

LOS TEMBLORES SENTIDOS EN COSTA RICA DURANTE: 1973-1983, Y SU RELACION CON LA
SISMICIDAD DEL PAIS

Luis Diego Morales

Walter Montero

Escuela Centroamericana de Geología y Centro de Investigaciones Geofísicas,
Universidad de Costa Rica

ABSTRACT

Earthquakes in the metropolitan area of San José, felt with intensity equal or higher than III (MM) for the period 1973-1983, were localized by means of a local network of stations and portable seismographs, combined with information taken from international bulletins (ISC, PDE, EDR). The distribution of seismicity and its relation with morphotectonic units allowed a geographic zonification of the country, and was found that the main seismic sources were associated with subduction and local faults. The last one proved to be the most dangerous seismic source and the borders of the internal basins the ones more potentially risky, as evidenced by the Tilarán (1973) and the Pérez Zeledón (1983) earthquakes. The central pacific coast represents a seismic gap and also has a high seismic potential. Seismic sequences of the "swarm" type or precursors, main quake and aftershocks have been observed in the Central Valley, mainly oriented toward the volcanic area. The type of seismicity observed for the strong earthquakes in the subduction zone has been: main quake and aftershocks. The mean value of the felt earthquakes ($I \geq III$) in the metropolitan area of San José was 14.7, per year, that is, about a monthly earthquake. The highest seismic activity (VI - VII) was felt during April 1983, due to violent activity around Golfito ($M_s = 7.3$). The year 1983 has been the most active of the whole period as measured by the energy release and material damages, mainly in the areas of Golfito-Osa and Pérez Zeledón. However, landslides due to Tilarán's earthquake (1973) yielded the largest number of casualties (23), during the whole period.

RESUMEN

Los temblores sentidos en el área metropolitana de San José con intensidad mayor o igual a III (MM) para el período de 1973-1983 han sido localizados por medio de una red local de estaciones fijas y de arreglos sismográficos portátiles, junto con la información proveniente de boletines internacionales (ISC, PDE, EDR). La distribución de la sismicidad y su relación con las diferentes unidades morfo tectónicas permiten una zonificación geográfica del país, donde las principales fuentes sísmicas están asociadas con el proceso de subducción y el fallamiento local, siendo esta última la fuente sísmica más peligrosa y los bordes de las cuencas internas, las áreas de mayor riesgo potencial, como ha sido puesto de manifiesto por los terremotos de Tilarán (1973) y Pérez Zeledón (1983). La costa central del Pacífico constituye una zona de quietud sísmica (Gap) de alto potencial sísmico. Secuencias sísmicas tipo "enjambres" o precursor, temblor principal y réplicas; han sido observadas para el Valle Central y sobre todo hacia los terrenos volcánicos. El modo de sismicidad observado para los temblores fuertes de la zona de subducción ha sido de : temblor principal y réplicas. El promedio de temblores sentidos ($I \geq III$) en el área metropolitana de San José ha sido de 14.7 temblores por año, lo que significa un temblor sentido cada mes. La mayor intensidad sísmica (VI - VIII) se sintió en el mes de abril de 1983 debido a la violenta sacudida ocurrida en el temblor de Golfito ($M_s = 7.3$). El año 1983 ha sido el más activo de todo el período y al cual corresponde la mayor liberación de energía sísmica y las mayores pérdidas materiales, siendo las regiones de Golfito-Osa y norte de Pérez Zeledón las áreas más afectadas. Los deslizamientos desencadenados por la sacudida sísmica del terremoto de Tilarán (1973), originó el mayor número de muertos, veintitrés (23), durante el período de estudio.

INTRODUCCION

Los peligros geológicos a los que está expuesta Costa Rica han causado en el pasado cuantiosas pérdidas materiales y humanas. De estos peligros tenemos entre los más notables a los temblores y los deslizamientos desencadenados a consecuencia de la sacudida sísmica.

Los procesos de liberación de la energía sísmica son discretos en el tiempo y así tenemos períodos cortos de fuerte actividad alternando con períodos más largos de relativa quietud, lo que podría dar una idea falsa de que tiembla mucho o poco dependiendo del período en que coincidamos o que más recordemos. El estudio de la sismicidad histórica (González, 1910; Miyamura, 1980; Montero, en prensa) nos muestra que siempre ha temblado en nuestro país y por cuanto los procesos geológicos responsables continúan activos, seguirá temblando.

Muchos temblores pueden pasar desapercibidos para la mayoría de la población entre otras razones porque éstos son de baja magnitud, por la profundidad o porque la fuente sísmica se ubica en una región deshabitada.

El objetivo del presente trabajo es conocer los tipos de sismicidad, su relación con las grandes unidades morfoestructurales y las diferentes fuentes sísmicas que han generado los temblores que han sido percibidos en el área metropolitana de San José con intensidad de III o más en la escala modificada de Mercalli (MM), durante los últimos once años (enero de 1973 hasta diciembre 1983), período durante el cual contamos con más datos instrumentales locales.

En algunas secuencias sísmicas importantes (Tabla 1), hemos considerado la presencia del fenómeno, sin importar la intensidad con la cual fue percibido en San José.

El período que nos ocupa (1973-1983) está caracterizado por dos importantes temblores superficiales ocurridos al interior del país debidos al fallamiento local: uno de ellos al inicio (1973) y el otro hacia el final del período (1983), originando ambos serios daños y pérdidas materiales y humanas, por lo cual los clasificamos como terremotos a pesar de su moderada magnitud ($6 < M \leq 6.5$). El primer evento sísmico destructor ocurrió en Río Chiquito de Arenal, Tilarán, el 13 de abril de 1973 con una magnitud de 6.5 en base a ondas superficiales (M_S), y el día 03 de julio de 1983 ocurre el terremoto de División-Buena Vista, en Pérez Zeledón con una

magnitud $M_s = 6.1$.

Dentro del período en consideración tenemos otras dos secuencias sísmicas importantes originadas en la zona de subducción al borde de la Costa Pacífica, que son: los temblores de Sámara de 1978, entre los cuales tenemos dos eventos mayores con $M_s = 7.0$ y la segunda secuencia con un evento principal originando el temblor de Osa-Golfito del Sábado Santo (02 de abril de 1983), $M_s = 7.3$.

Otro modo de sismicidad importante observado se presenta en las serranías del interior del país, en forma de "enjambres", esto es, numerosos temblores concentrados en espacio y tiempo, con magnitudes similares y relativamente pequeñas ($M_L < 4.5$).

Dado que siempre ha temblado y seguirá temblando en Costa Rica, la amenaza sísmica siempre estará presente, razón por la cual es necesario el trabajo conjunto entre geólogos-sismólogos e ingenieros en diseño sismoresistente con el fin de prevenir y mitigar futuros desastres, por lo cual el estudio y conocimiento de las características de la sismicidad y del tectonismo que nos afecta es imprescindible.

UNIDADES MORFOTECTONICAS Y SISMICIDAD HISTORICA

Costa Rica se encuentra afectado por la interacción de dos grandes estructuras tectónicas, la placa oceánica de Cocos y la placa Caribe. La primera se desplaza hacia el NE (Molnar y Sykes, 1969) sumergiéndose en la fosa Mesoamericana bajo la placa Caribe sobre la cual se asienta Costa Rica,

Una tercer placa que afecta Costa Rica lateralmente es la de Nazca, separada de la placa de Cocos por la zona de fractura de Panamá la cual está ubicada en el piso oceánico aproximadamente al sur de Punta Burica y es originada por el movimiento diferencial horizontal entre dichas placas (Fig. 1).

