

PERIODOS DE RECURRENCIA Y TIPOS DE SECUENCIAS SISMICAS DE LOS
TEMBLORES INTERPLACA E INTRAPLACA EN LA REGION DE COSTA RICA

Walter Montero P.
Escuela Centroamericana de Geología
2060 Universidad de Costa Rica
Apartado 35
Costa Rica, Centro América

ABSTRACT

The recurrence periods (T) of large earthquake ($M_s \geq 6.75$), shallow ($h < 60$ km) with occurred between 1800-1985 in the border between the Cocos and the Caribbean plate in the Costa Rican region, have been determined for the seismic zone of Osa ($T = 30.0 \pm 11.5$ years) and Nicoya ($T = 21.6 \pm 11.8$ years). In the seismic zone of Quepos and Papagayo, which complete the subduction front of this region, it could not be estimated a confidence recurrence period. In the same way, it has been estimated the recurrence period for the seismic zone that develops as a result of the internal deformation in the Caribbean plate, in the Costa Rica region and specially into the inner arc Arenal zone ($T = 60 \pm 2.8$ years) and in the Valle Central ($T = 29.5 \pm 9.9$ years).

Three different types of seismic sequences have been identified along the convergent margin of Costa Rica: 1) Isolated interplate events; 2) Single seismic sequences, with two or more main events that occurs in a five years periods and 3) Double seismic sequences that correspond to two single seismic sequences, separated by an approximate period of 10 years. In this last sequence, two ruptures are generally originated in the Nicoya seismic zone. As a result of the identification of this last type of seismic pattern, there is a probability that the single seismic sequence initiated with two events in August 23, 1978 (both with, $M_s = 7.0$), and one on April 3, 1983 ($M_s = 7.2$), could be completed in the next 10 years with a second seismic sequence represented by a double seismic pattern, including a new rupture in the Nicoya seismic zone.

RESUMEN

Los períodos de recurrencia (T) de los temblores mayores ($M_s \geq 6.75$), superficiales ($h < 60$ km) ocurridos entre 1800-1985 en el límite entre las placas del Coco y del Caribe en la región de Costa Rica, se han determinado para las zonas sísmicas de Osa ($T \approx 30.0 \pm 11.5$ años) y de Nicoya ($T \approx 21.6 \pm 11.8$ años). Para las zonas sísmicas de Quepos y de Papagayo que completan el frente de subducción en esta región, no pudo ser estimado un período de recurrencia confiable. De igual forma, se han estimado los períodos de recurrencia para las zonas sísmicas que se presentan como resultado de la deformación interna dentro de la placa Caribe en la región de Costa Rica y especialmente dentro del arco interno en la zona de Arenal ($T \approx 60.0 \pm 2.8$ años) y en el Valle Central ($T \approx 29.5 \pm 9.9$ años).

Tres tipos de secuencias sísmicas han sido identificadas a lo largo del margen convergente de Costa Rica: 1) Eventos interplacas aislados; 2) Secuencias sísmicas sencillas con dos o más eventos mayores que ocurren dentro de un período de 5 años y 3) Secuencias sísmicas dobles que corresponden a dos secuencias sísmicas sencillas separadas por un período del orden de 10 años. En esta última generalmente se originan dos rupturas en la zona sísmica de Nicoya. Debido a la identificación del último tipo de patrón sísmico, existe la probabilidad que la secuencia sísmica sencilla iniciada con dos eventos el 23 de agosto de 1978 (ambos $M_s = 7.0$), y el del 13 de abril de 1983 ($M_s = 7.2$) podría completarse en los próximos 10 años con una segunda secuencia sísmica constituyéndose en un patrón sísmico doble, incluyendo una nueva ruptura en la zona sísmica de Nicoya.

INTRODUCCION

El grado de actividad de las diversas fuentes sísmicas de una región y la ubicación de las obras humanas en relación a éstas, es lo que define el peligro sísmico de una determinada área. Al estudiar los catálogos históricos de terremotos de un país, observamos que la actividad puede ser estimada únicamente en los rangos de mayor magnitud, y la confianza de las estimaciones depende de factores diversos como son entre otros, la distribución geográfica de las poblaciones a través del tiempo y el período de tiempo cubierto por los archivos históricos. En el caso de Costa Rica, la fecha de recurrencia de los eventos mayores y en algunos casos su ubicación puede ser realizada para el Siglo XIX a partir del trabajo de González (1910). En el presente siglo además de las fechas de ocurrencia de los principales eventos, podemos realizar una adecuada separación de

los eventos mayores que se han generado en las diversas fuentes sísmicas. Lo anterior nos permite separar confiablemente la sismicidad interplaca de la intraplaca para el actual siglo y menos seguramente para el Siglo XIX, además en algunos casos es posible lograr estimaciones de los períodos de recurrencia de ciertas zonas sismogénicas del país, tal como ha sido realizado por Montero (1983) para el Valle Central y por Morales y Montero (1984) para la región de Golfito. En este trabajo se identificarán los tipos de secuencias sísmicas del margen convergente de Costa Rica, y se realizarán las estimaciones de recurrencia de eventos mayores de esta región y de las fuentes intraplaca especialmente del arco interno del país. Finalmente se analiza el potencial sísmico actualmente existente a lo largo del margen convergente de Costa Rica.

CARACTERISTICAS SISMOLOGICAS Y TECTONICAS DEL AREA DE COSTA RICA

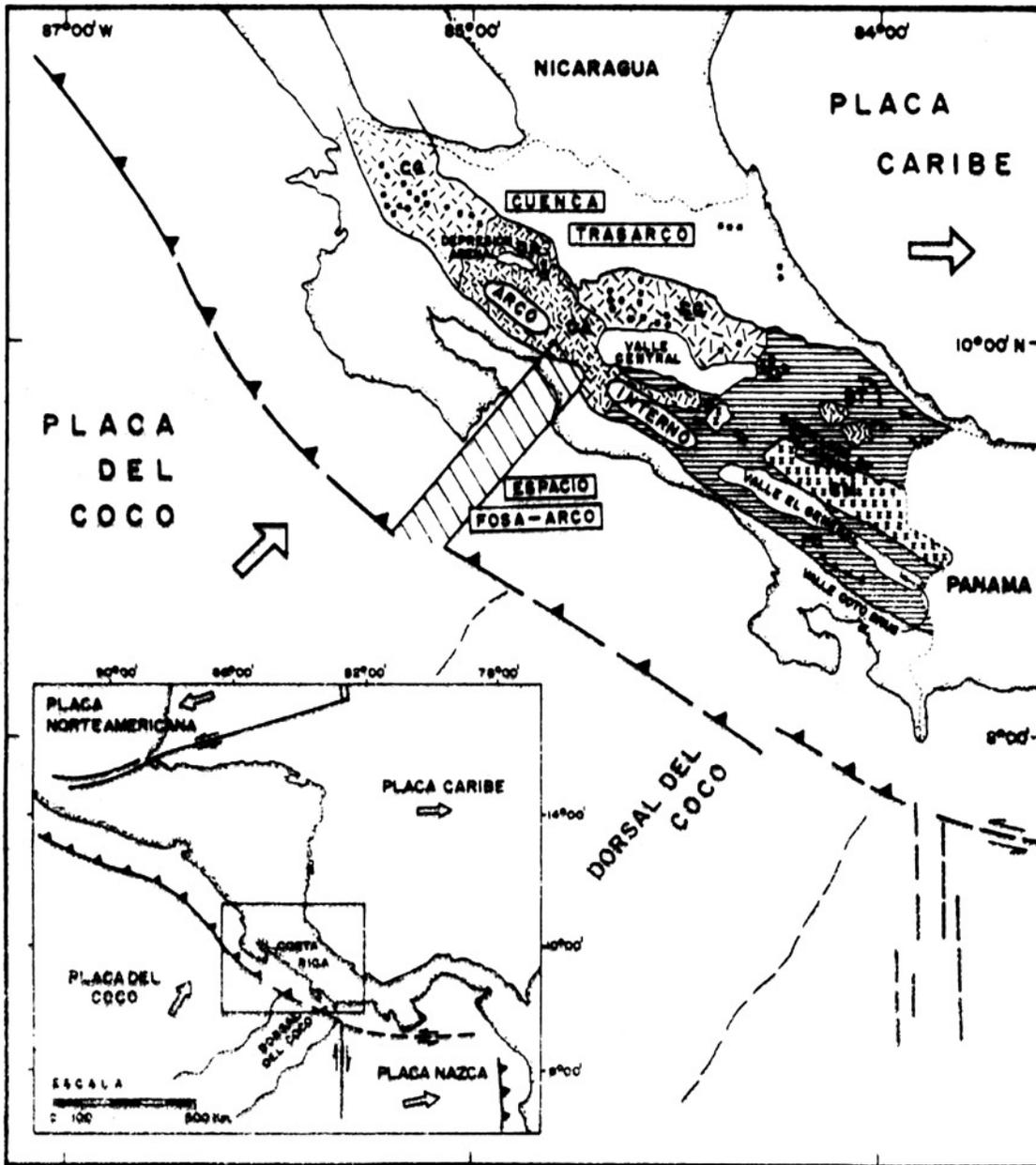
Generalidades:

Costa Rica se localiza en el extremo sureste de la zona de subducción entre las placas del Coco y del Caribe (Fig. 1). Como resultado de esta interacción se origina una zona sísmica inclinada hacia el noreste y que además se encuentra segmentado bajo la península de Nicoya (Burbach y otros, 1984) por lo cual cambia su perfil sísmico al pasar de la región noroeste del país (donde los temblores alcanzan hasta 200 km de profundidad) a la región sureste donde las profundidades son generalmente menores a 120 km (Burbach y otros, 1984; Guendel, 1985). El cambio de carácter del perfil sísmológico debe estar relacionado con el proceso de subducción de la dorsal asísmica del Coco (Fig. 1) en la región sureste del país (Vogt et al., 1976), el cual además debe provocar un fuerte acoplamiento entre las placas que incluso podría llevar a la terminación de la subducción en esta zona y el traslado del punto triple Coco-Nazca-Caribe de su actual ubicación en los 83°W a los 85°W como fue originalmente sugerido por Van Andel et al. (1971). Por otro lado, la región noroeste del país como el resto del margen pacífico de Centroamérica presenta una subducción sin acreción, que llevó a Aubouin et al.

