

EL TERREMOTO DE PATILLOS DEL 30 DE DICIEMBRE DE 1952 ($M_s = 5,9$) Y EL CONTEXTO NEOTECTÓNICO DE LA REGIÓN DEL VOLCÁN IRAZÚ, COSTA RICA

Walter Montero¹⁾ & Guillermo E. Alvarado²⁾

¹⁾Escuela Centroamericana de Geología, Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR),
Universidad de Costa Rica,

Apdo. 35-2060, San Pedro de Montes de Oca, Costa Rica.

²⁾Departamento de Ingeniería Geológica, Red Sismológica Nacional,
Instituto Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032, San José, Costa Rica.

(Recibido 26/10/1994; Aceptado 15/3/1995)

ABSTRACT: The Patillos earthquake of December 30, 1952, occurred on the western side of Irazú volcano, and was one of the most destructive earthquakes affecting central Costa Rica, during the seismic cycle of 1951-1955. It produced large landslides in a region with high slopes, high pluviosity and young volcanic units. A Mercalli Modified intensity study of the earthquake, defines that the maximum intensity was VIII, the macroseismic epicenter was located to the northwest of Irazú volcano (geographical coordinates $10^{\circ}01'$ lat N and $83^{\circ}54'$ long W), at a focal depth of 14 km and with a local magnitude $M_L = 5.2$. A neotectonic study allowed to define the main faults of the Irazú area. We relate the earthquake with the northwest trending Río Sucio fault. A review of seismicity occurred in the period 1930-1993, defines different active seismic sources in the region. The focal mechanisms are predominantly strike slip with normal and reverse components, and the maximum horizontal compressive stress directions are trending between NW and NE. We associate these stress changes to the interaction between the regional stress field that trends NNE, with local stress fields related to magmatic processes.

RESUMEN: El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952, que ocurrió en la falda WNW del volcán Irazú, fue uno de los terremotos más destructivos que afectaron la región central de Costa Rica entre 1951 y 1955. Se caracterizó por generar grandes deslizamientos en una zona de altos gradientes, alta pluviocidad y terrenos volcánicos jóvenes. Un estudio de las intensidades Mercalli Modificada (MM), ha permitido determinar una intensidad máxima de VIII grados, un epicentro macrosísmico ubicado al WNW del volcán Irazú (coordenadas geográficas $10^{\circ}01'$ lat. N y $83^{\circ}54'$ long. W), una profundidad del temblor de 14 km y una magnitud local $M_L = 5,2$. Un análisis neotectónico ha permitido determinar las principales fallas existentes dentro del macizo Irazú. Asociamos el temblor con la falla Río Sucio, que tiene rumbo noroeste. Un análisis de la sismicidad muestra las diferentes fuentes sísmicas que han estado activas durante el período 1930 a 1993. Los mecanismos focales indican que el fallamiento predominante es de desplazamiento de rumbo con componentes normales e inversas y las direcciones de los esfuerzos horizontales principales máximos varían entre el NW y el NE. La variación en la dirección de los esfuerzos se relacionan con la interacción entre el campo de esfuerzo regional de dirección NNE, y con campos de esfuerzos locales controlados por procesos magmáticos.

INTRODUCCION

La Cordillera Volcánica Central ha sido una región con intensa actividad volcánica y neotectónica durante el Cuaternario. Las erupciones volcánicas y temblores dañinos ocurridos en tiempo his-

tórico y reciente así lo demuestran. Los temblores destructivos han tenido hipocentros en diverso sectores de la cordillera (Alvarado et al., 1988).

En el macizo volcánico del Irazú, el temblo más importante ocurrido en el presente siglo, ha sido el terremoto de Patillos del 30 de diciembre d

1952. En este trabajo realizamos un análisis de los daños e intensidades asociados a este temblor, que se caracterizó por originar impresionantes deslizamientos en el sector oeste del volcán Irazú. Este estudio es comparado con uno similar realizado por Güendel (1986). Para tratar de definir los tipos de fuentes sísmicas que originan esta clase de eventos, se estudió la sismicidad y la sismotectónica del período 1978-1992.

Nuestra investigación incluye un análisis neotectónico del macizo Irazú y del régimen de esfuerzos actualmente predominante, así como una interpretación de la tectónica activa. Lo anterior nos permite entender mejor la sismicidad de las áreas volcánicas de Costa Rica y en particular del sector oriental de la Cordillera Volcánica Central. Estudios similares han sido realizados en el sector occidental de la Cordillera Volcánica Central por Alvarado et al. (1988) y en América Central existen varios estudios recientes de este tipo (por ejemplo, White, 1991; White & Harlow, 1993).

Area de estudio y breve descripción geológica

La zona de estudio comprende el macizo del volcán Irazú, el cual se ubica entre las coordenadas geográficas 9°50' y 10°15' de latitud N y 83°45' y 84°00' de longitud W (Fig. 1). La geología de esta región se caracteriza por rocas volcánicas del Cuaternario Superior, que incluyen diferentes litologías (por ejemplo, lavas, lahares y rocas piroclásticas), de composición predominantemente calcoalcalina (Alvarado, 1993). Al sur de la región de estudio, se incluyen pequeñas áreas donde afloran rocas sedimentarias del Terciario Superior (Krushensky, 1972).

NEOTECTONICA

En relación con el fallamiento del macizo del Irazú, existen diversos estudios previos que muestran rasgos diferentes y aún divergentes entre los mismos autores en la delimitación (criterios), importancia, tipo y orientación de las fallas (comparar Krushensky, 1972; Krushensky et al., 1976; Bergoing, 1979; Bergoing & Malavassi, 1980; Bergoing et al., 1980).

Más recientemente Soto (1988), Montero et al. (1991), Alvarado (1993) y Montero (1994a) realizaron estudios fotogeológicos del macizo volcánico del Irazú y del volcán Turrialba, con el fin de trazar los principales lineamientos geológicos su-

gestivos de ser fallas recientes. Estos se trazaron considerando distintas evidencias geomorfológicas (escarpes, facetas triangulares, alineación topográfica, desplazamiento de divisorias, etc.).

Considerando que existen diversas interpretaciones respecto a fallas y lineamientos en la región de estudio, hemos procedido a realizar una revisión cuidadosa de las fotos aéreas para redefinir éstas. A continuación presentamos los resultados de nuestra investigación. Dado que las rocas presentes en dicha región son en su mayoría Cuaternario Superior, si los lineamientos corresponden con fallas, estas se pueden considerar como activas.

En el volcán Turrialba se presentan patrones NE y NW (veáse Soto, 1988). El sistema NE define un graben, cuya falla oriental posee un escarpe bien definido de unos 25 m de alto (Fig. 1). La falla occidental no se observa claramente en las fotos aéreas (tan solo como un tenue lineamiento) pero sí se distingue en el campo como un sistema de fallas normales muy recientes (Soto, com. verbal, 1994).

La falla Río Blanco (13 km de longitud) posee un escarpe de falla regresivo con facetas trapezoidales de unos 100 m de altura (Fig. 1). La falla Blanquito (9 km de longitud mínima), que es más o menos paralela a la anterior, corresponde probablemente con una falla normal con escarpes originales pequeños (< 10 m de altura), pero debido a la erosión diferencial se han originado prominentes escarpes de línea de falla (de unos 350 m de altura), tanto en el mismo sentido de movimiento de la falla como en el opuesto, generando en algunos casos valles de falla.