El movimiento relativo entre las placas (Cocos-Caribe-Nazca) origina zonas de inestabilidad en sus bordes o fronteras, "causando los temblores", y siendo responsables de la generación de un patrón regional de esfuerzos (compresiones y tensiones) que pueden excitar o modificar los esfuerzos que actúan sobre las estructuras locales que se ubican en el borde interior de la placa Caribe, originando o reactivando "fallas", que a su vez serán responsables de otros temblores. Tenemos así las dos fuentes principales que generan los temblores y terremotos que nos afectan:

Primero, el desplazamiento relativo entre las placas al bajocorrer una (Cocos) bajo la otra (Caribe) proceso llamado de "subducción", o bien al resbalar una al lado de la otra (Cocos-Nazca), segundo, las "fallas locales" localizadas al interior de la placa Caribe.

Las características geoestructurales o geotectónicas de una región, determinan no solo la naturaleza de las diferentes fuentes sísmicas, sino que condicionan también el modo o tipo de sismicidad, los desarrollos urbanos y por lo tanto los criterios para el diseño y construcción de obras civiles. Para correlacionar los aspectos anteriores en la figura 1 se muestran los rasgos estructurales y las unidades morfotectónicas más relevantes de Costa Rica de acuerdo a la nomenclatura de Dickinson (1974) para arcos de islas, y los principales eventos históricos ocurridos entre 1888 y 1983 para los cuales existe una localización aceptable y cuyos efectos destructivos o la energía sísmica liberada son importantes.

Analizando la figura 1 nos encontramos con la Fosa Mesoamericana que marca el inicio del límite convergente entre las placas de Cocos y Caribe, a partir de la cual se inicia el proceso de subducción que originará la sismicidad que se encuentra entre la Fosa y el arco volcánico-plutónico. La fosa se extiende paralelamente a la Costa Pacífica disminuyendo de profundidad al ser interceptada por la "serranía oceánica de Cocos", otra de las estructuras morfotectónicas más notables.

Los temblores generados a lo largo del plano de subducción que resulta de la interacción de las placas (Cocos-Caribe) en la región de Costa Rica se caracteriza por un aumento de la profundidad desde la fosa hacia el interior y con una variación lateral de profundidad que aumenta de sureste a noroeste, llegando a alcanzar valores máximos de 200 Km, en Guanacaste y cercanos a los 100 Km hacia el centro y sureste del país. Lo anterior es muy importante para evaluar el peligro sísmico que representan estos temblores, porque a pesar de ser los que alcanzan mayor magnitud (hasta 7.75 en 1904) y aportan por lo tanto la mayor cuota del presupuesto de la energía sísmica liberada en el país, no han causado mayores daños, pues ocurren generalmente hacia el borde de la costa pacífica (zona a, Fig. 1) y el proceso de ruptura de tipo de fallamiento inverso, (Molnar y Sykes, 1969) que se inicia a cierta profundidad, favorece un patrón de radiación de la energía hacia el océano (Kelleher y otros, 1973, McCann y otros, 1978) con lo cual la intensidad de la

TABLA 1
Principales secuencias sísmicas (1973-1983)

Fecha del temblor día-mes-año	Lugar o región de ocurrencia	Intensidad Mercalli Modificada	Magnitud local	Observaciones
14 abril 1973	Tilarán	VIII Tilarán V San José	$M_S = 6.5$	Terremoto, muchas réplicas, pérdidas materiales y humanas
20 diciembre 1976	Sur de San Ignacio de Acosta	III San José	4.5	Tres eventos sentidos
16 diciembre 1977	La Estrella-Río Navarro	IV San José	4.0	Enjambre con 6 temblores sentidos
29 marzo/10 abril 1978	Coronado	III San José	3.5	Tres eventos sentidos
22 junio 1978	Entre Esparta y San Mateo	IV Esparta	4.3	Tres eventos sentidos
22-23 agosto 1978	Frente Costas Sámará	IV San José	$M_S = 7.0$	Dos temblores principales con tres réplicas sentidas, sin daños
1-7 julio 1979	Punta Burica	VI Paso Canoas	$M_S = 6.5$	Temblor principal con 24 réplicas reportadas sentidas en zona fronteriza
11 agosto 1979	Turrialba	III-IV Turrialba	3.8	Cuatro eventos sentidos
29 abril 1980	Volcán Platanar	III Quesada	3.0	Enjambre, varios sentidos (3)
26-29 junio 1980 14 julio 1980	Golfo Papagayo	IV Santa Cruz	5.2	Seis temblores sentidos
3 setiembre 1980	La Estrella-Río Navarro	III San José	4.1	Enjambre, varios sentidos (4)
5-9 febrero 1982	Vara Blanca-Poasito	III Poasito	3.0	Enjambre, varios sentidos (5)
4-7 junio 1982	Volcán Irazú-Turrialba	III San Juan de Chicúá	3.0	Enjambre, varios sentidos (4)
23-25 set. 1982	Volcán Irazú-Turrialba	VI Coliblanco	4.0	Enjambre, muchos temblores sentidos
2 abril 1983	Golfito-Osa	VIII Golfito VI-VII Valle Central	$M_S = 7.3$	Violento temblor, sacudió todo el país, daños moderados, 1 muerto, muchas réplicas, 51 sismos con $M_L \geq 3.6$
julio 1983	División-Buena Vista	VII San Isidro de Pérez Zeledón	$M_S = 6.1$	Terremoto, pérdidas materiales, 1 muerto. Muchas réplicas, 60 sismos con $M_L \geq 3.5$

Nota: La intensidad y la magnitud reportada para cada secuencia es la del temblor más fuerte.
 M_S : Es la magnitud en base a las ondas superficiales.

FIGURA N° 1:

Esquema tectónico simplificado con los principales rasgos estructurales y morfotectónicos de Costa Rica y alrededores dentro del marco de la tectónica de placas. (Basado en Weyl, 1971; Mora, 1981; Case y Holcombe, 1980). Se incluye la sismicidad histórica más relevante desde 1888 hasta 1983 con las dos zonas de quietud sísmica (Gap) que prevalecen al borde de la costa pacífica. Nótese la concentración de actividad hacia los bordes de las cuencas intraarco y en especial hacia las sierras volcánicas.

