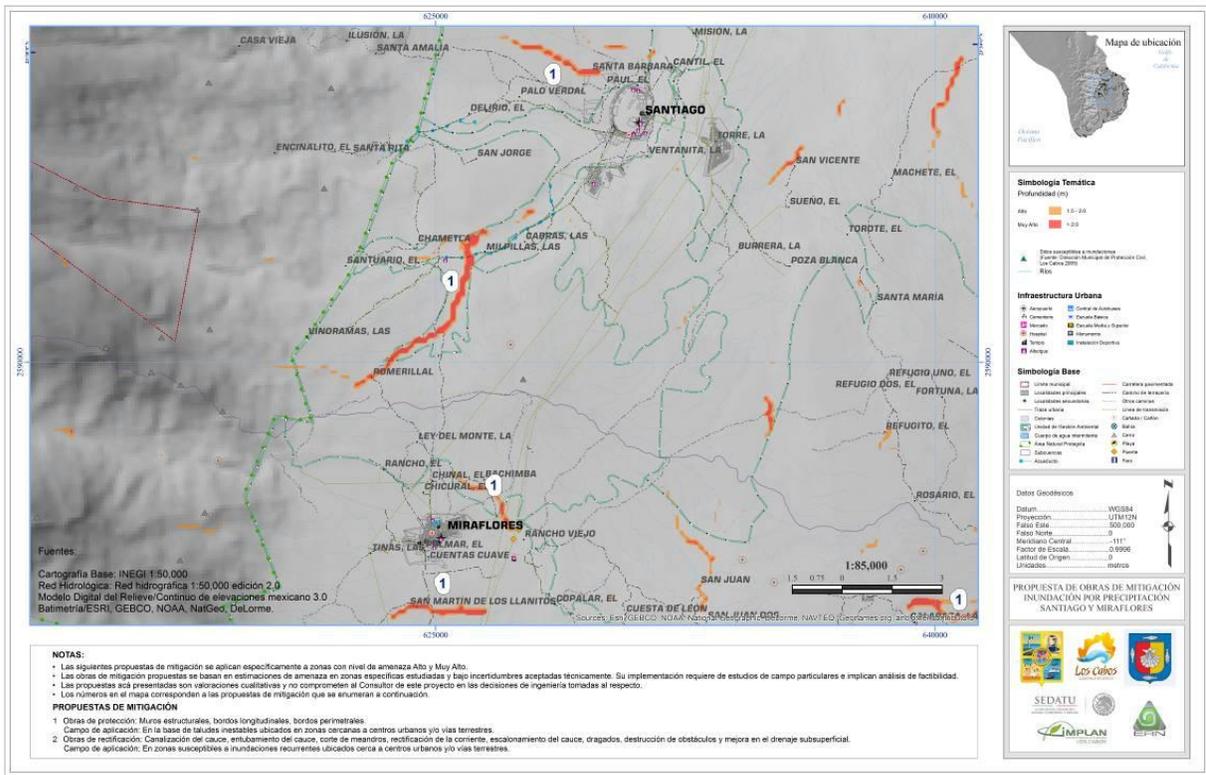


Figura 5.18.20. Mapa de propuestas de obras de mitigación para Miraflores y Santiago, debidas al fenómeno de Inundación por precipitación.

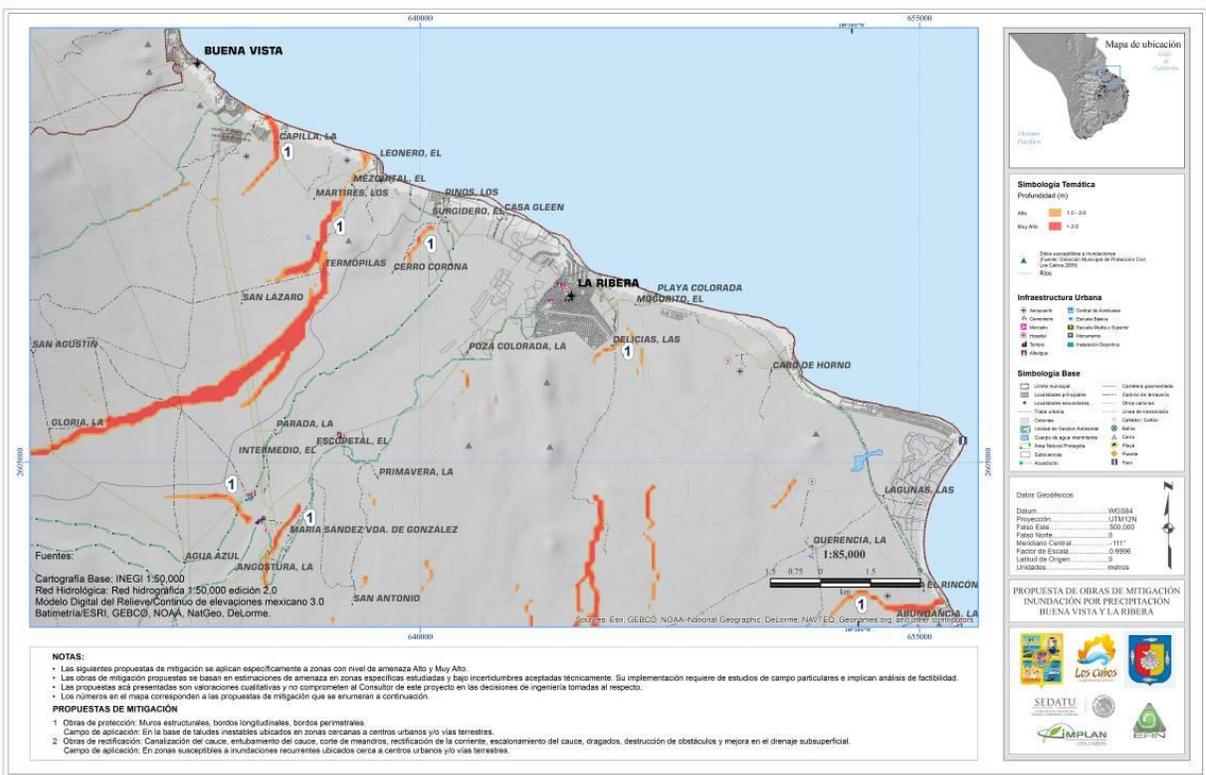


Figura 5.18.21. Mapa de propuestas de obras de mitigación para Buena Vista y La Ribera, debidas al fenómeno de Inundación por precipitación.

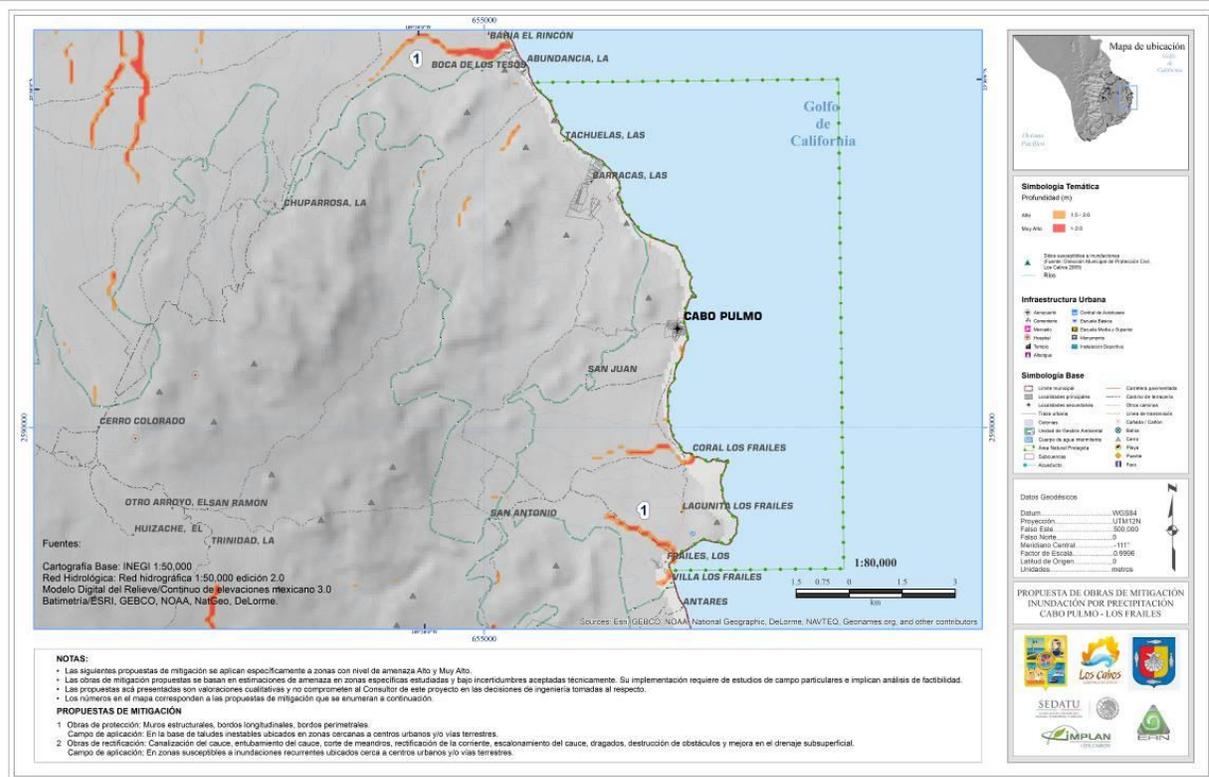


Figura 5.18.22. Mapa de propuestas de obras de mitigación para Cabo Pulmo, debidas al fenómeno de Inundación por precipitación.

### 5.18.6 CAMBIO CLIMÁTICO

El clima depende de un gran número de factores que interactúan de manera compleja y se define como un estado cambiante de la atmosfera, mediante sus interacciones con el mar y el continente. Cuando un parámetro meteorológico como la lluvia sale de su valor medio de muchos años, se habla de una anomalía climática ocasionada por inestabilidades en la atmosféricas, resultado de la actividad humana. Recientemente, diversos estudios reportan que este tipo de anomalía climática ha aumentado considerablemente en los últimos 50 años debido a los efectos del calentamiento global. Lo anterior afecta de manera importante en las regiones en donde no se tiene un adecuado sistema de desagüe, ya sea natural o construido por el hombre, debido a que, provoca una acumulación importante de agua lo que lleva a inundaciones de grandes zonas pobladas. Es importante mencionar que en ocasiones, la combinación del incremento de lluvias intensas con estructuras de retención de flujos mal planeadas, generan un daño mayor, cuando el agua llega a superar la capacidad de la estructura.

### REFERENCIAS

Brunetti M., M. Maugeri, and T. Nanni, 2001: Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *Int. J. Climatol.* 21: 861–871.

Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29 77-90.

Cressman G., 1959: An operational objective system. *Monthly Weather Review*, 87, 367-374.

De Maria M. and J. Kaplan, 1994: Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *Journal of Climate*, 7, 1325-1334.



- Eischeid J., Pasteris P., Diaz H., Plantico M., Lott N., 2000: Creating a Serially Complete, National Daily Time Series of Temperature and Precipitation for the Western United States. *Journal of Applied Meteorology*, 39 1580-1591.
- Eischeid J.K, Pasteris P.A., Diaz H.F., Plantico M.R., Lott N.J. 2000: Creating a serially complete, national daily timeseries of temperature and precipitation for the western United States. *Journal of Applied Meteorology* 39: 1580–1591.
- Frank, N. L., 1976: Atlantic tropical systems of 1975. *Monthly Weather Review*, 104, 466-474.
- García, Enriqueta, 2003: Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía. UNAM No. 50, 2003, 67-76.*
- Greenlee, D. D. 1987. "Raster and Vector Processing for Scanned Linework." *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 53 (10): 1383–1387.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007, The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 pp.
- Jáuregui, E., 1967: Las ondas del este y los ciclones tropicales en México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 21(3):197-208
- Jáuregui, E., 1989: Los huracanes prefieren a México. *Información Científica y Tecnológica*, 11, 155pp, México, CONACyT.
- Jáuregui, E., 2003a: Algunos conceptos modernos sobre la circulación general de la atmósfera. *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 50:121-143.
- Jáuregui, E., 2003b: Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in Mexico. *Atmósfera*, 16(4):193-204
- Jenson, S. K. y J. O. Domingue. 1988. "Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis." *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11): 1593–1600.
- Joyce, R.J., J.E. Janowiak, P. A. Arkin and P. Xie, 2004: CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *J. Hydrometeorology*, 5, 487-503.
- Karl, Thomas R., Richard W. Knight, David R. Easterling, Robert G. Quayle, 1996: Indices of Climate Change for the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 279–292.
- Krishnamurti, T.N. and L. Bounoua, 1996: *An Introduction to Numerical Weather Prediction Techniques.* Boca Raton FL USA: CRC Press. 293pp.
- Magaña Víctor (Editor), 1999: *Los impactos de El Niño en México.* Dirección General de Protección Civil-Secretaría de Gobernación, México.
- Marks, D., J. Dozier and J. Frew, 1984. Automated basin delineation from digital elevation data: *Geo-Processing*, 2 pp. 299-311.
- Mesinger, F., *et al.*, 2006: North American regional reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 343–360.
- Molinari, J., Knight, D., Dickinson, M., Vollaro, D., and Skubis, S., 1997: Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 125, 2699-2708.
- National Climatic Data Center, 2004: *Data Documentation for data set 9300 (DSI-9300) Global Historical Climatology Network – Daily, V1.0.* October 18, 2004. Asheville, NC 28801-5001 USA.
- New, Mark, Mike Hulme, Phil Jones, 1999: Representing Twentieth-Century Space–Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961–90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. *J. Climate*, 12, 829–856.
- O’Callaghan, J. F., and Mark, D. M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data: *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, Vol. 28, pp. 323-344.
- Pasch R. J., Avila L. A., 1992: Atlantic tropical systems of 1991. *Monthly Weather Review*, 120, 2688-2696.
- Pasch, R. J., L. A. Avila, and J.-G. Jiing, 1998: Atlantic tropical systems of 1994 and 1995: A comparison of a quiet season to a near-record-breaking one. *Monthly Weather Review*, 126, 1106-1123.
- Patricola, C. M., E. K. Vizy, and K. H. Cook, 2004: Easterly waves in the tropical Atlantic: Climatology and variability. Reprints, First International CLIVAR Science Conference, Baltimore, MD. *Am. Met. Soc.*, 4. 10.
- Paulhus JL, Kohler MA., 1952: Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review* 80: 129–133



- Reed, D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, 105, 317-333.
- Salinas Prieto, José Antonio, 2006: Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe. Tesis de Doctorado (Doctorado en Ciencias de la Tierra)-UNAM, Centro de Ciencias de la Atmósfera. 109pp.
- Schultz, D. M., W. E. Bracken, L. F. Bosart, G. J. Hakim, M. A. Bedrick, M. J. Dickinson, and K. R. Tyle, 1997: The 1993 Superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 5-39
- Tarboton, D. G., R. L. Bras e I. Rodríguez-Iturbe. 1991. "On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data." *Hydrological Processes* 5: 81–100.
- Uribe Alcántara, Edgar Misael, 2000: Análisis de la Variabilidad de la Precipitación en Tamaulipas. Tesis de Licenciatura en Ingeniería Geofísica, UNAM, 44pp.
- Vázquez Aguirre, Jorge Luis, 2000: Caracterización objetiva de los Nortes del Golfo de México y su variabilidad interanual. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana. 62pp.
- Wilson, J. P. and J. C. Gallant, (2000), *Terrain Analysis: Principles and Applications*, John Wiley and Sons, New York, 479 p.





