

ANÁLISIS DE LOS RIESGOS GEOLÓGICOS EN LA ZONA DE COLIMA-JALISCO

SERVANDO DE LA CRUZ REYNA*

PREFACIO

La evaluación de los riesgos de origen geológico y en general de todos aquellos riesgos de origen natural puede servir a tres propósitos:

- a) Proveer de bases adecuadas para juzgar la posible utilidad social de diferentes regiones en función de la relación entre su potencial productivo o funcional y los medios necesarios para la protección de población y bienes en caso de eventos naturales destructivos.
- b) Permite elaborar criterios para la distribución de fondos y personal en los distintos tipos de investigación sobre los riesgos de origen natural.
- c) Establece una relación sistemática entre investigadores científicos y usuarios para elaborar ulteriores técnicas de evaluación, prevención y mitigación de los riesgos de origen natural.

El análisis de evaluación se puede describir en términos muy básicos como el examen de un conjunto complejo de interacciones entre sistemas sociales y sistemas naturales, cuando estos últimos representan un peligro para los primeros en el evento de un suceso natural de carácter extremo, como lo puede ser un terremoto o una erupción volcánica.

Las etapas del análisis requieren entonces de una delimitación de las áreas en función de su riesgo y de los ajustes que la población debe hacer en su sistema de vida en caso de eventos extremos. El rango de esos ajustes incluye medidas tales como modificaciones del riesgo con base a reajustes de las edificaciones o el suelo para resistir el efecto de un evento extremo, o de las posibles modificaciones del evento mismo como, por ejemplo, los intentos que se han hecho con la siembra de huracanes.

La parte más compleja de este análisis lo representa el cálculo de ajustes con base al riesgo asociado a eventos de baja frecuencia de ocurrencia, pero

* Instituto de Geofísica, UNAM.

de gran magnitud destructiva como, por ejemplo, las erupciones explosivas o los terremotos de mayor magnitud que 7.5. En estos casos, tan sólo se cuenta con criterios muy preliminares y es sólo a través de investigación exhaustiva que podrían lograrse criterios más definitivos.

Cada grupo de riesgos requiere de una técnica de investigación especial. Ésta a su vez debe rendir resultados en tres aspectos:

- a) Sistemas de alarma (prevención)
- b) Criterios de ajuste (diseño)
- c) rehabilitación

En el presente estudio sólo se consideran los dos primeros aspectos.

El concepto de peligro o función de riesgo tiene carácter histórico-estadístico, pues consiste en la evaluación de la probabilidad de que cierto evento ocurra sobre la base en la historia de eventos similares en el pasado.

Es, por ello, fundamental para la evaluación del riesgo en una región dada, conocer con precisión el desarrollo de eventos anteriores y sus efectos, así como sus posibles causas.

I. UBICACIÓN GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO DENTRO DE LAS DIFERENTES ZONAS SÍSMICAS Y VOLCÁNICAS DE LA REPÚBLICA

1.1. Introducción

Hasta antes de la década de los sesentas, no existía un criterio unificado entre los especialistas de las ciencias de la Tierra que permitiera entender el origen de los grandes terremotos y otras catástrofes de origen geológico que continuamente afectan a ciertas zonas del globo terrestre. Las figuras 1 y 2 muestran las zonas de concentración de actividad sísmica y vulcanismo activo, respectivamente, a escala global. Puede allí notarse que México se encuentra en una región sumamente activa que rodea al Océano Pacífico.

Es conveniente en este punto definir con mayor precisión la palabra riesgo en conexión con fenómenos de origen geológico. Siguiendo las sugerencias del grupo de trabajo sobre el Estudio Estadístico de Peligros Naturales (UNESCO 1972, Fournier d'Albe 1979) se define cuantitativamente al riesgo como la relación

Riesgo = (Valor). (Vulnerabilidad). (Peligro).

donde *valor* es el número de vidas humanas expuestas, o el valor capital de las construcciones, o bien la capacidad productiva de zonas agrícolas o industriales. *Vulnerabilidad* es una medida de la proporción del valor así definido que puede ser perdido o destruido como resultado de un evento dado.

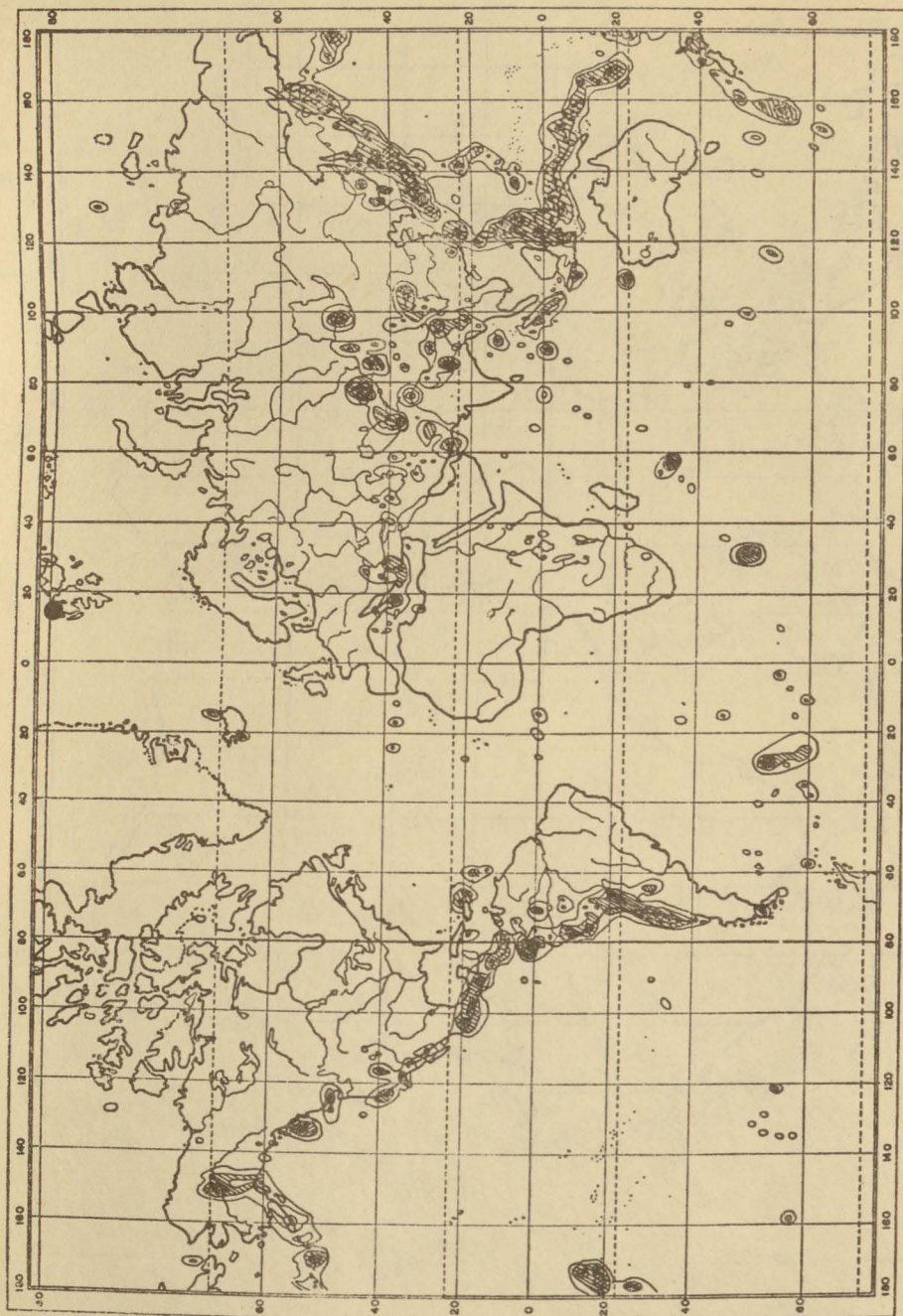


FIG. 1. Mapa de sismicidad mundial. Los contornos delimitan regiones de energía anual liberada en unidades de 10^{15} erg/km²año. (Tomada de Lomnitz, 1974).

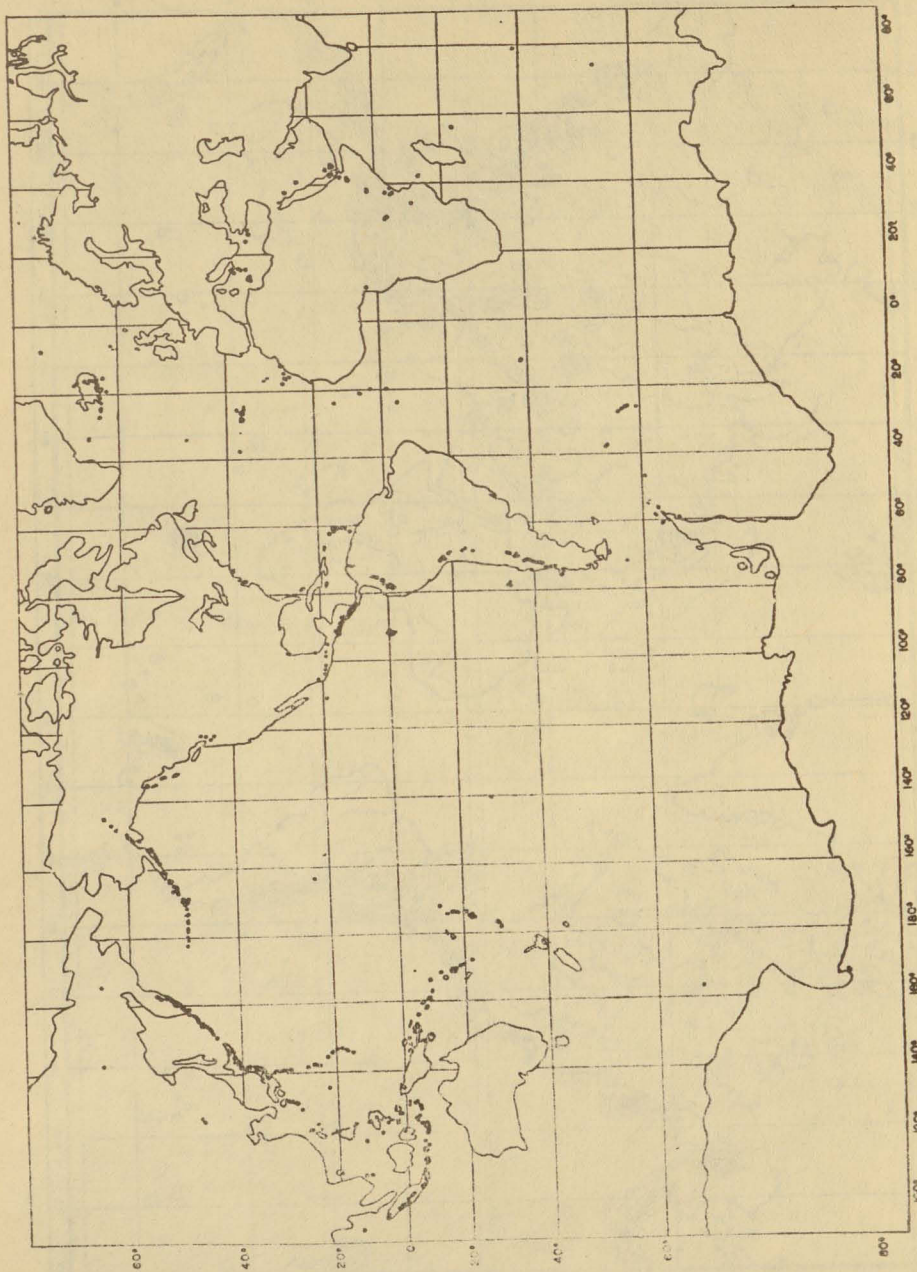


FIG. 2. Distribución de volcanes activos en el mundo (Elaborado con datos de Catálogo de Volcanes Activos del Mundo).

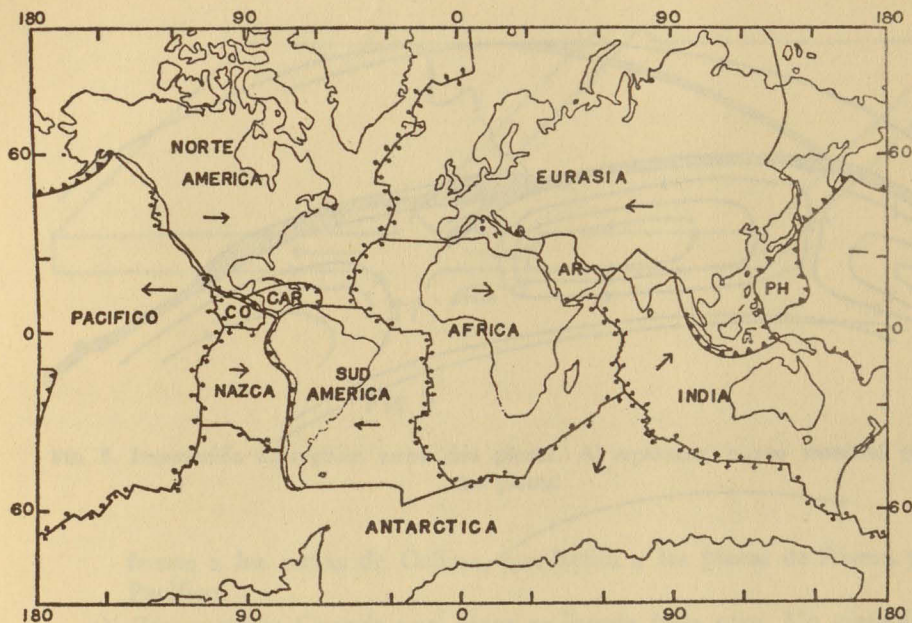


Fig. 3

Fig. 3. Distribución presente de las placas en que se divide la litosfera terrestre.