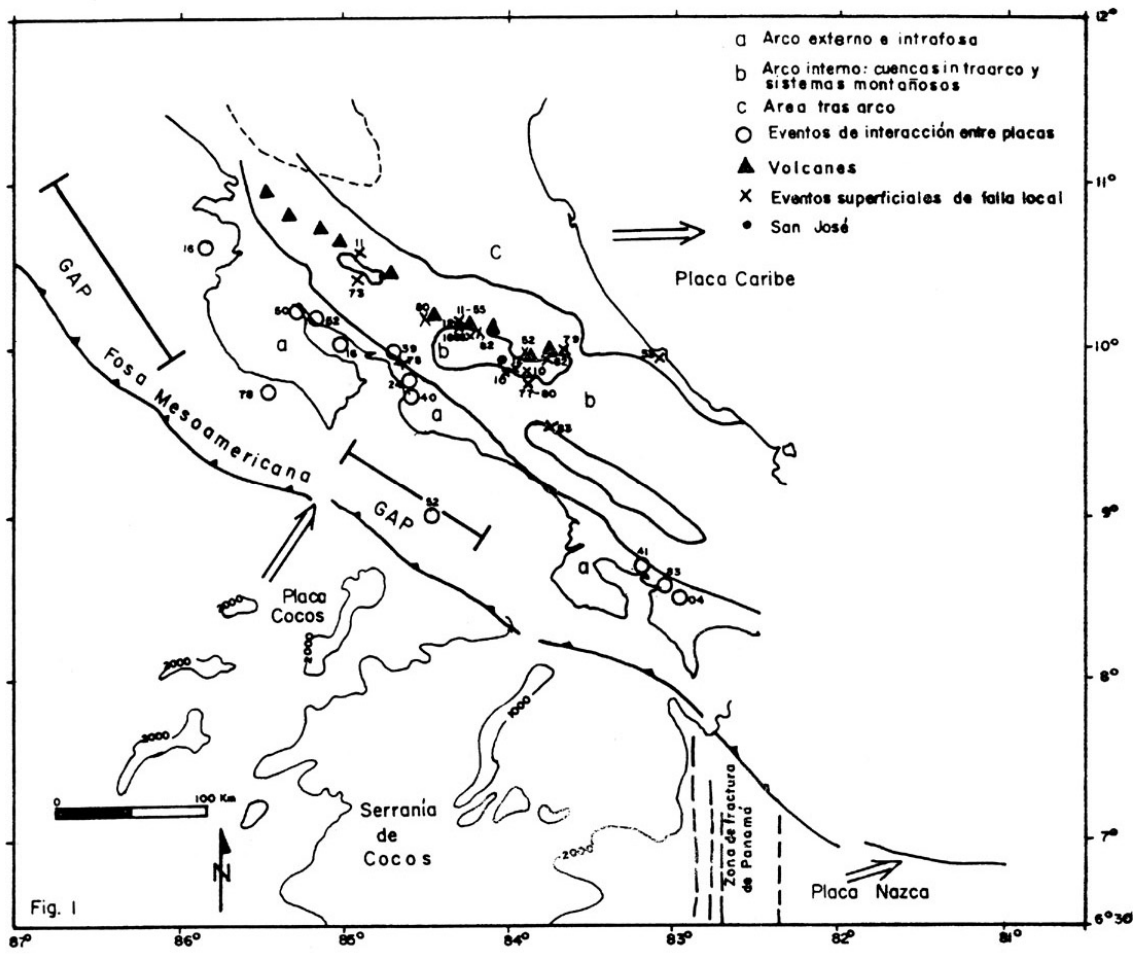


Figura 1

sacudida sísmica al interior del país (Valle Central) difícilmente excede de VII en la escala Mercalli Modificada (MM). Si el temblor ocurriera más hacia el interior, entonces estaría más profundo y este factor ayudaría a atenuar la intensidad de las sacudidas. En la zona sureste del país la situación es más peligrosa pues tenemos la fosa más cercana a la costa con un proceso de subducción somero por el efecto de la serranía de Cocos (Lonsdale y Klitgord, 1978), lo cual puede llevar a la ocurrencia de eventos de magnitud considerable (temblor del sábado Santo, 2 de abril de 1983, $M_S = 7.3$) con hipocentros relativamente superficiales y al interior de la costa, con lo cual sus efectos pueden ser más destructivos.

Aplicando el concepto de la brecha sísmica, (Gap) el cual nos define regiones a lo largo de una frontera de placas activas tipo pacífico, que no han experimentado grandes terremotos de fallamiento inverso o desplazamiento de rumbo durante los últimos 30 años, Kelleher y otros (1973) y McCann y otros (1978), han encontrado estudiando la sismicidad histórica de Costa Rica que existe una brecha sísmica al centro-sureste de nuestra costa Pacífica y otra en el extremo noroeste del país, en la región fronteriza con Nicaragua, estimando el período de recurrencia para ambas regiones entre 30 y 50 años.

Utilizando los datos de la sismicidad histórica incluyendo el período más reciente (1973-1983) para eventos con magnitud $M_S \geq 6.75$, resulta una variación de las brechas sísmicas definidas por los anteriores autores, luego de ocurrir las rupturas del temblor de 1978 frente a las costas de Sámara ($M_S = 7.0$) y del sábado Santo, 1983 ($M_S = 7.3$), cerca de Golfito. Sin embargo, la brecha indicada en la figura 1, frente a la costa central pacífica corresponde con un tramo de quietud que no ha experimentado grandes rupturas desde hace ya más de 30 años y constituye por lo tanto una región de alto potencial sísmico. En la región noroeste del país se mantiene la brecha definida por Kelleher y otros (1973) en la cual no ha vuelto a ocurrir un gran temblor desde 1916. Este ha sido relocalizado en base a Tristán (1916) en el golfo de Papagayo cerca de las costas de la bahía Culebra. Esta brecha del noroeste se acerca actualmente a los 70 años sin haber experimentado una gran ruptura, por lo que la probabilidad de ocurrencia de un evento sísmico es mayor en esta región. Es interesante mencionar que la zona de subducción en el

extremo sureste del país presenta un claro período de recurrencia de 40 ± 3 años para grandes eventos (1904-1941-1983).

La otra zona de sismicidad importante corresponde con el arco interno (b, Fig. 1) otra gran unidad morfotectónica, caracterizada por valles y serranías. Los temblores generados en esta zona se deben principalmente al fallamiento local y aunque son de magnitud moderada a baja ($M \leq 6.5$) al ser sus focos superficiales y estar muchas veces cercanos a centros de población sus efectos son más destructores no solo por la intensidad de las sacudidas, hasta IX (MM) (Montero, en prensa) sino también por desencadenar otros peligros geológicos tales como deslizamientos y avenidas de agua, lodo y rocas (avalanchas). Los eventos sísmicos más destructivos que han ocurrido en Costa Rica se ubican en esta zona y preferiblemente en el borde de los valles, (Montero, en prensa) como puede apreciarse en la figura 1. El terremoto de Cartago del 4 de mayo de 1910 constituye la mayor catástrofe sísmica hasta la fecha.

Esta zona (b) constituye la región de mayor riesgo geológico, tanto por los peligros geológicos potenciales como por el desarrollo de su infraestructura y el aumento de los asentamientos humanos.

La zona trasarco (c, Fig. 1) es la unidad morfotectónica de menor riesgo geológico, quizás las inundaciones sean el mayor peligro potencial, las cuales son favorecidas por ser una región de llanuras y tierras bajas. Sin embargo, no se debe olvidar que el área de la ciudad de Limón fue sacudida violentamente por el temblor del 7 de enero de 1953, el cual originó daños.

ANÁLISIS E INTERPRETACION DE LOS DATOS (1973-1983)

Diferentes fuentes de información han sido utilizadas en el presente trabajo; para los años del 73 al 81, el boletín del Centro Internacional de Sismología (ISC); de 1975 a 1983 datos obtenidos de la Red Sismológica de la Universidad de Costa Rica, operada por la Escuela de Geología y procesados en el Centro de Informática con la ayuda del programa para determinar hipocentros HYPO-71 (Lee y Lahr, 1975). Los boletines (PDE-EDR) del Servicio Geológico de los Estados Unidos han sido muy valiosos durante el período 74-83. Durante el año 1982 y 1983 se obtuvo una mejor cobertura del territorio nacional con los datos de la llamada "Red Sismológica Nacional", (RSN), que significa un paso adelante en la auscultación sísmica

del país con una mejor localización de hipocentros, sobre todo si tenemos en cuenta que las determinaciones telesísmicas hipocentrales hechas con datos a nivel mundial presentan localizaciones con desplazamiento hacia el noreste que a veces llegan ser de varias decenas de kilómetros. Algermissen y otros (1974) señalan que esto es común para Centroamérica, lo mismo ha sido señalado por Plafker (1973) y Miyamura (1980) para Costa Rica y el mismo tipo de desplazamiento ha sido observado en otros lugares del arco mesoamericano para temblores fuertes recientes bien estudiados (Ponce y otros, 1979; Gettrust y otros, 1980). Como consecuencia de este desplazamiento hacia el noreste, los eventos se localizan más hacia el interior del país cuando en realidad se encuentran hacia el mar o en el borde de la costa.

Una serie adicional de muy buenos datos de tiempos de arribo ha sido obtenida a través de arreglos locales de estaciones sismográficas portátiles durante la ejecución de diferentes proyectos de investigación alrededor del Valle Central coordinados por el sismólogo Walter Montero durante el período 1979-1982.

El modelo de corteza utilizado en la localización de hipocentros está basado en la estructura en capas determinada por Matumoto y otros (1977), mediante la variación de velocidad de la onda P para el noroeste de Costa Rica. Hemos establecido dos tipos de eventos en cuanto a calidad de la localización epicentral; los llamados "A" que son soluciones obtenidas a través de un proceso de refinamiento de residuos ($RMS \leq 0.5$ seg.) después de varias corridas del programa de computación y de incorporar todas las lecturas de tiempos de arribo posibles para P y S y aquellos otros para los cuales se tiene una solución preliminar "B" en base a las primeras lecturas de tiempos de arribo, pero que no han sido sometidos al proceso de refinamiento anterior, o bien, son datos reportados por boletines internacionales.