## CAPÍTULO 6. EXPOSICIÓN, VULNERABILIDAD Y RIESGO

### CONTENIDO

<b>6.1</b>	<b>EXPOSICIÓN .....</b>	<b>328</b>
6.1.1	INTRODUCCIÓN.....	328
6.1.2	ANÁLISIS DE LA BASE DE DATOS .....	328
6.1.3	INTEGRACIÓN DE LA BASE DE DATOS Y DATOS FALTANTES .....	330
6.1.4	ACTUALIZACIÓN BASE DE DATOS.....	330
6.1.5	CONCLUSIONES.....	331
<b>6.2</b>	<b>VULNERABILIDAD.....</b>	<b>331</b>
6.2.1	VULNERABILIDAD POR INESTABILIDAD DE LADERAS.....	331
6.2.2	VULNERABILIDAD POR INUNDACIÓN.....	332
<b>6.3</b>	<b>RIESGO.....</b>	<b>334</b>
6.3.1	RIESGO POR INESTABILIDAD DE LADERAS.....	334
6.3.2	RIESGO POR INUNDACIÓN.....	337



Debido a la falta de información en todas las localidades del municipio, el análisis presente en este capítulo se centrará en las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo.

## 6.1 EXPOSICIÓN

### 6.1.1 INTRODUCCIÓN

El Instituto Municipal de Planeación, IMPLAN, de Los Cabos, Baja California Sur, ha proporcionado información del municipio de Los Cabos, el propósito será analizar, clasificar y crear una base de datos que permita obtener los datos mínimos suficientes para la estimación del riesgo para diferentes escenarios.

### 6.1.2 ANÁLISIS DE LA BASE DE DATOS

La información proporcionada son dos archivos tipo shape, denominados “03008\_AGEBS” y “Traza\_Urbana\_delimitada\_2011”.El archivo “03008\_AGEBS” contiene información de los AGEBS del municipio, clave del AGEB, así como el área y población de cada AGEB, con un total de 204 registros de AGEBS, la figura 6.1.1 muestra la distribución de los AGEBS del municipio.

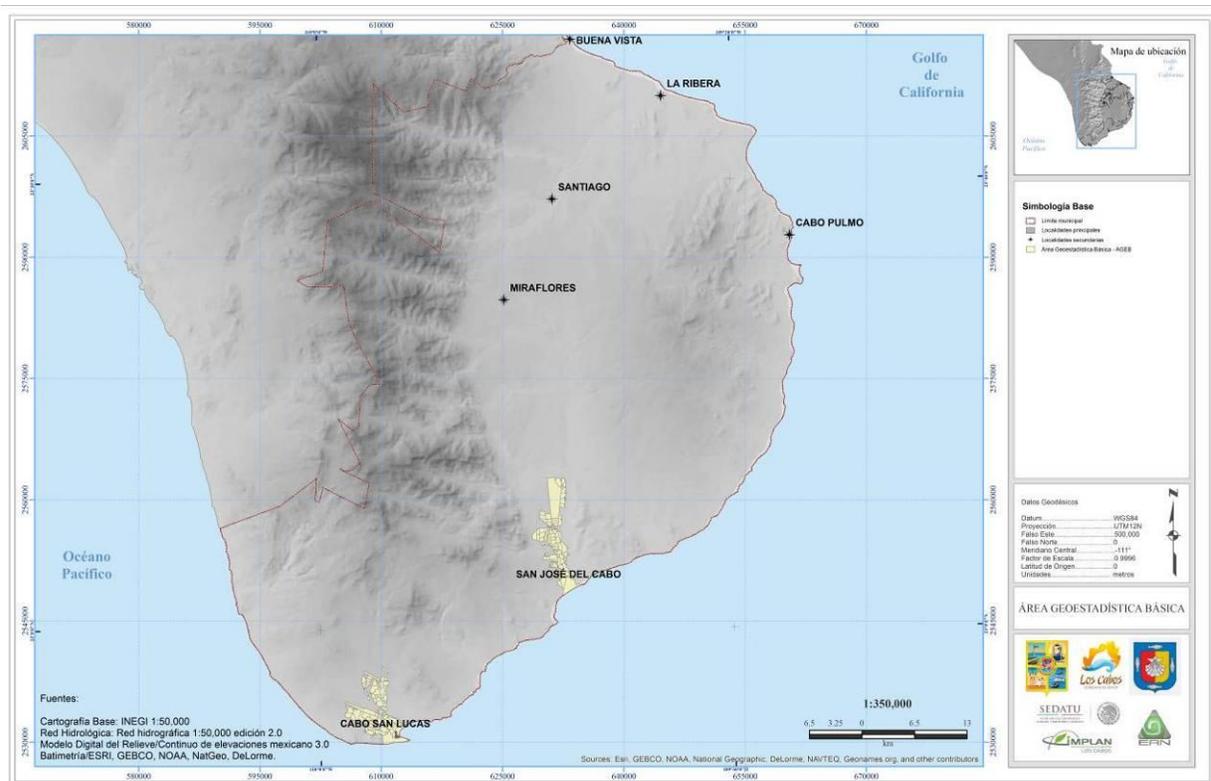


Figura 6.1.1 Mapa de la distribución de AGEBS

La tabla 1 muestra las variables con las que cuenta la base de datos de AGEBS proporcionada.

Tabla 1. Variables de la base de datos de AGEBS

Nombre	Descripción
CLAVE	Clave del Área
CVE_GEO	Clave del AGEB
DETALLES	Detalles del AGEB
POBTOT	Población del AGEB



VIVTOT	Viviendas del AGEB
AREA	Área del AGEB
HAB_KM2	Habitantes por Km <sup>2</sup>
FUENTE	Fuente que proporciona el AGEB

El archivo "Traza\_Urbana\_delimitada\_2011" es un archivo tipo shape de polígonos, que representa las áreas urbanas y terrenos del municipio, este archivo tiene la información del área en hectáreas de cada polígono, con un total de 86,005 registros. La figura 6.1.2 muestra la distribución en el municipio del archivo proporcionado.

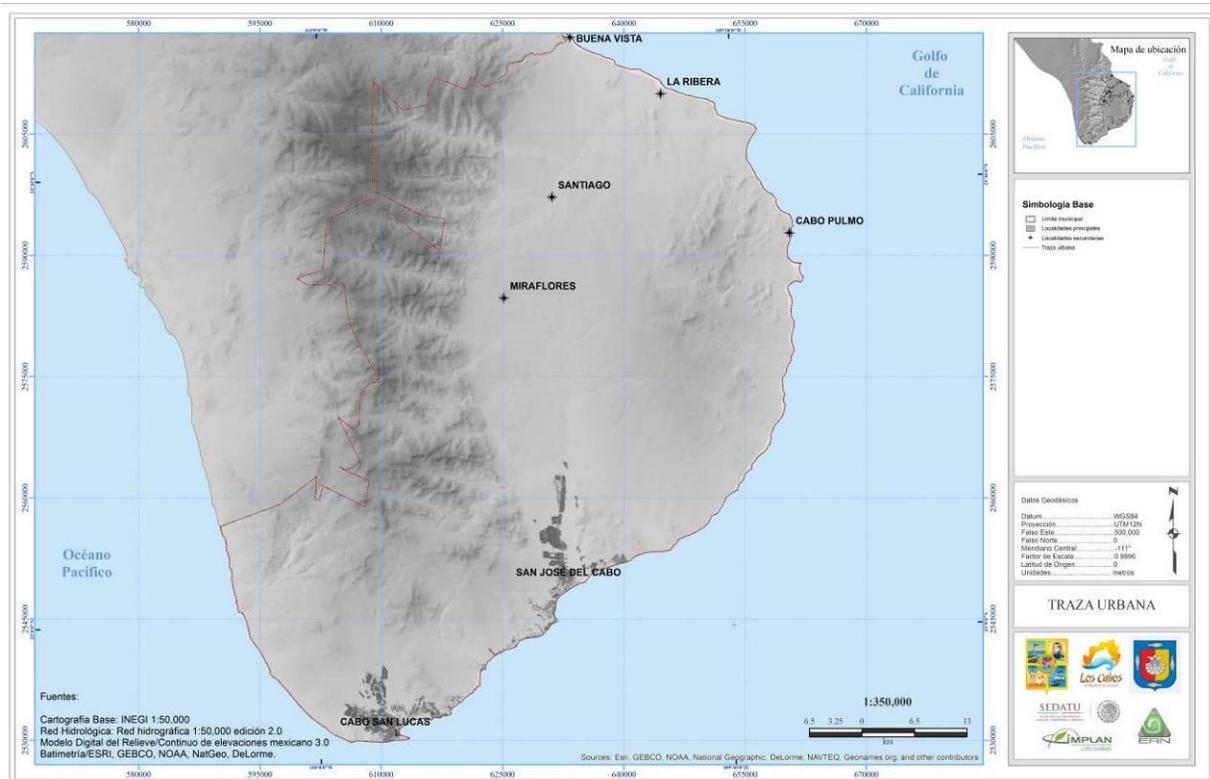


Figura 6.1.2 Mapa de la distribución de la traza urbana

La tabla 2 muestra las variables de la base de datos de traza urbana proporcionada.

Tabla 2. Variables de la base de datos de traza urbana

Nombre	Descripción
Shape_Leng	Longitud del polígono
Shape_Area	Área
Uso_recrea	Tipo de terreno
Sup_ha	Área (hectáreas)
Jerarquia_	Nombre del uso recreativo

Deberá realizarse un análisis minucioso a fin de verificar y validar los datos aportados con el propósito de obtener bases de datos consolidadas que aporten lo suficiente para llevar a cabo la estimación del riesgo solicitado. Sin embargo, es necesario que se complemente la información faltante en cada una de las bases de datos aportadas con el propósito de consolidarlas y tener los elementos necesarios para realizar estimaciones de riesgo más precisas.



### 6.1.3 INTEGRACIÓN DE LA BASE DE DATOS Y DATOS FALTANTES

Es importante señalar que existen inmuebles con variables pendientes de asignación de valores, es por ello que surge la necesidad de emplear metodologías alternas que permitan estimar dicha información y complementar el total de los mismos.

A partir de los análisis realizados y con el propósito de llevar a cabo la estimación del riesgo solicitado, se integró una base de datos única con toda la información de las variables que se consideraron necesarias. Una parte importante de la estimación del riesgo es la estimación de pérdidas humanas; de la información proporcionada, únicamente la base de datos de AGEBS contiene información de la población, sin embargo, la base de datos de traza urbana contiene delimitación de áreas con mayor nivel de detalle, así que se distribuyó la información de la población de cada AGEB entre la información de traza urbana que pertenece a cada AGEB.

Otro aspecto importante para la estimación del riesgo es la información referente a características que puedan definir el daño esperado ante la ocurrencia de un evento de inundación; como parte de estas características se encuentran: número de niveles del inmueble, material de construcción, sistema estructural utilizado, tipo de techo, entre otros. Debido a que no se cuenta con este tipo de información, la base de datos se complementó con el análisis de fotografías tomadas en visitas de campo, además de recurrir al apoyo de programas de software como Google Earth, cabe aclarar que el nivel de detalle no será más preciso debido a las limitaciones de la información con la que se cuenta. Con base en esto se crea una base de datos preliminar que contenga los diferentes tipos de infraestructura que es posible encontrar en el área.

De acuerdo a las características de la información proporcionada, se ha estimado llevar a cabo la asignación de los sistemas estructurales para las diferentes características de cada inmueble. En la tabla 3 se muestran los sistemas estructurales asignados para el caso de inundación. Como se explicará más adelante, para el caso de inestabilidad de laderas se asume que la vulnerabilidad es la misma, por lo que nos e especifican sistemas estructurales.