(1984) a proponer un nuevo tipo de margen activo que denominaron convergente-extensional, En cualquier caso, el proceso de convergencia de placas a lo largo del margen pacífico de Costa Rica origina temblores interplaca con profundidades de hasta 60 km y con magnitudes para los eventos mayores que alcanzan hasta 8.0 (M_s).

Al interior del país a lo largo del eje montañoso se originan temblores de magnitud moderada, originados en fallas locales localizadas en los bordes de las Cordilleras o dentro de éstas y que denominamos intraplaca. Estos temblores han sido especialmente dañinos a través de la historia de Costa Rica, por lo cual se constituyen en la fuente de mayor peligro sísmico en el área del arco interno (Fig. 1), el cual corresponde con un arco plutónico-volcánico que incluye en algunas regiones secuencias sedimentarias con diferentes grados de deformación. El arco interno se puede subdividir en una serie de elementos estructurales como son el cinturón volcánico Cuaternario (Cordillera Volcánica de Guanacaste y la Cordillera Volcánica Central), el cinturón volcánico-intrusivo del Aguacate (Cordilleras de Tilarán, Abangares, Miramar y Aguacate) y la Cordillera de Talamanca que incluye el eje magmático central y las regiones aledañas de la zona de empuje-plegamiento de la Baja Talamanca y la faja de sobrecorrimientos de la Fila Costeña, éstos últimos de naturaleza fundamentalmente sedimentaria. Cuencas intraarco de diversos orígenes pueden ser ejemplificadas a lo largo del arco interno como son la depresión de Arenal, el Valle Central y el Valle de El General y de

Figura 1: Principales elementos morfotectónicos de la región de Costa Rica y alrededores (basada en Weyl, 1980). Se muestra la zona de segmentación en el espacio fosa-arco por dos líneas paralelas cruzadas por líneas cortas. En el arco interno las estrellas señalan los volcanes cuaternarios. CG es Cordillera Volcánica Cuaternaria de Guanacaste; CA es el cinturón volcánico intrusivo del Aguacate; CC es la Cordillera Volcánica Central; BT es la zona de empuje-plegamiento de la Baja Talamanca; CM corresponde con el cinturón magmático central de la Cordillera de Talamanca y FC es la Fila Costeña. En el recuadro se muestra la situación de Costa Rica en el contexto geotectónico regional. Flechas sin rellenar señalan la dirección de movimiento relativo de las placas. La línea gruesa con triángulos señala la zona de inicio de la subducción de la placa del Coco bajo la del Caribe



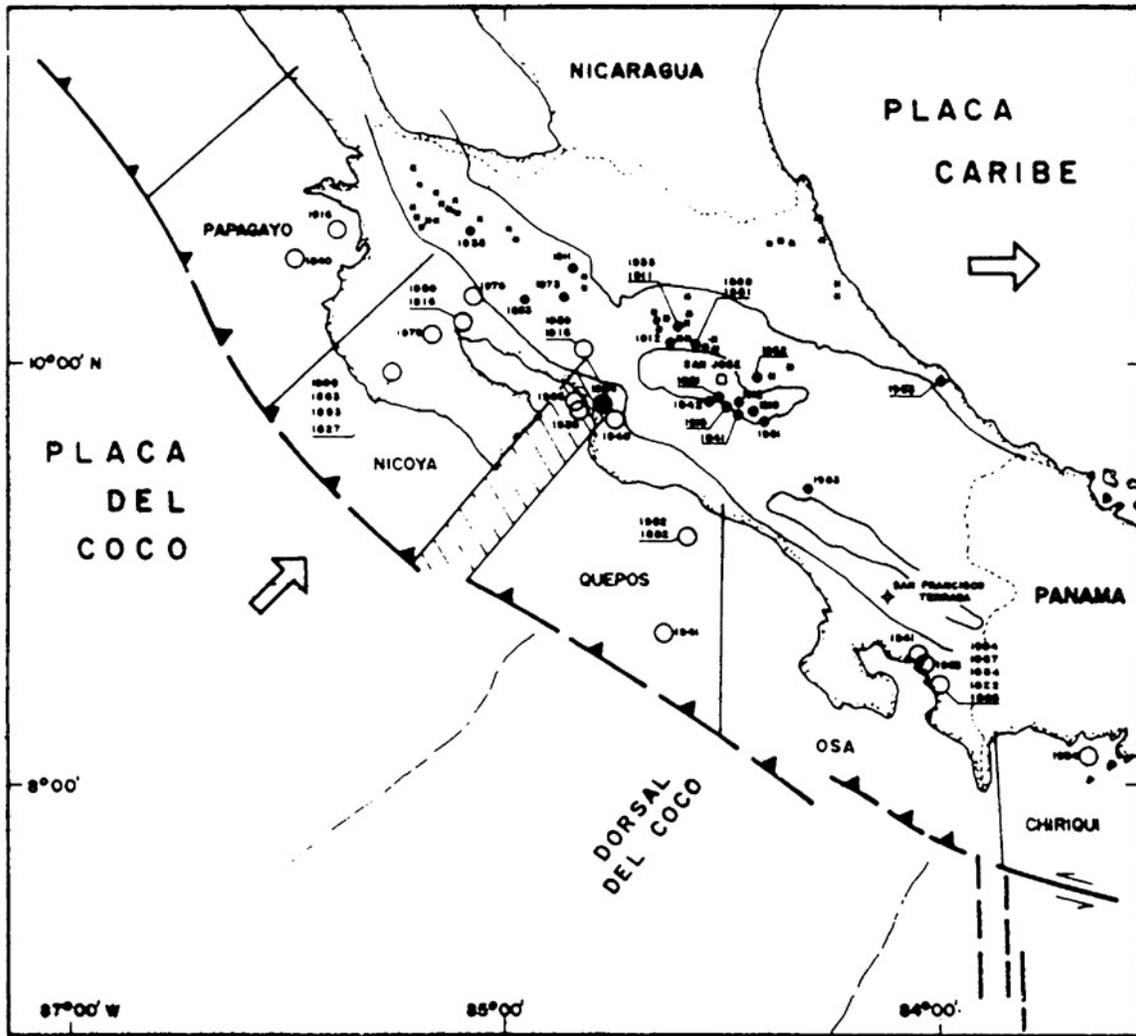
Coto Brus (Fig. 1 y Mora, 1981).

En este trabajo seguiremos la zonificación sísmica realizada por Morales (1985) para Costa Rica tanto para la zona de convergencia de placas como para la región del arco interno (Fig. 2).

DATOS Y MÉTODOS DE ANALISIS

El estudio que adelante se presenta se basa como primera fuente de información en las recopilaciones históricas realizadas por González (1910) y Miyamura (1980). Posteriormente se realizó un análisis más detallado de los eventos en particular, para lo cual se consultó periódicos y documentos escritos en la época de ocurrencia de los eventos. En este trabajo se buscó discriminar los eventos superficiales intraplaca, de los interplaca originados en la zona de convergencia de placas. Para los eventos ocurridos antes de 1833 la distinción de los orígenes de los temblores se hace extremadamente difícil porque no existían periódicos en el país y los documentos escritos que se presentan son extremadamente escasos. Entre 1833 y 1887 la identificación de la naturaleza de las fuentes de los temblores es aún difícil en algunos casos específicos, porque las descripciones son ambiguas, los datos son escasos y especialmente no existía un medio oficial de recopilación de información macrosísmica. Con el nacimiento del Instituto Físico-Geográfico a partir de 1888 se inició una época de gran interés por los fenómenos sísmicos y volcánicos

Figura 2: Localización de los sismos históricos y recientes de Costa Rica para el período 1800-1985. Con círculos sin rellenar se ubican los eventos interplacas con magnitudes $M_s \geq 6.75$. Con círculos rellenos se ubican los eventos intraplaca con magnitudes $M \geq 5.0$. El año de ocurrencia del evento en cada caso se indica al lado del epicentro. Las zonas sísmicas en que ha sido subdividido el margen convergente entre las placas del Coco y del Caribe en Costa Rica se muestra con líneas continuas (basado en Morales, 1985). La ubicación de los eventos interplaca a partir de 1904 según referencias del Cuadro 2. Eventos anteriores localización según este estudio. Los temblores intraplaca son localizados basándose en Montero (1983) para el Valle Central y para el resto del país según referencias de Tabla 1B que se encuentra en Morales (1985), excepto los eventos de 1821, 1841, 1842, 1853 y 1935.



que se mantuvo hasta alrededor de 1912 (Miyamura, 1980). Los temblores que ocurrieron después quedaron generalmente bien documentados en los periódicos, a pesar de que disminuyó sensiblemente el interés oficial por apoyar el estudio de este tipo de eventos naturales.

RESULTADOS

Períodos de recurrencia de los eventos intraplaca

Zona de Arenal:

Esta zona comprendida entre la Cordillera Volcánica del Guanacaste y los Cerros de Abangares-Tilarán, ha sido afectada por tres temblores de magnitud moderada en el período 1800-1985. Estos eventos ocurrieron el 24 de agosto de 1853, el 10 de octubre de 1911 y el 13 de abril de 1973 ($M_S = 6.5$). La información macrosísmica acerca del primer evento es escasa pero no queda duda acerca de la fuente superficial (temblores réplicas se oían como retumbos) y de su carácter dañino especialmente en el poblado de Cañas. Del evento de 1911 existe buena información macrosísmica en informes (Tristán, 1911) y periódicos de la época. El terremoto de 1973 fue estudiado por Plafker (1973) y Matumoto et al. (1976). Los tres eventos tuvieron intensidades Mercalli Modificada (MM) iguales o superiores a VII y los dos últimos eventos seguramente alcanzaron el grado VIII (Morales 1985; Plafker, 1973).

El período de recurrencia de los eventos mayores de esta zona sismogénica es de 60 ± 2.8 años, el valor de dispersión demuestra una ciclicidad bastante regular en la ocurrencia de los principales eventos de esta región para los últimos 185 años (Fig. 3a y Cuadro 1).