La determinación de la magnitud local (M_L) se ha hecho en base a temblores registrados en sismógrafos Wood-Anderson en la estación SJS (Ciudad Universitaria Rodrigo Facio) y para cuando no hay datos de dichos instrumentos, se han utilizado lecturas de la componente vertical del sismógrafo en SJS, estableciéndose una correlación en base a la amplitud de la onda S (Montero y Dewey, 1982) y otra en base a la duración de la señal sísmica (Morales, en preparación) virtualmente equivalentes a la magnitud local de Richter.

Los reportes de intensidades son con base a los efectos sentidos u observados en el área metropolitana de San José, pudiendo ser iguales, menores o mayores respecto a otras áreas del país, debido a que la intensidad varía entre otros de acuerdo a la profundidad, distancia epicentral, a las condiciones geológicas de un área particular, así como también depende de la calidad y tipo de construcción. A diferencia de la Magnitud que es un dato instrumental, la intensidad, es un dato observacional subjetivo, que disminuye conforme aumenta la distancia hipocentral, decayendo generalmente más rápido para los eventos superficiales.

Una lista de los 148 eventos graficados que han sido sentidos en San José con intensidad igual o mayor a III en la escala de Mercalli modificada (MM) durante el período en consideración (1973-1983), está disponible previa solicitud a los autores.

El mapa de sismicidad de la figura 2, muestra la distribución espacial para los eventos sentidos (MM \geq III) en el área metropolitana de San José. Se debe tener en cuenta que solo los eventos distantes de mayor magnitud, podrán generar intensidades iguales o mayores que III (MM) en San José, razón por la cual hubo más eventos sentidos en otras partes del país, que no han sido considerados sobre todo al extremo sureste, donde se presentó una fuerte actividad en Agosto de 1979 y Abril de 1983. Lo mismo es válido para las zonas afectadas por los terremotos del norte de Pérez Zeledón en Julio de 1983, el de Tilarán de 1973 y los de Sámara de 1978.

Comparando la figura 2 con la 1, es notoria la correlación entre la distribución de los eventos sentidos, la sismicidad histórica considerada y las unidades morfotectónicas. Los eventos cuyo epicentro se ubica entre la fosa y el borde de la costa pacífica (arco externo e intrafosa, "a") están relacionados con el proceso de subducción; los eventos al interior del país (arco interno o magnético, "b") asociados principalmente al fallamiento local, excepto algunos pocos eventos que pertenecen a la zona de subducción y se caracterizan por tener profundidades mayores o iguales a 60 Km y menores o próximas a 100 Km. Finalmente, el área trasarco, "c", que corresponde con las llanuras del Norte y del Atlántico, aparece como la zona más tranquila y prácticamente sin fuentes sísmicas activas. Sin embargo, no hay que olvidar el fuerte temblor que sacudió a Limón el 7 de enero de

FIGURA N° 2:

Distribución espacial de los temblores sentidos en el área metropolitana de San José con intensidad III de la escala Mercalli Modificada (MM). La concentración de la sismicidad hacia la parte central pacífica del país obedece en parte a la proximidad de las fuentes respecto al lugar de observación de la intensidad que fue San José. Obsérvese la aureola de sismicidad hacia la parte central de la costa pacífica de Costa Rica que podría enmarcar una próxima área de ruptura de un temblor de subducción, que llenaría la zona de quietud sísmica para grandes temblores que se muestra en la figura 1.

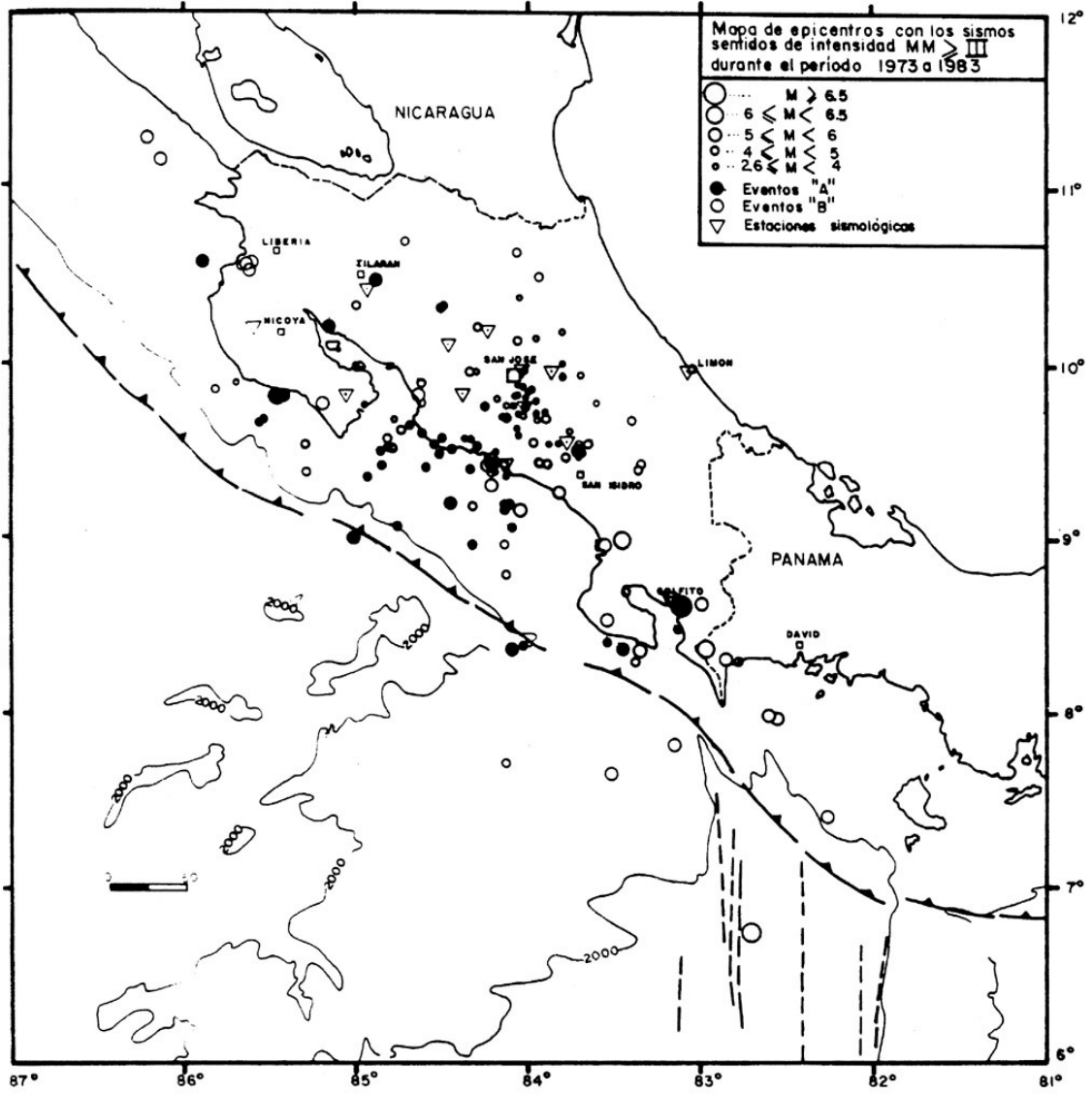


Figura 2

1953, probablemente originado en una falla local considerando lo limitado de la sacudida y la concentración de los daños, lo cual es propio de un temblor de profundidad somera o superficial.

La zona de fractura de Panamá, 75 Km al sur de Punta Burica, aunque es una estructura morfotectónica importante y fuente de grandes temblores ($M_s \geq 7$) ofrece un grado de riesgo sísmico mínimo para el Valle Central dado su lejanía ($R \geq 300$ Km), aunque representa una amenaza sísmica para el extremo sureste del país (Golfo Dulce y sus alrededores).