Por ejemplo, en el caso de las manifestaciones volcánicas más violentas tales como nubes ardientes o lahares, la vulnerabilidad de cualquier asentamiento humano es de casi 100%.

En el pasado, se han elaborado gran cantidad de teorías sobre el origen de la concentración de la actividad sísmica y volcánica a lo largo de estrechas fajas que circundan el planeta. A partir de la década de los años sesenta, surge una teoría unificada con la cual es posible explicar esa concentración y la mayoría de los fenómenos relacionados con las catástrofes geológicas. Esta teoría recibe el nombre de Tectónica de placas y en ella se propone a la parte más externa de la Tierra, es decir a una capa cuyo espesor varía entre unos 60 y unos 100 Km de espesor, como una cáscara fragmentada en unas 12 ó más placas que, como casquetes esféricos, cubren la superficie del planeta (fig. 3). Estas placas tectónicas mantienen movimiento relativo entre ellas y es la interacción entre sus bordes lo que origina los fenómenos geológicos de tipo catastrófico. El movimiento de las placas es posiblemente debido a procesos que ocurren en las profundidades del manto terrestre,

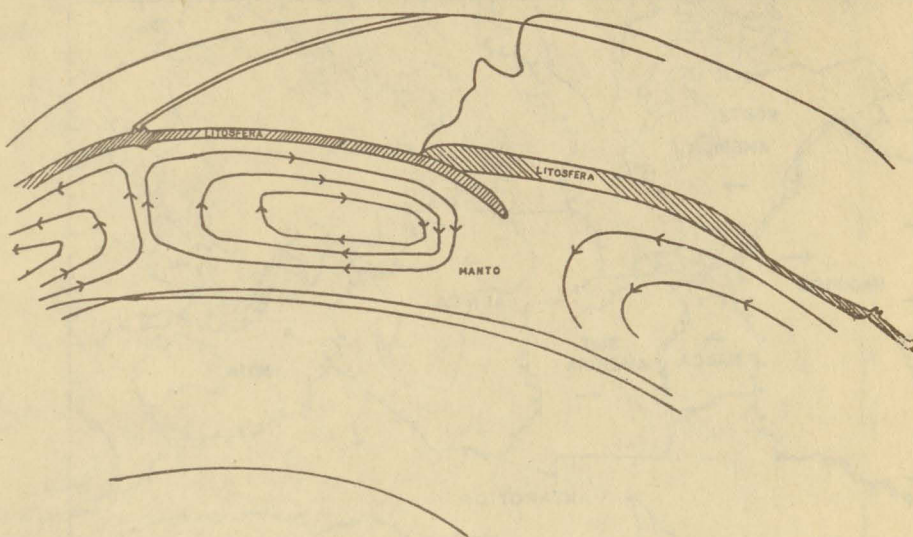


Fig. 4

FIG. 4. La causa del movimiento de las placas litosféricas posiblemente se encuentra en el manto terrestre, en forma de lentas corrientes convectivas.

quizás hasta más de 2000 Km de profundidad. El manto terrestre contiene fuentes de calor y al liberarse lentamente de ese exceso de energía tienen lugar lentos movimientos convectivos que se manifiestan en la superficie a través del movimiento de las placas (fig. 4).

Entre las placas tectónicas podemos distinguir tres tipos de interacción:

- a) *divergente*: cuando las placas se mueven en direcciones opuestas (fig. 5). Un ejemplo de este tipo de interacción lo representa la Cordillera Pacífica oriental, donde dos placas tectónicas la Pacífica y la de Cocos se separan dejando una zona de debilidad que continuamente se llena con material nuevo, generando así nuevo material de las placas.
- b) *Transformada*: Cuando las placas se mueven paralelamente pero en direcciones opuestas (fig. 6) al deslizarse una al lado de otra se forma entre ellas una falla transformada. Ejemplos de este tipo de falla lo representa la Falla de San Andrés en California y la fractura Rivera

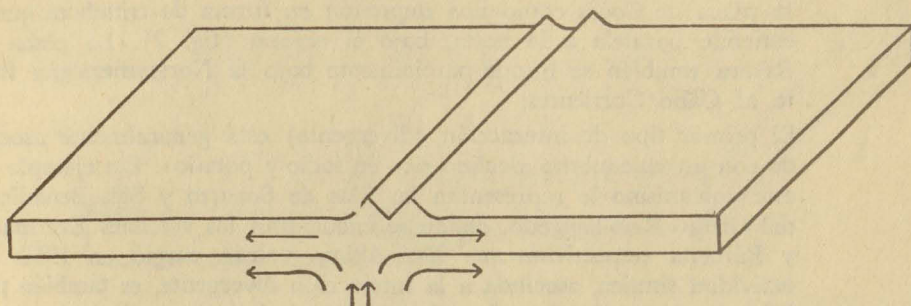


Fig. 5

FIG. 5. Interacción divergente entre dos placas. Al separarse, nuevo material genera las placas.

frente a las costas de Colima, que limita a las placas de Rivera y del Pacífico.

- c) *Convergente*: Cuando una placa se hunde bajo otra. Un ejemplo de este proceso llamado *subducción* lo representa la interacción de la placa de Cocos al hundirse bajo la placa Norteamericana a lo largo de una región que se extiende desde el Cabo Corrientes hasta la parte norte de Panamá. Este hundimiento se manifiesta en la superficie de

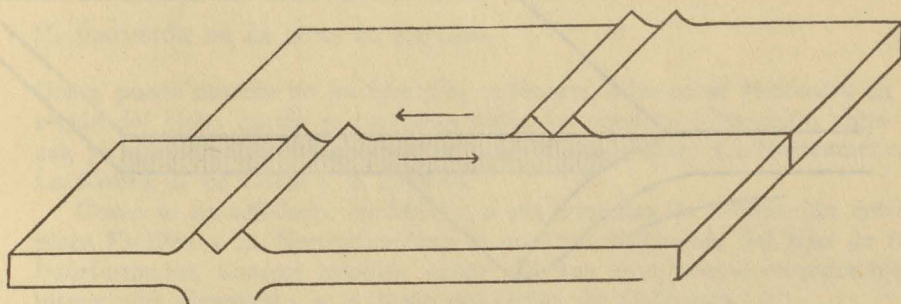


Fig. 6

FIG. 6. Falla transformada. El movimiento relativo de las placas a los lados de la falla es inverso al que hubiera separado a las cordilleras.

la placa de Cocos como una depresión en forma de trinchera que se extiende paralela a la costa, bajo el océano (fig. 7). La placa de Rivera también se hunde parcialmente bajo la Norteamericana frente al Cabo Corrientes.

El primer tipo de interacción (divergente) está generalmente asociado con un vulcanismo alcalino rico en sodio y potasio). Un ejemplo de este vulcanismo lo representan las islas de Socorro y San Benedicto, del Grupo Revillagigedo, donde se encuentran los volcanes Evermann y Bárcena respectivamente. Este último volcán surgió en 1952. La actividad sísmica, asociada a la interacción divergente, es también por lo general superficial y de relativamente baja magnitud.

El segundo tipo de interacción (transformada) no tiene por lo general actividad volcánica asociada, pero sí intensa actividad sísmica, generalmente superficial. Los grandes temblores de la falla de San Andrés, como el de San Francisco en abril de 1906 o el de San Fernando, California el 9 de febrero de 1971, entre otros, son muestras de este tipo de actividad.

El tercer tipo de interacción (convergente) puede ir asociada a una gran variedad de tipos de vulcanismo el cual puede variar en su alcalinidad y en su contenido de cuarzo (SiO_2). Este último factor es importante ya que el contenido relativo de silicón (Si), en proporción a bases como hierro, magnesio, calcio y otras, determina, en general, la viscosidad de los magmas. La viscosidad, a su vez, es una medida de la fluidez de las lavas y de su capacidad de mantener gases en solución lo que a su vez condiciona su explo-

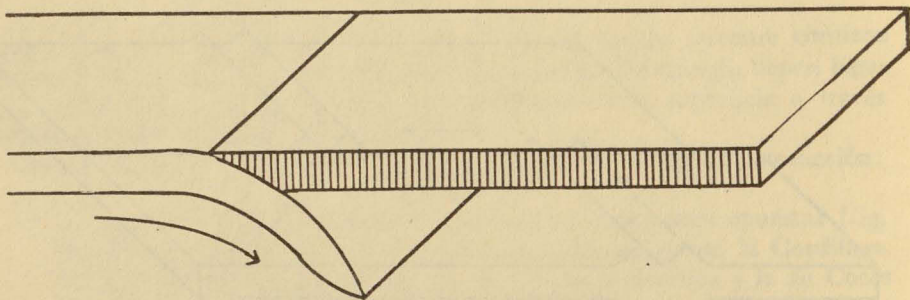


Fig. 7

FIG. 7. Interacción convergente entre dos placas. El hundimiento de una placa bajo otra se denomina subducción.

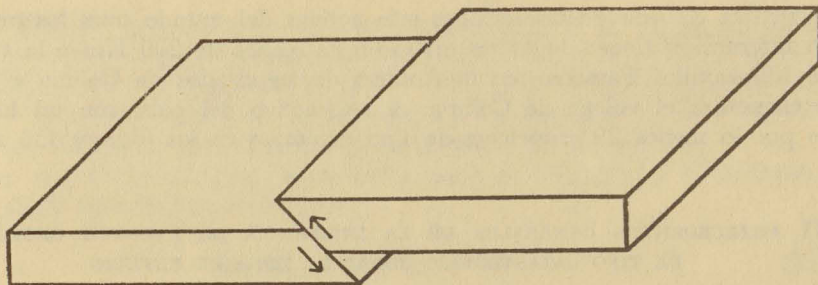


Fig. 8

FIG. 8. Mecanismo de ruptura típico de las zonas de subducción.

sividad. En otras palabras, lavas fluidas tienen mayor alcance pero menor explosividad y viceversa.

El vulcanismo resultante de esta interacción es producto del calor friccional generado por la penetración de la placa que se hunde bajo la placa continental.

La sismicidad asociada a las zonas de convergencia es también, por lo general, muy intensa pudiendo alcanzar altas magnitudes. Puede variar de superficial a profunda (hasta unos 200 km en el caso de México) y está comúnmente caracterizada por fracturas del tipo de "montadura" (fig. 8).

II. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Como puede notarse de los ejemplos anteriores, México se encuentra en una región del globo donde se conjugan todos los tipos de interacción entre placas, ya que se encuentra en los bordes de cuatro placas: La Norteamericana, La Rivera, la de Cocos y la Pacífica.

Como se ha señalado, en México o sus cercanías, la interacción entre la placa Pacífica y la Norteamericana es predominantemente del tipo de fallas transformadas, aunque también existe allí una componente considerable de interacción divergente a lo largo del Golfo de California.

El sur y suroeste de México se encuentra tectónicamente controlado por la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la Norteamericana y la Cordillera Pacífica Oriental representa un centro de actividad divergente activo.

La zona de interés, el estado de Colima y parte del estado de Jalisco, se

encuentra en una de las regiones más activas del mundo pues los tres tipos de interacción tienen lugar en un radio de menos de 200 Km a la redonda de Manzanillo. También, en la frontera de los estados de Colima y Jalisco, se encuentra el volcán de Colima, el más activo del país, con un historial de por lo menos 29 erupciones de tipo explosivo en los últimos 450 años.

III. ANTECEDENTES GENERALES DE LA INCIDENCIA DE EVENTOS GEOLÓGICOS DE TIPO CATASTRÓFICO SOBRE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1. *Introducción*

Se analizarán aquí aspectos cualitativos y cuantitativos de eventos tales como sismos y erupciones volcánicas.

3.2. *Sismos*

Definimos un sismo como el fenómeno de liberación súbita de energía elástica acumulada en una región dada, cuando los esfuerzos de origen tectónico sobre esa región exceden la capacidad del medio de mantenerlos. El sismo se manifiesta como una ruptura (fractura) de las rocas sobre extensiones considerables. El punto donde se inicia la ruptura se denomina foco y la proyección del foco sobre la superficie de la Tierra, epicentro. Ocasionalmente, la ruptura puede aflorar a la superficie, cuando esto se observa se la denomina falla.

Los sismos pueden cuantificarse desde dos puntos de vista: en función de la energía radiada por la ruptura y en función de la energía recibida en una región determinada. Obviamente, en este último caso, la energía recibida dependerá de la distancia al foco y de las condiciones estructurales locales.