En la falla Alto Grande, que forma un sistema con las anteriores, ocurre algo similar a la falla Blanquito, en donde el escarpe de falla desplaza la superficie original del escudo volcánico unos 10 m, pero debido a la intensa erosión diferencial se han esculpido farallones de hasta 350-550 m de altura. Esta falla posee una longitud mínima de 18 km, pero se podría extender más al NW, hasta unirse con otros controles estructurales de rumbo similar, alcanzando una longitud de al menos 30 km. Aunque es una falla importante, su velocidad de movimiento vertical juzgando el escarpe preservado de falla, ha de ser relativamente baja o bien, corresponde con una falla relativamente joven (< 50.000 años) en una zona con intensa erosión.

La falla Río Sucio tiene dos ramales principales. El oriental cambia su rumbo con respecto a las fallas anteriores (de NNW en las primeras a

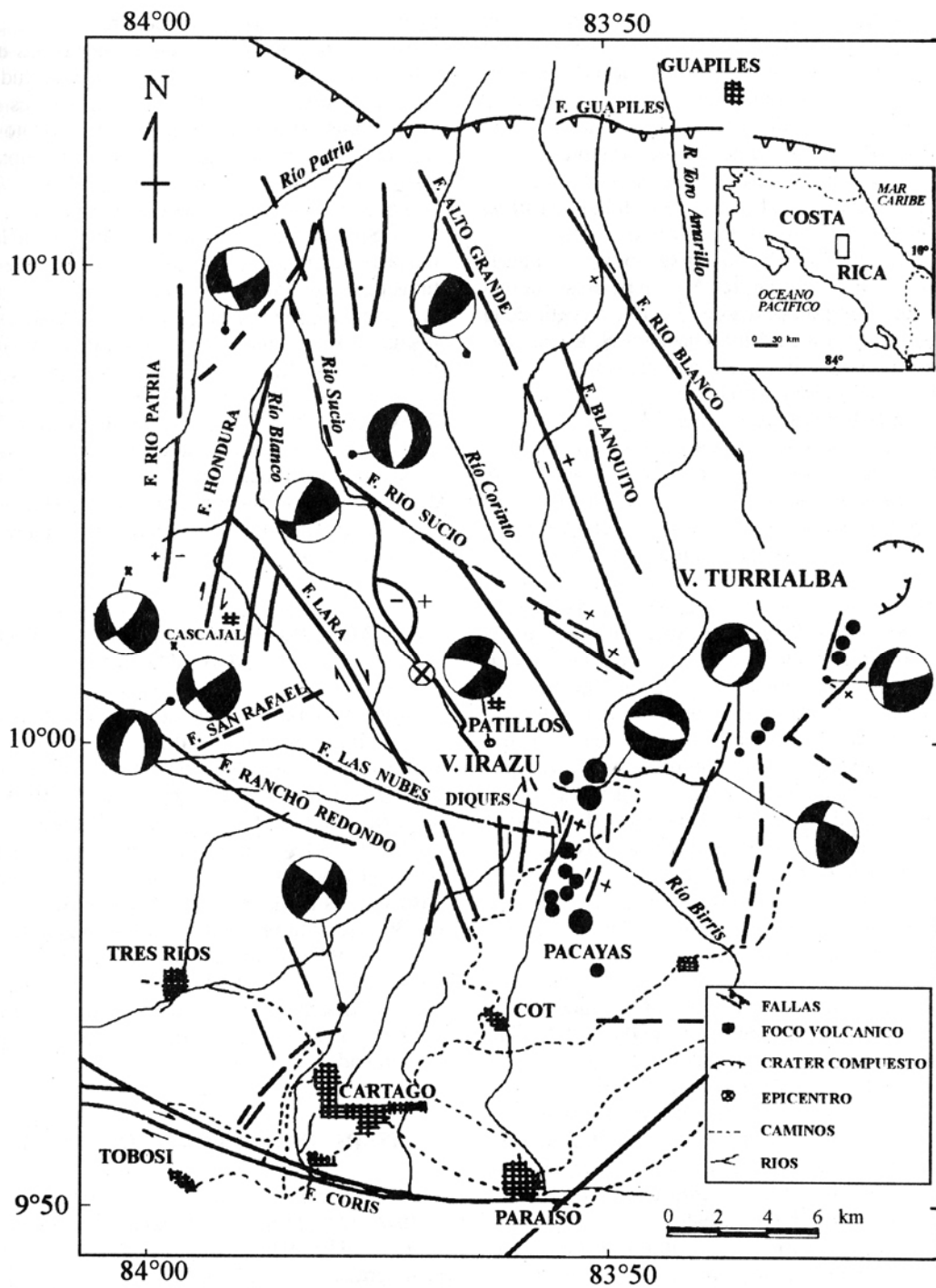


Fig. 1: Mapa neotectónico del área de estudio. Se incluyen además los mecanismos focales obtenidos por diferentes autores referidos en el texto. Las fallas y su movimiento estimado es con base en fotografías aéreas.

NW en ésta falla) y posee una longitud mínima de 14 km (Fig. 1). Aunque su trazo no se observa bien en las fotos aéreas, se infiere con base en el marcado contraste morfológico y en los fuertes escarpes erosivos alineados de hasta 500 m de altura en el cañón del Río Sucio, o de más de 300 m en el Cerro Alto Grande. El desplazamiento vertical no parece significativo. El brazo occidental tiene rumbo variable, siendo NW en su extremo sureste, donde se alinea con el río Blanco y la Quebrada Golondrina. Luego al sur de Tierras Morenas, presenta una estructura de tipo cuenca de tracción, a partir de la cual la falla varía su rumbo hacia el N. La geometría de la cuenca de tracción sugiere una componente dextral en este ramal.

La falla Lara, de rumbo NW y una longitud mínima de 11 km, se inicia al oeste del Irazú, donde se puede continuar a lo largo del río Gacho. A partir de la finca Lara se aparta del valle de este río y se continúa por los valles de afluentes del río Blanco y del río Cascajal. La falla se evidencia por valles lineales, valles de falla, escarpes de falla, sillares de falla, estructuras incipientes del tipo cuenca de tracción y estribaciones desplazadas que sugieren una componente dextral en la falla. También los escarpes existentes sugieren una componente de levantamiento en el lado oriental de la falla.

Dos fallas adicionales importantes son la del Río Hondura (11 km de longitud) con una componente lateral derecha (observable en rasgos morfológicos) y la del Río Patria (11,5 km de longitud mínima) con una componente vertical. Respecto a la falla Guápiles, esta presenta un escarpe de 40 m de altura en depósitos aluviales subrecientes y se interpreta como una falla inversa (Borgia et al., 1990; Montero, 1994b).

Por último, tenemos en el pie de monte del lado Pacífico del Irazú, las fallas Las Nubes, Rancho Redondo ambas de rumbo WNW, la falla San Rafael de rumbo NE y el sistema de fallas de Coris-Agua Caliente (Montero et al., 1991) a las cuales se les asocian varios terremotos históricos (Montero y Miyamura, 1981). Los estudios neotectónicos de detalle sugieren que este último sistema de fallas es de desplazamiento de rumbo dextral (Geomatrix Consultants, 1994).

En conclusión, de la figura 1 se desprende que las fallas se pueden agrupar en cuatro tipos: a) las ubicadas en el volcán Turrialba con un rumbo NE y de pequeña extensión (< 2 km), b) aquellas ubicadas en el flanco norte del Irazú con un rumbo predominante NW hasta NNW y de longitud apre-

ciable (9-18 km), con componentes de desplazamiento de rumbo dextral y normales c) las ubicadas en el macizo Zurquí (6-12 km longitud) con rumbo predominante N-S y componentes tanto vertical como transcurrente, acorde con datos preliminares de campo, y por último d) las ubicadas en el flanco sur del Irazú, de forma subcurvilínea y con una extensión moderada (1-6 km).