CUADRO 1
RECURRENCIA DE TEMBLORES INTRAPLACA

Zona de Arenal-período 1800-1985:

<u>Año del temblor</u>	<u>Tiempo recurrencia, años</u>
1853	
1911	58
1973	62

Período medio de recurrencia = 60 ± 2.8 años

Zona del Valle Central-período 1800-1985:

<u>Año del temblor</u>	<u>Tiempo recurrencia, años</u>
1821	
1841,1842,1851	20-30
1881	37
1910 (2), 1911,1912	22-24
1951,1952,1955	39-43

Período medio de recurrencia = 29.5 ± 9.9 años

El terremoto de Bagaces del 1° de agosto de 1935, que ocurrió unas decenas de kilómetros al noroeste de la región de Arenal no lo incluimos dentro de esta zona sísmica por tener seguramente distinto ambiente de origen tectónico y por la clara separación espacial entre el evento de 1935 y los de la región de Arenal (Fig. 2). Sin embargo es claro que el terremoto de Bagaces de 1935 es un típico temblor intraplaca, superficial, de moderada magnitud, que causó daños en un área relativamente restringida y especialmente en el poblado de Bagaces.

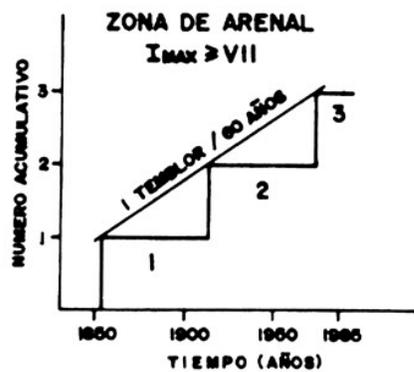
Zona sísmica del Valle Central:

Esta es la fuente sismogénica más activa del arco interno de Costa Rica, en razón del número de eventos de moderada magnitud que han ocurrido en los últimos 185 años, aunque Morales (1985) en términos de la energía liberada la ubica en segundo plano. Sin embargo, como las estimaciones de magnitud de esta fuente han sido principalmente en base a datos macrosísmicos y en algunos casos no claramente definidos, los errores en las determinaciones de magnitud podrían ser hasta de un grado, razón por la cual su importancia en términos de energía liberada no puede aún ser dilucidada.

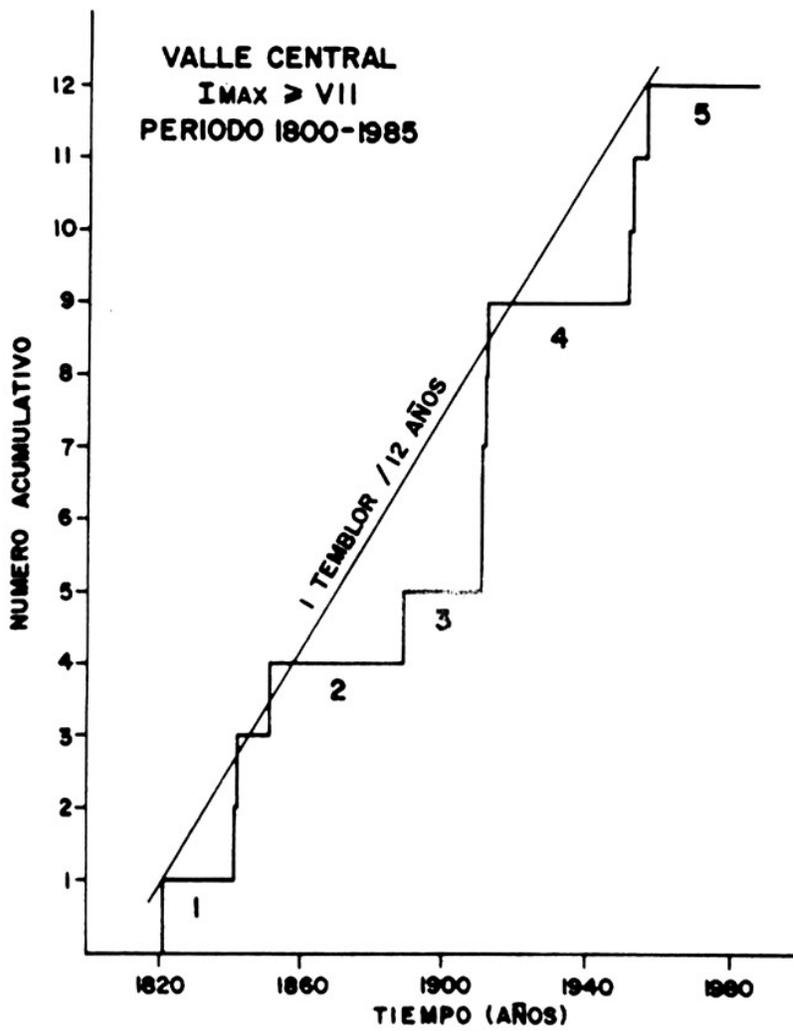
Los tipos de secuencias sísmicas que se presentan son variados y deben depender entre otros factores, de la profundidad, el ambiente tectónico y de la magnitud. Como esta última no puede ser bien determinada en la mayoría de los casos, escogemos para redefinir los períodos de recurrencia de los eventos someros de esta región (previamente sugeridos por Montero, 1983, entre 35 y 40 años) solamente aquellos eventos que estamos seguros tienen intensidades MM mayores o iguales a VII. Al realizar esta escogencia posiblemente estamos incluyendo eventos con magnitudes superiores a 5.0 que ocurrieron en el Valle Central especialmente a partir de 1840.

Hemos revisado más detenidamente los eventos incluidos en Montero (1983) dentro de las secuencias sísmicas del Valle Central, lo cual nos ha llevado a redefinir los períodos de actividad sísmica de los de tranquilidad sísmica. En la figura 3b se muestra el número acumulativo de eventos de intensidad MM mayores o iguales a VII para el período 1800-1985. En relación al trabajo de Montero (1983) las diferencias son:

Figura 3: Número acumulativo de temblores ($I_{max} \geq VII$) para las zonas sísmicas de Arenal (3a) y del Valle Central (3b). En cada caso se muestra la media del período de recurrencia por una línea fina continua. En el caso del Valle Central al ocurrir temblores dentro de cada secuencia sísmica el valor: 1 temblor/12 años no tiene significado.



(a)



(b)

1. Se incluye el evento del 10 de abril de 1821, en el cual se reportaron daños importantes en la iglesia de San José.
2. No se incluye el evento del 4 de agosto de 1854, dado que los datos macrosísmicos parecen ubicarlo en la zona sísmica de osa.
3. El temblor del 3 de marzo de 1882 por la distribución de daños sugiere una fuente en el margen pacífico central del país, de tipo interplaca.
4. El temblor del 20 de abril de 1896 está mal documentado contándose con escasos datos macrosísmicos. Los daños estuvieron concentrados principalmente en Cartago aunque hay referencia a los mismos también en San José y Heredia, lo cual sugiere un decaimiento espacial de las intensidades no tan rápida como es de esperar en un temblor superficial que tendría una intensidad máxima de VII en el área epicentral (que podría localizarse cerca de la ciudad de Cartago), como la intensidad parece ser bastante similar en las tres poblaciones anteriores, una fuente del lado sur del Valle Central también parece probable, sin que la misma sea necesariamente de carácter intraplaca. Por otro lado, la intensidad máxima MM en virtud de los escasos datos macrosísmicos también podría ubicarse en VI. Es de notar que la mayoría de los daños reportados son en estructuras de cierto tamaño (iglesias, edificios públicos, etc.), lo cual podría sugerir una fuente sísmica a cierta distancia epicentral. Por las razones anteriores no se incluye este evento dentro del análisis.
5. Los temblores ocurridos entre el 27 y el 29 de diciembre de 1905 corresponden con un típico enjambre donde los eventos mayores alcanzan intensidades MM VI y posiblemente VII aunque no seguro. Tampoco se incluye esta secuencia dentro de la figura 3b.

Considerando las anteriores modificaciones tenemos que entre 1800 y 1985 se presentaron las siguientes secuencias sísmicas:

1. El temblor del 10 de abril de 1821 inicia la actividad sísmica importante del Valle Central del siglo XIX. Este temblor no quedó bien documentado, aunque en San José la intensidad MM seguramente fue VII.
2. Un período de tranquilidad sísmica de 20 años, es interrumpida por los eventos del 2 de setiembre de 1841 (primera destrucción de Cartago), del 21 de marzo de 1842 (aunque la intensidad máxima MM pudo ser menor a VII) y del 18 de marzo de 1851 constituyendo la segunda fase sísmica del período estudiado. Sin embargo, los datos macrosísmicos del evento del 18 de marzo de 1851 sugieren otra posible fuente sísmica. La distribución de daños es similar a la del terremoto del 30 de diciembre de 1888 (que es de tipo intraplaca) con más daños en Alajuela y progresivamente menos hacia San José y Cartago, pero por otro lado la anotación de De Ballore (1888) de la presencia de daños en Guanacaste, sugiere que la fuente se localiza hacia el margen pacífico central del país. Pero considerando la alta concentración de daños en San José y especialmente en Alajuela lo incluimos como intraplaca. Luego de este terremoto se inicia un período de calma sísmica que dura prácticamente 38 años.
3. La tercera secuencia sísmica la constituye un único evento, el ocurrido el 30 de diciembre de 1888. A continuación un nuevo período de relativa calma sísmica que dura 21 años.
4. La cuarta secuencia sísmica que consta de cinco eventos se inicia con el terremoto del Tablazo del 13 de abril de 1910 y termina con el terremoto de Sarchí y Toro Amarillo del 6 de julio de 1912, e incluye además el terremoto de Cartago del 4 de mayo de 1910, el terremoto de Toro Amarillo del 28 de agosto de 1911 y el temblor de Tres Ríos del 21 de febrero de 1912. A partir de julio de 1912 se inicia un período de tranquilidad sísmica, para eventos intraplaca con inten-

sidades mayores o iguales a VII en el Valle Central, que se prolonga 39 años.

5. La quinta secuencia incluye tres eventos. Se inicia con el temblor de Paraíso y Orosi del 21 de agosto de 1951, prosigue con el evento de Patillos del 30 de diciembre de 1952 y termina con el terremoto de Toro Amarillo del 1° de setiembre de 1955. El actual período de tranquilidad sísmica lleva 30 años hasta 1985.