La energía desarrollada por la ruptura y su tamaño pueden medirse de dos maneras: a través de la magnitud y por medio del momento sísmico. La escala de magnitudes más comúnmente utilizada es la escala de Richter. La magnitud de Richter se calcula a partir del logaritmo de la máxima amplitud de las ondas sísmicas registradas en un cierto tipo de sismógrafo estándar. La magnitud M y la energía E (expresada en ergs) están relacionadas en forma aproximada por la fórmula:

$$\log E = 1.5 M + 11.8$$

El momento sísmico M_0 es otra medida del tamaño de un temblor, de

uso más reciente, que presenta ciertas ventajas sobre la escala de magnitudes. El momento se calcula a partir de la densidad espectral del sismograma. Esto significa que se determina a partir de la importancia relativa de las ondas de baja frecuencia que se registran en los sismógrafos. El momento sísmico, así calculado, sólo depende del mecanismo de la ruptura.

Existe una correspondencia aproximada entre la magnitud y el momento sísmico dada aproximadamente por:

$$\log M_0 = 1.5 M + 16 \quad (2)$$

Por otro lado, una medida del movimiento de la Tierra durante un sismo en una región dada, comúnmente se cuantifica por una escala no instrumental. La más utilizada de estas escalas es la de Mercalli modificada por Word y Neumann.

La tabla 1 describe esta escala. Las dificultades que presenta este tipo de medida es que la asignación de un grado de la escala para un evento, en una cierta región, está sujeto a numerosos factores de carácter subjetivo por parte del observador. Así, por ejemplo, un observador puede asignar una intensidad de Mercalli con base en el mayor daño observado en la localidad, mientras que otro observador puede asignar otro valor de intensidad con base en una evaluación promedio de todos los daños anotados en la misma localidad.

TABLA I

ESCALA DE INTENSIDADES DE MERCALLI MODIFICADA

<i>Intensidad</i>	<i>Descripción del sismo</i>
I	No es sentido excepto por muy pocas personas en circunstancias especialmente favorables.
II	Sentido únicamente por unas pocas personas que se encuentren en reposo, especialmente en las partes altas de edificios. Algunos objetos colgantes pueden oscilar.
III	Sentido especialmente en el interior de casas y edificios. Sin embargo alguna gente puede no reconocerlo como un temblor. Los vehículos en reposo pueden oscilar ligeramente.
IV	Durante el día es sentido por muchos en interiores y por algunos en exteriores. Por la noche algunos se despiertan. Ventanas y platos suenan. Las puertas se mueven. Las paredes pueden crujir. Los vehículos en reposo oscilan notoriamente.

- V Sentido por casi todos. Muchos se despiertan. Algunos platos y ventanas rotos. Los objetos inestables caen. Los cuadros se mueven. Pueden notarse oscilaciones de p^{ar}tos y árboles. Algunos relojes de péndulo pueden detenerse.
- VI Todos lo sienten. Muchos se asustan y corren hacia el exterior de los edificios. Algunos muebles pesados pueden desplazarse. Los objetos caen de prisa. Se pueden presentar grietas y caídas en revoques.
- VII Notorio para personas en vehículos en movimiento, pérdida de balance de algunas personas de pie. Suenan campanas de las iglesias, roturas en chimeneas y adornos arquitectónicos. Caídas de revoque. Daño considerable a construcciones mal diseñadas. Algunos derrumbes en adobe.
- VIII Dificultad para controlar vehículos en movimiento. Pueden caer ramas de árboles. Grietas en suelos saturados con algunas emisiones de lodo o arena. Cambios en el nivel de agua en pozos. Daño ligero en construcciones de diseño especial, considerable daño en edificaciones ordinarias con posibilidad de derrumbes parciales. Paredes falsas o paneles pueden ser extraídos de sus marcos. Destrucción de tanques elevados, casas de adobe, columnas y chimeneas.
- IX Daño considerable aun en construcciones bien diseñadas. Inclinación permanente de estructuras bien diseñadas. Gran daño en edificaciones ordinarias con derrumbes parciales. Desplazamiento de edificaciones respecto a sus cimientos. Rotura de algunas tuberías subterráneas, abundancia de grietas en el suelo con formación de "cráteres de arena". Deslizamiento de tierras.
- X Destrucción de algunas construcciones de madera. La mayoría de las otras edificaciones destruidas o dañadas. Deformación de vías de ferrocarril. Intenso agrietamiento del suelo. Numerosos deslizamientos de tierras. Desplazamientos de lodos y arenas. Daños a presas.
- XI Pocas o ninguna construcción permanecen erectas. Destrucción de puentes. Formación de todas las tuberías y líneas subterráneas. Hundimiento y licuefacción del suelo. Grandes deformaciones de vías férreas. Distorsión permanente del suelo.
- X Destrucción total. Se observan ondas en el suelo. Los objetos son lanzados al aire. Distorsión de todas las líneas de nivel.

Existe una relación empírica entre magnitud, distancia e intensidad modificada de Mercalli que ha sido probada para temblores ocurridos en México en las últimas décadas. (Esteva, 1968.) Esta relación es:

$$I = 7.9 + 1.45 M - 5.7 \log_{10} R \quad (3)$$

donde I es la intensidad en la escala modificada de Mercalli, M la magnitud y R la distancia al epicentro en kilómetros. Esta fórmula debe aplicarse sólo como una guía, ya que está sujeta a muchos factores de carácter local. Existe un 60% de probabilidades de que la intensidad observada difiere en más de un grado de lo calculado con la fórmula (Esteva 1976).

Cuando la distancia epicentral es menor de 100 Km el efecto de la profundidad focal adquiere importancia. Para tal situación, se propone la fórmula de Ergin (1969).

$$I = I_0 - n \log_{10} (R/h) \quad (4)$$

donde I_0 es la intensidad en el epicentro, R la distancia epicentral y h la profundidad; n es un parámetro cuyo valor puede ser 3 ó 5 aun para un mismo evento.

Para definir criterios de diseño, los parámetros más importantes, en relación con la intensidad de un sismo, son los valores máximos de la aceleración, la velocidad y el desplazamiento del suelo durante el temblor.

Un grupo de formas generales para expresar estas cantidades ha sido reportada por Lomnitz (1974):

$$a = 2000 \exp (0.8 M) / R^2 \quad (5)$$

$$v = 16 \exp (M) / R^{1.7} \quad (6)$$

$$x = 7 \exp (1.2 M) /^{1.6} \quad (7)$$

donde a es aceleración en cm/seg², v velocidad en cm/seg, x es desplazamiento en cm, R es la distancia epicentral en kilómetros y M la magnitud.

Esteva y Villaverde (1973) derivaron otra expresión para la aceleración (expresada como fracción de g. la aceleración de la gravedad) basándose en datos de aceleraciones de Hudson (1972):

$$\frac{a}{g} = 5.7 \exp (0.8 M) / (R + 40)^2 \quad (8)$$

Es importante hacer notar que todas estas relaciones son aproximadas y

mantienen su validez sólo cuando la distancia epicentral es grande comparada con las dimensiones de la falla.

Otra expresión, la más sencilla, pero que permite obtener una idea del valor de la aceleración como función de la intensidad local ha sido reportada por Lomnitz (1974):

$$\log_{10} a = \frac{1}{3} I - \frac{1}{2} \quad (9)$$

donde a está expresada en cm/seg^2 .

3.3. Erupciones de Colima

En términos generales podemos distinguir tres tipos de volcanes: *a*) Volcanes Centrales son aquellos que se forman a partir de emisiones sucesivas de una chimenea central. *b*) Volcanes de Fisura son aquellos que emergen a lo largo de grietas en la corteza y *c*) Volcanes Areales caracterizados por la formación de estructuras volcánicas individuales que hacen erupción sólo una vez. (Volcanes monogenéticos). Esta clasificación no es exclusiva, pues por ejemplo, un volcán central pueda producir numerosos conos parásitos a lo largo de una fisura lateral, o bien en un área cubierta de conos monogenéticos, éstos pueden tener alineamientos a lo largo de fracturamiento.

Ejemplos de volcanes centrales son el Citlaltépetl, el Popocatepetl o el Colima. Ejemplo de volcán de fisura es el Parícutín. Una típica área de vulcanismo monogenético es la Sierra Chichinautzin en el límite sur del Valle de México.

Los volcanes también pueden clasificarse por el tipo de producto. Una representación sencilla de esta clasificación puede hacerse por un diagrama de Geze (fig. 9). Pero para fines de estimación del riesgo volcánico, la más conveniente clasificación de actividad volcánica es aquella basada en los efectos de las distintas posibles fases de una erupción sobre los asentamientos humanos. Estas fases pueden ocurrir aisladas o en combinación con otras.

En términos generales se sugiere (Booth, 1979) dividir los riesgos asociados a volcanes centrales en seis categorías diferentes:

a) Sismos volcánicos

Los daños resultantes de actividad sismo-volcánica son raros. La importancia de estos sismos más bien radica en su carácter premonitor de erupciones. En muy raras ocasiones se han reportado intensidades de Mercalli mayores de 6 y sobre áreas limitadas.

b) *Lluvias de piroclastos*

Cuando una erupción adquiere la violencia explosiva suficiente para fragmentar considerablemente el material ígneo, a esos fragmentos se les llama piroclastos. Su tamaño puede variar desde una fina ceniza hasta piezas de rocas de regular tamaño. El número de lluvias de piroclastos de importancia social alcanza unas 60 por siglo en todo el mundo. Sus efectos sobre la vida y las construcciones pueden ser serios. Pequeños depósitos de cenizas pueden producir daño temporal a la vegetación afectada. Pero si las cenizas presentan altas concentraciones de fluoruros o bióxido azufroso el daño puede ser per-

VOLCANISMO

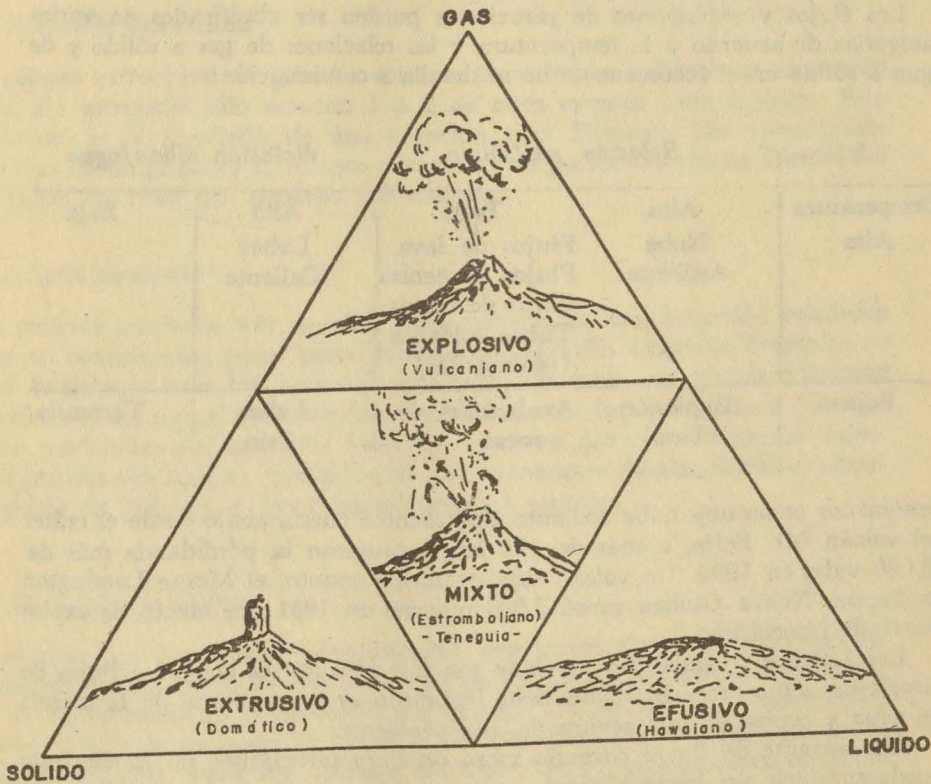


FIG. 9. Triángulo de Geze y diferentes tipos de erupciones.

manente. Cuando la lluvia de ceniza alcanza cerca de 1 metro (de cenizas húmedas) se pueden producir serios daños a construcciones, pues se han observado derrumbes en techos planos de edificios bien contruidos, en estas condiciones. Los fragmentos incandescentes de mayor tamaño (10 cm - 200 cm) pueden alcanzar también distancias considerables causando daño por fuego e impacto. Fragmentos de más de 5 cms pueden causar serio daño a una persona y fragmentos mayores de 5 cms pueden no ser detenidos ni por un casco estándar de fibra de vidrio.

c) *Flujos y explosiones de piroclastos*

La ocurrencia promedio de estos fenómenos es de unos 20 por siglo para todo el mundo. Dada su alta movilidad representan uno de los peligros potenciales más altos para los asentamientos humanos. La vulnerabilidad de los asentamientos es casi total respecto a estos eventos.