**Tabla 3.** Sistemas estructurales

<i>Tipo de infraestructura</i>	<i>SE_INUNDA</i>
No especificado	I_MEX_00_000_0_00_0000_N_00_000
Mampostería techo ligero 1 nivel	I_MEX_VI_MUP_M_01_1989_N_00_000
Mampostería techo pesado 1 nivel	I_MEX_VI_MUP_M_01_1989_N_00_000
Mampostería techo pesado 2 niveles	I_MEX_VI_MUP_M_02_1989_N_00_000

### 6.1.4 ACTUALIZACIÓN BASE DE DATOS

Debido a las características físicas de las propias instalaciones aunado a la diversidad de los fenómenos perturbadores a los que están expuestos, es necesario que se lleve a cabo la permanente actualización de la información contenida en esta base de datos, mediante las siguientes consideraciones y procedimientos:

1. Creación y aplicación de encuestas en sitio, con los formatos y/o cuestionarios debidamente estructurados que contengan rigurosamente las variables de información ya existentes en cada base de datos y que además sean enriquecidas y estructuradas con las relacionadas en los siguientes rubros:
  - Características físicas (superficies, niveles de construcción, colindancias, etc)
  - Características estructurales (cimentación, estructura, cubiertas, reestructuración [refuerzos], etc)
  - Contenidos (mobiliario y equipos, contenidos especiales [explosivos, inflamables], etc)
  - Instalaciones (eléctricas, sanitarias, gas, especiales [climatización, esterilización, radioactivas], etc)
  - Población (población de piso [empleados], población usuaria, fin de semana y/o días especiales )
  - Horarios (horarios de personal y atención )



- Riesgos externos (árboles altos, transformadores, instalaciones de alto riesgo [gaseras, industrias], etc).
2. Estandarización de datos que se recabarán mediante el formato y/o documento empleado, es decir la utilización del tipo de caracteres (símbolo, número, letras, etc.), así como el llenado de las bases de datos digitales; lo anterior ayudará a la interpretación final de los datos.

A continuación se hace mención de las características de la información que deben tomarse en cuenta para las futuras actualizaciones por parte del área correspondiente, con el propósito de mantener una homogeneidad con los datos existentes.

- Se deberán completar las claves del número de registro público del inmueble, siendo esto indispensable para los análisis y complementación a partir de bases subsecuentes.
- Se deberá revisar los códigos postales detalladamente por considerarlos necesario para posibles análisis futuros donde se tenga que llevar a cabo a través de este dato las comparativas necesarias con bases de datos subsecuentes.
- A fin de poder tener la ubicación lo más precisa posible, es recomendable que se realicen los trabajos necesarios para verificar la ubicación de las instalaciones (coordinadas X,Y) utilizando las herramientas necesarias como equipos gps o en determinado momento se lleven a cabo las comprobaciones necesarias mediante la utilización de la cartografía correspondiente, siendo necesario tales acciones por considerar que para obtener un variable de riesgo precisa es necesario contar con un dato de ubicación aceptable.
- Un dato relevante es obtener la fecha de edificación, dato que puede dar una estimación sobre el reglamento de construcción que se empleó para las construcciones.
- Se deberá integrar el dato de población u ocupantes de cada edificación, por lo que es necesario que se realice la completa requisición, ya que esta información es de vital importancia para una estimación más precisa de pérdidas humanas.
- Es necesario que se lleve a cabo el registro total de los datos de número de pisos o niveles de construcción, lo cual resulta de gran importancia ya que este es un parámetro importante para la correcta estimación de daños ocasionados por sismos o inundaciones.

### 6.1.5 CONCLUSIONES

Para llevar a cabo la estimación del riesgo con mayor precisión, es necesario que exista la información mínima indispensable que se ha solicitado, en virtud de que contiene datos relacionados con las características estructurales de las instalaciones, mobiliario y equipos especiales, estado de conservación, daños previos y número de ocupantes por enumerar los más importantes.

## 6.2 VULNERABILIDAD

### 6.2.1 VULNERABILIDAD POR INESTABILIDAD DE LADERAS

Con la idea de realizar una estimación cualitativa acerca de la afectación de este fenómeno natural sobre las localidades principales, Cabo San Lucas y San José del Cabo, se asume que la vulnerabilidad debida a deslizamiento por sismo es la misma para toda la infraestructura urbana. Lo anterior se basa en la hipótesis de que independientemente del bien expuesto existirá el mismo grado de afectación. Por lo tanto, no se muestra un mapa específico.



## 6.2.2 VULNERABILIDAD POR INUNDACIÓN

Para este tema se emplean la información presente en la tabla 3, la cual contiene los sistemas estructurales que serán tenidos en cuenta en el análisis. Como no se tienen datos reales, se hace una representación cualitativa de las estructuras presentes en la zona de estudio con base en las consideraciones de secciones previas. Finalmente, los sistemas son los siguientes:

- Mampostería de techo ligero, con 1 nivel.
- Mampostería de techo pesado, con 1 nivel.
- Mampostería de techo pesado, con 2 niveles.
- No especificado.

En las figuras 6.2.1 y 6.2.2 se muestran los mapas de distribución de funciones de vulnerabilidad para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo, donde se aprecia para cada sistema estructural la localización de la función de vulnerabilidad asignada. En el caso de Cabo San Lucas, las estructuras ubicadas cerca de la línea de costa fueron asignadas del tipo mampostería de techo pesado de 2 niveles, mientras que al centro fueron de mampostería de techo pesado de 1 nivel. En San José del Cabo se repite prácticamente el mismo patrón de distribución de funciones de vulnerabilidad.

Para la estimación cualitativa de la vulnerabilidad por inundación es posible observarla en el mapa de la figura 6.2.3 y 6.2.3 para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo, respectivamente. En ellas se aprecia para el caso de Cabo San Lucas, que las colonias más vulnerables se encuentran al norte de esta localidad, cerca del aeropuerto. En general, las colonias cercanas a la parte alta del río el Salto. Por otro lado, las colonias con nivel bajo de vulnerabilidad por inundación son las que están cerca de la costa. Para el caso de San José del Cabo, el mayor nivel de vulnerabilidad es medio para la mayoría de las colonias; nuevamente, cerca a la costa el nivel es bajo. No se presentan zonas dentro del área urbana con niveles altos de vulnerabilidad por esta amenaza.

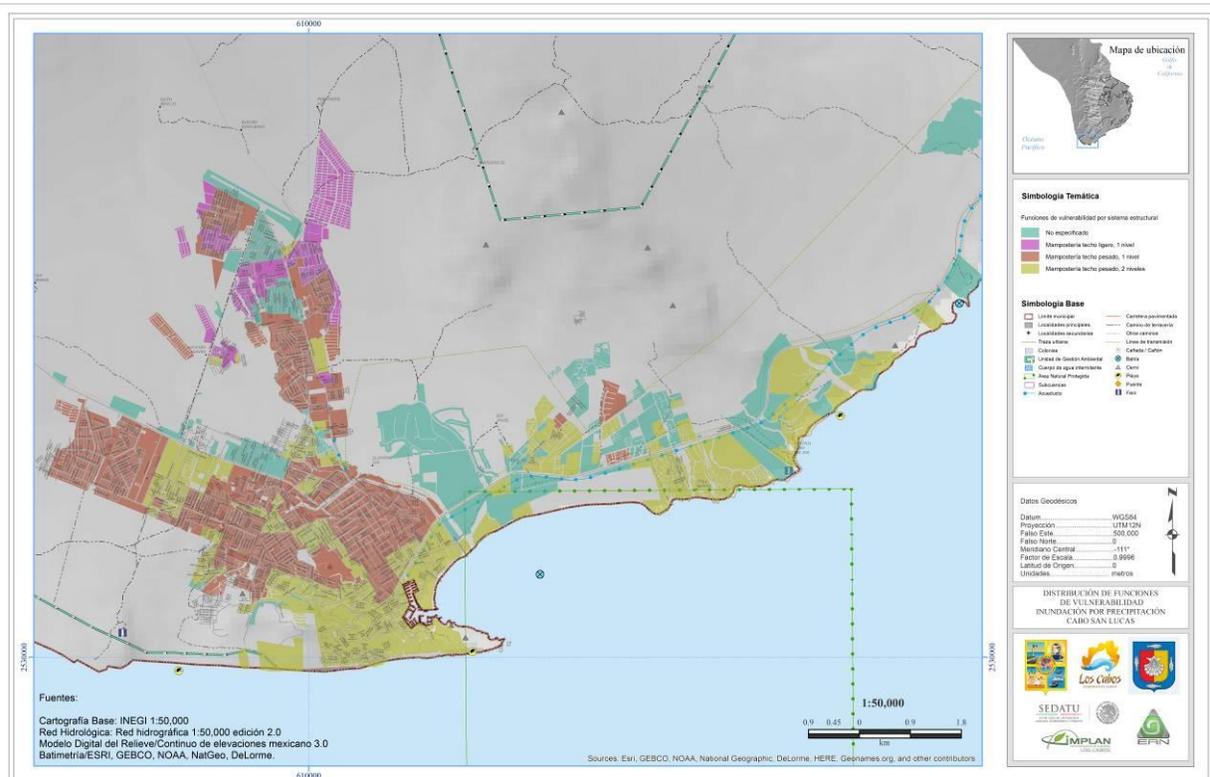


Figura 6.2.1. Mapa de distribución de funciones de vulnerabilidad para la localidad de Cabo San Lucas, B.C.S.

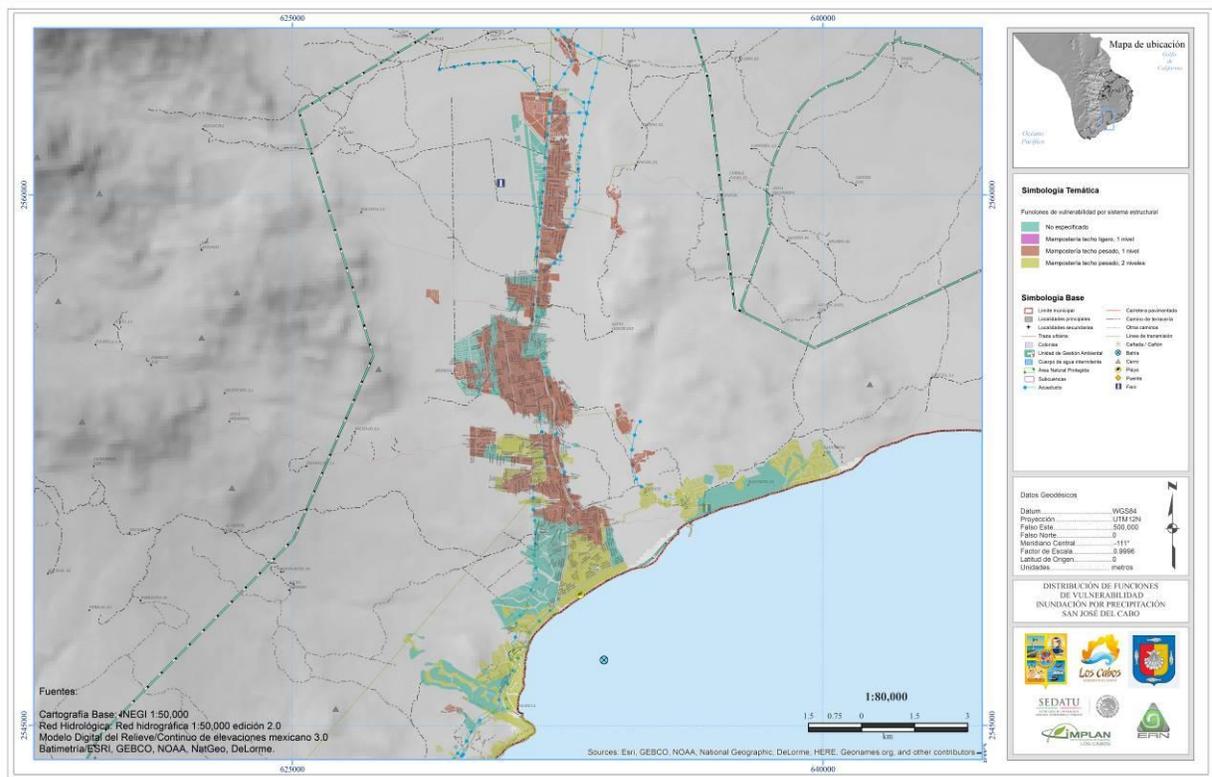


Figura 6.2.2. Mapa de distribución de funciones de vulnerabilidad para la localidad de San José del Cabo, B.C.S.