Los períodos de recurrencia de las secuencias como se puede observar con los datos anteriores han sido variables teniendo valores extremos de 20 años (mínimo) y de 39 años (máximo). La media es de 29.5 ± 9.9 años (Cuadro 1).

Temblores intraplaca de otras fuentes sísmicas:

Las fuentes sismogénicas de Arenal y del Valle Central son las únicas que cuentan con datos históricos que permiten establecer ciclicidades en la actividad intraplaca. Otros eventos intraplaca que han ocurrido en los últimos 185 años se muestran como temblores aislados que han ocurrido en zonas sismogénicas donde los eventos mayores ocurren con períodos de recurrencia superiores a la cobertura temporal de los archivos históricos o los mismos siendo inhomogéneos y dependientes de la distribución geográfica de las poblaciones y de las posibilidades de comunicación oral o escrita de un momento dado, han provocado que se pierda información de eventos sísmicos importantes en tiempos históricos.

Los temblores intraplaca que ocurrieron en los últimos 185 años en fuentes sismogénicas con un solo evento son:

1. El terremoto de Bagaces del 1° de agosto de 1935 (localización en figura 2) ocasionó daños en construcciones en Bagaces y muy ligeros en Liberia. Los temblores intraplaca en esta región tienen un período de recurrencia superior a los 130 años dado que esta región fue colonizada entre 1700 y 1800 (Nuhn, 1978), y parece extremadamente difícil que un

temblor importante en esta región no hubiera quedado documentado en los archivos históricos.

2. El terremoto de Orotina del 4 de marzo de 1924 ($M_s = 7.0$), epicentro macrosísmico en figura 2. Diferentes evidencias señalan que este evento es de carácter intraplaca (Montero y Dewey, 1982; Morales, 1985; Montero, en preparación). El período de recurrencia en esta zona sismogénica parece nuevamente superior a los 120-150 años, dado que la colonización temprana por los españoles en la región de Esparza entre 1700-1800 y de Orotina entre 1800 y 1850 (Nuhn, 1978) hubieran reflejado en los archivos históricos la ocurrencia de un evento superficial en esta región.
3. El terremoto de Limón del 7 de enero de 1953. Epicentro macrosísmico en figura 2. La región donde ocurrió este terremoto con intensidad máxima $MM = VII$ (Morales, 1985), fue colonizada entre 1850-1900, con excepción de la zona de Matina donde los asentamientos humanos se remontan al período de 1700-1800 (Nuhn, 1978). Por lo tanto el período de recurrencia de los eventos de magnitud moderada parece superior a 50 años pero podría ser aún mayor si la población de Matina se usara como marco de referencia, en cuyo caso podríamos hablar de un T de aproximadamente 150 años dado que en González (1910) se hace referencia a una actividad sísmica con varios temblores algunos aparentemente de cierta intensidad que causaron gran inquietud entre la población y que ocurrieron a partir del 21 de febrero de 1798. Esta actividad sísmica debe ser local y de carácter intraplaca.
4. El terremoto de Buena Vista de Pérez Zeledón del 3 de Julio de 1983 ($M_s = 6.1$, profundidad 13 km, epicentro en Figura 2). Con intensidad máxima MM entre VIII y IX grados (Morales y Leandro, 1985). Ocurrió en una región que comenzó a ser colonizada en la primera mitad de este siglo, por lo cual un período de recurrencia superior a los 50 años parece razonable para los eventos de magnitud moderada de esta zona sismogénica.

Período de recurrencia de los temblores originados por la convergencia de placas (interplaca en Costa Rica):

Los temblores del margen pacífico de Costa Rica originados por el proceso de resbalamiento entre las placas del Coco y del Caribe, son analizados en este apartado siguiendo la división en zonas sísmicas propuesta por Morales (1985) y que se basa entre otros, en las áreas de ruptura de los temblores interplaca.

Zona Sísmica de Osa:

En el presente siglo han ocurrido tres eventos con magnitudes superiores a 7.0 (M_S), en los años 1904, 1941 y 1983 con epicentro dentro de esta zona (Fig. 2), el último de los cuales tiene un mecanismo focal de falla inversa como es típico de las zonas de subducción (PDE, 1983). Morales y Montero (1984), propusieron un período de recurrencia de 40 ± 3 años para esta zona sísmica. Sin embargo, si incorporamos el siglo XIX en el análisis observamos que surgen ciertas discrepancias con el resultado anterior. Dado que la zona sur de Costa Rica ha sido fundamentalmente colonizada en el presente siglo, tenemos como referencia para localizar eventos en esta zona sísmica, las observaciones macrosísmicas comparativas que podemos realizar entre eventos de esta región ocurridos en este siglo y los del siglo anterior, especialmente como son sentidos en el Valle Central. Un segundo termómetro para localizar eventos en esta región lo constituye el poblado indígena de San Francisco de Térraba (Boruca) habitado con misioneros españoles desde el siglo XVIII. La ubicación de esta población es clave para localizar eventos importantes originados en la región de Osa (Fig. 2). En dos temblores ocurridos durante el siglo XIX se habla de daños en este poblado (González, 1910). Analicemos los temblores que pudieron originarse en esta zona sísmica durante el siglo pasado:

-Temblor del 27 de diciembre de 1803: Este temblor arruinó la iglesia de Boruca. También causó daños en Cartago y otros lugares (González, 1910). La distribución de daños es concordante con una fuente sísmica de Osa.

-Temblor del 8 de mayo de 1822: Un temblor de magnitud alrededor de 8, que causó daños sobre un gran área (Montero, en preparación). Se reportaron daños en Cartago, San José, Matina, Ujarrás, Nicoya, San Francisco de Térraba y en San Francisco de Veraguas en Panamá. La distribución de daños y el área donde fue sentido este temblor sugiere fuertemente la fuente sísmica de Osa como la generadora de este evento.

-Temblor del 4 de agosto de 1854: Causó daños ligeros en el Valle Central. Su fuente se ubica seguramente en la región del Golfo Dulce, considerando en primer lugar la forma como fue percibido en el Valle Central que es bastante similar a la forma como fue sentido el terremoto de Golfito del 3 de abril de 1983. Veamos la descripción de cómo fue sentido este temblor y que aparece en De Ballore (1888): "Muy fuerte temblor de tierra de dos sacudidas en San José de Costa Rica y Cartago. El movimiento fue de trepidación y duró dos minutos, con una intensidad bastante uniforme ... todo el istmo fue sacudido por el golpe principal, que fue señalado de Colón hasta Rivas y sobre las costa de los dos océanos ...". Interpretamos que las dos sacudidas señalan el arribo de las ondas P y S. El que pudiera distinguirse claramente la llegada de ambas ondas en un temblor de carácter destructivo sugiere una distancia epicentral apreciable. La uniformidad en la intensidad durante un período de tiempo considerable aunque ciertamente exagerado, nuevamente sugiere una distancia epicentral importante y además la forma como fue percibido este temblor es bastante similar a la forma como fue sentido el terremoto de Golfito de 1983 en el Valle Central. El área sacudida entre Colón (Panamá) y Rivas (Nicaragua) es bastante similar al área máxima donde fue reportado sentido el terremoto de Golfito de 1983. Finalmente, en De Ballore (1888) se menciona la ocurrencia de un deslizamiento (?) en lo que sugerimos fue el área epicentral, veamos "Sobre la costa del Pacífico se produjo un desmoronamiento bastante considerable en una falla del Golfo Dulce", lo cual refuerza la opinión de que este temblor se originó en la zona sísmica de Osa.

-Temblor del 26 de noviembre de 1867: Unicamente se tiene referencia de este temblor en De Ballore (1888). Se menciona que la isla de Zapodilla ubicada en el Golfo Dulce se está hundiendo por causa de temblores que estremecen esa región. No existe una isla con ese nombre actualmente en el Golfo Dulce, aunque Lew (1983) citando a Lewis (1982, comunicación personal) cita evidencia de invasión del mar en la zona de Puerto Jiménez, Península de Osa y la presencia de zonas hundidas bajo el nivel del mar con entierros indígenas en la misma región. Fisher (1980) menciona evidencia de paleoplataformas de bierosión marina que se encuentran bajo el nivel del mar. Estas últimas observaciones señalan evidencias sumamente recientes de hundimientos en la región del Golfo Dulce que estarían en concordancia con lo ocurrido en 1867.

Con respecto a los eventos de 1803 y 1822, los mismos podrían haber sido originados en la zona de subducción de Osa a lo largo de la falla transformada de Panamá, localizada aproximadamente a los 83°W, cerca de la zona fronteriza de Costa Rica y Panamá. Sin embargo, los temblores de este siglo originados de esta última fuente no han originado daños en el Valle Central, por ejemplo, la secuencia sísmica de julio de 1934, con un evento de $M = 7.7$, originó únicamente ligeros daños en Puerto Jiménez (Miyamura, 1980). Sin embargo, un temblor con epicentro en la proyección hacia tierra de la fractura de Panamá y de mayor magnitud, podría causar daños como los observados en estos eventos.

Con las consideraciones y limitaciones anteriores proponemos preliminarmente que los eventos de 1803, 1822 y 1867 y más seguramente el de 1854 se originaron en la zona sísmica de Osa (Fig. 2 y Cuadro 2). Lo anterior señalaría incluyendo los eventos de este siglo, un período medio de recurrencia de 30.0 ± 11.5 años (Cuadro 3). Este valor medio de recurrencia es menor respecto al encontrado por Morales y Montero (1984), y además sugiere que la regularidad en la ocurrencia de los eventos mayores en esta zona sísmica disminuye al considerar un período de tiempo mayor del inicialmente escogido.