Los flujos y explosiones de piroclastos pueden ser clasificados en varias categorías de acuerdo a la temperatura y las relaciones de gas a sólido y de agua a sólido en el fenómeno como se detalla a continuación:

Temperatura	<i>Relación gas/sólido</i>		<i>Relación sólido/agua</i>	
	Alta	Baja	Alta	Baja
Alta	Nube Ardiente	Flujos de lava Flujos de ceniza Flujos de escoria Tubos soldados (ignimbritas)	Lahar Caliente	
Baja	Explosión Basal	Avalanchas de rocas	Lahar Frío	Torrentes

Fenómenos como una nube ardiente, deslizándose cuesta abajo desde el cráter del volcán Mt. Pelée, a más de 170 km/h causaron la pérdida de más de 33 000 vidas en 1902. Un volcán supuestamente extinto, el Monte Lamington en Papúa, Nueva Guinea causó 3 000 muertes en 1951 por efecto de explosiones de piroclastos.

Los Lahares o avalanchas de lodo son tan destructivos como los flujos de piroclastos sobre áreas limitadas. Este fenómeno es el resultante de la mezcla de agua y ceniza en una región de alta pendiente.

Un torrente de lluvia cayendo sobre un flujo piroclástico en movimiento puede producir un lahar hirviente.

d) *Flujos de lava*

El número de emisiones de lava de importancia social es del orden de 60 por siglo. Sin embargo, si bien la vulnerabilidad de inmuebles es casi total, el hecho de que esos flujos, por lo general, sean lentos y a lo largo de trayectorias que pueden ser predeterminadas a partir de la topografía, los hace relativamente menos peligrosos para los pobladores. Pero no siempre es ese el caso. Por ejemplo, la erupción de lava de 1977 del Niragongo mató a unas 300 personas (Tazieff, 1977). El peligro más alto que representan los flujos de lava es su efecto destructor sobre tierras cultivables. Por ejemplo, la erupción del Laki en Islandia, hacia el año 1783, cubrió una gran área con lava que además emitía gases sulfurosos con los consiguientes efectos deletéreos sobre siembra y ganado. Las consecuencias económicas de esta erupción se tradujeron en una reducción del 20% en la población de Islandia.

e) *Derrumbe estructural*

El colapso estructural de grandes volcanes para formar calderas es un evento raro. En promedio sólo ocurren 1 ó 2 de estos eventos cada 2 siglos. Este fenómeno es el resultado de una erupción tipo Pliniano. Un ejemplo de este tipo de erupción es el colapso estructural de partes del volcán Bandai-Sai en Japón en 1888 que produjo 460 muertes.

f) *Peligros asociados*

Los peligros asociados son aquellas consecuencias de una erupción volcánica pero no consideradas como parte esencial del episodio eruptivo. Ejemplos de estos fenómenos son los *tsunamis* generados durante erupciones plinianas en volcanes marinos. Otros peligros asociados son los flujos de lodo o inundaciones producidas por la súbita fusión de la nieve que con frecuencia cubre a los grandes volcanes, la exhalación de gases venenosos de alta densidad como monóxido de carbono, o gases explosivos como metano.

3.4 *El volcán de Colima*

En el caso de los volcanes monogenéticos, que hacen erupción una sola vez, la evaluación del riesgo es más difícil ya que se introduce una nueva variable en su estimación: la posición. En el caso de los volcanes centrales es sólo el tiempo de erupción la variable que determina la probabilidad de un episodio eruptivo. Pero los volcanes monogenéticos pueden hacer erupción en cualquier punto donde existan unos similares. Por ejemplo la región del

Paricutín, la sierra Chichinautzin al sur del Valle de México y en menor grado, los alrededores del volcán de Colima, han mostrado actividad monogenética persistente. Puesto que estos eventos no presentan patrones de distribución ni en el tiempo ni en el espacio, se requieren estudios especiales sobre cada región para una estimación del riesgo.

IV. CRONOLOGÍA Y ASPECTOS ESTADÍSTICOS DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN DE COLIMA

4.1. Aspectos históricos

El volcán de Colima es el más activo del país. Su actividad más importante es del tipo explosivo. En los últimos 450 años se han registrado 29 erupciones de ese tipo. De ellas, alrededor del 40% han sido Vulcanianas o Peleeands (Medina, 1981). Esto lo hace también el volcán más peligroso del país (Demant, 1978).

El volcán de Colima es un estrato volcán típico constituido por capas de piroclastos entremezclados con flujos de lava. Su posición geográfica es (19° 30' 45" N, 103° 37' 01" W), en la frontera de los estados de Colima y Jalisco. Su formación se indicó en el Pleistoceno tardío (Mooser 1961). Este volcán se desarrolló en una zona de grábenes tectónicos y debilidad cortical. Los grábenes de Sayula y Tolmán se intersectan al norte del volcán formando un graben mas ancho conocido como el graben de Colima (Herrera 1967). Esta situación se ilustra en la figura 10. Otros volcanes que se encuentran en la misma zona de grábenes son de Tigra, el Comalito, San Antonio, Telcampan Erita, Apaxtépetl y por supuesto el Nevado de Colima. Este último un gran estratovolcán fuertemente erosionado y posiblemente extinto (Mooser 1961).

El volcán de Colima se eleva 3 960 metros sobre el nivel del mar y los 800 metros superiores tienen una forma cónica casi perfecta. La pendiente de sus bordes cerca del cráter es de 25°. En el pasado geológico este volcán hizo una erupción del tipo pliniano que tuvo como clímax el colapso del edificio volcánico, dejando como evidencia de este episodio una caldera cuyo afloramiento rodea la parte occidental del cono formando un cráter tipo Somma. Tras esto se inició un segundo período de actividad (Mooser, 1961), formando un nuevo edificio volcánico.

La historia de las erupciones del volcán ha sido registrada desde tiempos de la colonia. La referencia histórica más antigua data de 1560. La actividad ocurrida durante los siglos XVI y XVII ha sido registrada en el archivo de Indias. Durante los siglos XVIII y XIX las memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate reportan intensa actividad, especialmente hacia la se-

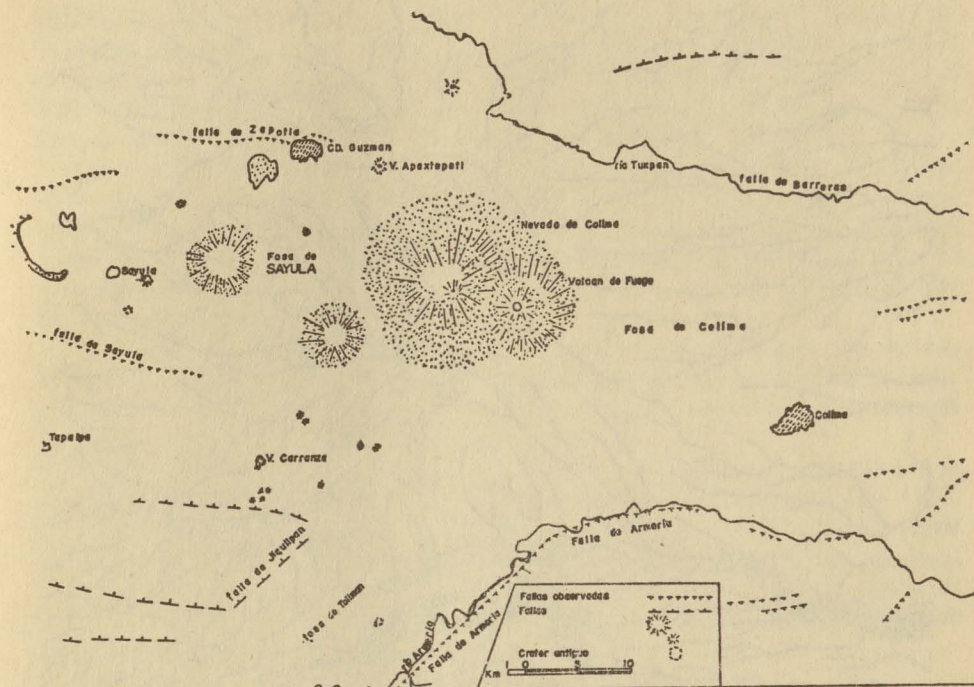


FIG. 10. Estructura de la región del volcán de Colima. (Tomado de Herrera, 1967).

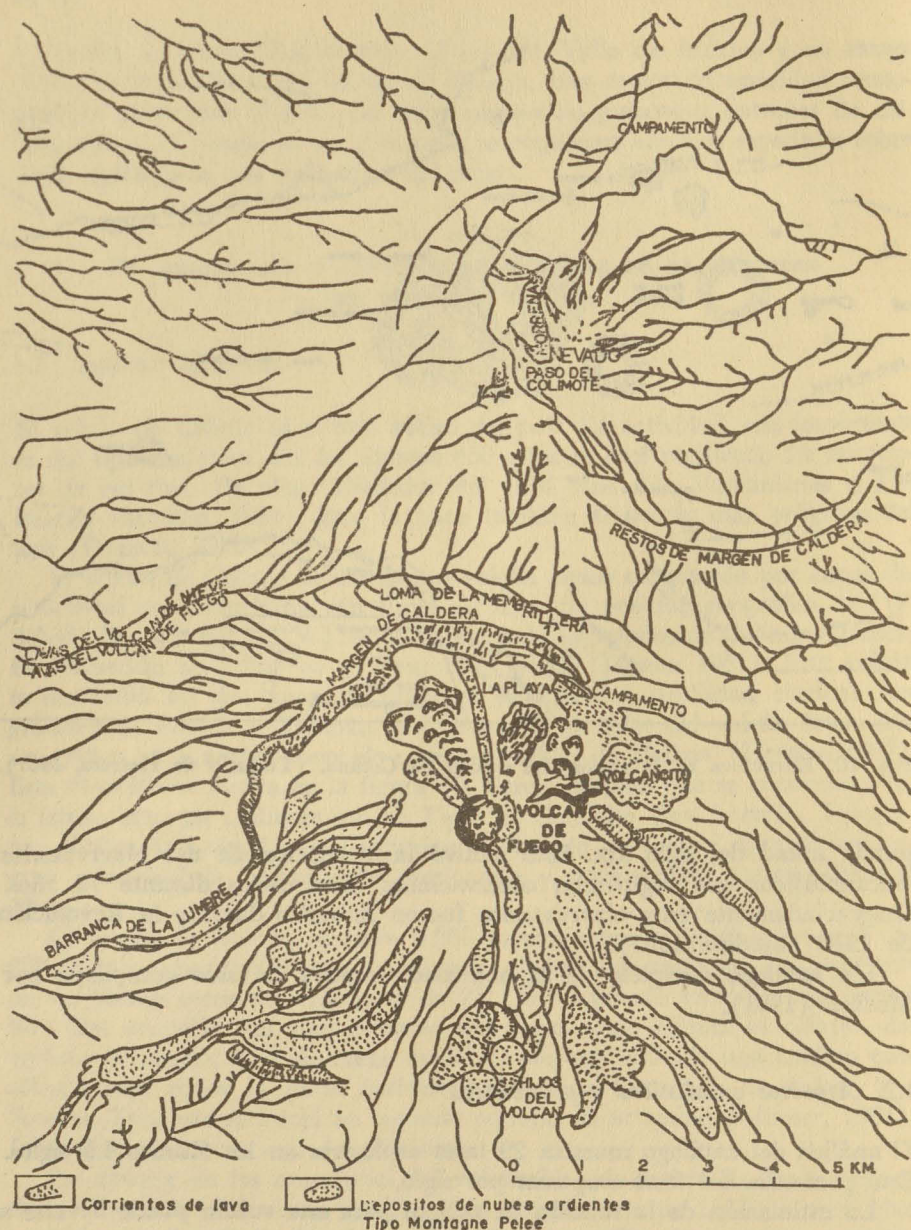
gunda mitad del siglo XIX. Esto motivó la instalación de dos observatorios vulcanológicos que registraron observaciones continuadas durante 12 años. Desgraciadamente estos observatorios fueron retirados durante la Revolución de 1910 (Medina 1981).

Un catálogo completo de la actividad eruptiva ha sido compilado por Medina (1981).

4.2. Aspectos estadísticos y pronósticos

El análisis del catálogo muestra 29 fases explosivas en los últimos 4.5 siglos. Esto promedia 6.4 fases eruptivas por siglo.

La estimación de la función de peligro para este volcán puede llevarse a cabo por tres medios. Uno es utilizando teoría estadística de renovaciones (Cox and Lewis, 1966; Wickman, 1966). Scandone (1979) ha calculado la razón de erupción del volcán con el valor $\varnothing = 4 \times 10^{-3} \text{mes}^{-1}$, pero utilizan-



Croquis de la región en que se hallan los volcanes de Colima.

FIG. 10a. Croquis de la región de los volcanes de Colima. (Tomada de Mooser, 1961).

do datos incompletos. Medina (1981) encuentra que la razón de erupción no es constante y tiene varios valores: $\emptyset 36 \times 10^{-3} \text{mes}^{-1}$ para períodos de reposo menores a dos años y de $7 \text{ a } 3 \times 10^{-3} \text{mes}^{-1}$ para períodos mayores de reposo. Las definiciones de períodos de reposo, razón de erupción y otros parámetros estadísticos pueden ser encontradas en Wickman (1966).