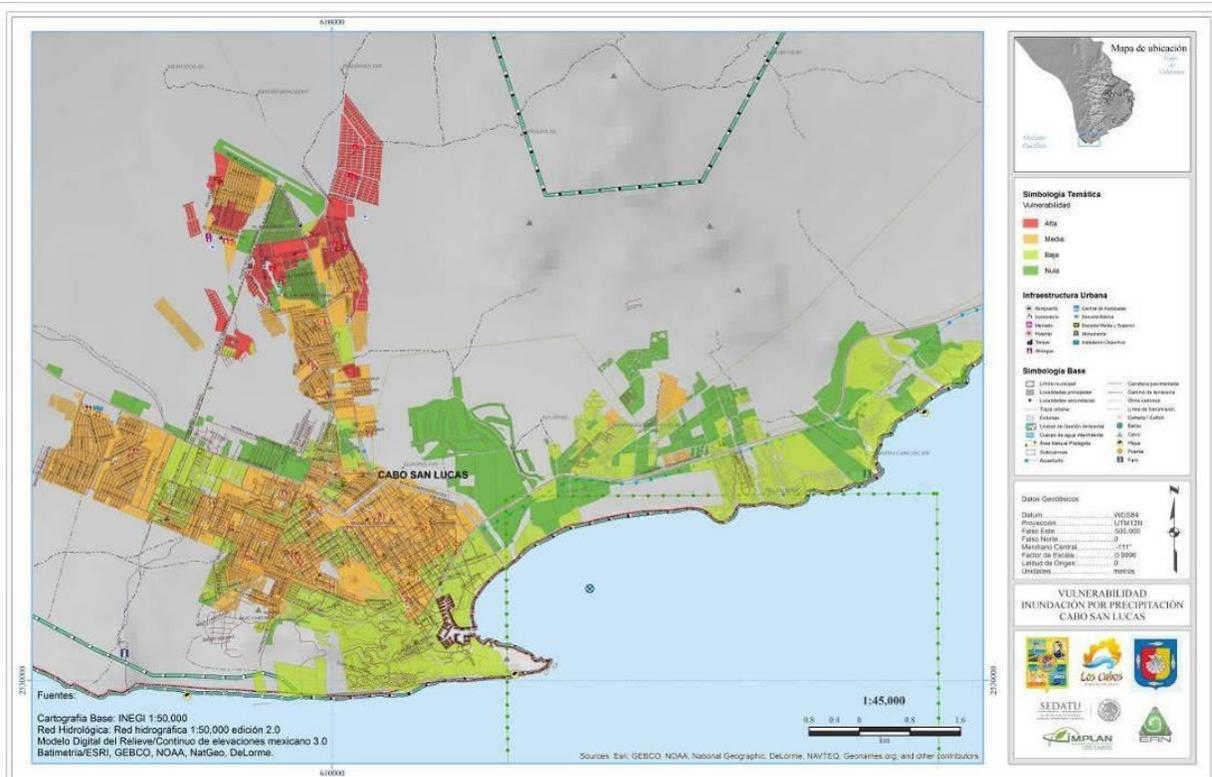


Figura 6.2.3. Mapa de Vulnerabilidad por Inundación para la localidad de Cabo San Lucas, B.C.S.

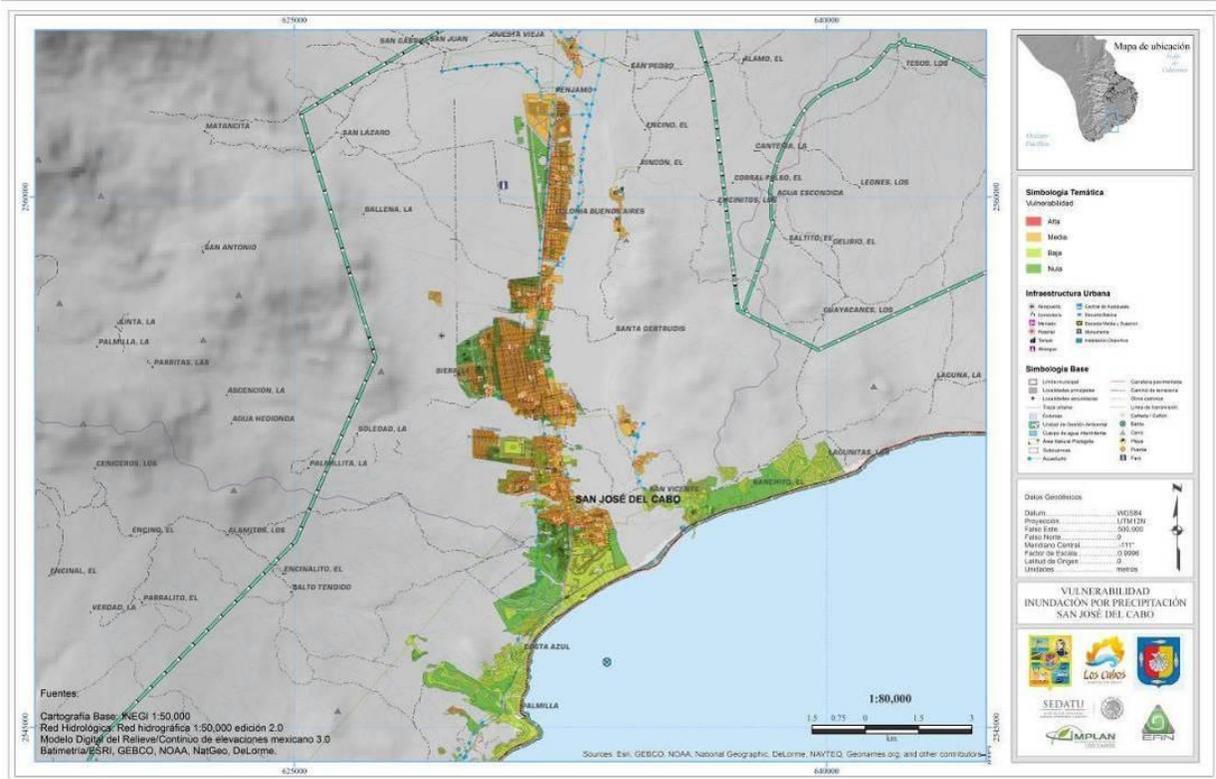


Figura 6.2.4. Mapa de Vulnerabilidad por Inundación para la localidad de San José del Cabo, B.C.S.

## 6.3 RIESGO

La estimación cualitativa del riesgo se hizo considerando la amenaza y la vulnerabilidad debido a que no se cuenta con la suficiente información para definir apropiadamente la amenaza. En caso de querer llevar a cabo un cálculo formal del riesgo, es necesario tomar en cuenta la probabilidad de ocurrencia de la amenaza, su intensidad y la vulnerabilidad de la estructura.

### 6.3.1 RIESGO POR INESTABILIDAD DE LADERAS

Para la estimación cualitativa del riesgo debido a la inestabilidad de laderas (deslizamiento por sismo) para las localidades donde se tiene información, Cabo San Lucas y San José del Cabo, se observan los mapas en las figuras 6.3.1 y 6.3.2, respectivamente.

Para el caso de Cabo San Lucas podemos observar que tenemos algunas zonas con un riesgo Muy Alto, localizadas en una zona donde hay mayor nivel de susceptibilidad a sufrir deslizamientos.

En San José del Cabo, los niveles de riesgo son en general bajos para toda la localidad.





En la tabla 4 se muestra el riesgo cualitativo por manzana en donde se tienen niveles de Muy Alto, Alto y Medio. De las figuras anteriores (figura 6.5 y 6.6), podemos observar que para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo, son pocas las manzanas con niveles considerables de riesgo. En la tabla se cruza la información de riesgo con el total de la población y el total de viviendas. Los resultados generales muestran que 560 personas se encuentran en riesgo Muy Alto, así como 358 viviendas (estos datos están distribuidos entre las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo). Los resultados correspondientes a un nivel de riesgo Alto muestran un total de población de 712 personas y de 439 viviendas. Estos resultados sirven para detectar que zonas de la ciudad se presentan un nivel de riesgo considerable y con ello tomar las medidas respectivas para evitar futuras catástrofes.

**Tabla 4.** Riesgo cualitativo, población y vivienda para inestabilidad de laderas (deslizamiento por sismo)

Clave manzana	Población total	Vivienda total	Riesgo cualitativo	Clave manzana	Población total	Vivienda total	Riesgo cualitativo
0300800540337040	10	5	Muy Alto	0300800540337034	55	33	Medio
0300800540498001	11	31	Muy Alto	0300800540337044	12	4	Medio
0300800540498002	4	19	Muy Alto	0300800540337045	18	8	Medio
0300800540498003	0	1	Muy Alto	0300800540498007	8	3	Medio
0300800540498009	26	29	Muy Alto	0300800540498014	13	22	Medio
0300800540498017	0	75	Muy Alto	0300800540498016	0	1	Medio
0300800540498058	30	21	Muy Alto	0300800540498039	88	30	Medio
0300800540498069	10	4	Muy Alto	0300800540498041	30	20	Medio
0300800540498074	14	13	Muy Alto	0300800540498046	10	13	Medio
0300800540498075	7	6	Muy Alto	0300800540498055	6	4	Medio
0300800540924022	24	9	Muy Alto	0300800540498067	5	3	Medio
0300800540958006	167	40	Muy Alto	0300800540498073	13	8	Medio
0300800540958007	97	19	Muy Alto	0300800540498078	0	2	Medio
0300800540958010	24	15	Muy Alto	0300800540873017	33	11	Medio
0300800540958017	16	15	Muy Alto	030080054091A013	47	15	Medio
0300800540958020	16	8	Muy Alto	030080054091A019	54	16	Medio
0300800541015002	8	4	Muy Alto	030080054091A025	40	15	Medio
0300800541015012	96	44	Muy Alto	030080054091A027	37	8	Medio
0300800540337035	26	4	Alto	0300800540924018	5	3	Medio
0300800540498005	11	19	Alto	0300800540939029	35	13	Medio
0300800540498010	21	31	Alto	0300800540939030	24	9	Medio
0300800540498020	3	7	Alto	0300800540958002	43	18	Medio
0300800540498022	7	25	Alto	0300800540958011	34	13	Medio
0300800540498026	72	23	Alto	0300800540958022	6	2	Medio
0300800540498028	6	20	Alto	0300800541015019	50	35	Medio
0300800540498052	2	1	Alto	0300800541015030	27	30	Medio
0300800540498053	18	16	Alto	0300800541015031	0	12	Medio
0300800540498057	11	4	Alto	0300800541015032	25	15	Medio
0300800540498061	17	5	Alto	0300800541015033	10	14	Medio
0300800540498065	0	2	Alto	0300800541015034	25	12	Medio
0300800540498070	0	4	Alto	0300800541015036	31	11	Medio
0300800540498077	22	20	Alto	030080054102A001	46	18	Medio
0300800540873032	29	23	Alto	030080054102A002	97	30	Medio
030080054091A026	57	17	Alto	030080054102A004	24	9	Medio
0300800540924015	39	29	Alto	030080054102A009	108	37	Medio
0300800540924016	109	38	Alto	030080054102A010	0	0	Medio
0300800540924017	17	4	Alto				
0300800540924026	32	13	Alto				
0300800540924027	10	6	Alto				
0300800540924028	18	15	Alto				
0300800540958008	47	12	Alto				
0300800540958015	44	20	Alto				
0300800541015009	81	74	Alto				
0300800541015035	13	7	Alto				



### 6.3.2 RIESGO POR INUNDACIÓN

Las limitaciones para la estimación del cálculo del riesgo por inundación se debe a dos razones básicamente; la primera va relacionada con el cálculo de la amenaza en cuanto al nivel de resolución de la topografía existente en la zona de estudio; y la segunda con base en la información de la exposición que existe, en este aspecto no se tiene información del tipo de uso y del sistema estructural. En la medida que se tenga información confiable de la amenaza, la exposición y la vulnerabilidad; la estimación del riesgo será más confiable.

A pesar de lo anterior, se realizó una estimación cualitativa del riesgo por inundación para las localidades donde se tenía información de AGEBS (Cabo San Lucas y San José del Cabo) y de traza urbana.

El resultado obtenido para Cabo San Lucas se muestra en las figuras 6.3.3, 6.3.4, 6.3.5, 6.3.6 y 6.3.7; en donde se aprecia que en general los niveles de riesgo son de Bajo a Muy Bajo.

Para San José del Cabo los mapas se muestran en las figuras 6.3.8, 6.3.9, 6.3.10, 6.3.11 y 6.3.12

se muestra en las siguientes figuras para ambas localidades. Los periodos de retorno considerados son de 10, 50, 100, 500 y 1000 años. Es importante mencionar que el periodo de retorno corresponde a las intensidades de amenaza empleadas y no necesariamente a un periodo de retorno de pérdida o daño.