La mayoría de los temblores sentidos en el área metropolitana (70%) se encuentran dentro de un radio menor o igual a 100 Km, y de éstos el 55% se encuentran a una distancia menor o igual a 50 Km de San José, con magnitudes menores que 5 y mayores o iguales a 2.6 ($2.6 \leq M < 5$) y fueron generados principalmente por fallamiento local. El radio de percepción máximo ha sido de aproximadamente 400 Km para el temblor del 19 de Agosto de 1982 localizado en la zona de Fractura de Panamá con magnitud de 6.4 ($M_s = 6.4$) y sentido con intensidad de III en el área metropolitana de San José.

ZONIFICACION GEOGRAFICA DE LA SISMICIDAD

Interpretando las figuras 1 y 2 y teniendo en cuenta la sismicidad histórica y la información contenida en la tabla 1, encontramos las siguientes zonas:

I) El borde de la costa pacífica afectada por el proceso de subducción y la zona de fractura de Panamá.

a) El sureste (Península de Osa, Punta Burica y alrededores)

Es la región comprendida entre los meridianos $82.5^{\circ}W$ y $84^{\circ}W$. Ha sido el área epicentral de una serie de grandes temblores $M_s \geq 7.0$ (1904-1941-1983) con un período de recurrencia de 40 ± 3 años. Debido a que la región sísmica se extiende al lado panameño y hacia el mar, otros fuertes temblores provenientes de fuera de la costa o fuera de nuestro territorio la han sacudido en varias ocasiones, por ejemplo: 18 de julio de 1934 ($M_s = 7.7$), 12 de marzo de 1962 ($M_s = 6.8$) sentido con una intensidad VI (MM) en Coto 47 y Golfito (Miyamura, 1980) y el 1 de julio de

LOS TEMBLORES SENTIDOS

1979 ($M_S = 6.4$) sentido con intensidad III en San José y V en Golfito y alrededores. El terremoto del 2 de abril (Sábado Santo) de 1983, $M_S = 7.3$, sacudió la región con intensidades entre VI y VIII (MM) y produjo daños moderados y un muerto. La frecuencia de grandes temblores dentro y cerca de esta región, la convierten en una de las de mayor peligro sísmico del país y con el crecimiento de la población y de las obras civiles, el riesgo sísmico irá en aumento.

b) Costa Central Pacífica (Quepos-Herradura)

Esta región, comprendida entre los meridianos $84^\circ W$ y $84.75^\circ W$, presenta una serie de características sísmicas importantes. Primero, es una zona activa de la cual procede una cantidad apreciable de los eventos sentidos en San José; segundo, no ha experimentado rupturas grandes, desde el 9 de setiembre de 1952, hace más de 30 años, en que ocurrió un fuerte temblor ($M_S = 6.75$, ISS) que fue sentido fuertemente en el Valle Central sin originar daños de consideración; tercero, se encuentra dentro del "gap" propuesto en la figura 1 explicado anteriormente; cuarto, es notorio en la figura 2 una aureola de sismicidad alrededor del "gap" propuesto, lo cual puede interpretarse como una zona de "aspereza" donde los temblores menores ocurren hacia los bordes y mantiene una concentración de esfuerzos hacia el centro de la misma, lugar de una probable futura ruptura, lo cual significaría un fuerte temblor, razón por la cual podríamos considerar actualmente a esta región como de alto potencial sísmico. Quinto, un alineamiento conspicuo cercano al meridiano 84° se extiende desde la fosa hasta la costa, esto es observable no solo para los eventos sentidos de la figura 2, sino para mapas de sismicidad de diferentes períodos. Dicho alineamiento podría estar asociado con una fractura o zona de debilidad de alta concentración de esfuerzos que separa esta región de la asociada a la ruptura del 2 de abril de 1983. Al respecto es importante señalar que tanto Montero y Ponce (1979) como Dean y Drake (1978) encuentran un desplazamiento transcurrente al estudiar el mecanismo focal del temblor ocurrido el 7 de febrero de 1972 ($M_b = 5.6$) en dicho alineamiento. Montero y Ponce (1979) basándose en Miyamura (1975) lo consideran asociado a una falla transformada tipo dextral relacionada a la fractura de Panamá.

c) Península y Golfo de Nicoya y alrededores

Es la región comprendida entre los meridianos 84.75°W y 85.75°W , limitada por dos alineamientos sísmicos (Fig. 2) de orientación NE que se extienden de la Fosa hacia al interior de la costa y que la limitan por el NW y el SE, lo cual correspondería con una probable zona de ruptura en la placa de Cocos, bajo la península de Nicoya y supuestamente para el extremo sureste de la misma península, (Carr y Stoiber, 1977; Liaw y Matumoto, 1980). Más recientemente, Burbach y otros (en prensa) encuentran evidencia de ruptura solo bajo la península de Nicoya (NW) y una sismicidad dispersa al extremo sureste de la misma. La presencia de tales rupturas significaría fuentes potenciales de temblores y por lo tanto una amenaza sísmica latente.

Períodos de recurrencia de temblores de 8 a 15 años con grandes liberaciones de energía (10^{22} Ergios) han sido encontrados dentro de esta región (Morales, 1983), sin embargo, solo dos temblores han causado daños de consideración, el 5 de octubre de 1950 ($M_s = 7.7$) y el 04 de marzo de 1924 ($M_s = 7.0$), sobre todo el terremoto de marzo de 1924 que sacudió violentamente el Valle Central occidental con intensidades (MM) de VII a VIII, (Montero, en preparación). Para el período que nos ocupa (1973-1983) tenemos dos eventos importantes ocurridos: uno de ellos el 25 de febrero de 1976 ($M_b = 5.3$), al interior del Golfo de Nicoya que causó daños menores en Nicoya y fue sentido con intensidad IV (MM) en San José, y posteriormente los eventos que ocurrieron el 23 de agosto de 1978 frente a las costas de Sámara, dos con magnitud $M_s = 7.0$, y sentidos en el área metropolitana con una intensidad de IV (MM). Luego continuó una serie de réplicas, dos de las cuales fueron sentidas en San José con intensidades de III y III, respectivamente. A pesar de lo fuerte de la actividad, no ocurrieron daños de consideración.

d) El Noroeste: (Golfo de Papagayo y alrededores)

Ha sido la región del borde pacífico más tranquila para la ocurrencia de grandes temblores durante los últimos 68 años, razón por la cual constituye una zona de "gap" o tramo de quietud sísmica, con alta probabilidad para la ocurrencia de un gran evento ($M_s \geq 7.0$). El último gran temblor, 27 de febrero de 1916, $M_s = 7.5$, sacudió violentamente la zona de playa del Coco y Sardinal, con intensidad sobre IX (Rossi-Forel) y produjo el desprendimiento de las torres de la iglesia de Santa Cruz (Tristán, 1916). Sin embargo, el peligro sísmico para esta región es menor

comparado con las otras regiones descritas anteriormente. La ausencia de morfoestructuras importantes en la placa subducida (Cocos), una fosa relativamente alejada de la costa y un proceso de subducción aparentemente normal, contribuye a minimizar el riesgo, aunado con la ausencia de grandes obras civiles o grandes asentamientos humanos.

La actividad sísmica más importante durante el período en consideración (1973-1983) se presentó en el Golfo de Papagayo durante junio y julio de 1980 con varios eventos de magnitudes hasta de 5.2 en la escala Richter. El último evento importante ocurrió el 29 de setiembre de 1983 en el Golfo de Papagayo frente a las costas de la Bahía de Culebra con magnitud local de 5.1, sentido con intensidad de IV (MM) en Liberia y III en San José.