PERIODOS DE RECURRENCIA Y SECUENCIAS SISMICAS 53

CUADRO 2

CLASIFICACION DE TEMBLORES INTERPLACAS ($M \geq 6.75$) EN ZONAS SISMICAS

Zona de Osa									
Siglo XIX:									
Año	Mes	Día	Tiempo Ori	Lat.N	Long.W	Prof	Mag (M_S)	Referencia	
1803	12	27	-	8.50°	83.00°	N*	C	EM+	
1822	05	08	-	8.50°	83.00°	N	8.0**	EM	
1854	08	04	-	8.50°	83.00°	N	B	EM	
1867	11	26	-	8.50°	83.00°	N	C	EM?	
Siglo XX:									
1904	12	20	0544 18.0	8.50°	83.00°	N	7.2	GR**/AN°	
1941	12	05	2046 57.6	8.67°	83.16°	N	7.5	KSOx	
1941	12	06	2124 42.2	8.76°	84.29°	N	6.9	KSO	
1983	04	09	0250 02.8	8.90°	83.11°	N	7.2	ISSxx	
Zona de Quepos									
Siglo XIX:									
1882	03	03	13.48	9.20°	84.20°	N	B	EM	
Siglo XX:									
1940	10	27	0535 37.0	9.75°	84.50°	N	6.75	GR	
1952	09	09	1254 42.0	9.20°	84.20°	N	7.0	ISS	
Zona de Nicoya									
Siglo XIX:									
1827	04	03	-	10.00°	85.50°	N	B	EM	
1853	09	08	-	10.00°	85.50°	N	B	EM	
1863	12	09	-	10.00°	85.50°	N	B	EM	
Siglo XX:									
1900	06	21	2052	10.00°	85.50°	N	7.2	EM	
1905	01	20	1823 08.0	9.85°	84.68°	N	6.75	M-	
1916	04	24	0802 12.0	10.35°	85.29°	N	7.4	GR/AN	
1916	04	26	0221 30.0	10.14°	84.63°	-	7.1	GR/AN	
1939	12	21	2054 47.2	10.14°	84.63°	-	7.3	KSO	
1939	12	22	0443 58.1	9.80°	84.55°	-	6.75	KSO	
1950	10	05	1609 27.1	10.35°	85.29°	-	7.7	KSO	
1978	08	23	0038 32.4	20.21°	85.25°	58	7.0	ISS	
1978	08	23	0050 29.0	10.35°	85.10°	69	7.0	ISS	
Zona de Papagayo									
Siglo XIX:									
1840	02	18	-	10.50°	86.00°	N	B	EM(?)	
Siglo XX:									
1916	02	27	2020 48.8	10.70°	85.88°	N	7.5	M	

Notas: * N se refiere a profundidad normal (33 km)
 ** Magnitud basada en Montero (en preparación)
 + EM se refiere a Epicentro Macrosísmico (basado en datos de intensidad)
 ++ GR se refiere a Gutenberg y Richter (1954)
 ° AN se refiere a Magnitud basada en Abe y Noguchi (1983a, 1983b)
 x KSO referencia de Kelleker, Sykes y Olivier (1973)
 xx ISS es International Seismological Summary
 - M referencia a Morales (1985)

Clases de magnitud: A - 7.75 a 8.5
 B - 7.0 a 7.7
 C - 6.0 a 6.9

Zonas sísmicas de Quepos, Nicoya y Papagayo

La separación de los eventos sísmicos dañinos que pudieron haber ocurrido en las zonas sísmicas de Quepos, Nicoya y Papagayo durante el siglo pasado es difícil, básicamente por la escasez de datos macrosísmicos que han sido obtenidos de documentos y periódicos de la época. Incluso la ubicación de algunos eventos del presente siglo dentro de ciertas zonas sísmicas es dudosa, dado los errores presentes en las determinaciones hipocentrales y la aun imprecisa determinación de los límites entre las zonas sísmicas anteriores. Por lo anterior, analizaremos particularmente cada uno de los eventos sísmicos dañinos del siglo pasado, cuya fuente se debe de localizar en alguna de las zonas sísmicas anteriores, y plantearemos las alternativas respecto a una posible ubicación:

1. Temblor del 3 de abril de 1827. En González (1910) se menciona que un terremoto ocurrido en esta fecha, provocó daños en la iglesia parroquial de Nicoya lo cual obligó a su reedificación. Prado (1924) menciona que la reedificación de la iglesia realizada en 1827 fue a causa del gran terremoto de 1822. Se plantea así una duda acerca de la ocurrencia de un evento en 1827. Si este evento ocurrió el hecho que no se mencione daños en el Valle Central y la ocurrencia de daños en Nicoya (intensidad MM VII), sugiere que el evento pudo originarse en la zona sísmica de Nicoya. Una situación similar se presentó a raíz de la ocurrencia de los dos eventos de Sámara del 23 de agosto de 1978 (ambos con $M_s = 7.0$).
2. Temblor del 18 de febrero de 1840. En González (1910) se cita que en esta fecha un evento de larga duración y sumamente intenso, fue percibido por Stephens entre el río Lagarto y Bagaces: "... la tierra se movía como un buque que se balancea en un mar tempestuoso y que los choques continuaron por casi dos minutos ...". La descripción sugiere una distancia epicentral estimable (del orden de 100 km). González (1910) agrega que de este temblor "no se tuvo noticia en el interior ... " (Valle Central). Esta última observación podría descar

tar las fuentes de Nicoya y Quepos como generadoras de este evento y sugerimos la fuente de Papagayo. Leeds (1974) en su catálogo de eventos destructivos de Nicaragua no reporta ningún evento en esta fecha, lo cual podría descartar un evento más al norte de la zona sísmica de Papagayo aunque su catálogo se basa únicamente en referencias publicadas en libros o artículos científicos no incluyendo la revisión de periódicos o de Archivos Nacionales para completar los datos existentes. Más información macrosísmica es necesaria para la ubicación de este evento.

3. Temblor del 18 de mayo de 1847. En González (1910) se menciona la ocurrencia de temblores fuertes desde Panamá a Rivas. En De Ballore (1888) se menciona un evento el 31 de julio de este año en San Juan (del Norte ?) de Nicaragua. Leeds (1973) lo localiza preliminarmente a los 12°N y 84°W . La información disponible es insuficiente para el análisis, aunque la circunstancia de que no se mencionarían daños en ninguna población podría sugerir que los eventos no tienen magnitud alta.
4. Temblor del 8 de setiembre de 1853. Este evento originó daños especialmente en Santa Cruz, Filadelfia y Nicoya. En Bagaces, Cañas y Liberia se sintió fuerte pero no causó estragos (González, 1910). La distribución de daños sugiere la zona sísmica de Nicoya como la más probable fuente generadora de este evento.
5. Temblor del 9 de diciembre de 1863. Este evento no está referido ni en González (1910) ni en De Ballore (1888). Ha sido localizado en Archivos Nacionales. Según referencia del Jefe Político de Nicoya este temblor provocó daños en la Iglesia, Casa Cabildo y en las casas especialmente en los tejados de esta población. La distribución de daños sugiere fuertemente la zona sísmica de Nicoya como la fuente sísmica de este evento.

6. Temblor del 3 de marzo de 1882 (13:48 GMT). En el Valle Central especialmente en su sector occidental originó daños especialmente a las iglesias. En Puntarenas hubo pérdidas económicas en el comercio (González, 1910). En los días siguientes hubo varias réplicas algunas de intensidad fuerte en San José. En un caso explícitamente se menciona que una réplica fue sentida en Puntarenas, y débil en San José (González, 1910). La distribución y el tipo de daños del evento principal y el carácter de las réplicas sugieren que este evento proviene de la zona sísmica de Quepos.
7. Temblor del 21 de junio de 1900. La distribución de daños de este temblor corresponde con una fuente en la zona sísmica de Nicoya. Se reportó daños importantes incluyendo la caída de construcciones en poblaciones de la península de Nicoya, tales como Santa Cruz, Nicoya Y Filadelfia. En Puntarenas y en el Valle Central hubo pérdidas importantes en el comercio incluyendo daños menores en algunas construcciones.

Teniendo en consideración las serias limitaciones que se tienen para la ubicación de eventos sísmicos del siglo pasado que se originan en la zona de subducción, hemos confeccionado el Cuadro 2 en donde se clasifican los temblores relevantes del siglo pasado y del actual ($M \geq 6.75$) de acuerdo a la zona sísmica donde se originaron. La determinación de períodos de recurrencia para las zonas sísmicas de Nicoya, Quepos y Papagayo al incluir los eventos del siglo pasado es difícil especialmente para los dos últimos casos. En la zona de Nicoya se observa un período de tranquilidad sísmica anormalmente extenso (Fig. 4c) considerando el comportamiento de liberación de energía sísmica que se ha presentado en el presente siglo, dado que no se ubica ningún evento entre 1863 y 1900. El período de recurrencia para eventos mayores sería de 21.6 ± 11.8 años (Cuadro 3) si consideramos los sismos incluidos en el Cuadro 2.

Para la zona sísmica de Papagayo no se puede obtener un período de recurrencia dado que el evento de 1840 es sumamente dudoso en cuan

CUADRO 3
RECURRENCIA DE TEMBLORES INTERPLACA

Zona sísmica de Osa - período 1800-1985:

<u>Año del temblor</u>	<u>Tiempo de recurrencia, años</u>
1803	
1822	19
1854	32
1867	13
1904	37
1941(2)	37
1983	42

Tiempo medio de recurrencia = 30.0 ± 11.5 años.