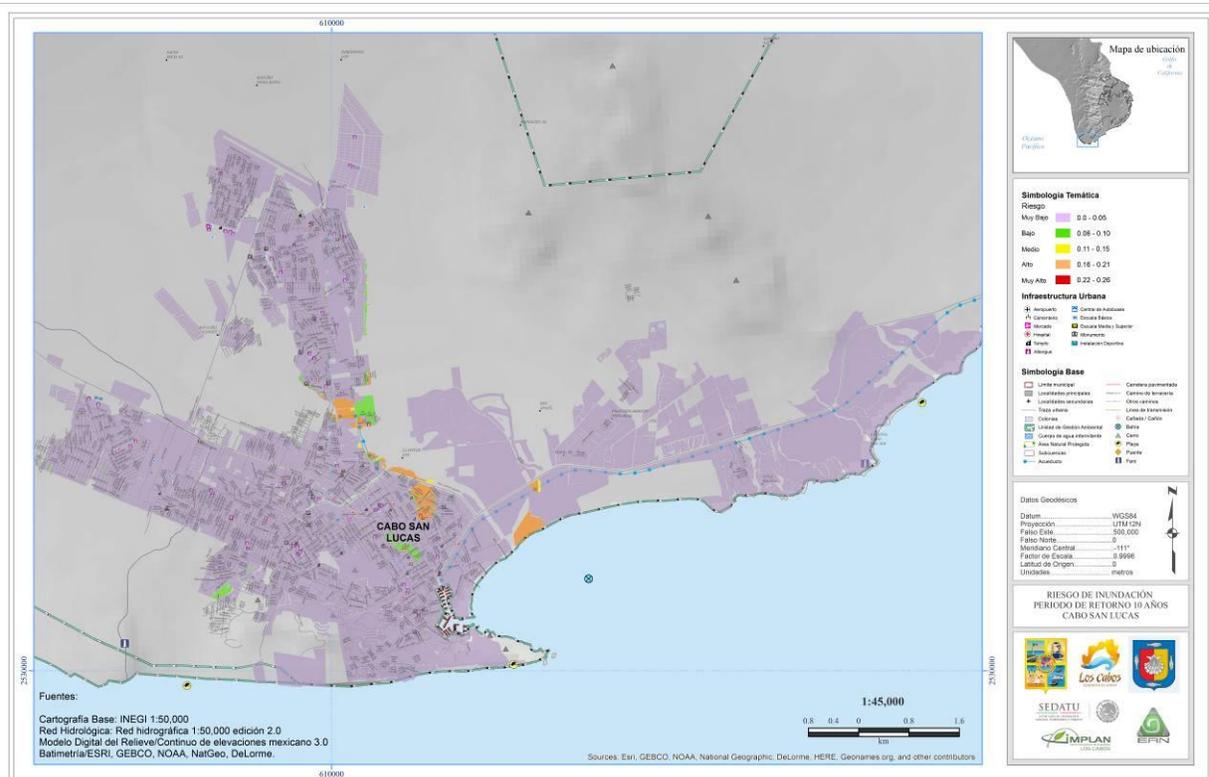


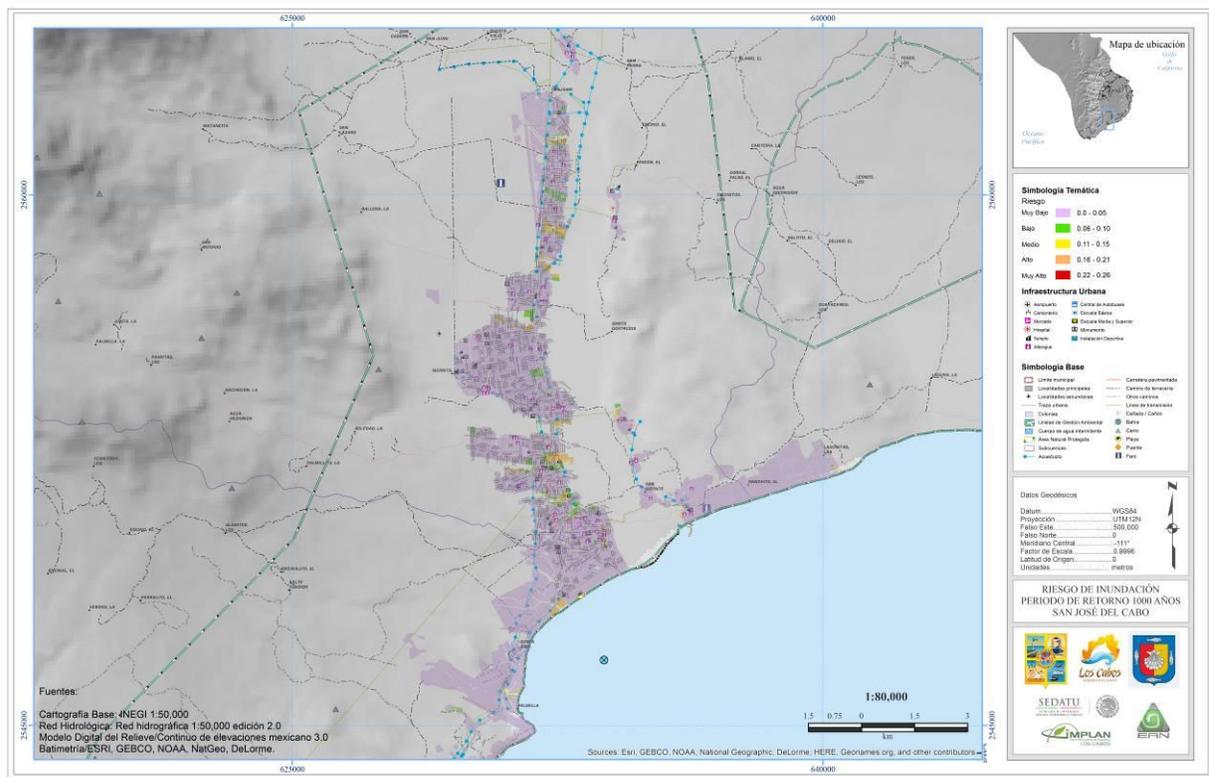
Figura 6.3.3. Mapa de estimación del riesgo por Inundación para la localidad de Cabo San Lucas, B.C.S. para un periodo de retorno de 10 años.











**Figura 6.14.** Mapa de estimación del riesgo por Inundación para la localidad de San José del Cabo, B.C.S. para un periodo de retorno de 1000 años.

A continuación se presenta una tabla con la información cruzada de riesgo cualitativo, población total y vivienda total por manzana. Los resultados que se presentan corresponden únicamente a riesgo Alto y Medio para las localidades de Cabo San Lucas y San José del Cabo.

**Tabla 5.** Riesgo cualitativo, población y vivienda para inundación por precipitación

Clave manzana	Población total	Vivienda total	Riesgo cualitativo
0300800010394075	0	1	Alto
0300800010464026	86	23	Alto
0300800010464040	210	75	Alto
0300800010464041	170	51	Alto
0300800010816017	105	39	Alto
0300800010816023	48	22	Alto
0300800010820001	73	31	Alto
0300800010820002	100	38	Alto
0300800010820003	53	13	Alto
0300800010820004	113	56	Alto
0300800010820008	126	55	Alto
0300800010835032	74	17	Alto
0300800011053046	289	117	Alto
0300800011068008	34	9	Alto
0300800011068009	29	7	Alto
0300800011068010	22	8	Alto
0300800011068011	25	8	Alto
0300800011068018	58	27	Alto
0300800011068023	76	22	Alto

Clave manzana	Población total	Vivienda total	Riesgo cualitativo
0300800011299004	14	2	Alto
0300800011848001	27	18	Alto
0300800011848002	44	19	Alto
0300800011848003	27	14	Alto
0300800011848004	2	7	Alto
0300800011848005	0	3	Alto
0300800011848006	82	29	Alto
0300800011852002	81	33	Alto
0300800011852003	64	22	Alto
0300800012174003	3	2	Alto
0300800012244006	108	46	Alto
0300800012244007	41	21	Alto
0300800012244009	42	18	Alto
0300800012244011	37	15	Alto
0300800012244012	53	23	Alto
0300800012600001	33	16	Alto
0300800012600002	43	17	Alto
0300800012600003	71	32	Alto
0300800012865001	1	1	Alto



0300800011068028	77	23	Alto
0300800011068029	2	1	Alto
0300800011068032	57	18	Alto
0300800011068038	2	1	Alto
0300800011068040	34	8	Alto
0300800011068042	35	8	Alto
0300800011068044	2	1	Alto
0300800011157007	239	64	Alto
0300800011157008	208	56	Alto
0300800011157015	189	49	Alto
0300800011157023	15	5	Alto
0300800011157024	6	2	Alto
0300800011157025	1	1	Alto
0300800011195024	29	15	Alto
0300800011195025	7	10	Alto
0300800011208001	184	59	Alto
0300800011208002	5	1	Alto
0300800011208003	13	8	Alto
0300800011208006	76	41	Alto
0300800011208007	47	18	Alto
0300800011208008	3	1	Alto
0300800011208009	9	6	Alto
0300800011208028	83	54	Alto
0300800011227001	129	50	Alto
0300800011299002	96	42	Alto
0300803041373033	102	37	Alto
0300803041373034	106	42	Alto
0300803041373035	19	7	Alto
0300803041373037	25	6	Alto
0300803041405013	77	22	Alto
0300803041405014	65	17	Alto
0300803041405015	56	20	Alto
0300803041405016	26	5	Alto
0300803041405026	60	16	Alto
0300803041405027	68	27	Alto
0300803041405028	56	18	Alto
0300803041405029	10	3	Alto
0300803041405030	31	8	Alto
0300803041405036	12	3	Alto
0300803041496001	39	15	Alto
0300803042032001	21	6	Alto

0300800540337015	78	57	Alto
0300800540483005	100	57	Alto
0300800540483015	21	18	Alto
0300800540483044	171	96	Alto
0300800540943017	12	3	Alto
0300800540943018	38	32	Alto
030080054102A025	91	35	Alto
030080054102A038	17	7	Alto
030080054102A042	50	19	Alto
030080054102A043	6	5	Alto
030080054102A044	53	20	Alto
030080054102A045	10	4	Alto
0300800541602037	43	19	Alto
030080054173A015	156	52	Alto
0300800541744001	345	139	Alto
0300800542456006	71	30	Alto
0300800542456010	30	15	Alto
0300802471424016	129	45	Alto
0300802471424025	73	31	Alto
0300802471424031	24	10	Alto
0300802471424032	89	31	Alto
0300802471424037	4	2	Alto
0300802471424038	16	6	Alto
0300803041373031	61	22	Alto
0300803041373032	71	29	Alto
0300807531231010	528	162	Alto
0300807531231024	275	72	Alto
0300807531231035	12	6	Alto
0300807531231037	14	6	Alto
0300807531231038	5	2	Alto
0300807531354007	233	90	Alto
0300807531354018	46	25	Alto
0300807532386001	116	42	Alto
0300800010411035	0	1	Medio
0300800010799019	25	8	Medio
0300800010820036	33	19	Medio
0300800011068043	31	9	Medio
0300800540943015	35	16	Medio
0300802471424024	29	10	Medio
0300803041405031	2	1	Medio

Finalmente, los resultados presentados en este capítulo son cualitativos, y a falta de información básica de la zona de estudio se pretende tener una dimensión del riesgo en las dos amenazas principales que afectan el municipio de Los Cabos, Baja California Sur, los cuales son la inestabilidad de laderas y las inundaciones por precipitación.





## CAPÍTULO 7. RECORRIDO EN CAMPO AL MUNICIPIO DE LOS CABOS, BAJA CALIFORNIA, 17-18 DE MARZO DE 2014

### CONTENIDO

Marzo 17 de 2014.....	346
7.1    Cabo Este-Sierra Laguna .....	346
“Los Frailes” y Cabo Pulmo .....	347
La Rivera – Buena Vista.....	348
Santiago.....	350
Miraflores .....	351
Marzo 18 del 2014.....	352
7.2    San José del Cabo .....	352
Caduaño .....	352
Arroyo Santa Anita .....	353
Las Veredas.....	354
Calle “El Laurel” .....	356
Arroyo “Los Simpson” (Palo de Arco).....	357
El Cajoncito.....	358
Arroyo San José .....	358
Arroyo Don Guillermo .....	360
El Aguajito.....	360
Cañada de los perros .....	361
7.3    Cabo San Lucas .....	363
Desembocadura en Boulevard Constituyentes .....	363
Asentamiento “Los llanitos” .....	364
Isla Barbados.....	366
Caribe Alto .....	366
Lagunitas Bajo .....	367
Tierra y Libertad .....	367
Col. 4 de Marzo .....	368
ChulaVista .....	369
Col. Cangrejos.....	369
Invasión Paraíso.....	370
Ave. Constituyentes.....	371



Marzo 17 de 2014

### 7.1 Cabo Este-Sierra Laguna

El día 17 de marzo se visitó puntos de interés especificados por las autoridades del municipio de Los Cabos, Baja California Sur y algunos otros identificados como prioritarios para verificar los resultados de los escenarios de inundación y deslizamiento en las siguientes localidades: Cabo Pulmo, La Rivera, Buena Vista, Santiago y Miraflores; ubicadas en el extremo oriental del municipio de Los Cabos, las primeras tres colindantes con el Mar de Cortés, mientras que las últimas dos se encuentran al pie de la Sierra Laguna. A estos sitios se agregó la playa “Los Frailes” a petición del personal del IMPLAN y Protección Civil del municipio. El recorrido se realizó accediendo a las localidades a través de la carretera transpeninsular desde San José del Cabo, tomando la desviación a Camino Cabo Este y posteriormente el camino de terracería hasta playa Los Frailes, volviendo hacia Cabo Pulmo, La Rivera- Buena Vista siguiendo el camino que bordea el litoral entre ambas localidades y posteriormente retomando la carretera transpeninsular hasta Santiago y finalmente Miraflores.

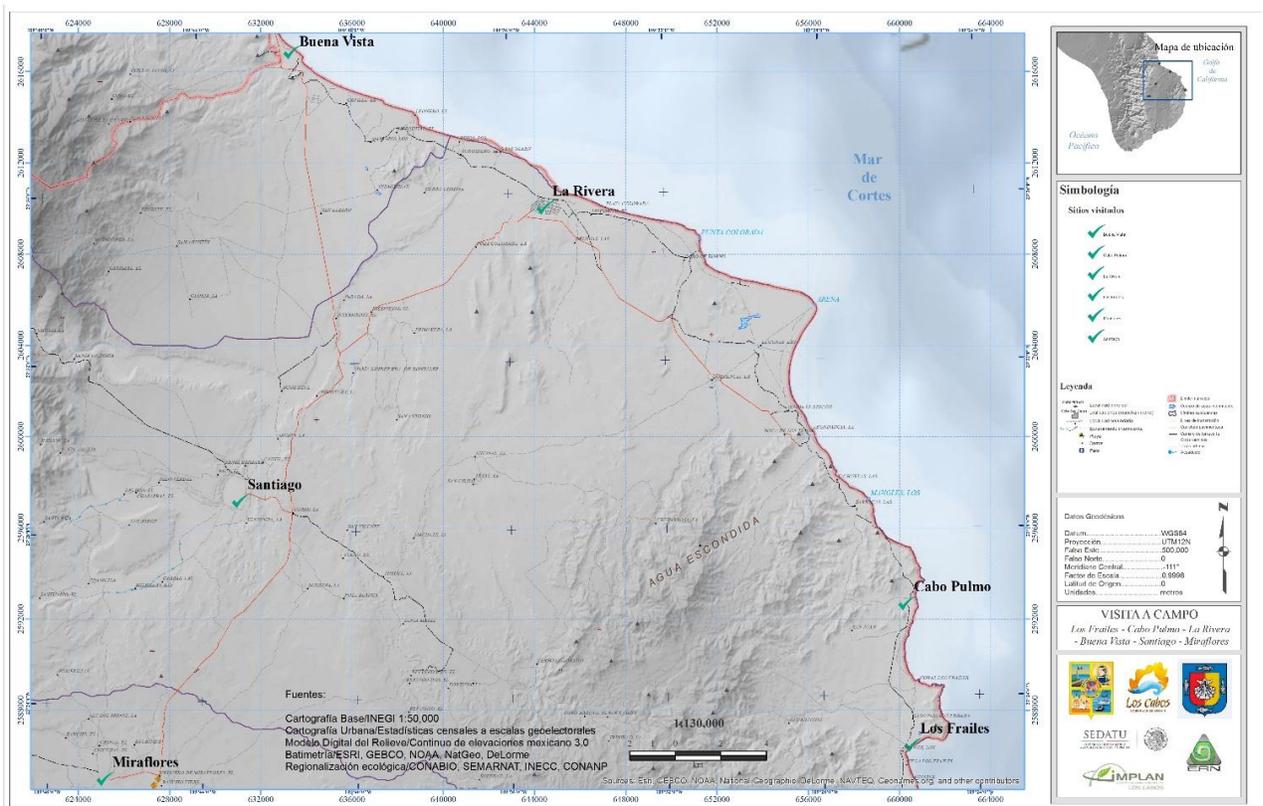


Figura 7.1.1 Sitios visitados el día 17 de marzo del 2014.