II) Arco Interno o Magmático: Cuencas intraarco y sistemas montañosos, afectados por el fallamiento local.

a) Valle Central y alrededores:

Los bordes del Valle Central colindantes con la cadena Volcánica Central y con las estribaciones noroeste de la cordillera de Talamanca, constituyen una de las zonas de actividad sísmica más peligrosa por la superficialidad de los focos sísmicos, la localización de la sacudida en áreas por lo general relativamente densamente pobladas y los deslizamientos desencadenados que no solo cortan las vías de acceso, sino que pueden taponear los cauces de los ríos pudiéndose originar avalanchas de lodo, tal como sucedió con el terremoto de Sarchí (Tristán y otros, 1912). La figura 1 muestra los temblores más significativos que han ocurrido durante el presente siglo (1900-1983) en la región y de los cuales se tiene información. Se ha incluido un evento del siglo pasado, ocurrido el 30 de diciembre de 1888 y denominado terremoto de Fraijanes (Michaud, 1911). Este temblor coincide con el inicio de dos actividades, una la fundación del Instituto Físico Geográfico por don Henry Pitier y la instalación del primer sismógrafo en San José, siendo el primer terremoto registrado, el de Fraijanes. Por otra parte, se inicia un período sísmico que alcanzará su culminación con la destrucción de Cartago durante el terremoto de 1910

El valle superior del río Toro Amarillo al oeste del volcán Poás ha sido escenario de temblores destructivos en 1911 (Alfaro y otros, 1911), en 1912 (Tristán y otros, 1912) y en 1955 (Miyamura, 1980). Estos eventos se caracterizaron por los

deslizamientos desencadenados. Dichos fenómenos fueron también notables en la falda NW del Volcán Irazú, a raíz de la ocurrencia del terremoto de Patillos de diciembre 30 de 1952, el cual provocó por sepultamientos 21 muertos (Miyamura, 1980).

El otro borde de actividad sísmica del Valle Central se encuentra hacia el sur y sureste de San José en su límite con las estribaciones de la Cordillera de Talamanca. Temblores del Tablazo y Cartago de 1910 así como Tres Ríos en 1912 ocurrieron en fallas locales ubicadas en dicho borde (Montero y Miyamura, 1981; Montero en prensa).

Para el período que nos ocupa (1973-1983) se ha presentado una gran actividad al sur y sureste del Valle Central a nivel de pequeños temblores ($2.6 \leq M_L < 4$) que se han localizado en pequeños y angostos valles al sur del Tablazo y en el valle del Río Navarro, cerca del poblado de la Estrella, donde se han presentado dos series de "enjambres" en 1977 y 1980, (Montero y Dewey, 1982; Aguilar, 1984).

La otra zona de actividad se localiza hacia el extremo NE de la sierra volcánica central, con un temblor al norte de la ciudad de Turrialba el 11 de agosto de 1979 ($M_L = 3.8$) y una secuencia sísmica en el año 1982, entre el Irazú y el Turrialba entre el 4 y 6 de junio y en setiembre entre el 23 y 24, con muchos temblores superficiales y pequeños, varios de los cuales fueron sentidos por las poblaciones aledañas sin causar daños y solo uno de ellos ($M_L = 3.8$) sentido en San José con intensidad III (MM).

Una pequeña actividad ($M_L < 3.5$) se desarrolló al Noreste de Coronado en Marzo-Abril de 1978 (Montero y Dewey, 1982) y hacia el valle superior del río Poás (Vara Blanca-Poasito) en Febrero 1982 con eventos sentidos por las poblaciones cercanas y sin originar daños. Hacia el extremo Noreste de la Sierra Volcánica Central, en las faldas del Volcán Platanar, se presentó una secuencia sísmica en "enjambre" a finales de abril de 1980, con algunos eventos sentidos por las poblaciones vecinas, incluso Ciudad Quesada, con magnitudes $M_L \leq 3$.

La presencia de temblores superficiales, de magnitud moderada pero destructivos y el desarrollo de infraestructura junto con el crecimiento de la población, aumentan el grado de riesgo sísmico de esta región, para la cual Montero (en prensa) ha encontrado períodos de 34-39 años de relativa quietud alternando con períodos activos de los cuales el último fue en 1951-1955.

b) Laguna de Arenal y alrededores:

Esta región ha sido sacudida por dos violentos temblores de foco superficial y magnitud moderada ($5.0 < M \leq 6.5$), los cuales ocurrieron el 10 de octubre de 1911 (Tristán, 1911) y 14 de abril de 1973.

El terremoto de abril 1973 ($M_s = 6.5$) que tuvo una intensidad máxima de VIII (MM) según Plafker (1973) causó daños de consideración en Río Chiquito, Tronadora y en la Ciudad de Tilarán, parte de los daños fueron a causa de los deslizamientos desencadenados por la sacudida sísmica en que perecieron 23 personas. Sin embargo, lo diseminado de la población y el tipo de las construcciones predominantemente de madera minimizaron el riesgo. Sirva de ejemplo el terremoto de diciembre 23 de 1973 ($M_s = 6.2$) que siendo más pequeño que el de Tilarán, destruyó Managua y provocó más de 11.000 víctimas. La actividad de réplicas en el área epicentral asociada a una falla de rumbo NW ramificada en dos segmentos continuó por varios años como fue puesto de manifiesto por la red de Arenal, instalada en mayo de 1974 por el Instituto Costarricense de Electricidad y operada en conjunto con la Universidad de Texas (Matumoto y Latham, 1976).

Las experiencias del pasado, el desarrollo de grandes obras civiles y el crecimiento de los asentamientos humanos, obligan a una vigilancia sísmica y volcánica de la región para evaluar y mitigar el efecto de fenómenos geológicos adversos en el futuro.

c) Valle del General y alrededores:

El temblor ocurrido el 3 de julio de 1983 a las 11 h y 13 minutos, en el área de División-Buena Vista de Pérez Zeledón, ($M_s = 6.1$), puso en evidencia la existencia de una región sísmica del país desconocida hasta ese momento. Aún más, no está adecuadamente determinada la falla donde ocurrió el temblor. Lo anterior, justifica la necesidad de estudios geológicos-sismológicos de detalle para tratar de descubrir y conocer las diferentes fuentes sísmicas que se presentan en el país y por lo tanto las regiones más propensas a sufrir el efecto de los temblores y otros peligros geológicos-asociados.

La destrucción ocasionada por el terremoto afectó los caminos vecinales y sobre todo la carretera interamericana en donde los deslizamientos se extendieron por varios kilómetros, desde Siberia hasta la Hortensia, estando la parte más dañada entre los kilómetros 110, 119, (Leandro y otros, 1983). Por otra parte, fue notoria

FIGURA N°3:

Histograma mostrando la distribución temporal de los temblores sentidos por mes y para cada año. El histograma acumulativo en la esquina inferior derecha de la figura muestra el conjunto de la actividad para el período considerado (1973-1983) con el número promedio de eventos sentidos por año (13.45) representado por la línea horizontal discontinua, lo que nos da en promedio un evento por mes sentido con intensidad mayor o igual a III en el área metropolitana de San José. Las barras verticales representan el número de temblores sentidos para cada mes y el número romano encima de ella, indica la intensidad máxima percibida en ese mes en el área metropolitana de San José