Zona sísmica de Nicoya - período 1800-1985:

<u>Año del temblor</u>	<u>Tiempo de recurrencia, años</u>
1827	
1853	26
1863	10
1900	42
1905	-
1916(2)	11
1939(2)	23
1950	11
1978(2)	28

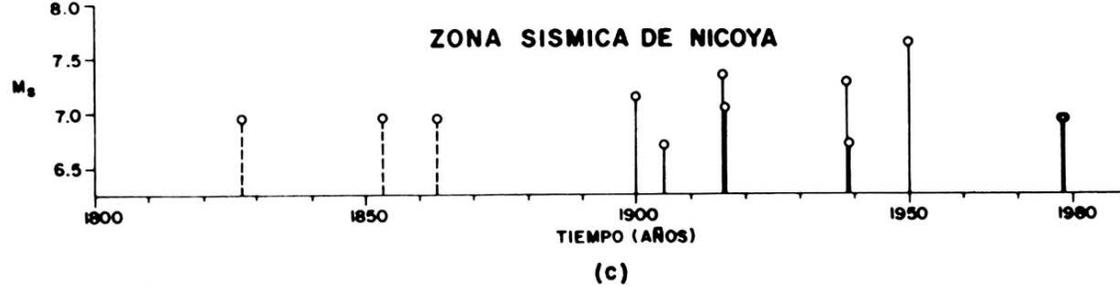
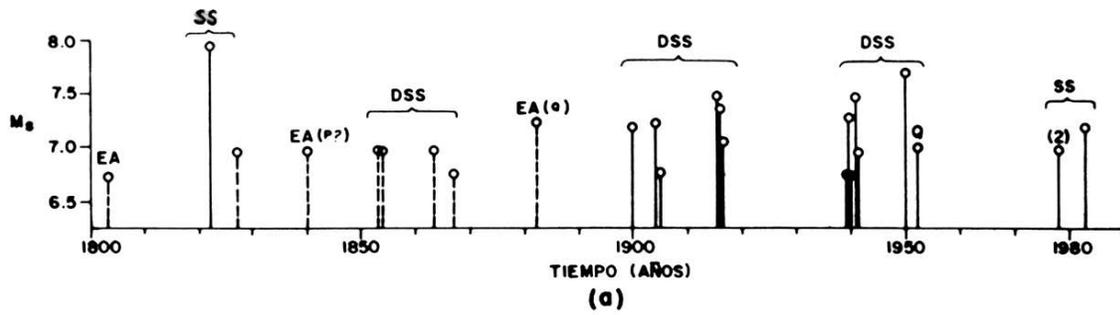
Tiempo medio de recurrencia = 21.6 ± 11.8 años

to a su ubicación. Una situación similar se presenta con la zona de Quepos. Es interesante en este caso señalar que Duda (1965) localiza un evento ocurrido el 16 de agosto de 1909 y que se ubicaría en esta zona a los $10^{\circ}00'N$ y $84.00^{\circ}W$, asignándole $M = 7.1$. Abe y Noguchi (1983b) redefinen la magnitud como $M = 6.8$ para este evento. Este temblor fue sentido débil y largo en San José y más fuerte en Guanacaste. En Managua causó pánico. En León se desplomó una casa. Fue sentido en la parte este de El Salvador. Por los datos anteriores se observa que este evento está al norte del epicentro propuesto por Duda (1965). Proponemos para este sismo, un epicentro preliminar en $12.5^{\circ}N$ y $87.5^{\circ}W$.

Ciclos sísmicos de los temblores de la zona de subducción (interplaca del margen pacífico de Costa Rica. Modelos de origen y consideraciones tectónicas

Al analizar la sismicidad a lo largo del margen pacífico de Centroamérica, Miyamura (1980) encontró que la misma ha sido activa casi estacionariamente para temblores con magnitudes $M_S \geq 6.75$ desde 1900 hasta 1960, y disminuyó drásticamente para el período 1960-1975. Sin embargo, si se analiza la situación de Costa Rica se encuentra que existen períodos cortos de gran actividad sísmica seguidos por intervalos de tranquilidad sísmica, tanto si analizamos el presente siglo (Miyamura, 1980; Morales, 1985) como los últimos 185 años (Fig. 4). Se describen a continuación tres tipos de secuencias sísmicas para eventos mayores ($M_S \geq 6.75$) que se presentan entre los períodos de calma sísmica:

Figura 4: Serie de tiempo de los temblores interplaca de Costa Rica con magnitudes $M_S \geq 6.75$, para el período 1800-1985. En la parte a) se integra a la actividad sísmica generada de las diversas fuentes sísmicas del margen convergente del país. EA indica evento aislado; SS corresponde con secuencia sísmica sencilla; DSS es la doble secuencia sísmica. La Q indica temblor originado en la zona sísmica de Quepos y la P de la zona de Papagayo. La línea a trazos indica que el valor de magnitud asignado es solo representativo. En la parte b) y c) se muestra por separado las series de tiempo de la actividad sísmica mayor de las zonas de Osa y Nicoya respectivamente, las dos fuentes más activas del período indicado.



1. Representado por un aislado evento sísmico mayor ($M \geq 6.75$), que ocurre con un tiempo mayor a 10 años, antes o después de períodos de actividad sísmica. Este tipo de rupturas han ocurrido en la zona sísmica de Quepos (evento del 03-03-1882 (?)) y posiblemente en la zona sísmica de Papagayo (evento del 18-02-1840(?)). (Fig. 4a).
2. Ciclo sísmico sencillo (tipo SS). Ocurren rupturas en por lo menos dos zonas sísmicas dentro de un período de tiempo menor a cinco años. Ejemplo de este tipo de secuencia son los temblores de Osa del 07-05-1822 y de Nicoya del 03-04-1827 (Fig. 4a).
3. Ciclo sísmico doble (tipo DSS). Corresponde a dos ciclos sísmicos sencillos separados por un intervalo de tiempo del orden de 10 años. Sistemáticamente en la primera secuencia ocurren rupturas en las zonas sísmicas de Osa y de Nicoya dentro de intervalos de tiempo menores a 5 años. Ejemplos de esta secuencia son (Fig. 4a):
 - a) Temblor de Nicoya del 08-09-1853 y de Osa del 04-08-1854. Podría incluirse el evento del 18-03-1851. Corresponden al primer ciclo sísmico. El segundo se inicia con el evento del 09-12-1863 en la región de Nicoya y concluye con el evento de Osa del 26-11-1867.
 - b) Un segundo ciclo sísmico doble está representado por las rupturas de Nicoya del 21-06-1900, de Osa del 20-12-1904 y de Nicoya del 20-01-1905 dentro de la primera secuencia. La segunda secuencia se inicia con las rupturas de la zona de Papagayo (temblor del 27-02-1916) y concluye con las rupturas de Nicoya del 24 y 26 de abril de ese mismo año.
 - c) Un tercer ejemplo de un ciclo sísmico doble es el que ocurre entre 1939 y 1952. Se inicia con la ruptura de Nicoya (eventos del 21 y 22 de diciembre de 1939) y la primera secuencia sísmica concluye con la ruptura de Osa

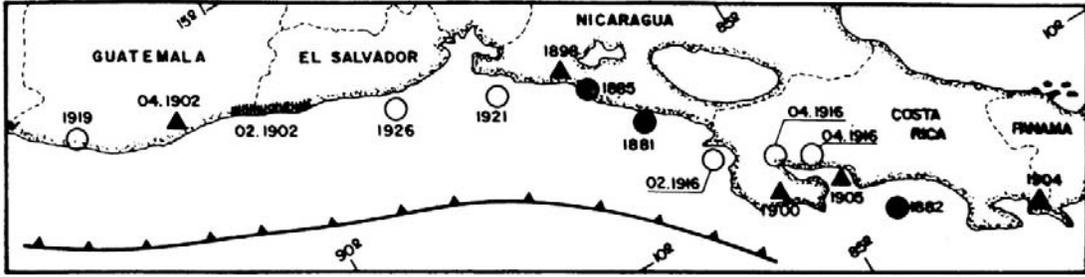
del 05-12-1941. La segunda secuencia sísmica se inicia con la ruptura de la zona sísmica de Nicoya con los eventos del 05-10-1950 y del 13-05-1952 y concluye con la ruptura de la zona sísmica de Quepos con el temblor del 09-09-1952 (Fig. 4a).

La existencia de secuencias sísmicas dobles en la región de Costa Rica y especialmente en la zona sísmica de Nicoya donde han ocurrido eventos de magnitud ≥ 6.75 separado por intervalos del orden de diez años tres veces en los últimos 185 años (Fig. 4c), además de que algunos de los eventos de la primera secuencia sísmica en la zona de Nicoya son de tipo gemelo (rupturas del 24 y 26 de abril de 1916, del 21 y 22 de diciembre de 1939 y las dos del 23 de agosto de 1978) reflejan un modo especial de liberación de energía sísmica en Costa Rica y en particular en la zona sísmica de Nicoya.

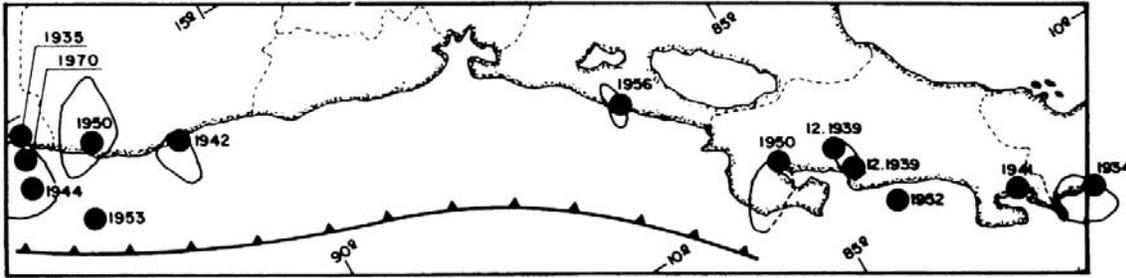
Proponemos que las dos secuencias sísmicas del patrón doble son interdependientes. La relativa cercanía temporal entre ellas y la ocurrencia en la segunda secuencia de temblores de magnitud relativamente alta (p. ej. temblor del 05 de octubre de 1950, $M = 7.7$), donde la energía liberada implicaría un tiempo mayor de acumulación de energía de deformación que el observado, sugieren que existe una dependencia mutua entre ambas secuencias. La particular ubicación tectónica del frente de subducción de Costa Rica, localizado en el extremo sureste de la zona de interacción Coco-Caribe y la subducción de la dorsal asísmica del Coco, podría sugerirse como elementos a considerar en la explicación del origen de los patrones DSS. Por otro lado, la migración de focos sísmicos a lo largo de las zonas de subducción ha sido reconocido en varias regiones. Anderson (1975) propuso que los grandes eventos sísmicos del tipo desacoplantes interplacas aceleran o desencadenan rupturas en zonas contiguas en períodos cortos de tiempo, a los cuales siguen intervalos de relativa calma sísmica. Las zonas sísmicas de Nicoya y de Osa al encontrarse en el extremo sureste del frente de subducción, podrían ser consideradas como la región donde concluyen un ciclo sísmico que viene migrando des

de el noroeste o resultar zona inicial desde donde se inicia un nuevo ciclo sísmico que migraría hacia el noroeste. Por el proceso desestabilizante desencadenado, la región de Nicoya especialmente podría ser escenario de dos rupturas relativamente cercanas en el tiempo. Considerando además que la misma se ubica en la región terminal donde la fosa está aun claramente definida en la batimetría y donde no está siendo el proceso de subducción alterado por la interacción de la cresta asísmica del Coco, y más bien por el contrario, el piso oceánico que alcanza la fosa puede ser relativamente fácil de subducir, se reafirma la posibilidad que esta región se convierta en región terminal e inicial de los procesos de migración de focos de grandes temblores interplacas. Para analizar este aspecto en mayor detalle debe estudiarse la sismicidad de magnitud ≥ 6.75 del margen pacífico de Centroamérica (Fig. 5). Sin embargo, la misma no refleja un proceso claro de migración de focos. Si ésta se presenta tiene generalmente un carácter bidireccional, en el sentido de que los grandes terremotos desacoplantes ($M_s \geq 7.5$) con relativamente mayor área de ruptura pueden ocurrir en cualquier segmento del frente de subducción y las rupturas entonces progresivamente se mueven dirección noroeste y sureste desde el gran temblor desestabilizante. Algunos ejemplos sugieren este patrón. En la secuencia 1898-1905 (Fig. 5a), el gran temblor desacoplante fue el evento del oeste de Nicaragua del 12 de mayo de 1898. A partir de este temblor las rupturas se propagaron al noroeste de la fosa Mesoamericana originándose la gran ruptura del oeste de El Salvador y el este de Guatemala (evento del 26 de febrero de 1902) y la posterior gran ruptura en el centro-oeste de Guatemala