Sin embargo, respecto a la longitud de las fallas, hay que tener en consideración que las estructuras resultan más evidentes del lado de la vertiente Caribe, en donde la precipitación pluvial es alta, la cual provoca una mayor erosión diferencial. Las fallas en la vertiente pacífica están probablemente cubiertas por depósitos volcánicos recientes o poco expuestas. Las fallas con longitudes entre 7 y 30 km, como las aquí estudiadas, pueden originar sismos con magnitudes máximas M_s entre 5,9 y 6,6, de acuerdo a las relaciones empíricas entre magnitud y longitud de falla (por ejemplo, Wells & Coppersmith, 1994).

FUENTES SISMICAS DE LOS TEMBLORES EN EL MACIZO IRAZU

Considerando el contexto neotectónico del macizo Irazú, conviene realizar una revisión de las secuencias sísmicas más importantes que han ocurrido dentro de esta región entre 1930 y 1993. Esta se puede subdividir en dos períodos. Para el período 1930-1974 solo se tienen datos macrosísmicos de los principales temblores ocurridos, que en este caso son los temblores del 22 de marzo de 1933 y del 30 de diciembre de 1952. En el segundo período 1975-1993, se tienen datos hipocentrales y mecanismos focales para la actividad sísmica ocurrida en el macizo Irazú. A continuación se discuten los temblores ocurridos a través de las dos épocas mencionadas.

SISMICIDAD SUPERFICIAL 1930-1974

Una revisión de los datos recopilados sobre la sismicidad superficial de Costa Rica durante el período 1930-1974, existente en diferentes fuentes bibliográficas incluyendo Miyamura (1980), muestra que únicamente los temblores del 22 de marzo de 1933 y el del 30 de diciembre de 1952, tuvieron epicentro superficial dentro del macizo Irazú y son relevantes de acuerdo con su tamaño y los daños

generados. A continuación una descripción y análisis de estos temblores.

El temblor del 22 de marzo de 1933

El temblor del 22 de marzo de 1933 fue estudiado por Schaufelberger & Jiménez (1933), quienes dibujaron el mapa de isosistas de este temblor, ubicando el área mesosísmica entre Santa Cruz de Turrialba y Cartago, lugares en donde la intensidad alcanzó el grado 5,5 en la escala Rossi Forel (equivalente a V en MM). Este sismo precedió la actividad eruptiva que tuvo el volcán Irazú a partir de mayo de ese mismo año, y debe considerarse como una actividad sísmica precursora a ese período eruptivo.

El terremoto de Patillos

El terremoto de Patillos, que ocurrió a las 12:07' (GMT) del 30 de diciembre de 1952, causó alarma en la región central de Costa Rica, provocando 21 pérdidas en vidas humanas y gran cantidad de daños materiales, además de enormes deslizamientos en el área epicentral. Este último efecto fue posiblemente el más espectacular ocasionado por el temblor.

El terremoto de Patillos formó parte de una secuencia de sismos destructivos corticales, localizados a lo largo de la región central de Costa Rica, que ocurrieron entre 1951 y 1952. Estos fueron el temblor de Paraíso y Orosi del 21 de agosto de 1951, el temblor de Limón del 7 de enero de 1953 y el terremoto de Toro Amarillo del 1 de setiembre de 1955. La actividad se inició en el margen convergente Coco-Caribe con el terremoto de Nicoya del 5 de octubre de 1950, $M = 7,7$ (Montero, 1986). El temblor de Quepos del 9 de setiembre de 1952, $M = 7,0$, formó parte de la secuencia y fue el sismo que precedió al de Patillos. El temblor de Patillos no fue precedido por actividad volcánica temporalmente cercana (del orden de años), aunque 10 años después se iniciaron las grandes erupciones del Irazú, que ocurrieron entre 1963 y 1965.

El temblor de Patillos fue localizado por el International Seismological Service (ISS) en 10.3° N y 83.5° W (Fig. 2). Este epicentro lo ubicaría en las llanuras de Santa Clara, al norte de Siquirres. El ISS no le determinó magnitud (aunque fue observado por más de 60 estaciones sismológicas), ni profundidad focal. Miyamura (1980) y Güendel (1986) reportan daños ocasionados por este temblor en la falda oeste-noroeste del volcán Irazú, en lugares que están situados a decenas de kilómetros

del epicentro instrumental. Esto demuestra que el epicentro instrumental tiene un error importante, debido a varios factores: 1) el temblor tuvo una fuente superficial, lo que aunado a la moderada magnitud ($M < 6,5$) del evento, generó señales emergentes y débiles a distancias telesísmicas, más existiendo baja ganancia en las estaciones que registraron el sismo y 2) existió una ausencia de reportes de estaciones sismológicas que se localizarán en el campo cercano (menos de 5 grados del epicentro). Es en todo caso común encontrar que las localizaciones epicentrales de los sismos costarricenses realizadas por la red sismológica mundial antes de 1960, presenten errores de hasta un grado (Montero & Ponce, 1979). A partir de la instalación en 1974 de las estaciones sismológicas de Costa Rica, las localizaciones epicentrales han mejorado sustancialmente.

Por esto, los sismos previos a 1960, requieren de la realización de estudios macrosísmicos detallados, para definir mejor sus parámetros focales, lo cual requiere analizar los datos macrosísmicos que se encuentran en periódicos, diversos reportes y con base en estudios sismológicos previos. A continuación describimos los resultados de esta investigación.

Datos utilizados

La información utilizada para la realización del mapa de isosistas del temblor de Patillos de 1952, proviene de dos fuentes principales: 1) Reportes publicados en los periódicos La Nación, La Prensa Libre y La República. Dentro de estas noticias se incluyen aquellas elaboradas por los propios periodistas desplazados al área mesosísmica del temblor, así como los reportes provenientes de diversas poblaciones especialmente del Valle Central. 2) Reportes originados a partir de entrevistas realizadas a personas que vivían dentro del área epicentral y que fueron obtenidas por el primer autor en 1982 y en 1989.

Los datos macrosísmicos son interpretados para asignar intensidades. Se utiliza la escala Mercalli Modificada (MM) y se consideran los criterios descritos por Dengler & McPherson (1993) en la determinación de las intensidades en áreas rurales. El dato de intensidad asignado en cada lugar geográfico es resultado de una estimación conservadora de la información periodística u oral, y es apoyada frecuentemente en las fotografías obtenidas en el área mesosísmica. La información macro-