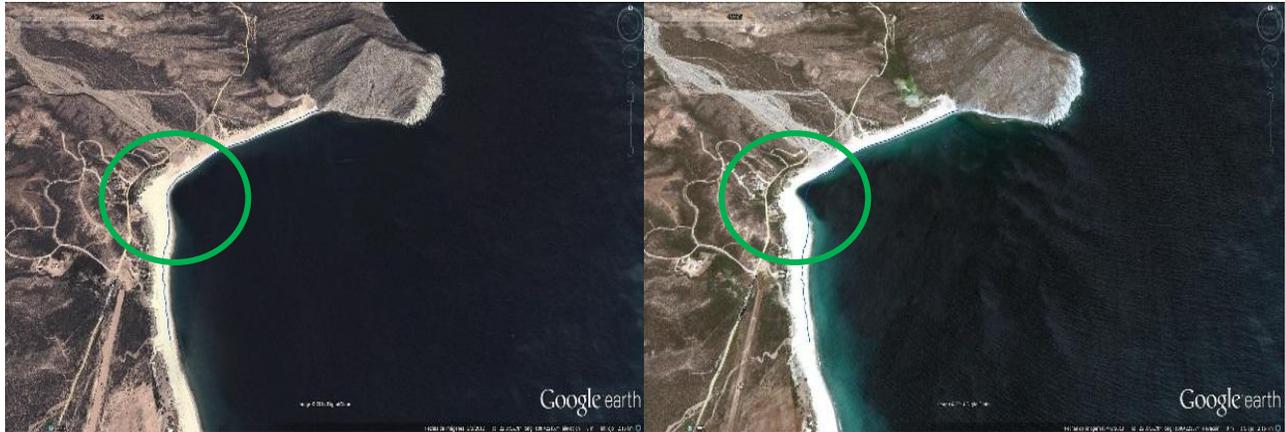
## “Los Frailes” y Cabo Pulmo

Coordenada X UTM 12N: 660594.863455 y 660312.52101

Coordenada Y UTM 12N: 2586470.26386 y 2592681.79765

Hora: 10:04am

El primer sitio que se visitó fue la playa “Los Frailes” donde las autoridades señalan que ocurrió un fenómeno de subsidencia submarina en la línea de costa, lo que modificó la configuración de la playa y el avance del mar tierra adentro. (Figura 7.1.2 y 7.1.3) Durante el recorrido en campo no se encontró evidencia del mismo, sin embargo la revisión de las imágenes históricas de Google Earth se encontró muestra de la ocurrencia de tal.



**Figura 7.1.2.** Imagen izquierda correspondiente al año 2010 e imagen derecha correspondiente al 2013 donde se aprecian las variaciones en la línea de costa después del fenómeno del 25 de marzo del 2012.

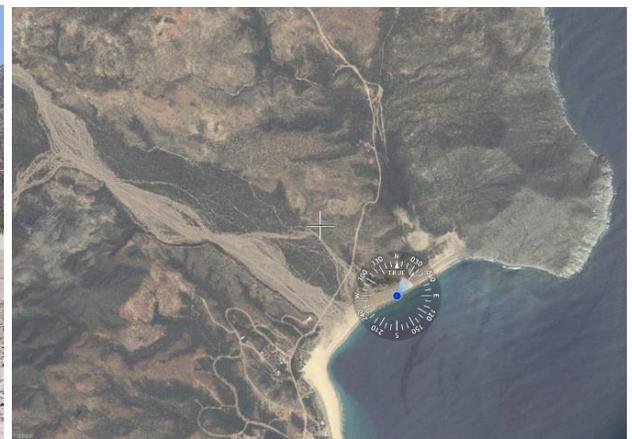


**Figura 7.1.3.** Vista de la línea de costa de “Los Frailes”.

Durante el recorrido en campo hasta esta playa se pudo constatar también la evidencia de deslizamientos en las montañas de barlovento que conforman la Sierra de la Trinidad (Figura 7.1.4). Es importante revisar los futuros planes de desarrollo urbano o turístico con el fin de considerar la inestabilidad de laderas y por otra parte la zona también forma parte de la desembocadura de un cauce seco. (Figura 7.1.5).



**Figura 7.1.4** Desde la línea de costa se evidenció algunos deslizamientos en las laderas de barlovento de la Sierra de la Trinidad.



**Figura 7.1.5** La playa de Los Frailes se encuentra muy próxima de la desembocadura de un cauce seco, lo cual deberá ser tomado en cuenta para el desarrollo turístico sustentable del lugar y para garantizar la seguridad de la población.

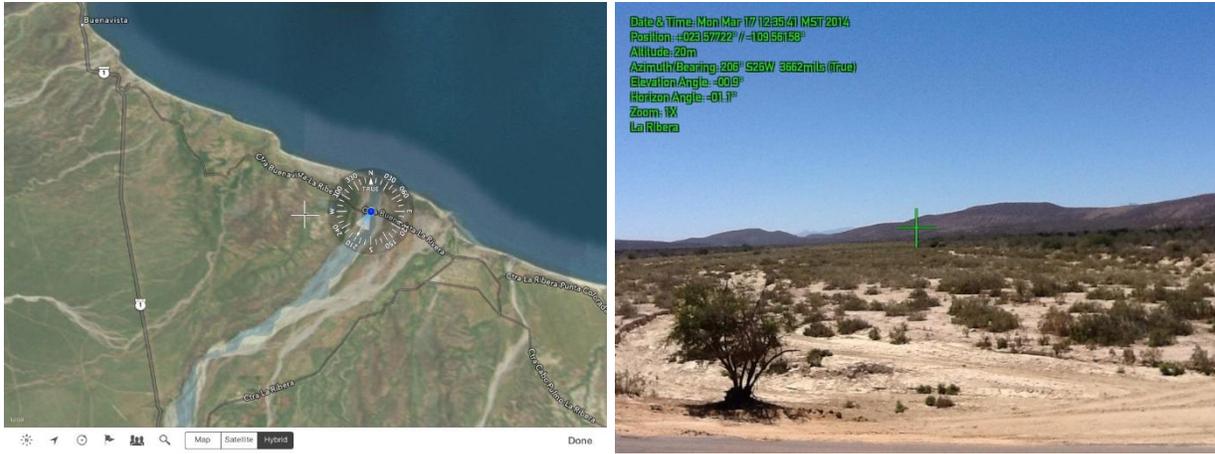
### La Rivera – Buena Vista

Coordenada X UTM 12N: 644461.009441 y 633368.984805

Coordenada Y UTM 12N: 2610025.69072 y 2616842.24404

Hora: 12:11pm

Durante el recorrido en el trayecto entre las localidades de La Rivera y Buena Vista se apreció que dada la topografía aportada por el INEGI a través de un modelo digital de elevación (MDE) a 30m de resolución había cauces y escurrimientos secos del orden o tipo anastomosado (Figura 7.1.6), es decir, aquellos en los que se asocian meandros y corrientes abandonadas con la corriente principal; característica de amplias llanuras de inundación. Debido a ello, en los primeros resultados de los modelos de inundación estas características geomorfológicas no aparecían en el MDE y al casi nulo escurrimiento presentan una considerable presencia de vegetación ribereña que se confunde con la vegetación de matorral que predomina en la región. (Figuras 7.1.7).



**Figura 7.1.6** Imagen aérea donde se muestra la desembocadura de un cauce seco al oeste de la Rivera y vista en planta del cauce.



**Figura 7.1.7** Debido a la pendiente planta, el ancho del cauce y la resolución del MDE de INEGI, esta geoforma es difícil de identificar en campo y en los productos topográficos disponibles. Sin embargo, el análisis de imágenes de satélite o vuelos LIDAR serían muy útiles para delimitar las características geomorfológicas de esta región.

Resulta preocupante que pese a la presencia de la desembocadura del cauce seco a orillas de la localidad de La Rivera se esté desarrollando obras para la construcción de una marina. A lo largo del recorrido en campo entre La Rivera – Buena Vista llevado a cabo siguiendo el camino de terracería que bordea la línea litoral se percató que existen actividades extractivas a lo largo del lecho del cauce seco e incluso algunas construcciones aisladas dentro del lecho. (Figura 7.1.8)



**Figura 7.1.8.** Imagen del lecho del cauce seco entre las localidades de La Rivera – Buena Vista. Esta área de encuentra dentro de una UGA de protección por lo que toda actividad extractiva debe ser vigilada y regulada con el fin de mantener las condiciones del medio biótico.

### **Santiago**

Coordenada X UTM 12N: 631110.245243

Coordenada Y UTM 12N: 2597158.94214

Hora: 01:38pm

En la visita a la localidad de Santiago se pudo apreciar los resultados para los escenarios de deslizamiento e inundación. Por un lado se observó las obras de contención del río a las afueras de la localidad y por otra parte se visitó la localidad, encontrándose un considerable número de viviendas que se asientan en pequeños pie de monte, donde algunos muestran signos o evidencias de pequeñas caídas, desprendimientos o reptación y otros, presentan obras de contención o estabilización de pendientes. (Figura 7.1.9)



**Figura 7.1.9.** En las imágenes superiores se muestran diferentes imágenes cercanas a la localidad de Santiago, al pie de la Sierra Laguna.

### Miraflores

Coordenada X UTM 12N: 625181.053893

Coordenada Y UTM 12N: 2584977.88236

Hora: 15:12am

En la visita efectuada a la localidad de Miraflores no se encontró ninguna evidencia de riesgo por inundación o deslizamientos, ya que por una parte la localidad se encuentra alejada del cauce seco y no hay accidentes geomorfológicos con pendientes considerables. Se recomienda que el crecimiento de la ciudad se siga llevando hacia el norte y no hacia el sur, con el fin de conservar las áreas de cultivo y/o de matorral como amortiguadores entre el río y la mancha urbana.



Marzo 18 del 2014

## 7.2 San José del Cabo

El segundo día de recorrido se realizó acompañado y guiado por representantes de Protección Civil y del IMPLAN municipales; a través de las principales zonas identificadas como zonas de riesgo por la Dirección Municipal de Protección Civil del municipio en los principales asentamientos urbanos del municipio: San José del Cabo y Cabo San Lucas. La primer parte del recorrido consistió en un recorrido por el área urbana de San José y Caduaño, como se muestra en la siguiente imagen.

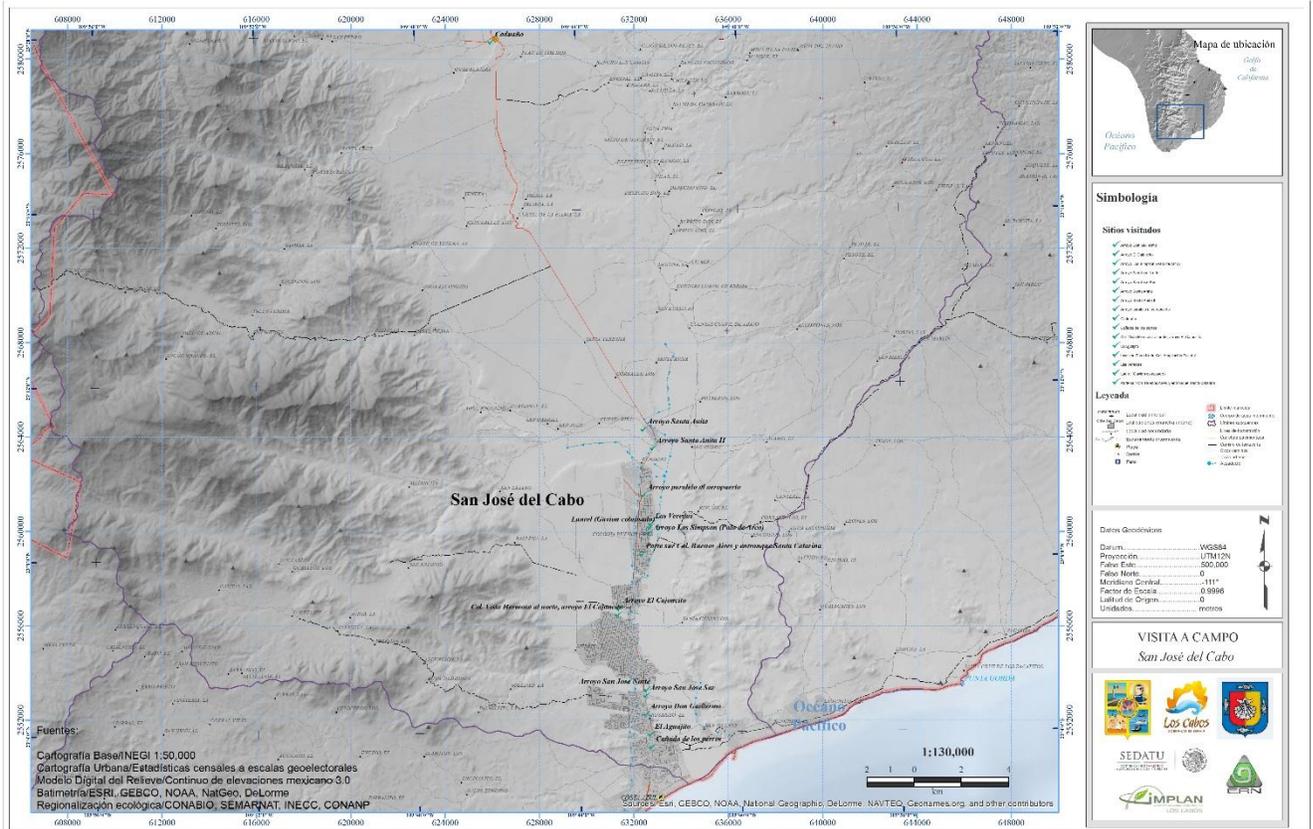


Figura 7.2.1 En el siguiente mapa se muestran los sitios visitados el día 18 de marzo del 2014 entre la localidad de Caduaño y el área urbana de San José del Cabo.