Otro análisis estadístico se ha procesado utilizando análisis de series de tiempo. Se ha llevado a cabo un análisis espectral de la serie obtenida a partir de los datos del catálogo (De la Cruz-Reyna, 1980, De la Cruz-Reyna y Medina, 1981) y se le ha aplicado un filtro de Wiener. Este filtro tiene la propiedad de generar una serie de tiempo con la misma densidad espectral que la serie de datos.

Se puede entonces pronosticar el posible comportamiento futuro del volcán, siempre y cuando la serie de tiempo sea estacionaria. Los resultados de este análisis se resumen en la tabla No. 2a y la densidad espectral se muestra en la figura 10c.

Como puede notarse, la erupción de 1975 es pronosticada a *posteriori* y la ocurrencia de un episodio más intenso es pronosticada para el año 1987. Combinando los resultados del cálculo de la razón de erupción con el análisis espectral, es posible calcular la probabilidad de que esa erupción efectivamente tenga lugar en 1987. Utilizando la función de supervivencia (para su definición ver Martín del Pozzo, De la Cruz y Espíndola, 1981) se obtiene que la probabilidad es

$$1 - e^{(-3 \times 10^{-3} \times 888)} = .93$$

Es decir, considerando los 888 meses transcurridos desde la última erupción en 1913, la probabilidad de que ocurra una erupción en 1987 es de 93%.

4.3. Zonificación del riesgo

En orden de vulnerabilidad decreciente, los efectos directos de fenómenos como nubes ardientes, lahares o flujos de lava posiblemente no excedan un radio de 12 Km alrededor del centro del volcán, como puede inferirse de las marcas que este tipo de fenómenos han producido en erupciones pasadas. La figura 10a (tomada de Mooser, 1961) muestra algunas de estas trayectorias. La distribución de Pómez (lluvia de fragmentos) puede alcanzar hasta unos 16 ó 20 Km a la redonda, según muestra en la figura 10b (tomada de Demant, 1979). El análisis de la actividad histórica del volcán indica que la lluvia de cenizas se ha presentado en numerosas ocasiones, de acuerdo con los patrones resumidos en la siguiente tabla:

LLUVIAS DE CENIZAS

AÑO	ALCANCE	AÑO	ALCANCE
1576	?	1806	?
1585	30 Km	1818	>100 Km
1590	?	1872	>30 Km
1606	>50 Km	1896	?
1611	?	1889	?
1623	>50 Km	1890	>100 Km
1690	?	1903	?
1770	?	1904	?
1771	?	1908	?
		1909	?
		1913	?

De aquí se infiere que, aunque la mayor parte de las veces se desconoce el alcance de las cenizas, por lo menos en un radio de 30 Km a la redonda existe una alta probabilidad de caída considerable de ceniza en el evento de una crupción. Zonas de radios de 50 Km a la redonda son también susceptibles de ser afectadas por este fenómeno y, por lo menos en 2 ocasiones dentro del período en estudio, caídas de ceniza importantes han afectado regiones a más de 100 Km a la redonda del volcán.

Como se indicó anteriormente, la vulnerabilidad asociada a fenómenos del tipo Nube Ardiente o Lahar es casi del 100% para todo asentamiento humano. La vulnerabilidad a la lluvia de Pómez y ceniza puede disminuirse utilizando construcciones poco inflamables y con techos a una o dos aguas que no permitan una acumulación grande de ceniza.

En todos los casos, el mejor sistema que permite la disminución efectiva de la vulnerabilidad de la población es aquel que permite evaluar las condiciones del volcán, correspondientes a una erupción explosiva inminente. Es decir, un sistema de alarma basado en una observación continua de los parámetros indicadores del estado de actividad del volcán. Un observatorio vulcanológico permanente permitirá obtener tal evaluación.

V. LOS VOLCANES MARINOS DE COLIMA

En el archipiélago de las Revillagigedo, a unos 100 Km al oeste de Manzanillo, se encuentran dos volcanes considerados activos: el Bárcena en la isla San Benedicto y el Socorro en la isla del mismo nombre.

El Bárcena (posición 19° 16' N, 110° 48' W) se eleva 375 m sobre el nivel

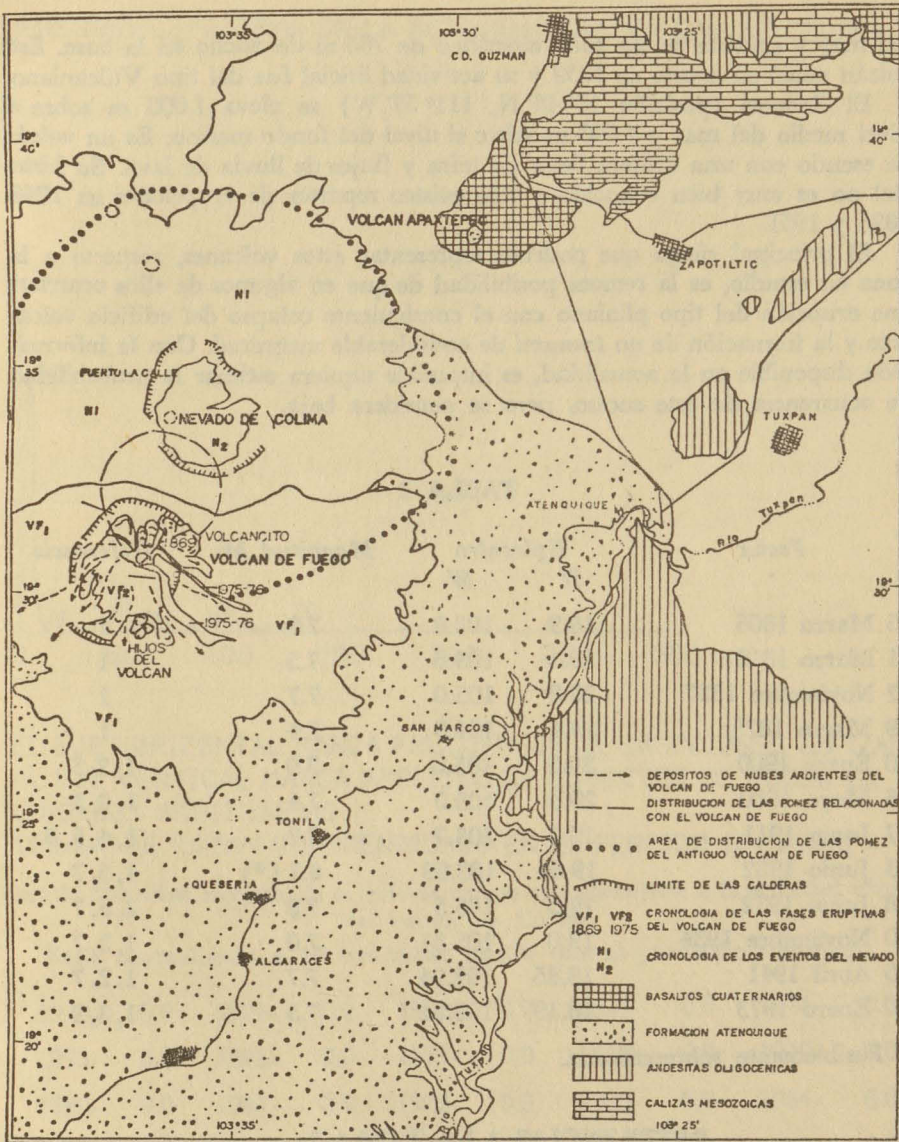


Fig. 10b

Fig. 10b. Mapa geológico del volcán de Colima y del Nevado de Colima. Nótese el área de distribución de pómez. (Tomado de Demant, 1979).

del mar y consiste de un cono cinerítico de 700 m de ancho en la base. Este volcán nació en agosto de 1952 y su actividad inicial fue del tipo Vulcaniano.

El Socorro (posición 18° 45' N, 111° 57' W) se eleva 1 000 m sobre el nivel medio del mar y 4 600 m sobre el nivel del fondo marino. Es un volcán de escudo con una caldera llena de tefra y flujos de lluvia de lava. Su historial no es muy bien conocido y sólo existen reportes de erupciones en 1848, 1896 y 1951.

El principal riesgo que podrían representar estos volcanes, respecto a la zona en estudio, es la remota posibilidad de que en algunos de ellos ocurriera una erupción del tipo pliniano con el consiguiente colapso del edificio volcánico y la formación de un *tsunami* de considerable magnitud. Con la información disponible en la actualidad, es imposible siquiera estimar la probabilidad de ocurrencia de este suceso, pero se considera baja.

TABLA 2

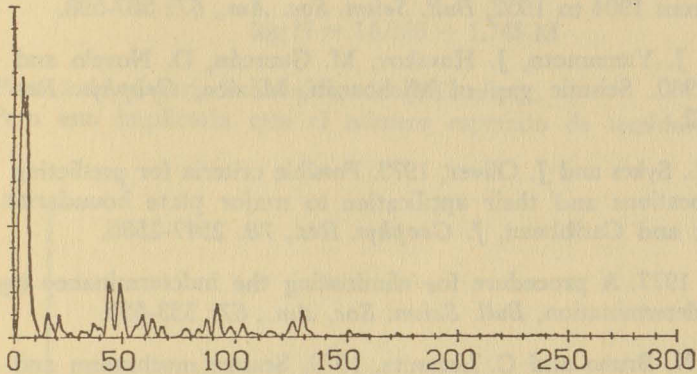
Fecha	Epicentro		Magnitud M_s	Referencia
	N	W		
25 Marzo 1806	18.9	103.8	7.5	1
31 Marzo 1818	19.1	103.6	7.5	1
22 Noviembre 1837	20.0	105.0	7.7	1
9 Marzo 1875	19.4	104.6	7.4	1
20 Enero 1900	20.0	105.0	7.9	1, 2, 3
16 Mayo 1900	20.0	105.0	7.4	1, 2, 3
7 Junio 1911	19.7	103.7	7.7	1, 4, 5, 6
3 Junio 1932	19.84	103.99	8.2 (*)	1, 5, 7
18 Junio 1932	19.5	103.5	7.8	1, 5, 7
30 Noviembre 1934	19.0	105.31	7.0	1, 2, 7
15 Abril 1941	18.85	102.94	7.7	1, 2, 7
30 Enero 1973	18.39	103.21	7.5	1, 8, 9

* Posiblemente sobreestimada.

REFERENCIAS A LA TABLA 2

1. Singh, S. K., L. Astiz and J. Havskov, 1980. Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination. (Submitted to Bull. Seism. Soc. Am.). *Boletín No. 9. Serie Amarilla, Instituto de Geofísica, UNAM.*

DENSIDAD ESPECTRAL DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN DE COLIMA



EL EJE HORIZONTAL MARCA FRECUENCIA DE ERUPCIONES EN 1/ANOS
 EL EJE VERTICAL MARCA AMPLITUD DE ESPECTRO DE PODER EN
 UNIDADES ARBITRARIAS
 LOS DATOS ESTAN COMPRENDIDOS EN EL PERIODO 1746-1971

FIG.10c Densidad espectral de la serie de tiempo correspondiente a la actividad eruptiva del volcán de Colima.

Serie normalizada a 10 con ruido menor que el promedio eliminado

1970-	0.0	1971-	0.0	1972-	0.0	1973-	0.0	1974-	0.0
1975-	6.8	1976-	0.0	1977-	0.0	1978-	0.0	1979-	0.0
1980-	0.0	1981-	0.0	1982-	0.0	1983-	0.0	1984-	0.0
1985-	0.0	1986-	0.0	1987-	8.6	1988-	0.0	1989-	0.0
1990-	0.0	1991-	0.0	1992-	0.0	1993-	0.0	1994-	0.0
1995-	0.0	1996-	0.0	1997-	8.4	1998-	0.0	1999-	0.0
2000-	0.0	2001-	0.0	2002-	0.0	2003-	0.0	2004-	6.8
2005-	0.0	2006-	0.0	2007-	0.0	2008-	0.0	2009-	0.0

Tabla 2a.

2. Duda, S. J., 1965. Secular seismic energy release in the circunpacific bolt, *Tectonophysics*, 2: 409-452.
3. Kanamori, H. and K. Abe, 1979. Reevaluation of the Turnof-the-century seismicity peak, *J. Geophys. Res.*, 84: 6131-6139.
4. Figueroa, J., 1970. Catálogo de sismos ocurridos en la República Mexicana. Reporte No. 272, *Instituto de Ingeniería, UNAM (México)*.
5. Geller, R. J. and H. Kanamori, 1977. Magnitudes of great shallow earthquakes from 1904 to 1952, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67: 587-598.
6. Singh, S. K., J. Yamamoto, J. Havskov, M. Guzmán, D. Novelo and R. Castro, 1980. Seismic gap of Michoacán, México, *Geophys. Res. Lett.*, 7: 69-72.
7. Kelleher, J., L. Sykes and J. Oliver, 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78. 2547-2585.
8. Lomnitz, C., 1977. A procedure for eliminating the indeterminacy in focal depth determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67: 533-535.
9. Reyes, A., J. N. Brune and C. Lomnitz, 1979. Source mechanism and aftershock study of the Colima, México earthquake of January 30, 1973, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69: 1819-1840.