Figura 5: Secuencias sísmicas del margen convergente de Centroamérica ocurridas en el período 1895-1960. En parte a) se muestra con círculos rellenos la secuencia sísmica de 1881-1885; con triángulos rellenos la secuencia sísmica de 1898-1905 y con círculos sin rellenar la secuencia sísmica de 1916-1926. En la parte b) se muestra los dos polos de actividad sísmica que se presentaron entre 1935 y 1956 en las regiones del noroeste y sureste del margen pacífico de Centro América.



(a)



(b)

(evento del 19 de abril de 1902, $M_S = 7.7$). Finalmente en esta progresión se presentó el evento del 23 de setiembre de 1902 en el sureste de México ($M_S = 7.8$). Pero también hubo una migración de focos hacia el sureste a lo largo de la fosa desde la ocurrencia del evento de 1898. El 21 de junio de 1900 ocurrió la ruptura de la zona sísmica de Nicoya ($M_S = 7.4$) y el 20 de diciembre de 1904 la ruptura en la zona sísmica de Osa ($M_S = 7.2$). Con un efecto de rebote (previamente analizado) se presentó una nueva ruptura en la zona sísmica de Nicoya (20 de enero de 1905, $M_S \approx 6.75$). La serie de eventos de 1916-1926 (Fig. 5a) aparentemente se inició con la ruptura de la zona sísmica de Papagayo (evento del 27 de febrero de 1916, $M_S = 7.5$), continuó al sureste con las rupturas en Nicoya del 24 de abril ($M_S = 7.4$) y del 26 de abril ($M_S = 7.1$). Hacia el noroeste se originó la ruptura del noroeste de Nicaragua del 28 de marzo de 1921 ($M_S = 7.4$) y la del este de El Salvador del 08 de febrero de 1926 ($M_S = 7.2$). Finalmente en relación a la secuencia de 1934-1944 (Fig. 5b) la misma tuvo dos polos de actividad al igual que la de 1950: 1) El primero en el centroeste de Guatemala y 2) El segundo en Costa Rica especialmente. En el caso de la secuencia de 1935-1944 del centroeste de Guatemala la misma fue disparada por el evento del 14 de diciembre de 1935, siguiendo el gran evento del 6 de agosto de 1942 ($M_S = 7.9$) y finalmente el evento del 28 de junio de 1944 ($M_S = 7.1$). En el caso de Costa Rica la misma se inició con el evento del 18 de julio de 1934 en la fractura de Panamá (?) ($M_S = 7.7$), continúa con los eventos del 21 de diciembre ($M_S = 7.3$) y 22 de diciembre ($M_S = 6.75$) en la zona de Nicoya y terminó con la ruptura de Osa del 5 de diciembre de 1941 ($M_S = 7.5$). En esta secuencia como en la de Guatemala no es aparente un efecto de migración aunque si de desestabilización en zonas sísmicas aledañas a partir de eventos desacoplantes. Algo semejante se presenta en la secuencia de 1950-1956 desencadenada en Costa Rica en la zona de Nicoya con el evento del 5 de octubre de 1950 ($M_S = 7.7$), continuando hacia el SE de la fosa con la ruptura de Quepos del 09 de setiembre de 1952 ($M_S = 7.0$) y hacia el NW con la ruptura del centro de Nicaragua del 24 de octubre de 1956 ($M_S = 7.3$).

Los anteriores patrones sugieren que los procesos de ruptura del margen pacifico de Centroamérica pueden iniciarse con un gran temblor interplacas cuya posición geográfica es variable y posiblemente dependiente de las regiones con mayor potencial sísmico. Por lo tanto, la zona sísmica de Nicoya parece actuar circunstancialmente como región terminal de patrones migrantes o inicial de procesos desencadenantes, como pudo ser el caso del terremoto del 5 de octubre de 1950. En el caso de Osa en el temblor del 22 de mayo de 1822, o en el caso de la zona sísmica de Chiriquí en el temblor del 18 de julio de 1934, también pudieron actuar inicialmente como temblores desencadenantes.

Un alcance diferente que podría explicar el patrón DSS en la zona sísmica de Nicoya, considera la observación de la existencia de una importante segmentación de la placa del Coco al subducirse bajo la placa del Caribe (Carr y Stoiber, 1977; Burbach y otros, 1984) aproximadamente en el límite entre las zonas sísmicas de nicoya y de Quepos (Fig. 2). Temblores relacionados con el límite intersegmentos tendrían un área de ruptura elongada y de menor tamaño en relación con los que originan rupturas de los segmentos (Carr y Stoiber, 1977). Bajo este modelo podemos proponer que en una primera secuencia sísmica puede originarse una ruptura (o gemela) controlada por el límite intersegmento que actuaba como aspereza para que en una segunda secuencia sísmica cercana en el tiempo se origine la ruptura de la zona sísmica. La situación temporal inversa puede presentarse también e incluso la ruptura de dos asperezas relacionadas a la zona límite intersegmentos en un espacio relativamente limitado de tiempo. Así las rupturas gemelas de 1939 (21 de diciembre, $M_s = 7.3$ y 22 de diciembre, $M_s = 6.75$) están relacionadas con rupturas del límite intersegmento tal como fue sugerido por Carr y Stoiber (1977) y el evento del 5 de octubre de 1950 ($M_s = 7.7$) con la ruptura de la zona sísmica de Nicoya (Fig. 2). En el caso de la secuencia de principios de siglo el evento del 21 de junio de 1900 puede ser una ruptura de la zona sísmica de Nicoya, mientras que el temblor del 20 de enero de 1905 está relacionado con el límite intersegmentos (Fig. 2). Los temblores de 1916, el del 24 de abril con la zona sísmica de Nicoya

y el del 26 de abril con el límite intersegmentos (Fig. 2). Las anteriores sugerencias se realizan basándose en el epicentro macrosísmico y en el tamaño relativo de los temblores. Sin embargo, un conocimiento más detallado de la ubicación del límite intersegmentos es necesario dado que diferentes autores le dan una posición distinta (por ejemplo compárese Carr y Stoiber, 1977 y Burbach y otros, 1984). Nuestro modelo preferido para el origen del patrón DSS es el último analizado, en donde se sugiere una interdependencia temporal y mecánica entre los eventos originados en la zona límite intersegmentos y los temblores que originan las rupturas de la zona sísmica de Nicoya. Sin embargo, la migración de focos y el potencial sísmico podrían ser los factores que desencadenan el patrón DSS.

La secuencia sísmica de 1978-1983

Como ha ocurrido sistemáticamente con las secuencias sísmicas que presentan un ciclo sísmico sencillo (ya sea el de carácter aislado o el primero del tipo doble) se originaron rupturas en la zona sísmica de Nicoya (temblores del 23 de agosto de 1978, ambos $M_S = 7.0$) y de Osa (temblor del 03 de abril de 1983).

Si el comportamiento sísmico observado en un período tan corto como el analizado en este trabajo (185 años), se mantiene dentro de las secuencias sísmicas mencionadas, tenemos dos alternativas:

- 1) Que el ciclo sea de tipo SS en cuyo caso se puede presumir que la secuencia sísmica ha concluído, aunque es posible un evento de la zona sísmica de Papagayo si suponemos un T del orden de 75 años. No se esperaría un evento de la zona sísmica de Quepos considerando el comportamiento de la sismicidad histórica que sugiere un $T > 60$ años.
- 2) Que el ciclo sea de tipo DSS. En este caso esperaríamos nuevas rupturas de las zonas sísmicas de la zona de subducción, en los próximos 10 años.

Analicemos la situación desde el punto de vista de deslizamiento sísmico (\bar{u}) que se obtiene de los eventos ocurridos en la zona sísmica de Nicoya en el período 1900-1978. Usamos la relación de Davies y Brune (1971):

$$\bar{u} = \frac{1}{\mu s} \sum M_0 \quad (1)$$

sobre un intervalo dado de tiempo, donde μ es el módulo de rigidez (considerado 3.3×10^{11} dinas/cm²), $s = 60 L/\sin \alpha$ (km²) donde s es el área de ruptura, L es el largo de la ruptura y α es el ángulo de subducción y M_0 es el momento sísmico (dinas-cm) que se obtiene de la relación de Hanks y Kanamori (1979):

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

donde M_S es la magnitud de ondas superficiales. Encontramos que \bar{u} es 3.3 cm/año durante el período considerado, valor que es aproximadamente un 30% del deslizamiento interplacas que es de 10 cm/año a la altura de la península de Nicoya. Por otro lado, el evento del 5 de octubre de 1950 ($M_S = 7.7$), teóricamente genera un desplazamiento interplaca del orden de un metro. A una tasa de convergencia de 10 cm/año un evento de tal tamaño podría generarse alrededor de cada 15 años. Si consideramos que el desplazamiento promedio característico \bar{u} de la zona de Nicoya es 30% del valor teórico, un evento de tal tamaño podría presentarse cada 35 años. Este período de tiempo desde el evento de 1950 fue recientemente superado y dado que los eventos de 1978 no son significativos en términos de deslizamiento sísmico, no se puede descartar una nueva ruptura en la zona sísmica de Nicoya. En términos de pronóstico se ha enfatizado en el gran potencial sísmico de la zona de Quepos y de Papagayo (por ejemplo Morales y Montero, 1984; Morales, 1985) sin embargo, los datos de sismicidad histórica sugieren un potencial alto de una nueva ruptura de la zona sísmica de Nicoya y la repetición de un patrón DSS.