### Caduaño

Coordenada X UTM 12N: 625967.196609

Coordenada Y UTM 12N: 2580738.37991

Hora: 09:29am

El primer sitio recorrido corresponde a una parada en el puente Caduaño, sobre la carretera transpeninsular, donde se ubica la localidad del mismo nombre, ésta se encuentra bordeada en su sector suroeste por una corriente secundaria que se une kilómetros al este con el cauce-estero San José. En este punto se pudo apreciar por una parte la inestabilidad de las laderas que delimitan el cauce y por otro que el crecimiento de la localidad se está efectuando cada vez más próximo al cauce, sin que se observen obras de contención, ni un plan de urbanismo sustentable. (Figuras 7.2.2).



**Figura 7.2.2** Imágenes correspondientes a la visita del puente Caduaño a las afueras de la localidad del mismo nombre, a orillas de la carretera transpeninsular.

### **Arroyo Santa Anita**

Coordenada X UTM 12N: 632435.066126

Coordenada Y UTM 12N: 2564318.12226

Hora: 10:26am

A las afueras de la localidad de Santa Anita se encuentra un arroyo del mismo nombre, el cual baja desde la Sierra Laguna hasta unirse al cauce-estero San José. En este lugar se realizaron dos paradas, una sobre el cauce y otra sobre el puente San Lázaro II. En ambos puntos se encuentran viviendas muy cercanas al borde del río (Figura 7.2.3).



**Figura 7.2.3** Imágenes correspondientes a los puntos tomados en el arroyo Santa Anita al norte del área urbana de San José del Cabo.

### Las Veredas

Coordenada X UTM 12N: 632754.390389  
Coordenada Y UTM 12N: 2560322.20624  
Hora: 10:38am

Entre las calles Palo Verde y Huatamole, localizadas en el costado este de la carretera transpeninsular, se visitó el punto conocido como “Las Veredas”, el cual presenta una discontinuidad en su configuración geomorfológica con un escarpe que antecede a una pequeña planicie que rodea el cauce-estero San José. El escarpe presenta una considerable erosión laminar por lo que su borde es bastante inestable y heterogéneo en su forma. Por otro lado, se encontró que el lugar se ha usado como un sitio de disposición final de residuos clandestino, sin que se encuentre delimitado o cuente con la infraestructura y/o medidas necesarias para evitar la contaminación ambiental del lugar o evitar convertirse en una fuente de riesgo para la salud de las personas que habitan en las cercanías (Figura 7.2.4 y 7.2.5).



**Figura 7.2.4.** Vista de las calles Palo Verde y Huatamole. Destaca la presencia de residuos sólidos en la orilla del escarpe.



**Figura 7.2.5** Otras perspectivas del lugar conocido como “Las Veredas”. Continuo al sitio se encuentra una cancha deportiva y algunas viviendas con materiales poco resistentes.



### Calle “El Laurel”

Coordenada X UTM 12N: 632718.759558

Coordenada Y UTM 12N: 2560178.93924

Hora: 11:03am

Este punto se encuentra a sólo 160m de distancia del anterior y es una continuación del mismo escarpe inestable, a diferencia del primero, en este las viviendas se encuentran mucho más cerca del borde, lo cual se pudo apreciar en la visita del lugar y en las imágenes que se muestran más abajo (Figura 7.2.6). En algunos puntos la inestabilidad del escarpe ha socavado en la carpeta asfáltica. Se observó que se han desarrollado algunas obras para estabilizar la pendiente, sin que estas hayan sido efectivas, como un gavión colapsado. Este punto, ya identificado previamente por Protección Civil del municipio debe ser atendido prioritariamente, como consecuencia del evidente estado de vulnerabilidad que representa para las personas que habitan esas viviendas.



**Figura 7.2.6.** Las siguientes imágenes dan constancia del avanzado estado de inestabilidad de pendientes en la calle El Laurel.



### Arroyo “Los Simpson” (Palo de Arco)

Coordenada X UTM 12N: 632674.772491

Coordenada Y UTM 12N: 2559925.6002

Hora: 11:12am

El punto conocido como “arroyo Los Simpson” corresponde realmente a la calle Palo de Arco, entre la avenida Encinos y la calle Cardón. El borde y lecho del cauce han servido como calle (Figura 2.5.1), mientras que en ambos bordes del mismo hay una importante presencia de asentamientos urbanos construidos con materiales débiles poco resistentes. También se observó una importante acumulación de residuos sólidos. (Figura 7.2.7 y 7.2.8)



**Figura 7.2.7** En esta imagen se muestra el crecimiento de una calle sobre los bordes de un cauce seco. La calle corresponde a Palo de Arco.



**Figura 7.2.8** Otras perspectivas del desarrollo de viviendas con materiales débiles y de desecho sobre la calle Palo de Arco.



## El Cajoncito

Coordenada X UTM 12N: 631403.47838

Coordenada Y UTM 12N: 2556735.54938

Hora: 11:40am

El arroyo “El Cajoncito” es uno de los tributarios del cauce-estero San José que interrumpe la continuidad de la mancha urbana del área urbana de San José del Cabo. Gran parte del cauce original se encuentra bastante alterado, mientras que, de acuerdo a lo observado, parte del cauce ha sido encauzado a un canal, sin bordes fijos, donde se observó la construcción de viviendas muy cerca del canal, incluso una escuela primaria. Por otro lado, el canal tiene final en un centro comercial situado al margen oeste de la carretera transpeninsular, sin que éste alcance el cauce-estero San José. (Figuras 7.2.9 y 7.2.10).



**Figuras 7.2.9.** Vista del arroyo “El Cajoncito” el cual muestra trabajos inconclusos para la contención de avenidas.



**Figura 7.2.10.** Otras perspectivas del desarrollo de viviendas a orillas del arroyo El Cajoncito y la inestabilidad de sus bordes.

## Arroyo San José

Coordenada X UTM 12N: 632592.202307

Coordenada Y UTM 12N: 2553296.76661

Hora: 11:56am

El arroyo San José es uno de los tributarios más grandes del cauce-estero San José, el arroyo nace en el extremo sur de la Sierra Laguna, donde no tiene un cauce importante, pero al llegar a la planicie se ensancha y trenza considerablemente. Este arroyo es otro de los cauces que interrumpen la continuidad de la mancha urbana, sin embargo a ambos riberas del cauce se encuentran densamente pobladas. Es de importancia vital replantear la posición de la invasión en la Col. Ampliación Zacatal la cual se encuentra dentro del cauce, esto al oeste de la carretera transpeninsular. Por otro lado, la continuidad de los bordes y el cauce se ven interrumpidos por áreas de cultivo, áreas urbanas y angostados en la parte Este hasta la



unión con el tributario de primer orden, haciendo difícil la delimitación del mismo y su modelación en los escenarios de inundación (Figura 7.2.11).



**Figura 7.2.11.** Diferentes perspectivas del arroyo San José, el cual debido al tamaño de su cauce divide la continuidad de la mancha urbana de San José del Cabo.



**Figuras 7.2.12.** Diferentes perspectivas del arroyo San José, el cual debido al tamaño de su cauce divide la continuidad de la mancha urbana de San José del Cabo.



## Arroyo Don Guillermo

Coordenada X UTM 12N: 632562.086047

Coordenada Y UTM 12N: 2552260.33046

Hora: 12:15pm

Este arroyo, al igual que los anteriores interrumpe la continuidad de la mancha urbana, pero a diferencia de los otros puntos visitados, este arroyo ha sido transformado en un canal, el cual tiene buena continuidad y revestimiento en sus bordes y lecho. Sin embargo, en el costado este de la carretera transpeninsular, la continuidad del mismo se ve reducido, haciendo difícil la modelación de los escenarios de inundación para el mismo (Figura 7.2.13).



**Figura 7.2.13** Dos vistas del arroyo Don Guillermo. La continuidad de las obras que se han realizado en este arroyo se ven comprometidas tras la intersección con la carretera transpeninsular, cruce tras el cual el cauce desaparece en su mayor parte.

## El Aguajito

Coordenada X UTM 12N: 632756.9323

Coordenada Y UTM 12N: 2551397.48698

Hora: 12:30pm

El Aguajito o Paseo del Pescador es un cauce semi-transformado en canal, sin que las obras se encuentren ni acabadas, ni con el mantenimiento adecuado. Al igual que en otros cauces más septentrionales de San José del Cabo la continuidad del canal se ve comprometida con la carretera transpeninsular y posteriormente, en la parte este de la misma, con las obras de infraestructura (áreas deportivas y de cultivo) que allá se encuentran (Figura 7.2.14).





**Figura 7.2.14.** El arroyo El Aguajito muestra obras de contención de avenidas en diferentes secciones, mas no continuas. Las mismas muestran algunas fallas en su mantenimiento y azolve en gran parte del lecho. La línea de base final, es poco clara, dada los procesos de urbanización.



**Figura 7.2.15.** Al igual que otras zonas de San José del Cabo, no existe una zona de amortiguamiento entre los cauces y los asentamientos urbanos. En la parte Este, que divide la carretera transpeninsular es más evidente este hecho.

### Cañada de los perros

Coordenada X UTM 12N: 632793.805929

Coordenada Y UTM 12N: 2550864.11834

Hora: 12:43pm

La Cañada de los Perros se encuentra ubicada muy cerca de la intersección de la calle Manuel Doblado y la carretera transpeninsular. En este punto se observaron algunas obras de contención de avenidas, mismas que se encuentran sin mantenimiento. En las inmediaciones de este punto hay una fuerte presencia de



viviendas, algunas de ellas se encuentran sobre pendientes poco inclinadas, pero sin ninguna protección. (2.10.1; 2.10.2; 2.10.3 y 2.10.4).



**Figura 7.2.16** Vistas del último punto de vista en campo en el área urbana de San José del Cabo.



### 7.3 Cabo San Lucas

La segunda mitad del recorrido se realizó, acompañado con las autoridades de Protección Civil de Cabo San Lucas y San José del Cabo, además del IMPLAN del municipio. El itinerario consistió de la siguiente en un recorrido por diversas colonias y asentamientos en la periferia del área urbana. Durante el recorrido se observó un crecimiento no orgánico del área urbana hacia el norte, siguiendo el curso de arroyos secos, mismos que ponen en peligro no sólo a la población que los habita, sino también a aquella que se encuentra aguas abajo, ya que algunos lugares cuentan con obras para protegerse localmente de inundaciones y encharcamiento, las cuales sólo desvían las aguas hacia partes más bajas, muchas de las cuales, no cuentan con los servicios básicos de vivienda: pavimentación, drenaje, electricidad y agua potable. El recorrido se muestra en la figura 7.3.1.