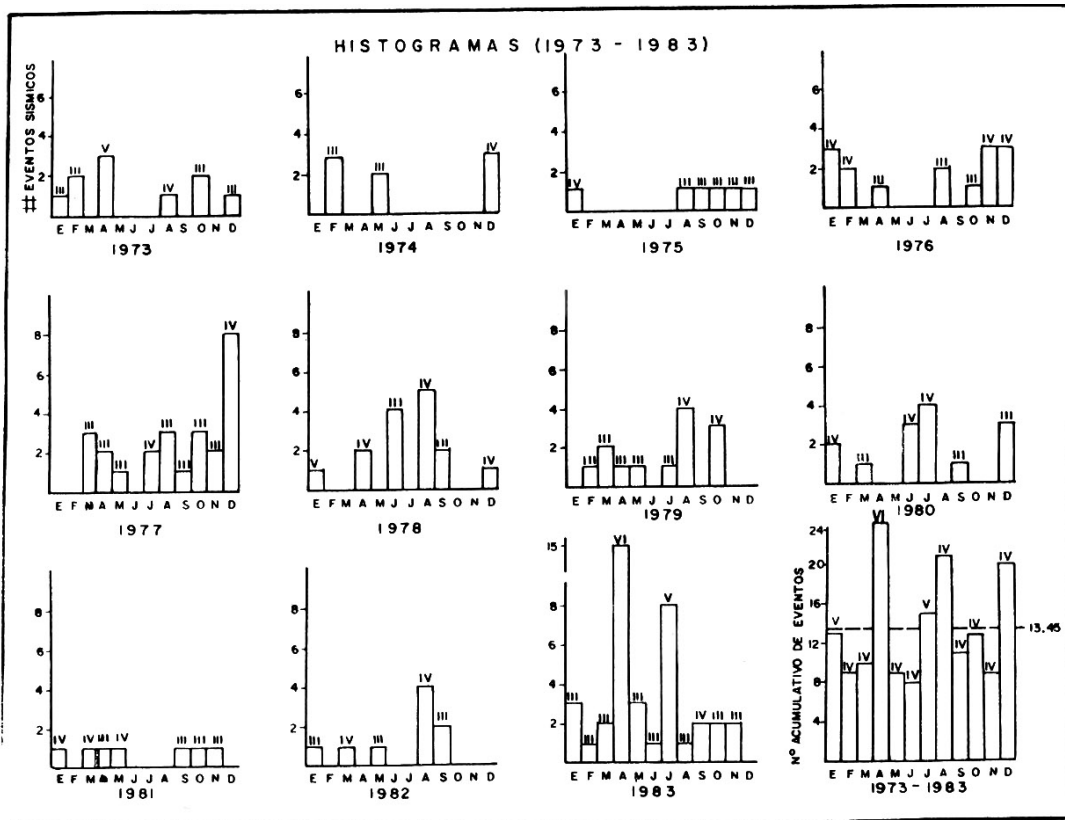


Figura 3

la destrucción ocurrida en pequeñas construcciones (decenas de casas, algunas escuelas y ermitas) sobre todo por la falta de un buen diseño estructural y de normas de construcción adecuadas. Muchas casitas fueron construídas por los propios dueños o vecinos del lugar sin una supervisión profesional. Dichosamente, solo hubo un muerto, pero en cambio se presentaron miles de damnificados.

La población de la región al Norte de San Isidro de Pérez Zeledón continuará percibiendo temblores (réplicas) que irán disminuyendo con el tiempo hasta alcanzarse un cierto estado de equilibrio que fue perturbado por el terremoto del 3 de julio.

III) Area trasarco: Llanura del Atlántico y norte del país

Es la región más tranquila del país desde el punto de vista tectónico y se presenta prácticamente exenta de temblores para el período que nos ocupa.

VARIACION TEMPORAL DE LA SISMICIDAD

En la figura 5 se muestran una serie de histogramas que representan la serie de tiempo para los eventos sísmicos sentidos (intensidad \geq III) durante el período en consideración (1973-1983). Las barras verticales corresponden con el número de temblores sentidos para cada mes y el número romano encima de ella, indica la intensidad máxima percibida en ese mes en el área metropolitana de San José. El mes en que con más regularidad se han sentido los temblores ha sido enero (0.73 veces/año), siendo en cambio, el mes de junio en el que con menos frecuencia se han sentido los temblores (0.27 veces/año).

Considerando el período completo, el año en que más temblores se han sentido, fue 1983 (3 eventos por mes en promedio) y en dicho período el mes en que más se han sentido fue abril de 1983. Por el contrario, el año en que menos temblores se sintieron fue 1975 (6 en todo el año) y el mes en que menos se sintieron fue junio (8 eventos en once años).

El número promedio de eventos sentidos (intensidad \geq III) por año, considerando todo el período (1973-1983) ha sido de 14.7, lo cual significa que en promedio tenemos por lo menos un temblor sentido (1.22) cada mes, con intensidad mayor o igual a tres ($I \geq III$) en el área metropolitana de San José.

La intensidad MM mayor fue de VI y se sintió en el mes de abril de 1983 debido a la violenta sacudida provocada por el temblor de Golfito del 2 de abril, y que originó una liberación máxima de energía del orden de 10^{22} Ergios.

Comparando nuestros resultados del período 1973-1983, con los obtenidos por Miyamura y Coen (1980) para el período 1953-1970, nos encontramos con una diferencia considerable en el número de eventos sentidos por año para el área metropolitana de San José. Utilizando los datos de Miyamura y Coen (1980) para las estaciones de San José (estación 24) y Santa Ana (estación 5, que fue la que más eventos reportó) se encuentran 2.7 eventos por año en San José y 4.5 eventos por año en Santa Ana, mientras que en nuestro estudio tenemos 13.45 eventos por año. Lo anterior puede significar que se está incrementando la sismicidad en nuestro país, o bien, un muestreo inadecuado en la toma de los datos de intensidad o una combinación de ambos.

CONCLUSIONES

Existe una clara relación entre la distribución de la sismicidad y las diferentes unidades morfotectónicas que permiten una zonificación geográfica del país, siendo el arco externo y la intrafosa la región epicentral donde se localizan los grandes temblores ($M_s \geq 7.0$) y que están asociados con el proceso de subducción. El arco interno con las cuencas intraarco y los sistemas montañosos, en especial las sierras volcánicas, es el lugar de ocurrencia de los sismos más peligrosos ($5.0 < M \leq 6.5$), con una clara tendencia de los temblores a ocurrir en los bordes de los valles o cuencas, asociados con el fallamiento local, como ha sido observado para el Valle Central por Montero (en prensa). Por el contrario, el área trasarco se ubica dentro de un marco tectónico relativamente pasivo y es por consiguiente la región de menor riesgo sísmico asociado.

La mayoría de los temblores sentidos en el área metropolitana de San José, provienen de dos fuentes sísmicas principales y generales; la originada por el proceso de subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe que afecta todo el borde pacífico de Costa Rica y la debida al fallamiento local.

Los temblores más representativos de cada fuente durante el período han sido los de Sámara (23-08-1978, $M_S = 7.0$) y de Golfito (02-04-1983, $M_S = 7.3$) para el proceso de subducción, y los terremotos de Tilarán (14-04-1973, $M_S = 6.5$) y Pérez Zeledón (03-07-83, $M_S = 6.1$) para el fallamiento local, siendo esta última la fuente sísmica más peligrosa y los cinturones montañosos incluyendo los bordes de las cuencas internas, las áreas de mayor riesgo potencial.

La costa central del pacífico constituye actualmente una zona de quietud sísmica para los grandes eventos (Gap), con una aureola de sismicidad que podría corresponder con una zona de "aspereza" donde los temblores de magnitudes menores e intermedios ocurren en las áreas de mayor concentración de esfuerzos, y podría estar sugiriendo una área mínima de ruptura de un próximo evento de subducción en esta región, por lo que podríamos considerar actualmente a esta región como de alto potencial sísmico.

Diferentes secuencias sísmicas con temblores pequeños ($M_L < 4.5$) se han presentado en el arco magnético especialmente en sus bordes con cuencas adyacentes en donde el modo de sismicidad más frecuente ha sido en "enjambres" o en una secuencia de: precursores, temblor principal y réplicas con decaimiento exponencial, como Montero (en prensa) lo observó para el caso del Valle Central.

El modo de sismicidad que se ha observado para los temblores fuertes de la zona de subducción ha sido de: temblor principal y réplicas, sin embargo, observaciones previas con sismógrafos en las áreas de ocurrencia de grandes temblores del arco mesoamericano han mostrado secuencias de precursores (Ponce y otros, 1978; Gettrust y otros 1980). En el caso del terremoto de Golfito de abril de 1983, hubo igualmente un precursor sentido unas horas antes del evento principal.