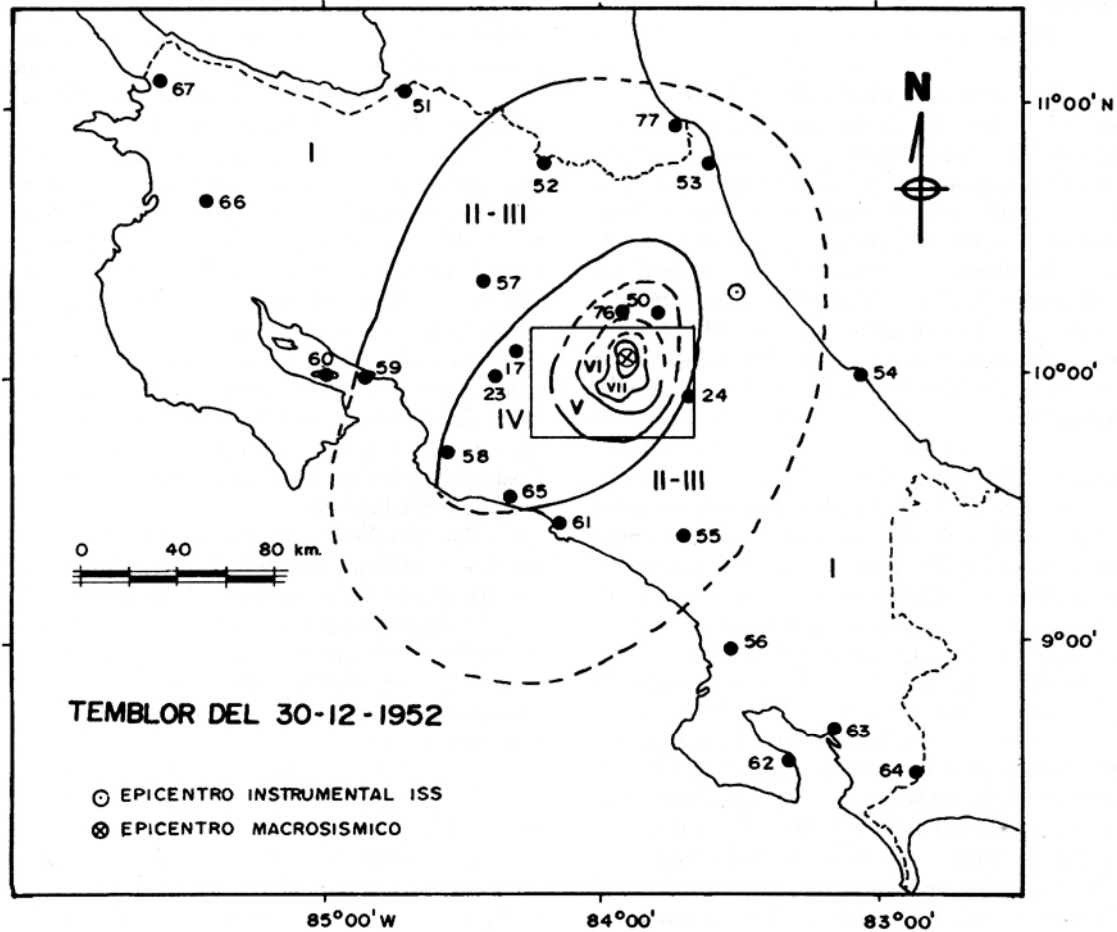


Fig. 2: Patrón de isosistas del terremoto de Patillos para Costa Rica y áreas aledañas. El área de la figura 3 se muestra dentro del rectángulo. Los números al lado de los puntos señalan el N° de localidad, según se define en el cuadro 1.

sísmica detallada recopilada puede ser solicitada directamente al primer autor. La distribución de intensidades escala Mercalli Modificada (MM) del terremoto de Patillos se realizó usando los datos del cuadro 1. Estos datos macrosísmicos permitieron definir el área mesosísmica y las isosistas dentro del Valle Central y otras zonas del país (Figs. 2 y 3). Además, se realizó una estimación grosera del área donde se sintió el temblor.

Descripción de daños y de intensidades

El temblor originó la muerte de 21 personas. Las pérdidas humanas fueron causadas por deslizamientos disparados por el temblor, los cuales sepultaron casas o personas que se encontraban tra-

bajando en lugares abiertos. Los deslizamientos principales que ocurrieron dentro del área epicentral se muestran en su localización aproximada en la figura 3. Los deslizamientos fueron muy importantes especialmente en Patillos. Otros lugares donde ocurrieron deslizamientos importantes fueron Corralillo, Cabeza de Vaca, Piedra de Tres Filos y Tierras Morenas. Los deslizamientos modificaron en gran escala la topografía del terreno especialmente en el área comprendida entre Patillos y Tierras Morenas. Por ejemplo, en este último lugar se reportó que "los derrumbes cubren 3 km de largo y tienen 300 a 400 m de altura". En algunos sitios los deslizamientos cerraron los cauces de los ríos; por ejemplo, en la región de Patillos, el río

CUADRO 1

Intensidades asignadas para estudio de distribución de isosistas
terremoto de patillos, 30 de Diciembre 1952

No. 1	Nombre Localidad	Inten MM	Dist. Epic. (km) 2	Descripción Macrosísmica	Ref. 3
1	Patillos, falda oeste V. Irazú	VIII	2,5	Grandes deslizamientos. Murie- ron 18 personas al caer deslizamientos	1
2	Rancho Redondo	VII	9,0	Daños en iglesia, escuela y casas, agrietamientos	1
3	Corralillo	VIII	6,0	Deslizamientos sepultaron casas	1
4	San José	V	22,5	Fuerte sin daños	1
5	Llano Grande	VII	9,0	Deslizamientos cercanos casas muy dañadas	1
6	Potrero Grande	VII	12,0	Iglesia muy dañada y agrietamientos	1
7	Sanatorio Durán	VII	9,5	Daños en edificios, Grietas en terrenos aladaños	1
8	Coliblanco	VII	12,0	Grandes grietas. Casa dañada y personas golpeadas	1
10	San Cayetano (cerca Volcán Irazú)	VIII	4,0	Casas caídas	1
11	La Higuera (cerca Volcán Irazú)	VII		Casa cayó	1
12	Sn Rafael Oreamuno	VI	16,5	Carreteras dañada	1
14	Santa Rosa Oreamuno	VI	13,5	Muy fuerte, daños en iglesia y establecimientos comerciales	1
15	San Pablo Oreamuno	VII	12,0	Casas desentechadas y desplomadas	1
16	Paraíso	V	22,0	Fuerte	1
17	Grecia	IV	43,5	Fuerte	1
18	San Isidro Coronado	VI	13,5	Daños menores en iglesia	1,2
19	Heredia	V	24,0	Bastante intensidad	1
20	Guadalupe	VI	18,0	Casas de bahareque dañadas. Pérdidas en comercio	1
21	Capellades	V	17,0	Fuerte intensidad	1

No. 1	Nombre Localidad	Inten MM	Dist. Epic. (km) 2	Descripción Macrosísmica	Ref. 3
22	San Nicolás	V	-	Fuertísimo	1
23	Atenas	IV	52,0	Fuerte	1
24	Turrialba	III	28,0	Regular intensidad	1
25	Moravia	VI	17,0	Daños en casas de barro y teja	1
26	S. Jerónimo de Moravia	VI+	13,5	Daños en agencia de policía	1
28	Tierras Morenas	VIII	3,0	Casa de madera semicaída y grandes deslizamientos	1
30	Cascajal	VII	6,0	Casas desplomadas	1,2
31	Las Nubes	VI	8,0	Casa se ladeó	1,2
32	Guayabillos	VIII	6,5	Deslizamientos	1
33	Arenal	VII - VIII ?	-	Dentro de zona epicentral	1
34	Naranjo de Coronado	VII - VIII ?	-	Zona de mayor intensidad	1
35	Cot	VI ?	15,0	Poblado con daños aunque otra información contradice	1
36	Hcda. Los Robert	VI	-	Se reportan daños	1
38	Tres Ríos	VII	16,0	Daños en casas y pérdidas en comercio	1
43	Tabacales	VII - VIII ?	-	Dentro del área epicentral	1
44	Finca de don Sigur Roy	VII - VIII ?	-	Casa muy dañada	1
45	Hcda. Chicua	VII	9,5	Dos casas cayeron	1
46	Las Liebres	VI	10,0	Sumamente fuerte	1
47	Pacayas	V	15,0	Sumamente fuerte	1
48	Curridabat	VI	28,0	Iglesia con daños	1
49	Cartago	VI	17,0	Intensidad VI Rossi Forel	1
50	Guápiles	V	25,5	Muy fuerte, sin daños	1
51	Los Chiles	I	146,0	No se sintió	1
52	Boca del Río San Carlos	III	89,5	Larga intensidad	1
53	Barra Colorado	II	90,0	Poca intensidad	1
54	Limón	I	94,0	No se sintió	1