VI. CRONOLOGÍA Y ASPECTOS ESTADÍSTICOS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DEL ESTADO DE COLIMA

6.1 Aspectos estadísticos.

Generalmente, la estimación del riesgo sísmico en una región dada se hace utilizando la relación de Gutenberg y Richter (Richter 1958).

$$\log N = A - bM \quad (10)$$

donde N es el número de eventos sísmicos de magnitud igual o mayor que M y A y b son constantes que se determinan empíricamente.

Sin embargo, el análisis de los temblores de Colima-Jalisco, definidos como aquellos que ocurren entre 103° W y 106° W, muestra algunas peculiaridades.

La tabla 2 contiene las fechas en que ocurrieron temblores de magnitud mayor que 7.0, así como las coordenadas de los epicentros y sus magnitudes. La figura 11 muestra la distribución cumulativa del número de eventos con magnitud mayor que M . Es decir, el eje horizontal representa magnitudes y el eje vertical el logaritmo del número de eventos registrados con magnitud mayor que ese valor de la magnitud. De la figura es claro que la relación (10) de Gutenberg y Richter no se satisface para valores relativamente pequeños de la magnitud. Si solamente se utilizan los cuatro últimos puntos, un análisis de regresión sobre ellos muestra que la línea que mejor se adapta es

$$\log N = 14.026 - 1.745 M$$

Para todo el período considerado (167 años).

Pero esto implicaría que el número esperado de temblores con magnitud

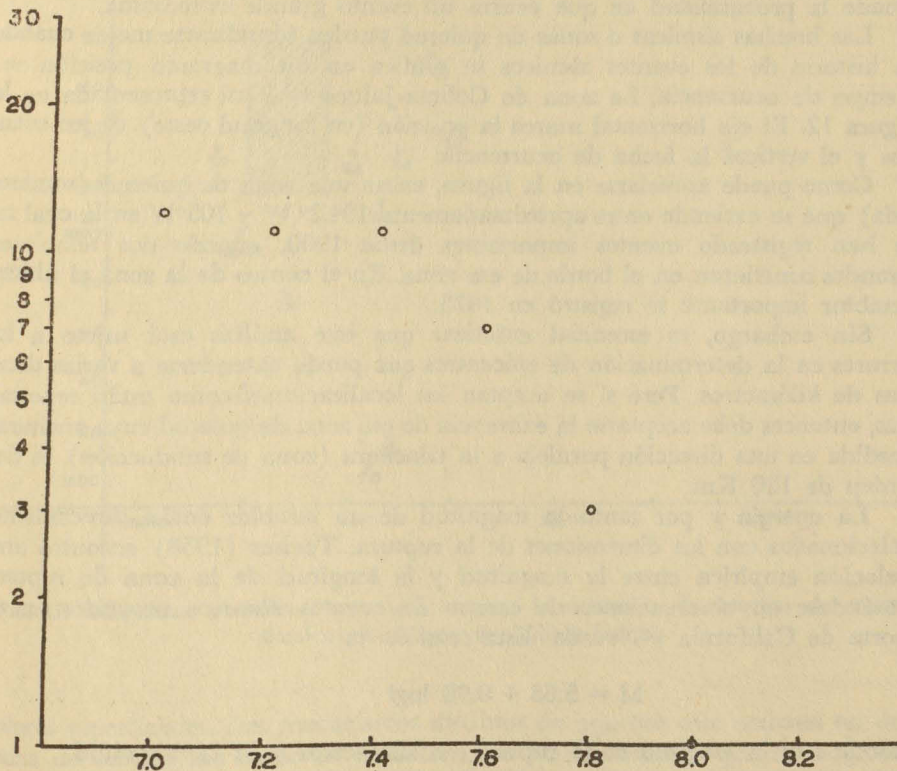


FIG. 11. Distribución cumulativa del número de eventos con magnitud mayor que M .

mayor o igual que 7.0 fuera más de 64 sobre este período. Sin embargo, el número de eventos observado sobre esa magnitud es sólo de 12. Por tanto, es claro que en esa región la mayor parte de los esfuerzos tectónicos se libera en forma de grandes sismos más que en forma de un número grande de eventos menores. Esta situación es también característica de toda la zona de subducción a lo largo de la costa sur y suroeste de México (Singh *et al.*, 1980).

Es entonces importante hacer notar que es la estadística de eventos sísmicos grandes la más relevante para fines de evaluación del riesgo sísmico.

De acuerdo con los modelos tectónicos más recientes (Kelleher *et al.*, 1973, Mc Cann *et al.*, 1979, Ohtake *et al.*, 1977), el mecanismo que puede permitir el pronóstico de eventos sísmicos grandes es el de brechas (o zonas de quietud) sísmicas. De acuerdo con este modelo, las regiones donde en algún momento de la historia se han registrado eventos grandes, pero que han permanecido "quietas" por un período considerable de tiempo, son aquellas donde existe una acumulación mayor de esfuerzos no liberados y por tanto donde la probabilidad de que ocurra un evento grande es máxima.

Las brechas sísmicas o zonas de quietud pueden visualizarse mejor cuando la historia de los eventos sísmicos se grafica en un diagrama posición vs. tiempo de ocurrencia. La zona de Colima-Jalisco está así representada en la figura 12. El eje horizontal marca la posición (en longitud oeste) de los eventos y el vertical la fecha de ocurrencia.

Como puede apreciarse en la figura, existe una zona de quietud (sombreada) que se extiende entre aproximadamente 104.2° W y 105°W en la cual no se han registrado eventos importantes desde 1900, cuando dos temblores grandes ocurrieron en el borde de esa zona. En el centro de la zona el último temblor importante se registró en 1875.

Sin embargo, es esencial enfatizar que este análisis está sujeto a los errores en la determinación de epicentros que puede extenderse a varias decenas de kilómetros. Pero si se aceptan las localizaciones como están reportadas, entonces debe aceptarse la existencia de esa zona de quietud cuya anchura, medida en una dirección paralela a la trinchera (zona de subducción) es del orden de 120 Km.

La energía y por tanto la magnitud de un temblor están directamente relacionadas con las dimensiones de la ruptura. Tocher (1958) encontró una relación empírica entre la magnitud y la longitud de la zona de ruptura basándose en observaciones de campo de eventos sísmicos ocurridos en el norte de California y Nevada. Esta relación es:

$$M = 5.65 + 0.98 \log l$$

donde l es la longitud de la ruptura en kilómetros y M la magnitud.

Con las reservas que implica el utilizar una fórmula calculada para tem-

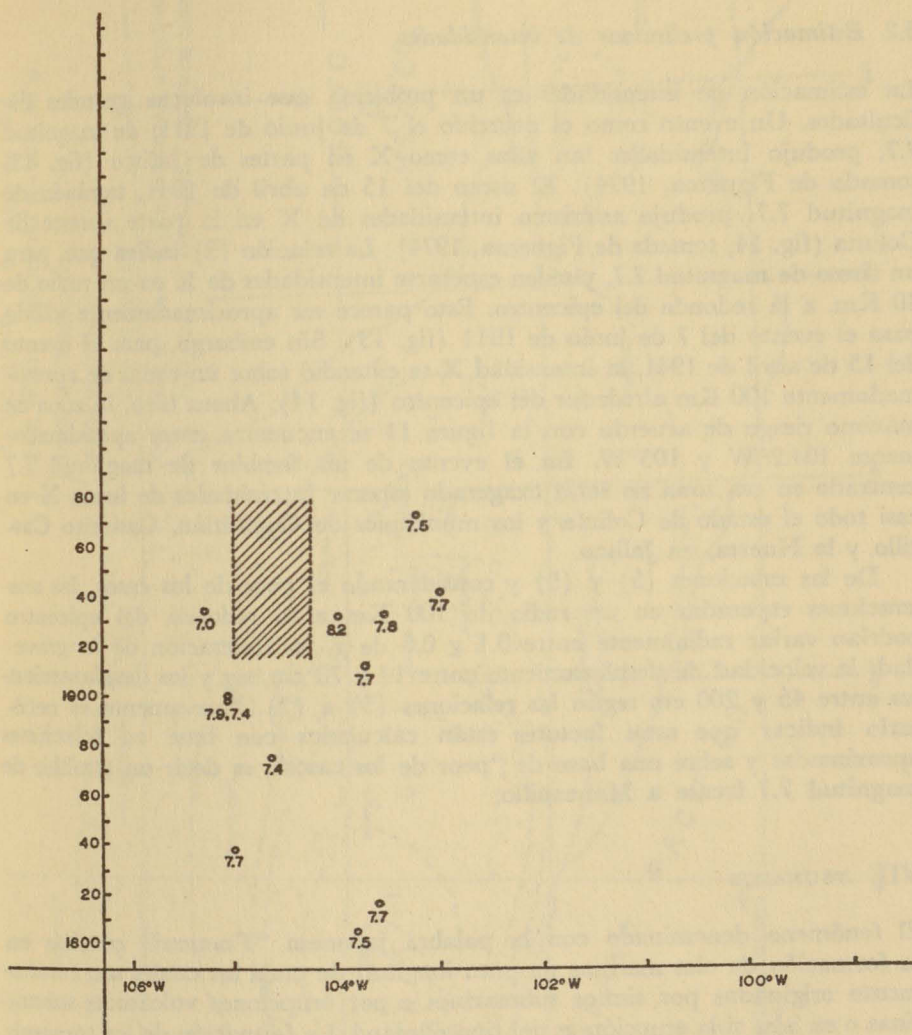


FIG. 12. Diagramas posición-tiempo que muestra la existencia de brechas de quietud sísmica en el área de Colima-Jalisco.

blores superficiales, con mecanismos distintos de aquellos que ocurren en una zona de subducción como lo es Colima, es posible estimar que la magnitud esperada a partir de una ruptura 120 Km de largo es del orden de 7.7. Este valor es compatible con otros argumentos expresados anteriormente.

6.2 Estimación preliminar de intensidades

La estimación de intensidades es un problema que involucra grandes dificultades. Un evento como el ocurrido el 7 de junio de 1911, de magnitud 7.7, produjo intensidades tan altas como X en partes de Jalisco (fig. 13, tomada de Figueroa, 1974). El sismo del 15 de abril de 1941, también de magnitud 7.7, produjo asimismo intensidades de X en la parte sureste de Colima (fig. 14, tomada de Figueroa, 1974). La relación (3) indica que, para un sismo de magnitud 7.7, pueden esperarse intensidades de X en un radio de 40 Km. a la redonda del epicentro. Esto parece ser aproximadamente válido para el evento del 7 de junio de 1911 (fig. 13). Sin embargo, para el evento del 15 de abril de 1941, la intensidad X se extendió sobre un radio de aproximadamente 100 Km alrededor del epicentro (fig. 14). Ahora bien, la zona de máximo riesgo de acuerdo con la figura 11 se encuentra entre aproximadamente 104.2°W y 105°W . En el evento de un temblor de magnitud 7.7 centrado en esa zona no sería exagerado esperar intensidades de hasta X en casi todo el estado de Colima y los municipios de Cuautitlán, Casimiro Castillo y la Huerta, en Jalisco.

De las relaciones (5) y (9) y considerando el peor de los casos, las aceleraciones esperadas en un radio de 100 Km a la redonda del epicentro podrían variar radialmente entre 0.1 y 0.6 de g, la aceleración de la gravedad, la velocidad de desplazamiento entre 14 y 70 cm/seg y los desplazamientos entre 45 y 200 cm según las relaciones (5) a (7). Nuevamente es necesario indicar que estos factores están calculados con base en relaciones aproximadas y sobre una base de "peor de los casos", es decir un temblor de magnitud 7.7 frente a Manzanillo.