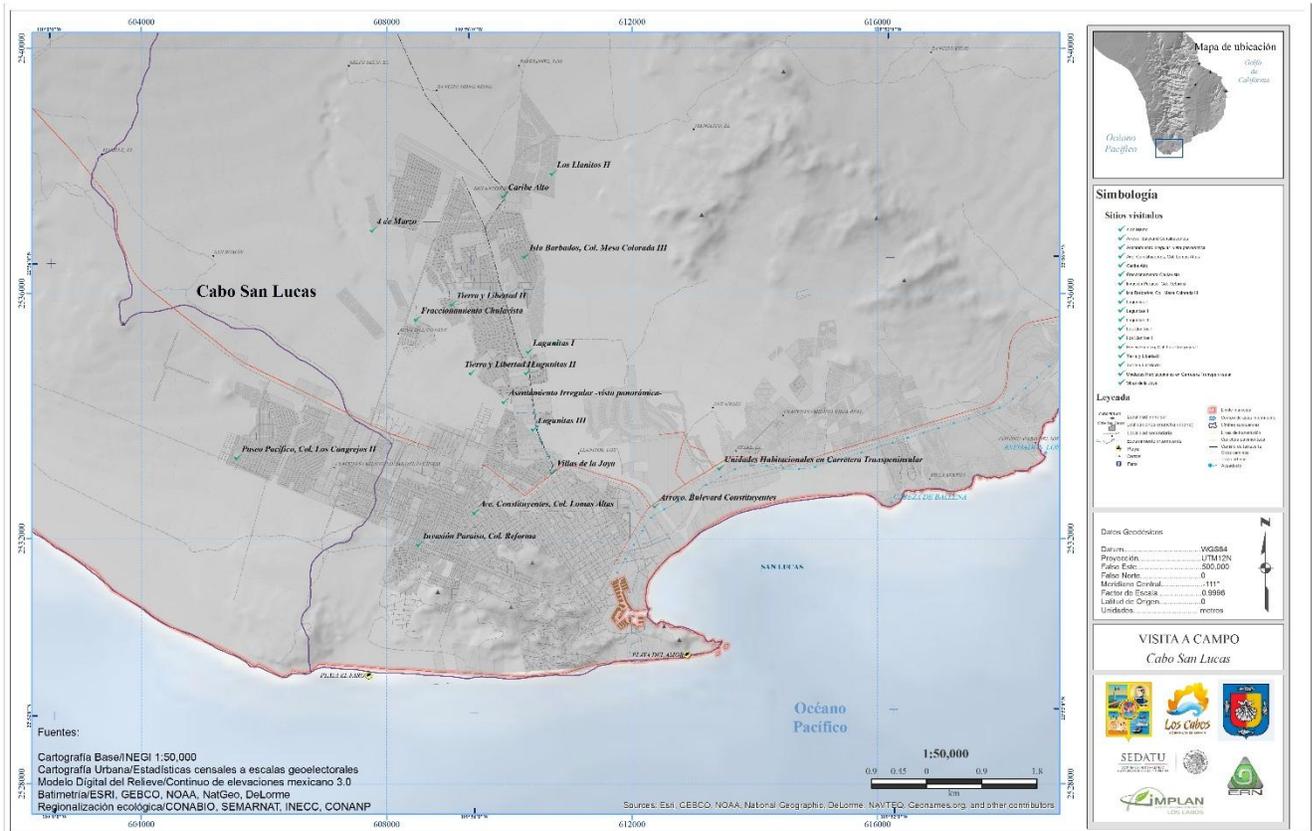


Figura 7.3.1 En el siguiente mapa se muestran los sitios visitados el día 18 de marzo del 2014 en el área urbana de Cabo San Lucas.

#### Desembocadura en Boulevard Constituyentes

Coordenada X UTM 12N: 632793.805929  
Coordenada Y UTM 12N: 2550864.11834  
Hora: 12:43pm

El área urbana de Cabo San Lucas es dividida en su continuidad por el cauce de un arroyo que en su extremo occidental se va trenzando y es alimentado por otros cauces de menor tamaño. El primer punto de la visita en Cabo San Lucas consistió en una parada en el arroyo Boulevard Constituyentes, en la intersección de la carretera San José del Cabo-Cabo San Lucas y el cauce, a unos 750m de que este alcanzó su desembocadura en el mar. En la visita no se apreciaron obras de contención de los bordes del río, también se observó una importante ocupación habitacional en ambos extremos del río. Aguas arriba, la





carretera Cabo San Lucas-Todos los Santos sigue el cauce, mostrando importantes modificaciones en la ribera oeste del mismo, a través de la extracción de arena, sitios de disposición de residuos sólidos y estrechamiento del cauce (Figura 7.3.2).



Figura 7.3.2 Vista del cruce entre la carretera San Jose-Cabo San Lucas con el cauce.

### Asentamiento “Los Llanitos”

Coordenada X UTM 12N: 610770.198064 y 610719.527421  
Coordenada Y UTM 12N: 2535186.56024 y 2537959.76621  
Hora: 14:44 - 14:58

El asentamiento irregular “Los Llanitos” localizado al norte del área urbana de Cabo San Lucas, al este de la Ave. Leona Vicario, constituido principalmente por construcciones de materiales débiles y poco resistentes (madera, cartón, lámina, etc.) El asentamiento carece de pavimentación y no están bien definidos los límites con las áreas naturales circundantes: matorrales desérticos y otros de carácter ribereño, ya que el asentamiento queda delimitado, por el momento, en su parte oriental por un tributario del cauce de primer orden en esta región. Se recorrieron aproximadamente tres kilómetros lineales en este lugar. Además de la carencia de servicios básicos, se detectó una importante acumulación de residuos sólidos, tanto en las viviendas, como en los predios aledaños a ellos, lo cual, además de ser un foco de vectores infecciosos para la población de este asentamiento, también puede convertirse en obstáculo o material de arrastre durante las avenidas indicadas en los mapas de amenazas entregados. El caso de “Los Llanitos” urge regularizar la situación de uso de suelo proporcionando la infraestructura para la contención de avenidas o reubicar a la población que ocupa el espacio (Figura 7.3.3, 7.3.4 y 7.3.5).



Figura 7.3.3 Vista de la parte sur del asentamiento Los Llanitos



Figura 7.3.4 Vista de la parte sur del asentamiento Los Llanitos



Figura 7.3.5 Diferentes fotografías ilustran las condiciones de pobreza y marginación de la población del asentamiento de Los Llanitos, al noreste de Cabo San Lucas.



## Isla Barbados

Coordenada X UTM 12N: 610272.3674  
Coordenada Y UTM 12N: 2536604.34231  
Hora: 15:00

La calle Isla Barbados, en la colonia Mesa Colorada III, se encuentra en una zona colindante con el asentamiento Los Llanitos, al igual que este carece de pavimentación y presenta una suave pendiente que permite el escurrimiento hacia Los Llanitos de manera, sin que hasta el momento se hayan realizado obras para regular esta situación (Figura 7.3.6).



**Figuras 7.3.6** Vista de las condiciones del asentamiento urbano en la calle Isla Barbados, colonia Mesa Colorada III

## Caribe Alto

Coordenada X UTM 12N: 609923.114667  
Coordenada Y UTM 12N: 2537591.74525  
Hora: 15:28

La Colonia Caribe Alto, consiste en un asentamiento irregular, localizado en la parte más septentrional de Cabo San Lucas, limítrofe con el aeropuerto. Las condiciones de pobreza y marginación, aunado a la falta de servicios caracterizan a esta zona, existen obras locales para contener escurrimientos que lo único que logran es enviar el agua hacia sitios pendiente abajo (Figura 7.3.7).



**Figura 7.3.7** Las acumulaciones de residuos sólidos y pequeñas obras de contención de avenidas se encuentran en esta colonia, las cuales sólo abordan el problema de forma local y no integral/regional.



## Lagunitas Bajo

Coordenada X UTM 12N: 610328.738347, 610294.640085 y 610412.348234

Coordenada Y UTM 12N: 2535050.01911, 2534705.27922 y 2533783.9165

Hora: 15:33 – 15:40

Lagunitas se compone de tres colonias: Alto, Medio y Bajo, en las cuales las condiciones son muy similares. Hay partes que cuentan con servicios y otras que no. Obras aisladas, como canales y drenaje no han sido diseñados de forma integral para manejar los escurrimientos hacia un cauce alejado de las áreas más (Figura 7.3.8).



**Figura 7.3.8** Asentamiento localizado a orillas de un cauce en la colonia Lagunitas Bajo.

## Tierra y Libertad

Coordenada X UTM 12N: 609393.565593 y 609085.236088

Coordenada Y UTM 12N: 2534704.08268 y 2535826.45215

Hora: 15:52 -16:02

Tierra y Libertad es otra de las colonias situadas en el extremo noroeste de la localidad de Cabo San Lucas, su expansión urbana ha sido irregular y cuenta con partes regularizadas que cuentan con servicios y otras que no.



**Figura 7.3.9** Vista de las condiciones de una sección de la colonia Tierra y Libertad.



### Col. 4 de Marzo

Coordenada X UTM 12N: 607787.119327

Coordenada Y UTM 12N: 2537034.38605

Hora: 16:14

La colonia 4 de Marzo se encuentra en el extremo noroeste del área de los Cabos y es un asentamiento que se encuentra, en parte, aislado del área urbana de la colonia Tierra y Libertad y por otra parte con la zona de matorral que lo delimita en su porción oeste. Este asentamiento, no cuenta con pavimentación, se observó que los materiales de construcción de las viviendas son, en su mayoría, débiles y poco resistentes. Cuestión preocupante es la ubicación de esta colonia, ya que se encuentra a un costado de un arroyo, por ahora a una distancia prudente, pero si la colonia sigue creciendo lo hará hacia el borde con el río, lo cual debe ser atendido por las autoridades correspondientes (Figura 7.3.10).



Figura 7.3.10 Vista de las condiciones y obras inconclusas en la Col. 4 de Marzo



## ChulaVista

Coordenada X UTM 12N: 608502.551461

Coordenada Y UTM 12N: 2535578.72791

Hora: 16:27

Este fraccionamiento, de reciente construcción, se encuentra a un costado de la colonia Tierra y Libertad, de la cual es separada, ahora por un canal que conduce los escurrimientos hacia el sur, al arroyo conocido como La Brecha. Si bien el trazo del canal es continuo hasta que llega al arroyo, este muestra una falta de mantenimiento considerable y en algunas partes el lecho se encuentra ocupado por residuos sólidos y/o depósitos de arena o escombros (Figuras 7.3.11).



**Figuras 7.3.11** Canal localizado a un costado de la colonia Tierra y Libertad, el cual desembocada en arroyo La Brecha.

## Col. Cangrejos

Coordenada X UTM 12N: 605581.086797

Coordenada Y UTM 12N: 2533318.42975

Hora: 16:41

Esta parada se realizó sobre el Paseo Pacífico, en la colonia Los Cangrejos II, la cual limita en su parte occidental con un pequeño arroyo, que lo separa del área urbana. Sin embargo, se observó que en la ribera contraria comenzaban a establecerse ya algunos asentamientos sin contar con medidas de mitigación que las proteja. En la parte oriental, se observó que algunos tramos del cauce han sido encanalados, sin que estas obras sean continuas. Igualmente se encontró viviendas circundando las pocas obras de contención de aguas existentes. (Figura 7.3.12).



**Figura 7.3.12** Canal e inmediaciones en la Col. Los Cangrejos.



## Invasión Paraíso

Coordenada X UTM 12N: 608540.255289

Coordenada Y UTM 12N: 2531900.81386

Hora: 16:54

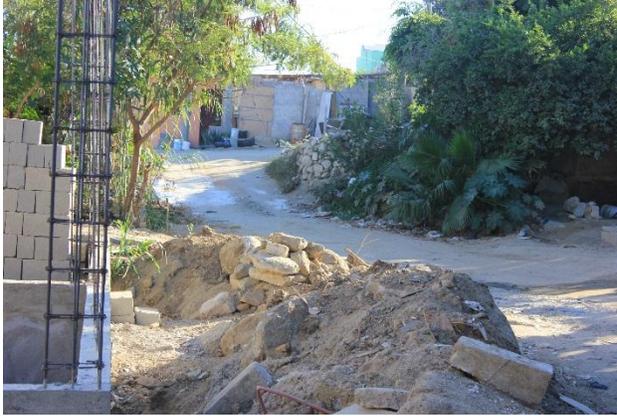
La Invasión Paraíso se encuentra en la Col. Reforma, a un costado de un área deportiva municipal. En este punto, dada su condición de irregular, el drenaje es superficial, el cual escurre por las calles recorridas, aunado a ello, a los bordes de las viviendas existe una importante acumulación de residuos sólidos, lo que impide el flujo del agua hasta alcanzar un canal de desagüe. Este problema, de no ser atendido puede representar un vector para la transmisión de enfermedades infecto contagiosas para la población de la zona y circundante (Figura 7.3.13, 7.3.14 y 7.3.15).



Figura 7.3.13 Calle en la invasión Paraíso



Figura 7.3.14 Condiciones de hacinamiento y pobreza en invasión Paraíso



**Figura 7.3.15** Condiciones de hacinamiento y pobreza en invasión Paraíso

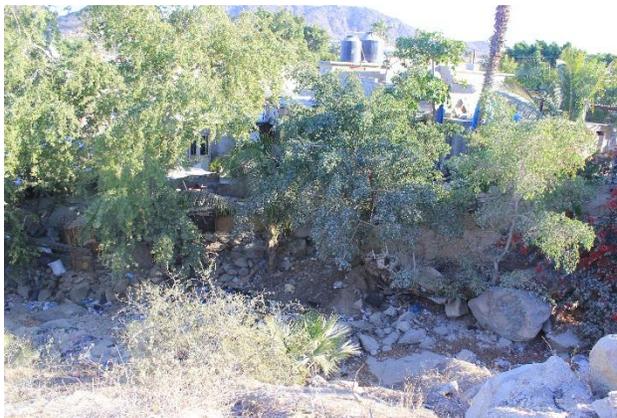
### Ave. Constituyentes

Coordenada X UTM 12N: 609453.427672

Coordenada Y UTM 12N: 2532424.80904

Hora: 17:04

La última parada en el área urbana de Cabo San Lucas consistió en una visita al borde de la avenida Constituyentes en la colonia Lomas Altas, en la parte oeste del área urbana, desde la cual, dada su posición geográfica sirve como parteaguas para apreciar las partes bajas de la ciudad, tanto al interior, como hacía la ribera. Sin embargo, en este punto se observó que las viviendas localizadas en la parte más alta se encontraban en situación de riesgo asociado a inestabilidad de laderas y erosión laminar en las mismas, que no cuentan con ningún tipo de protección. Se observó por otra parte, que el drenaje en esta parte es superficial, lo que representa un problema para los asentamientos urbanos pendiente abajo (Figura 7.3.16).



**Figuras 7.3.16** Vista en la Col. Lomas Altas desde la Ave. Constituyentes de las partes bajas de la ciudad de Cabo San Lucas.