No. 1	Nombre Localidad	Inten MM	Dist. Epic. (km) 2	Descripción Macrosísmica	Ref. 3
55	San Isidro del General	II	74,0	Poca intensidad	1
56	Puerto Cortés	I	124,0	No se sintió	1
57	Villa Quesada	I	66,0	No se sintió	1
58	Las Delicias Turrubares	IV	80,0	Muy fuerte	1
59	Puntarenas	III+	103,5	Algo fuerte	1
60	San Lucas	I	120,0	No se sintió	1
61	Quepos	III	70,0	Regular intensidad	1
62	Puerto Jiménez	I	176,0	No se sintió	1
63	Golfito	I	172,0	No se sintió	1
64	La Cuesta	I	208,0	No se sintió	1
65	Parrita	IV	70,0	Corto y fuertísimo	1
66	Liberia	I	181,0	No se sintió	1
67	La Cruz	I	222,0	No se sintió	1
68	Potrero Grande	VII	-	Casa destruida	1
69	S.Rafael de Irazú	VI	11,5	Caída ramas, cayó tejado de casa	1,2
70	San Miguel de Santo Domingo	VI	17,0	Cayeron víveres, tejas de casa, caída de objetos	2
71	Quebrada Honda de Juan Viñas	V	20,0	Caída víveres	2
72	Finca el Périco	VIII	2,0	Casa sepultada por deslizamiento	2
73	Vista de Mar	VI	11,0	Grietas, objetos pesados se desplazaron	2
74	Parasito de Santo Domingo	VI	14,5	Cayeron víveres, casa vieja se agrietó	2
75	San Valentín	VI	14,0	Muy fuerte, costaba caminar	2
76	Corinto	V	20,0	Cayeron víveres	2
77	San Juan Norte	II	96,0	Se sintió	1

Notas:

1. La numeración no es corrida. Datos macrosísmicos de lugares no incluidos en la lista se pueden solicitar al primer autor.
2. Algunos lugares que no se pudieron ubicar y determinar distancia epicentral se indican con guión, pero se incluyen por la relevancia de sus datos macrosísmicos.
3. En referencias un 1 indica datos recopilados de periódicos y un 2 corresponde con entrevistas realizadas por el primer autor.

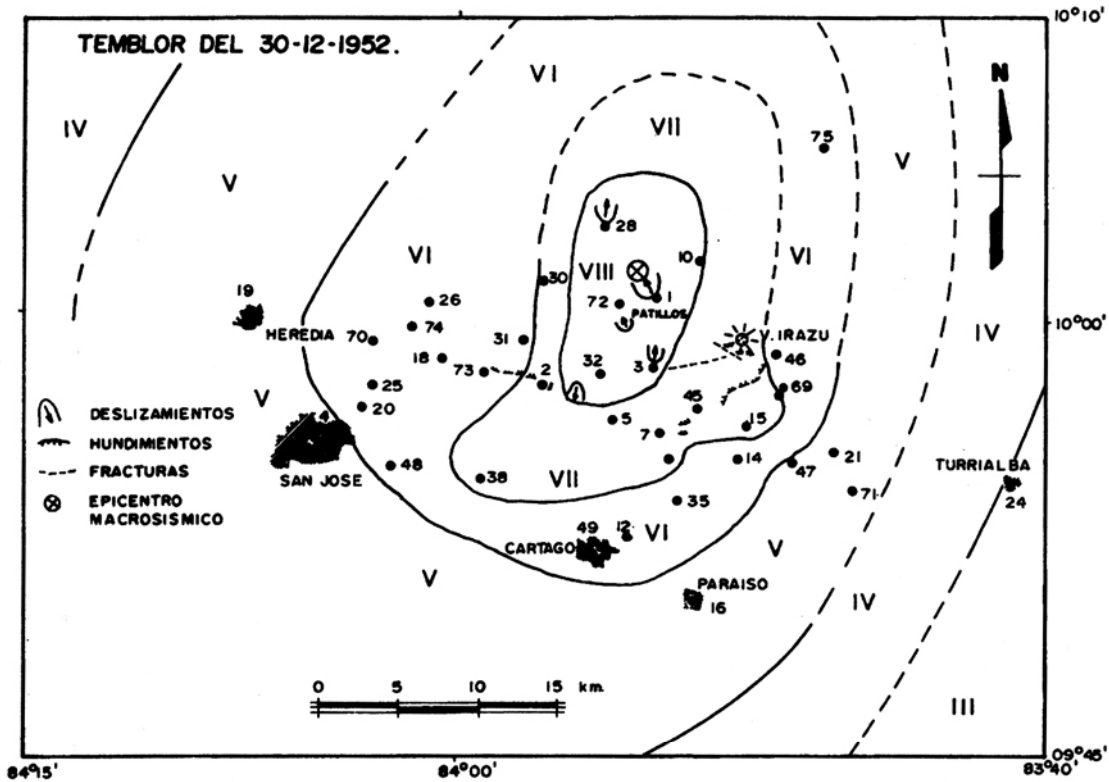


Fig. 3: Patrón de isosistas del temblor de Patillos para parte del Valle Central. Se detalla el área mesosísmica de intensidad MM VIII. Otras simbologías se han definido en la figura 2.

Blanco fue obstruído en varios lugares y el río Suscio cambió su cauce al modificarse la configuración del terreno. Dóndoli y Coen (La Prensa Libre, 2 de enero de 1953) mencionan que "los enormes estragos causados se debieron a la naturaleza misma del terreno, en su mayoría compuesto de escorias volcánicas... Lo deleznable de las tierras, la deforestación y la acción de las lluvias concurren a hacer de una proporción extraordinaria el deslizamiento en la falda noroccidental del Irazú".

Los asentamientos y agrietamientos del terreno fueron frecuentes en el área epicentral. Estos se observaron a lo largo de los principales caminos localizados dentro del área mesosísmica, tales como son la carretera que lleva al volcán Irazú, la vía que lleva a Rancho Redondo y Llano Grande, el camino a Cascajal y los que se adentraban en la región de Patillos y en un sinnúmero de lecherías que se ubicaban en las faldas del volcán Irazú.

El área mesosísmica se localiza en la falda oeste y noroeste del volcán Irazú. Los diversos re-

portes macrosísmicos sobre daños en las construcciones indican que la máxima intensidad MM fue VIII (Fig. 3). En varios lugares en los cuales se ha asignado intensidad MM VIII, se determinó daños en las construcciones, incluyendo el colapso total o parcial de estas. Las características de los deslizamientos también indican una intensidad VIII. Sin embargo, en algunos sitios dentro del área mesosísmica, si se considera la magnitud de los deslizamientos ocurridos, la máxima intensidad alcanzaría valores hasta de IX y X de acuerdo a la escala Mercalli Modificada. Sin embargo, aquellas zonas en donde ocurrieron deslizamientos importantes, agrietamientos y asentamientos del terreno, no se les asignó valores de intensidad MM mayor a VIII, porque las características geológicas de la zona, los altos gradientes del terreno y el alto nivel freático existente en los suelos, provocan que los taludes puedan ser fácilmente desestabilizados bajo intensidades VIII. Esto concuerda mejor con los daños observados en construcciones y con las considera-

ciones de Dengler & McPherson (1993), para la asignación de intensidades MM en áreas rurales, particularmente en el nivel de intensidad VIII. Ellos consideran que deslizamientos extensos pueden ser observados en zonas de pendientes altas a partir de esta intensidad. Güendel (1986) también asignó una intensidad máxima de VIII al terremoto de Patillos.