VII. TSUNAMIS

El fenómeno denominado con la palabra japonesa "*Tsunami*" consiste en la formación de olas marinas de gran longitud de onda las cuales son comúnmente originadas por sismos submarinos o por erupciones volcánicas submarinas o en islas si la erupción es del tipo pliniano. La formación de los *tsunamis* es debida a un desplazamiento vertical súbito del fondo marino. Esto genera una onda en la profundidad que se propaga a gran velocidad. Una descripción detallada del fenómeno puede encontrarse en Van Dorn (1965). La velocidad de la onda en el agua puede calcularse mediante la relación aproximada:

$$v = (gh)^{1/2}$$

donde g es la gravedad y h es la profundidad del océano. Por ejemplo, para

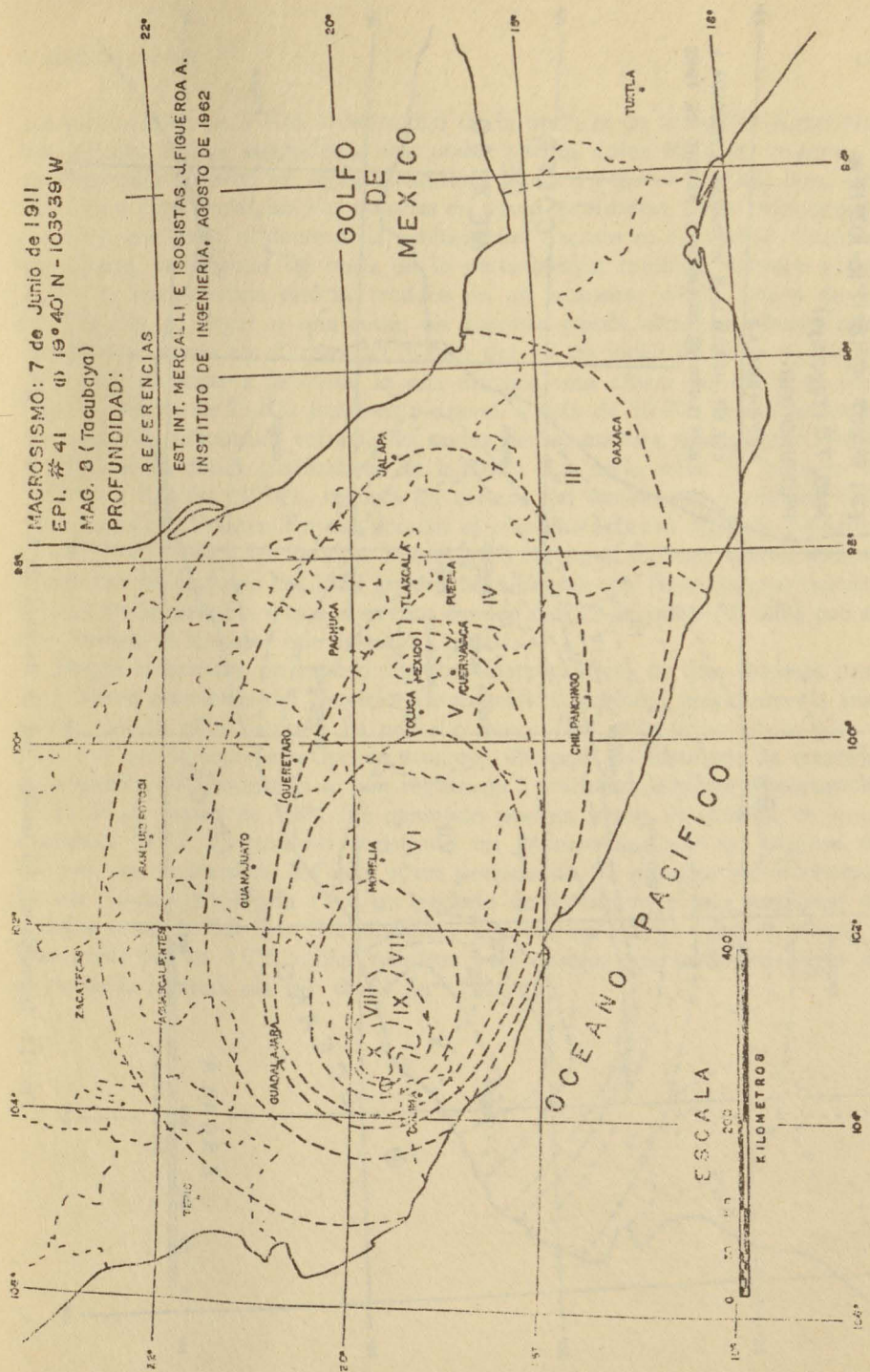


Fig. 13. Intensidades del temblor del 7 de junio de 1911 según Figueroa (1974).

una profundidad de 5 Km la velocidad de la onda es de unos 795 Km/hora. Los períodos típicos asociados a esas ondas varían entre 10 y 40 minutos y sus longitudes de onda en aguas profundas pueden exceder los 100 Km. Generalmente estas ondas no son notorias en aguas profundas, pero conforme se acercan a una costa, al decrecer la profundidad decrece su velocidad. Cuando esto ocurre, la longitud de onda de la perturbación también decrece y por efectos de conservación esto se traduce en un aumento de la altura de la ola. Por ello, al llegar a una costa, un *tsunami* puede alcanzar alturas muy considerables como en el caso del evento del 15 de junio de 1896 en Japón en el cual, al llegar a la costa, la ola, alcanzó una altura de 23 m la que causó la muerte de 23 000 personas y arrasó a más de 10 000 construcciones. La topografía submarina refracta las ondas de tal manera que pueden llegar a enfocarse en zonas particulares de la costa. La tabla núm. 3, tomada de Villareal y Rascón (1974), reporta los efectos del temblor de junio de 1932 sobre Cuyutlán, Colima. En esa ocasión el *tsunami* arrastró algunas personas al mar. Los reportes del Servicio Sismológico Nacional indican que el evento sísmico del 18 de junio de 1932 generó un *tsunami* que produjo penetración del mar en Manzanillo y que el evento sísmico del 22 de junio de 1932 fue el que produjo el *tsunami* que invadió Cuyutlán.

Desgraciadamente, no existen registros mareográficos de esos eventos pues las primeras estaciones del Servicio Mareográfico Nacional empezaron a instalarse casi 10 años después. Es por ello muy difícil estimar la altura pico a pico, que podría tener ese tipo de *tsunami*. Después de instalada la estación mareográfica de Manzanillo se han registrado 3 *tsunamis* de cierta importancia.

El 28 de marzo de 1964 fue generado por un sismo de Alaska de gran magnitud (8.4) El *tsunami* registrado en Manzanillo tuvo un ascenso de 1.3 pies, un descenso de 2.4 pies y un período de 31 minutos entre crestas. La ola máxima registrada tuvo un período de 6 minutos y una amplitud de cresta a seno de 3.9 pies. La distancia por círculo máximo del epicentro a Manzanillo fue de 3 056 millas náuticas y el tiempo que tardó en llegar el efecto de la primera ola fue de $8^h 30^m$ (fig. 15).

MANZANILLO, COL.

Tsunami del 28 de marzo de 1964

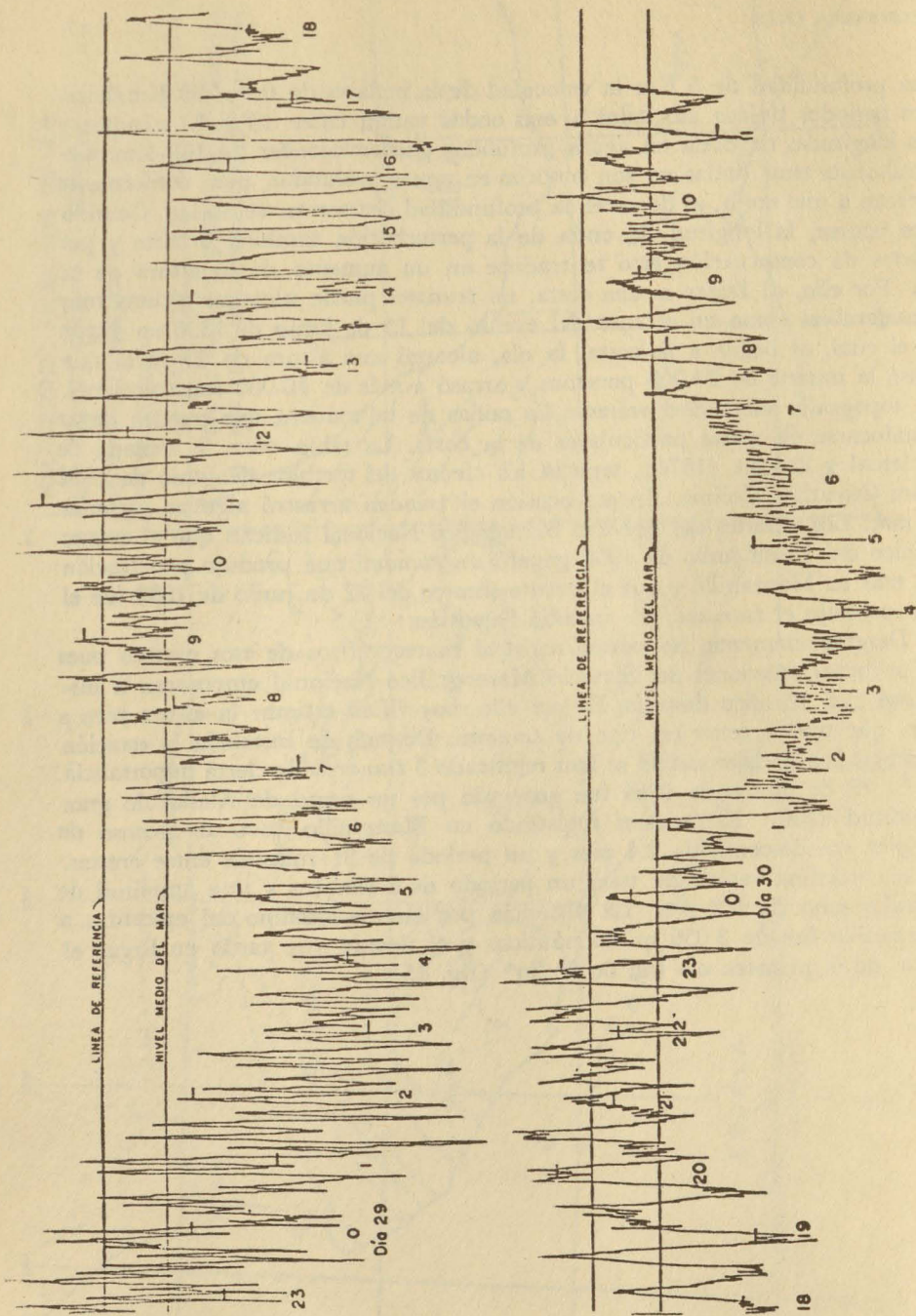
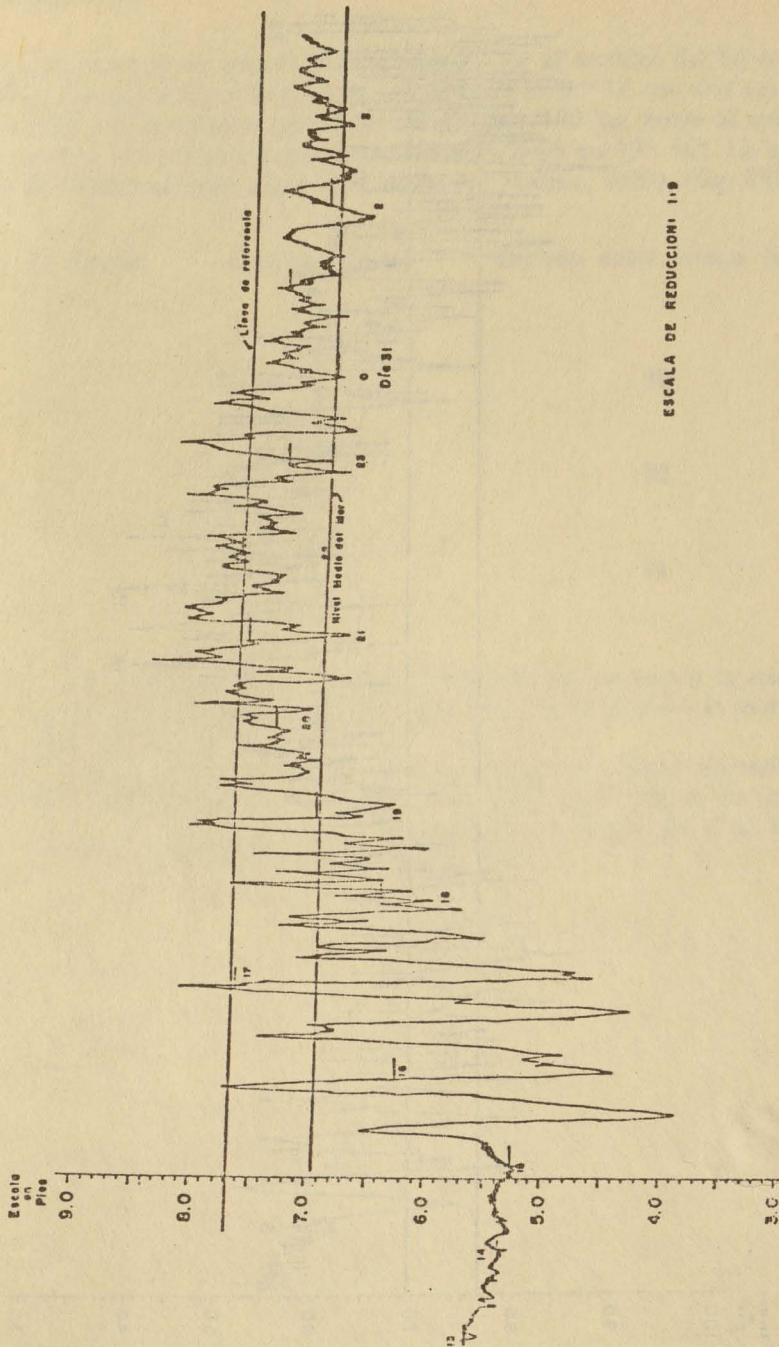


Fig. 15. Registro mareográfico del *Tsunami* generado por el temblor de Alaska del 28 de Marzo de 1964, efectuado en Manzanillo. (Tomado de Secretaría de Marina, 1973)

MANZANILLO, COL.