Conclusiones:

La sismicidad histórica intraplaca del período 1800-1985 de las regiones de Arenal y del Valle Central muestran una actividad sísmica temporalmente concentrada, con temblores de magnitud moderada ($5.0 \leq M \leq 6.5$), entre períodos de tranquilidad sísmica. En Arenal, la actividad sísmica está representada por la ocurrencia de un evento aislado, en el Valle Central generalmente por la ocurrencia de varios eventos que se concentran en un tiempo corto. Para la región de Arenal se encontró un período de recurrencia estable de 60.0 ± 2.8 años. Para el Valle Central el período de recurrencia relativamente estable es de 29.5 ± 9.9 años (Fig. 3).

Cuando analizamos separadamente la actividad interplaca de las diferentes zonas sísmicas del margen pacífico de Costa Rica para eventos mayores ($M_s \geq 6.75$) ocurridos entre 1800-1985 encontramos comportamientos distintos. De esta forma, las zonas sísmicas de Osa y de Nicoya han sido las más activas en el número de eventos ocurridos y la energía sísmica liberada. La zona sísmica de Osa presenta un período de recurrencia bastante estable de 30.0 ± 11.5 años (Cuadro 3). Si consideramos los eventos de 1854 y 1867 dentro de un mismo ciclo de actividad la recurrencia de grandes temblores es de 33.4 ± 8.8 años (Cuadro 3). La zona sísmica de Nicoya se muestra más irregular en la ocurrencia de eventos mayores con un período de recurrencia de 21.6 ± 11.8 años (Cuadro 3). Si consideramos nuevamente los patrones DSS como un solo ciclo, el período de recurrencia inter ciclos DSS o SS es de 28.5 ± 6.0 años (Cuadro 3), sugiriendo una regularidad importante en la actividad sísmica al analizarla con el enfoque anterior. En el caso de las zonas sísmicas de Quepos y de Papagayo, la incertidumbre en la ubicación de eventos históricos claves (por ejemplo temblores de 1840, 1851 e incluso 1882) imposibilita obtener períodos de recurrencia confiables para las mismas. A lo anterior se debe agregar la aparente menor actividad sísmica tanto en número de eventos mayores como en energía sísmica liberada de las zonas de Quepos y de Papagayo.

Al considerar integralmente la actividad sísmica de las diferentes zonas sísmicas del margen pacífico de Costa Rica, se encuentra que las zonas sísmicas de Nicoya y de Osa (Fig. 4a) liberan energía sísmica dentro de los mismos períodos sísmicos con una tendencia a presentarse la actividad sísmica antes en la zona de Nicoya. Los períodos de tranquilidad sísmicos son asimismo relativamente sincrónicos. El período de recurrencia relativamente similar de ambas zonas es consecuencia de las conclusiones anteriores. Los temblores de las zonas de Papagayo y de Quepos pueden o no ocurrir dentro de los ciclos sísmicos principales definidos por la sismicidad de Osa-Nicoya. Por las anteriores razones al considerar la actividad sísmica integralmente la misma se concentra dentro de períodos cortos de gran actividad sísmica seguidos por períodos relativamente mayores de calma sísmica. Dentro de estos últimos pueden aparecer eventos de Papagayo o Quepos (Fig. 4a).

La peculiar doble secuencia sísmica con un período de reposo intermedio del orden de 10 años, principalmente por causa de la actividad de la zona de Nicoya, parece ser resultado de la segmentación tectónica de la placa del Coco al introducirse bajo la Caribe en esta región. Eventos controlados por la ruptura de una aspereza en el intersegmento o ruptura de la zona sísmica pueden ocurrir dentro de la primera secuencia sísmica, provocando la concentración de esfuerzos tectónicos alrededor de nuevas asperezas que se localizan alrededor del límite intersegmentos o alrededor de las zonas sísmicas, llevando a nuevas rupturas dentro de períodos relativamente cortos de tiempo.

Agradecimientos

Mi sincero agradecimiento al compañero L.D. Morales por la revisión y mejoramiento del manuscrito.

Se agradece la colaboración de Gustavo Salazar en la confección de las figuras y a Astrid Amador el mecanografiado del trabajo.

Referencias

- Abe, K. & Noguchi, S., 1983a: Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1897-1917. *Phy. Eart. Plan. Int.*, 32: 45-59.
- Abe, K. & Noguchi, S., 1983b: Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912. *Phy. Eart. Plan. Int.*, 33: 1-11.
- Anderson, J., Bourgois, J. & Azema, J., 1984: A new type of active margin the convergent-extensional margin, as exemplified by the Middle America Trench of Guatemala. *Eart. Plan. Sci. Let.*, 67: 211-218.
- Burbach, G., Frohlich, C., Pennington, W. & Matumoto, T., 1984: Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *Jour. Geophys. Res.*, 81: 4885-4896.
- Carr, M.J. & Stoiber, R.E., 1977: Geologic setting o- some destructive earthquakes in Central America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 151-156.
- Davies, G. & Brune, J., 1971: Regional and global fault slip rate from seismicity. *Nature Phys. Sci.*, 229: 101-107.
- De Montessus De Ballore, F., 1888: Tremblements de terre et éruptions volcaniques au Centre Amérique depuis la conquete espagnole jusqu'a nos jours - 293 págs., Dijon, Soc. des Sci. Nat. de Saone et Loire.
- Fischer, R., 1980: Recent tectonic movements of the Costa Rican Pacific coast. *Tectonophys.*, 70: 25- 33.
- González V., C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica, 1608-1910 - 200 págs. Tipografía de Avelino Alsina, San José, Costa Rica.
- Guendel, F., 1985: Sismicidad histórica y su relación a las fuentes sísmicas activas en el presente, resultados preliminares -11 págs., Memorias 3er. Sem. Nac. de Geotecnia, San José, Costa Rica.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F., 1954: Seismicity of the earth and associated phenomena - 310 págs., 2 da. edición, Princeton University Press, Princeton, N.J.
- Hanks, T.C. & Kanamori, H., 1979: A moment magnitud scale. *Jour. Geophy. Res.*, 84: 2348-2350.
- Kelleher, J., Sykes, L. & Oliver, J., 1973: Possible criteria for predicting earthquake location and their application to major boundaries of the Pacific and the Caribbean. *Jour. Geophys. Res.*, 78: 2547-2585.

- Leeds, D.J., 1974: Catalog of Nicaraguan earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 64: 1135-1158.
- Lew, L., 1983: The geology of the Osa Peninsula, Costa Rica: Observations and speculations of the outer arc of the southern Central American orogen -128 págs., Dept. of Geosci. Pennsylvania State University (M.Sc. tesis inédita).
- McNally, K.C. & Minster, J.B., 1981: Nonuniform seismic slip rates along the Middle America trench. Jour. Geophys. Res., 86: 4949-4959.
- Matumoto, T., Latham, G., Ohtake, M. & Umaña, J., 1976: Seismicity studies in northern Costa Rica, Eos, 57: 290.
- Miyamura, S., 1980: Sismicidad de Costa Rica - 190 págs. Ed. Univ. de Costa Rica, San José.
- Mogi, K., 1968: Migration of seismic activity. Bull. Earthq. Res. Inst., 46: 53-74.
- Montero, W., 1983: Aspectos sismológicos y tectónicos del Valle Central de Costa Rica. En: El sistema fluvial de Tárcoles, Costa Rica. Inst. Geogr. Mac./CONICIT, 75-90.
- Montero, W., en preparación: Estudio de intensidades y parámetros focales del terremoto del 4 de marzo de 1924.
- Montero, W., en preparación: El terremoto de San Estanislao del 7 de mayo de 1822. Un gran temblor de subducción del sur de Costa Rica?.
- 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.
- Mora, S., 1981: Clasificación morfotectónica de Costa Rica. Inst. Geogr. Nac., 26, Inf. Semestr. Julio-Dic.: 35-55.
- Morales, L.D., 1985: Las zonas sísmicas de Costa Rica y alrededores. Rev. Geol. Am. Centr., 3: 69-101.
- Morales, L.D. & Leandro, G., 1985: Riesgos geológicos asociados al terremoto de Buenavista, Pérez Zeledón. Mem. 3er. Sem. Nac. de Geotecnia -19 págs.
- Morales, L.D. & Montero, W., 1984: Los temblores sentidos en Costa Rica durante 1973-1983 y su relación con la sismicidad del país. Rev. Geol. Am. Central, 1: 29-56.

- Nuhn, H., 1978: Atlas preliminar de Costa Rica - 47 págs. + mapas. Imp. Mac./Inst. Geogr. Mac., San José.
- Plafker, G., 1973: Field reconnaissance of the effects of the earthquake of April 13, 1973, near Laguna de Arenal, Costa Rica Bull. Seism. Soc. Am., 63: 1847-1856.
- Prado, F., 1924: La Parroquia de Nicoya. Rev. de Costa Rica, 8: 202-204.
- Tristán, J.F., 1911: Notas sobre el terremoto de Guatuso, 10 de octubre de 1977. Anales Centro de Estudios Sismológicos, 45-51.
- Tristán, J.F., 1916: The Costa Rica earthquake of February 27, 1961. Bull. Seism. Soc. Am., 6: 232-235.
- Van Andel, T., Heath, G., Malfait, B., Heinrichs, D. & Ewing, J., 1971: Tectonics of the Panama Basin, eastern equatorial Pacific. Geol. Soc. Am. Bull., 82: 1489-1508.
- Vogt, P.R., Lowrie, A., Brace, D. & Hey, R., 1976: Subduction of aseismic ridges: effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries - 44 págs., Geol. Soc. Am. Special Paper 172.
- Weyl, R., 1980: Geology of Central America - 371 págs.; Gebrüder Borntraeger, Berlin.