El área mesosísmica encerrada por la isosista VIII tiene 122 km² y está elongada en dirección NNE. Un alargamiento en una dirección similar se encuentra en las isosistas de intensidad VII y VI (Figs. 2 y 3). Nuestros resultados son diferentes a los obtenidos por Güendel (1986), quien muestra una elongación de las isosistas en la dirección ENE y en términos generales también un decaimiento más rápido de las intensidades.

El evento sísmico fue percibido en la región norte y noreste hasta la Barra del Colorado y la Boca del Río San Carlos, en la zona limítrofe con Nicaragua (Fig. 2). Fue sentido en todo el Valle Central, en la región de Quepos, en la región pacífica central y en San Isidro de El General. En gran parte de la provincia de Guanacaste no fue percibido, al igual que en gran parte del país, incluyendo Limón y la Baja Talamanca. Por causa de los escasos datos macrosísmicos, no se ha trazado la isosista que separa reportes de intensidades MM III y II. Entre estos últimos y los reportes de intensidad I, se ha dibujado aproximadamente la isosista que separa el área de percepción del temblor, de la región donde este no fue sentido (Fig. 2).

Estimación de la magnitud y la profundidad del Temblor de Patillos

White & Harlow (1993) estimaron para el terremoto de Patillos una magnitud Ms 5,9 con base en la máxima amplitud de las ondas superficiales medida en la componente horizontal de la estación de Bilt de Holanda. La magnitud del sismo de 1952 también se puede estimar con datos macrosísmicos. Por ejemplo, a partir de la intensidad máxima. Para esto, usamos las relaciones encontradas por Rojas et al. (1993), que fueron desarrolladas con sismos de América Central y especialmente de Costa Rica. La relación entre mb y Ms con la intensidad máxima I_{max} es:

$$mb = 4,03 + 0,20 I_{max} \quad (1)$$

$$Ms = 3,10 + 0,43 I_{max} \quad (2)$$

Para obtener estas relaciones se usaron terremotos de profundidades superficiales e intermedias. Si I_{max} = VIII, entonces mb es 5,6. Si utilizamos la expresión (2), Ms es 6,5. Estas estimaciones de magnitud son poco confiables, especialmente porque no se diferencian los sismos del fallamiento cortical de los asociados con la subducción y además porque la máxima intensidad depende de muy variados factores, incluyendo la profundidad del foco. Relaciones más confiables son las que utilizan las áreas de las isosistas. Rojas et al. (1993) encontraron con datos exclusivamente de Costa Rica las siguientes relaciones:

$$M_L = 2,91 + 0,95 \log AVII \quad (3)$$

$$M_L = 2,96 + 0,80 \log AVI \quad (4)$$

Entonces si AVII es 364 km², M_L es 5,3. Si AVI es 968 km², entonces M_L es 5,3. Utilizando la fórmula de conversión de M_L en Ms encontrada por los mismos autores:

$$Ms = -4,71 + 1,91 M_L \quad (5)$$

Aplicando esta relación se define que la magnitud Ms es 5,4. Topozada (1975) determinó relaciones similares para diferentes áreas de isosistas. Para el área de la isosista VII la relación es:

$$M_L = 3,49 + 0,87 \log AVII \quad (6)$$

Sustituyendo en (6) obtenemos M_L = 5,7 y usando (5) encontramos Ms = 6,2.

Podemos igualmente usar otras relaciones para estimar la magnitud M_L. Rojas et al. (1993) obtuvieron la siguiente relación entre el radio sentido y la magnitud local:

$$M_L = -1,00 + 2,81 \log R \quad (7)$$

Sustituimos R por 106 km y obtenemos M_L = 4,7. Topozada (1975) obtuvo:

$$M_L = -1,88 + 1,53 \log AI \quad (8)$$

donde AI es el área de percepción. En nuestro caso AII es la que nos define el área de percepción y es igual a 35460 km², de donde se obtiene que M_L es 5,1.

Se observa entonces que los valores de magnitud M_L utilizando el radio de percepción o el

área sentida son menores que los valores obtenidos a partir de las áreas isosistas de intensidades entre VI y VII. Esto parece deberse parcialmente a una inadecuada restricción del área de intensidad II y por consiguiente a una posible subestimación de la misma, pero también podría deberse a una muy rápida atenuación de las intensidades en ciertas regiones de Costa Rica, por ejemplo en el noroeste del país (Guanacaste). La magnitud M_L promedio es 5,2, la cual se obtiene de las diversas expresiones previamente utilizadas.

Para obtener la profundidad de inicio de la ruptura utilizamos como marco de referencia, los valores calculados para la sismicidad ocurrida en esta zona. La mayoría de los temblores tienen profundidades que oscilan entre 5 y 20 km de profundidad. Una manera de estimar la profundidad del temblor de Patillos es a partir de relaciones empíricas obtenidas con datos macrosísmicos. Blake (1941) obtuvo la relación:

$$I_{max} - I_n = \alpha \log [(r_n^2 + h^2)/h^2] \quad (9)$$

Despejando la profundidad h:

$$h = r_n [10^{(I_{max}-I_n)/\alpha} - 1]^{-1/2} \quad (10)$$

Donde r_n es el radio de un área circular equivalente al área circunscrita por la isosista de intensidad I_n , y α es una constante que mundialmente oscila entre 3,0 y 7,2, aunque los valores más frecuentes se ubican entre 3,0 y 5,0. Siguiendo a Montero & Miyamura (1981) asumiremos que tiene un valor de 4,0.

Si $I = VII$, $n = 7$, r_7 es 10,8 km y h es 12 km. Si $I = VI$, $n = 6$, r_6 es 17,6 km y h es 12 km. Si $I = 2$, $n = 2$, r_2 106 km y h es 19 km. Gutenberg & Richter (1942) usaron la relación válida para California.

$$I_0 - 1,5 = 6 \log (r/h) \quad (11)$$

En la relación (11), r es el radio de percepción. Para el terremoto de Patillos, $r = 106$ km, y la profundidad h sería 13 km. Los valores de profundidades obtenidos oscilan entonces entre 12 y 19 km, los cuales se ubican dentro del intervalo de las profundidades obtenidas instrumentalmente en esa zona. El valor medio de profundidad es de 14 km, el cual asumiremos es la profundidad del terremoto de Patillos.

SISMICIDAD DEL PERIODO 1975-1993

La figura 4 muestra la sismicidad para este segundo período (magnitudes $\geq 2,0$, profundidad 20 km) y la figura 1 muestra los mecanismos focales que han sido obtenidos por Montero & Dewey (1982), Güendel (1985), OVSICORI (1988a), OVSICORI (1988b), Barquero & Alvarado (1989), Barquero et al. (1992), Güendel et al. (1992), Alvarado (1993) y Montero (1994a), para temblores ocurridos en el período 1975-1993.