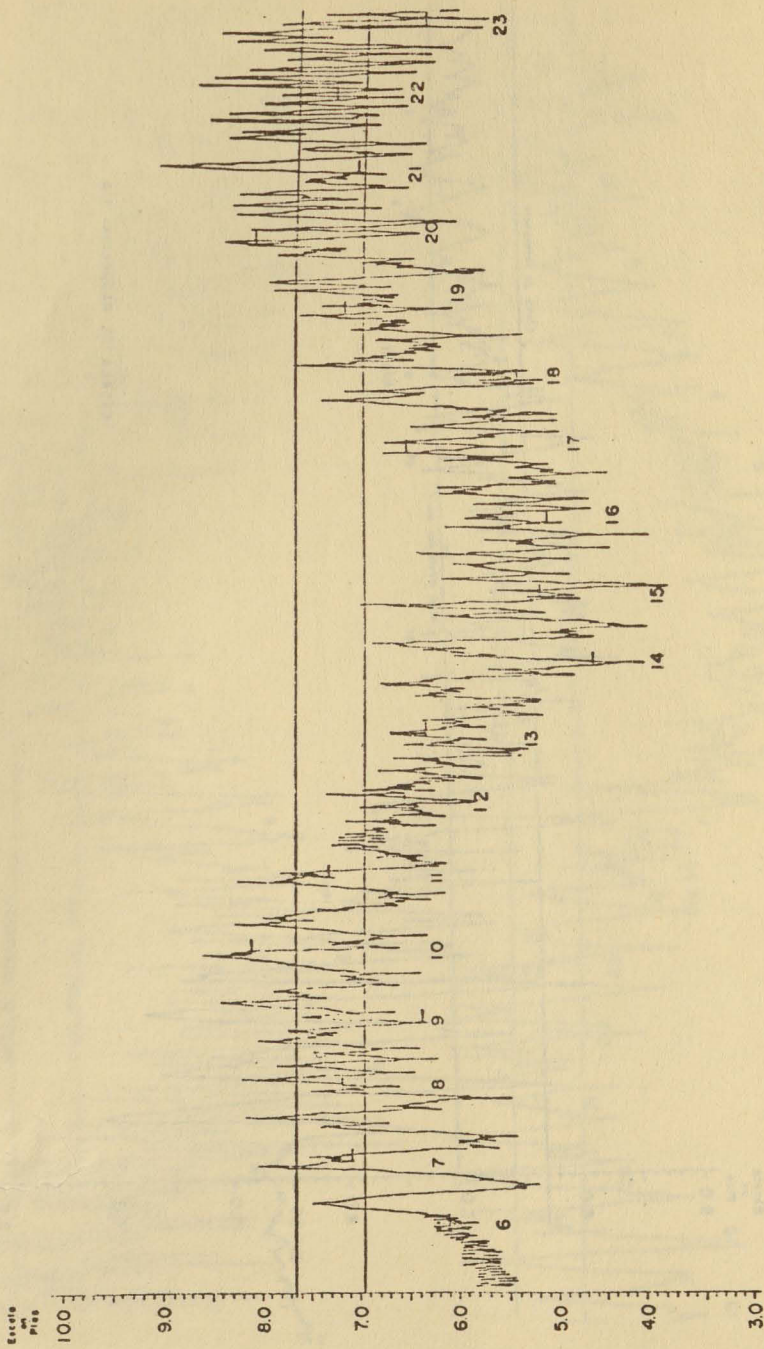
REGISTRO DEL TSUNAMI DEL 30 DE ENERO DE 1973



ESCALA DE REDUCCIONES 1:19

Fig. 16. Registro mareográfico del Tsunami generado por el temblor de Colima del 30 de enero de 1973 (Tomado de Secretaría de Marina, 1973).

(Continuación Fig. 16)



El otro *tsunami* de interés es el generado por el temblor del 30 de enero de 1973, cuyo epicentro se localizó en $18^{\circ}.39$ N y 103.21° W con una magnitud de 7.5. Esto corresponde a una distancia de unos 190 km entre el epicentro y Manzanillo. La primera onda marina sísmica llegó en $19^m 46^s$. La secuencia de las crestas es como sigue (Secretaría de Marina, 1973) (fig. 16):

No. de Cresta	Amplitud (pies)	Período entre crestas (min)
1	- 2.7	
1	+ 4.0	
		30
2	- 3.5	
2	+ 3.1	
		32
3	- 3.2	
3	+ 3.9	
		34
4	- 3.5	

Felizmente el nivel estacional del mar era bajo en ese mes y la marea se encontraba en bajamar en el momento del sismo, lo cual evitó la ocurrencia de efectos dañinos.

En términos muy generales y con base en estos pocos datos, no sería irrazonable esperar como valores máximos de amplitud, en el evento de un sismo grande frente a Colima, amplitudes máximas en el rango de 8 a 10 pies (pico a pico) con períodos del orden de 30 min.

TABLA 3. Datos de los tsunamis.

Fecha Localización del foco Magnitud del sismo	Datos del tsunami			Altura pico a pico del tsunami, en m	Observaciones
	Área de origen	Magnitud	Lugar de observación		
1902, abr. 15 16.7 N, 99.2 W	México		Acapulco, Gro.	3	No existen detalles. Tanto Seberg como Richter dan como fecha 14 de abril, pero Gutenberg y Richter consideran la hora del sismo en la madrugada del 15 de abril. Puede ser la misma ola de 9 m reportada por Heck en 1947, dando como fecha 30 de julio de 1909
1909, jul 30 16.783 N, 99.883 W Magnitud 7.7	México	?	Acapulco, Gro.	9	Consignado por Heck, que cita a su vez un informe de una asociación británica, la cual, sin embargo, no menciona el tsunami. Parece probable que éste sea el mismo tsunami reportado por Seberg en 1932 y Gutenberg y Richter en 1954, ocurrido el 14 de abril de 1902
1925, nov 16 18 N, 107 W Magnitud 7	México	?	Zihuatanejo, Gro.	10	El poblado de Zihuatanejo fue barrido por una ola de 10 m. Sin confirmación de ninguna otra fuente. El informe es dudoso, y se considera exagerada la altura de la ola
1928, jun 16 16.25 N, 98 W Magnitud 7.8	?	?	Pto. Ángel, Cax.	?	La ola se internó 60 m en los poblados y destruyó bodegas
1932, jun 12 18.9 N, 104.5 W Magnitud 7	México	1	Cuyutlán, Col. Manzanillo, Col.	?	Daños severos. Algunas personas y varias construcciones pequeñas fueron acarreadas hacia el mar
1950, oct 23 14.5 N, 92 W Magnitud 7.1	Guatemala	0	La Unión, El Salvador San José, Guatemala	0.2	Se consigna porque es probable haya llegado a Chiapas, particularmente a las costas del Soconusco, Oaxaca y Guerrero (véase ref 10)
1950, dic 14 16.48 N, 98.2 W Magnitud 7.5	México	0	Acapulco, Gro.	0.3	
1952, nov 3 52.75 N, 159.5 E Magnitud 8.25	Kamchatka	4	Acapulco, Gro. Salina Cruz, Oax.	0.6	Se observó con efectos variables en muchas costas del cinturón circunpácífico
1957, mar 9 51.3 N, 175.8 W Magnitud 8.5	Islas Aleutianas	3.5	Ensenada, B.C.	0.6	Registrado en muchas costas del cinturón circunpácífico. Muchos daños en las Islas Hawái. En Kawai se observó con altura de 16 m, la cual excedió el límite de registro del mareograma. Hubo daños considerables en la costa noreste de Oahu (véase ref 10)
1957, jul 18 16.5 N, 99.2 W	México	3	Acapulco, Gro. Salina Cruz, Oax.	2.5	
1960, may 22 41 S, 73.5 W	Chile	4.5	Ensenada, B.C. Acapulco, Gro.	2.5	Registrado en muchas costas del cinturón circunpácífico. Ocasionó tremendos daños en Chile, Hawái y Japón (véase ref 10)
1962, may 11 17 N, 99.6 W	México	0	Acapulco, Gro.	0.8	
1963, oct 13 44.8 N, 149.5 W	Islas Kuriles	2	Acapulco, Gro.	0.7	(véase ref 10)
1964, mar 28 61 N, 147.7 W	Golfo de Alaska	5	Ensenada, B.C.	1.4	(véase ref 10)

BIBLIOGRAFIA

- BOOTH, B., 1979. Assesing Volcanic Risk. *J. Geol. Soc.* London, 136: 331-340.
- COX, D. R., and P. A. W. LEWIS, 1966. The statistical Analysis of Series of Events. Chapman & Hall. London 285 pp.
- DE LA CRUZ-REYNA, S., 1980. Programa VCOL (no publicado).
- DE LA CRUZ-REYNA, y F. MEDINA, 1981. Análisis espectral de la actividad del volcán de Colima y su valor predictivo. (Resumen) Memoria de la Reunión de la Unión Geofísica Mexicana, Manzanillo, Méx. 1981.

- DEMANT, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev. del Inst. de Geol. UNAM (México)* 2: 172-187.
- DEMANT, A., 1979. Vulcanología y Petrología del sector occidental del eje Neovolcánico. *Rev. del Inst. de Geol. UNAM (México)* 3, 39-57.
- ERGIN, K., 1969. Observed intensity epicentral distance relations in Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59: 1227-1238.
- ESTEVA, L., 1968. Bases para la formulación de decisiones de riesgo sísmico. *Rev. Inst. Ing. UNAM*, 182.
- ESTEVA, L., 1976. Seismicity. In: C. Lomnitz and E. Rosenbueh (Editors). *Seismic Risk and Engineering Decisions*. Elsevier Amsterdam: 425 pp.
- ESTEVA, L. y R. VILLAVERDE, 1973. Seismic risk, design spectra and Structural reliability. *Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng. Rome*. pp. 2586-2597.
- FIGUEROA J., 1974. Sismicidad en Colima. Macrosismo del 30 de enero de 1973. *Rep. Inst. Ing. UNAM*. 332.
- FOURNIER D' ALBE, E. M., 1979. Objectives of Volcanic monitoring and prediction. *J. Geol. Soc. London*, 136: 321-326.
- HERRERA, C., 1967. Geología de los Volcanes de Colima. Tesis Prof. Fac. de Ing. UNAM.
- HUDSON, D. E., 1972. Local distribution of strong earthquake ground shaking. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62 (6).
- KELLEHER, J., L. SYKES and J. OLIVER, 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to mayor plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *J. Geophys. Res.* 78: 2547-2585.
- LOMNITZ, C., 1974. *Global Tectonics and Earthquake Risk*. Elsevier. Amsterdam. 320 pp.
- MARTÍN DEL POZZO, A. L., S. DE LA CRUZ-REYNA, 1981. Monogenetic Vulcanism in the Sierra Chichinautzin, Mexico: Patterns or Activity. (En preparación).
- MC CANN, W., S. P. NISHENKO, L. R. SYKES, and J. KRAUSE, 1979. Seismic gaps and Plate Tectonics: Seismic potential for major boundaries. *Pageoph.*, 117: 1082-1147.
- MEDINA, M. F., 1981. Catalogue of the eruptive history of the Volcan de Colima, Mexico (1560-1980). Submitted to: *Bull. Volc.*
- MOOSER, F., 1961. Los Volcanes de Colima. *Bol. No. 61 det Inst. de Geol. (Mexico)*: 49-71.
- OHTAKE, M., T. MATSUMOTO and G. LATHAM, 1977. Seismicity gap near Oaxaca, Southern Mexico as a Probable precursor of a large Earthquake. *Pageoph.*, 115: 375-385.
- RICHTER, C. F., 1958. *Elementary Seismology*. W. H. Freeman and Co. San Francisco.
- SCANDONE, R., 1979. Preliminary Evaluation of Volcanic Hazard in the Southern Valley of Mexico. *Geofis. Intern.*, 88 (2).
- SECRETARÍA DE MARINA, 1973. Estudio Geográfico de la Región de Manzanillo, Col. Dirección Gral. de Ocean. y Señal. Marítimo. S. M. México.
- SINGH, S. K., L. ASTIZ and J. HAVSKOV, 1980. Seismic gaps and recurrence periods

of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination. (Submitted to Bull. Seism. Soc. Am.) Boletín No. 9, *Serie Amarilla*, Instituto de Geofísica, UNAM.

TAZIEFF, H., 1977. An exceptional eruption: Mt. Niragongo, Jan. 10th, 1977. *Bull. volcan.* 40, (3): 1-12.

TOCHER, D., 1958. Earthquake energy and ground breakage. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 48: 147-153.

UNESCO, 1972. Report of consultative meeting of experts on the statistical study of natural hazards and their consequences. Document SC/WS/500, 11 pp.

VAN DORN, W. G., 1965. *Tsunamis*. Advances in Hydrosience, 2. New York, Academic Press.

VILLARREAL, A. G. y O. A. RASCÓN, 1974. Estudio estadístico de las *Tsunamis* observadas en la costa mexicana del Pacífico. Rep. Inst. Ing. UNAM. 328.

WICKMAN, F. E., 1966. Repose Periods Patterns of Volcanoes (I-V). *Arch. Miner. Geol.* 4 (7-11): 291-367.