El promedio de temblores sentidos ($I \geq III$) para el área metropolitana de San José durante todo el período (1973-1983) ha sido de 13.45 temblores por año. Lo cual significa en promedio por lo menos un temblor sentido al mes. La mayor intensidad MM en San José fue VI y fue observada a raíz del temblor de Golfito de abril de 1983. En el país las intensidades máximas fueron de VIII para el temblor de Tilarán de 1973 (Plafker, 1973), de División-Buena Vista de julio de 1983 y de Golfito de 1983.

El año de 1983 ha sido el más activo de todo el período (1973-1983) y corresponde con el año de mayor liberación de energía sísmica, y de las mayores pérdidas materiales, siendo la región de Golfito-Osa y Norte de Pérez Zeledón, las áreas más afectadas. En el año de 1973 con el terremoto de Tilarán se originó el mayor número de muertos (23) a causa de los deslizamientos desencadenados por la sacudida sísmica.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro sincero reconocimiento al señor Wilfredo Rojas por su valiosa asistencia en la búsqueda y procesamiento de los datos y al personal que ha laborado en la Sección de Sismología desde la fundación de la Escuela Centroamericana de Geología y que ha hecho posible la recopilación de la mayor parte de los datos aquí utilizados. Al señor Ricardo Vega por su colaboración y dibujo de las figuras y a la señorita Sonia I. Castillo y Belén Cascante por la labor mecanográfica.

REFERENCIAS

- Aguilar, A., 1984: Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la Geología en la cabecera del río Navarro, Cartago.- 166 págs.; Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- Alfaro, A., Michaud, G. & Biolley, P., 1911: Informe sobre el terremoto de Toro Amarillo, Grecia. Anales Centro Estudios Sismológicos, 35-41.
- Algermissen, S.T., Dewey, J.W., Langer, C.J. & Dillinger, W.H., 1974: The Managua, Nicaragua earthquake of December 23, 1972: Location, focal mechanism and intensity distribution. Bull. Seism. Soc. Am., 64: 993-1004.
- Burbach, G.V., Frohlich, C., Pennington, W. & Matumoto, T.: Seismicity and Tectonic of the subducted Cocos plate. J.G.R. (in press).
- Carr, M. & Stoiber, R., 1977: Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America, Geol. Soc. Am. Bull., 88: 151-156.
- Case, J.E. & Holcome, T.L., 1980: Geologic-Tectonic Map of the Caribbean Region. U.S. Geolog. Surv.
- Dean, B.W. & Drake, C.L., 1978: Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America Arc. J. Geol., 86: 11-128.

L.D. MORALES
W. MONTERO

- Dickinson, W.R., 1974: Plate tectonics and sedimentation. In: Dickinson W.R. (editor), Tectonics and sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., Spec. Public. 22: 1-27.
- Gettrust, J.F., Hsu, V., Helsley, C.E., Herrero, E. & Jordan, T., 1981: Patterns, of local seismicity preceding the Petatlán Earthquake of 14 March 1979. Bull. Seism. Soc. Am., 71: 761-770.
- González, C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica, 1608-1910.- 200 págs.; Tipografía de Avelino Alsina, San José, Costa Rica.
- Kelleher, J.L., Sykes, L.S. & Oliver, J., 1973: Possible criteria for predicting Earthquake location and their Application to Major Boundaries of the Pacific and the Caribbean. J. Geophys. Res. 78(14): 2547-2585.
- Leandro, G., León, C., Avila, M., Fernández, A., Elizondo, J., Montalto, F., Chávez, R., Obando, J., 1983: Informe Geológico-Sismológico, San Isidro de Pérez Zeledón y alrededores, Evaluación Sismo 3 de Julio 1983.- 56 págs., Instituto Costarricense de Electricidad, Universidad de Costa Rica, Refinado ra Costarricense de Petróleo, Ministerio de Industria, Energía y Minas, San José, Costa Rica.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C., 1975: HYPO 71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv., Open-File Report, 75-311.
- Liaw, H. & Matumoto, T., 1980: Hinge faulting and its correlation with surface geology in northern Costa Rica. EOS, 61(17): 289-290.
- Lonsdale, R. & Klitgord, K.D., 1978: Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. Geol. Soc. Am. Bull., 89: 981-999.
- Matumoto, T. & Latham, G., 1976: Results from the Arenal seismic network. Technical report submitted to Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).
- Matumoto, T., Ohtake, M., Latham, G. & Umaña, J.. 1976: Crustal structure in Southern Central America. Bull. Seim. Soc. Am., 67: 121-134.
- McCann, W., Nishenko, S.P., Sykes, L. & Krause, J., 1978: Seismic Gaps and Plate Tectonics: Seismic Potencial for Major Boundaries. U.S. Geol. Surv. Open File Report. 78-943.
- Michaud, G., 1911: Nota sobre el epicentro del terremoto del 30 de diciembre de 1888. Anales Centro Estudios Sismológicos, 9-15.

- Miyamura, S., 1980: Sismicidad de Costa Rica.- 190 págs., Editorial Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Miyamura, S., 1976: Important aspects of Costa Rica seismicity. *Inst. Pan. Geog. Hist., Rev. Geofís.* (5): 317-326.
- Miyamura, S. & Coen, E., 1980: Datos sobre intensidad de los sismos costarricenses durante el período de 1953-1970. En: Miyamura, S., 1980. Sismicidad de Costa Rica, 57-119.
- Mora, S., 1981: Clasificación morfotectónica de Costa Rica. *Inst. Geog. Nac.*, 26, Inf. Sem. Julio-Dic.: 35-55.
- Molnar, P. & Sykes, L., 1969: Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80: 1639-1684.
- Montero, W. & Miyamura, S., 1981: Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, Costa Rica, América Central.- *Inst. Geog. Nac.* 26, Inf. Sem. Julio-Dic.: 9-34.
- Montero, W. & Dewey, J.W., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central, Costa Rica. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71: 1611-1626.
- Montero, W. & Ponce, L., 1979: Localización hipocentral y mecanismo focal de algunos temblores fuertes de Costa Rica-Nicaragua. *Geof. Int.*, 18: 411-428.
- Montero, W.: Aspectos sismológicos y tectónicos del Valle Central de Costa Rica. *Revista Inst. Geogr. Nac.* (en prensa).
- Montero, W. (en preparación): Estudios de intensidades y parámetros focales del terremoto del 4 de marzo de 1924.
- Morales, L.D., 1983: Riesgos geológicos asociados con terremotos en los alrededores del Golfo de Nicoya.- *Brenesia*, 21: 93-117.
- Morales, L.D. (en preparación): Determinación de la "magnitud" de los temblores locales usando la duración de la señal sísmica en la estación de San José (SJS).
- Plafker, G., 1973: Field reconnaissance of the effects of the earthquakes of April 13, 1973, near Laguna de Arenal, Costa Rica. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63: 1847-1856.
- Ponce, L., McNally, K., Sumin, V., González, J., del Castillo, A., González, L., Chael, E. & French, M., 1977-78: Oaxaca, México earthquake of 29 november 1978: a preliminary report on spatio-temporal pattern of preceding seismic activity and main shock relocation. *Geofis. Intern.*, 17: 109-126.

- Tristán, J.F., Biolley, P. & Cots, C., 1912: The Sarchí Earthquake, Costa Rica. Bull. Seism. Soc. Am., 2: 201-208.
- Tristán, J.F. 1911: Notas sobre el terremoto de Guatuso, 10 de octubre de 1911. Anales Centro Estudios Sismológicos, 47-51.
- Tristán, J.F., 1916: The Costa Rica Earthquake of February 27, 1916. Bull. Seism. Soc. Am., 6: 232-235.
- Weyl, R., 1971: La clasificación morfotectónica de Costa Rica. Inst. Geogr. Nac., Inf. Sem., Julio-Dic., 107-125.