La zona sísmica de Cascajal de Coronado

Varios enjambres de temblores se han detectado cerca de Cascajal (Fig. 4), desde que se instalaron las estaciones sismológicas en la región central de Costa Rica en 1975. Tres series de temblores tipo enjambre ocurrieron entre 1978 y 1979; estos fueron los del 29 de marzo y el 10 de abril de 1978 y entre el 17 y el 20 de marzo de 1979. Los temblores de mayor magnitud de las secuencias fueron entre 3,0 y 3,5 M_L . Las intensidades máximas MM fueron de IV grados y se presentaron en el sector comprendido entre Cascajal y las Nubes de Coronado. En San José, se sintieron con intensidad MM III. Montero & Dewey (1982) localizaron estos temblores, los cuales se muestran como una faja de actividad sísmica ubicada al oeste del área de estudio. El mecanismo focal de estas secuencias es de desplazamiento de rumbo con planos nodales de rumbo NE (sinistral) y de rumbo NW (dextral) (Fig. 1).

Aparte de estas series de temblores, se ha localizado otro enjambre entre el 19 y el 24 de agosto de 1987, donde el temblor de mayor magnitud M_L fue de 3,7 (Boschini, 1988). Una serie de sismos también fueron disparados en esta región por el terremoto de Cóbano del 25 de marzo de 1990 ($M_s = 7,0$). Barquero et al. (1991) localizaron seis sismos con magnitudes entre 3,0 y 4,4 que ocurrieron entre el 27 de marzo y el 26 de agosto de 1990. La intensidad máxima en Cascajal fue IV grados para el temblor de magnitud mayor. Güendel et al. (1992) reportan una serie de temblores en esta misma región (la secuencia sísmica No 5), obteniendo un mecanismo focal similar al encontrado por Montero & Dewey (1982). Dentro de esta zona hemos identificado las fallas Patria, Hondura, Rancho Redondo, San Rafael y otros alineamientos cortos en el sector norte.

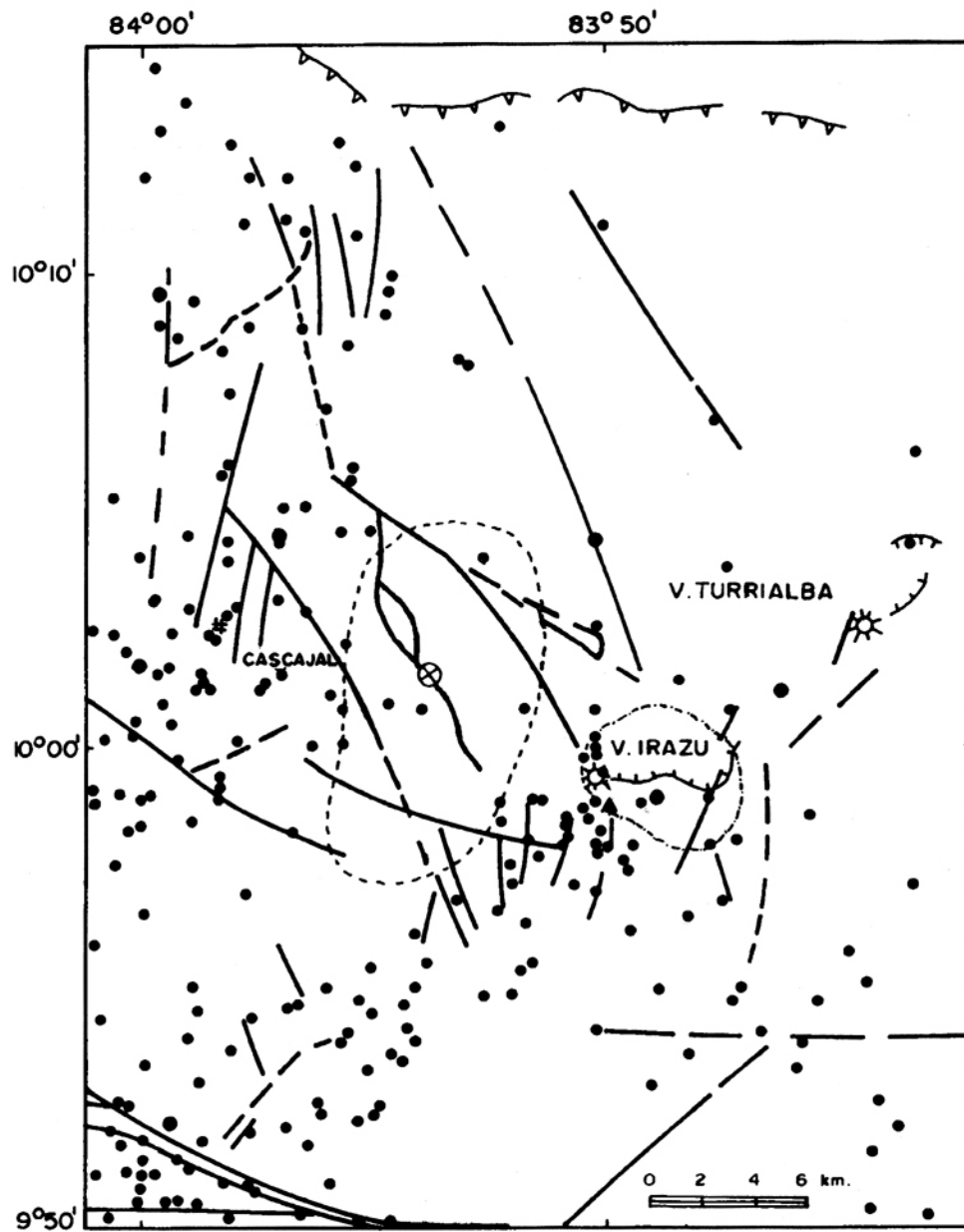


Fig. 4: Mapa de epicentros de los temblores localizados en el período 1975-1993 ($M_L \geq 2,0$, profundidad < 20 km). Los círculos mayores corresponden a temblores de magnitudes entre 4,0 y 5,0. Los círculos menores son para sismos entre 2,5 y 3,9. Se incluye además las áreas mesosísmicas de los temblores del 30 de diciembre de 1952 (a trazos) y del 23 de setiembre de 1982 (trazo y punto). Se incorporan además las principales fallas del área de estudio.

Los temblores de junio y setiembre de 1982 del volcán Irazú

Dos series de temblores ocurrieron en el macizo Irazú en el año de 1982. La primera secuencia ocurrió entre el 1 y 4 de junio y originó sismos con magnitudes máximas de 3,0. Los temblores fueron localizados en el sector oeste y en la zona del cráter del Irazú (Güendel, 1985).

La segunda secuencia de temblores ocurrió entre el 17 y el 24 de setiembre. El sismo principal de la serie de temblores ocurrió el 23 de setiembre a las 20:29 (GMT) y tuvo magnitud 3,7 M_L . Datos macrosísmicos recopilados en el campo permitieron definir el área mesosísmica de este temblor, la cual comprendió la zona adyacente al cráter del volcán Irazú y el sector este del mismo, en dirección hacia el volcán Turrialba. La intensidad máxima MM fue de VI grados, hubo caída de víveres y objetos de estantes, caída de tejas en casas, así como rajaduras leves en paredes y en el piso en algunas construcciones de mampostería. Esto último fue observado entre San Rafael de Irazú y Las Peñas. Hubo pequeños desprendimientos del terreno en taludes de fuerte pendiente. En el lugar conocido como Las Peñas, ocurrió un deslizamiento de 25 m de ancho por 50 m de largo, donde se midieron temperaturas de hasta 93°C, dentro de una zona donde se localizan fuentes de aguas termales (Casertano y S. Paniagua, comun. escrita, 1982).

Güendel (1985) analizó la secuencia de temblores ocurrida en setiembre de 1982, que fue localizada en el sector oriental del cráter activo, obteniendo un mecanismo focal compuesto de tipo inverso para la misma. Propuso que el enjambre se originó en una falla de alto ángulo de rumbo N 40° E, localizada entre el volcán Turrialba en dirección al flanco sur del volcán Irazú y pasando cerca del cerro Gurdían (Güendel, 1985; OVSICORI, 1991). Nuestro análisis tectónico, indica un alineamiento NE de los volcanes Irazú, Turrialba y algunos conos adventicios entre ambos cráteres. Una estructura de este tipo, sin embargo, debería de tener un origen tensional, tal como lo atestigua el graben sumital del volcán Turrialba (Soto, 1988). Consideramos que una solución más apropiada es un mecanismo de falla normal, el cual es totalmente plausible con los datos de polarización mostrados por Güendel (1985). Este es el mecanismo focal que mostramos entre ambos volcanes en la figura 1, y que consideramos fue la fuente que originó el enjambre de setiembre de 1982.

La actividad sísmica de 1991

Barquero & Rojas (1994), Barquero et al. (1992) y OVSICORI (1991) analizaron los temblores ocurridos en el área volcánica del Irazú entre enero y noviembre de 1991, algunos con características de enjambre. El evento principal de la secuencia tuvo magnitud M_L 4,3 (Barquero et al., 1992). Desde mayo de 1991, numerosas fumarolas y fuentes termales aparecieron en el cráter principal del Irazú. Los enjambres de temblores fueron disparados por los terremotos de Piedras Negras (22 de diciembre de 1990, $M_s = 5,7$) y de Limón (22 de abril de 1991, $M_w = 7,7$). Estos terremotos que fueron localizados 50 km al WSW y 85 km al ESE del Irazú respectivamente, dispararon más de 6000 eventos de carácter tectónico en el Irazú, eventos volcánicos de baja frecuencia y la actividad fumarólica citada (Alvarado et al., 1992; Barquero et al., 1992). De acuerdo a OVSICORI (1991) los temblores ocurrieron a lo largo de una falla de rumbo NW-SE que pasa por Pacayas, al lado este del cráter principal y se continúa hacia el NW con la falla, que en este trabajo hemos denominado Alto Grande.

SINTESIS NEOTECTONICA Y ORIGEN DEL TEMBLOR DE PATILLOS

Como se puede observar en la figura 4, los datos epicentrales definen las zonas sísmicas de Cascajal, que se extiende hacia el norte hasta cerca de la falla de Guápiles y la sismicidad adyacente al volcán del Irazú. Ambas regiones están espacialmente separadas una decena de kilómetros, quedando en medio el área mesosísmica del terremoto de Patillos de 1952. Asimismo, el área mesosísmica del temblor del 22 de marzo de 1933 se localiza en una fuente sísmica ubicada al sureste del Irazú.

Los diversos mecanismos focales compilados, evidencian una situación tectónica compleja, predominando el fallamiento de desplazamiento de rumbo, pero existiendo también fallas normales, inversas y oblicuas (Fig. 1). En el lado occidental, los diversos mecanismos focales muestran que la dirección del eje de presión máximo horizontal es de rumbo cercano al N, lo cual concuerda con el campo de esfuerzos regional (Montero & Morales, 1990). Conforme nos acercamos al volcán Irazú, se observa una mayor variación de los mecanismos focales definidos. Esto puede deberse a la presencia de campos de esfuerzos locales relacionados

con procesos magmáticos existentes dentro del edificio volcánico. Debe, sin embargo, tenerse en consideración de que los diversos temblores localizados tienen en general un inadecuado control en el cuadrante N (NE y NW), por la falta de estaciones sismológicas en esta región, lo cual puede provocar errores hipocentrales significativos. Estos a su vez, pueden reflejarse en los mecanismos focales obtenidos.

Hemos escogido el centro del área mesosísmica que tiene forma aproximadamente elipsoida (Fig. 3), como el epicentro macrosísmico del temblor de Patillos. Este se localiza sobre el brazo occidental de la falla Río Sucio, la cual por tanto se considera como la fuente que originó el terremoto de Patillos. Es precisamente en esta región en donde ocurrieron los deslizamientos más espectaculares. Las coordenadas geográficas del epicentro escogido son $10^{\circ} 01'$ de latitud N y en $83^{\circ} 54'$ de longitud W. Este epicentro macrosísmico se ubicaría aproximadamente 55 km al suroeste del epicentro instrumental del ISS, el cual se ubica dentro de la isosista de intensidad II-III, en una región donde el temblor fue sentido levemente. Nuestro epicentro macrosísmico es por lo tanto más apropiado que el del ISS. En un temblor relativamente superficial como fue el de Patillos, el epicentro del temblor debe estar ubicado dentro o muy próximo al área de daños mayores.

CONCLUSIONES

Nuestros datos parecen señalar que la actividad sísmica de la región oriental de la Cordillera Volcánica Central, ha ido migrando espacial y temporalmente, ocurriendo en diferentes fuentes sísmicas. No se excluye, la repetición de temblores en las mismas fallas o en segmentos de estas, que originaron los temblores de 1933, 1952 y los enjambres de 1982 y 1991, pero durante el corto intervalo de tiempo analizado, se encuentra que las fuentes sísmicas activas se ubican en fallas diferentes.

El aparente mayor grado de fallamiento en el Irazú con respecto al volcán Turrialba indica que la estructura del Irazú es más frágil. Esto podría permitir que el ascenso de magma desde cámaras magmáticas someras y pequeñas, se realizara más fácilmente y pudiera provocar eventualmente erupciones de baja intensidad.

Las zonas de fallas activas que han sido identificadas en el Irazú y áreas circunvecinas, con base en datos históricos, instrumentales y neotectóni-

cos son: (i) la parte cuspidal del Irazú, (ii) el sistema de fallas NNE entre el Irazú y el cerro Zurquí, (iii) el sistema de fallas NW que se localiza al NW y N del Irazú, (iv) el sistema de fallas al sur de Cartago y de Paraíso y (v) El sistema E-W de la falla inversa de Guápiles, que se ha mostrado sísmicamente tranquila durante el período de estudio, aunque tiene una clara expresión neotectónica. El modo de fallamiento de los tres primeros juegos es de desplazamiento de rumbo con componente normal (raramente inversa). El modo de fallamiento inverso del último juego puede deberse a un mecanismo similar al propuesto por Borgia et al (1990), para las fallas de Alajuela y San Miguel, aunque el rumbo de la falla sea controlado por los esfuerzos regionales N-NNE. El aparente alto grado de fallamiento observado en el flanco norte con respecto al sur se debe, en parte, a la alta tasa de erosión debida a la precipitación orográfica caribeña.

Los enjambres de temblores ocurridos en los últimos 25 años corresponden con temblores flotantes (floating earthquakes) que se presentan en la región sísmica frágil a profundidades del orden de 10 km. Estos temblores flotantes o caóticos (de Polo & Slemmons, 1990), ocurren en el Irazú entre las fallas principales definidas o en estructuras menores o aún no identificadas.

El fallamiento que está activo muestra ejes de presión con dirección N-NNE (promedio $N 10^{\circ} E$) a NW. La primera dirección de esfuerzo máximo horizontal es uniforme a través de la región central de Costa Rica (Montero & Morales, 1990; Montero, 1994b). Fallas de desplazamiento de rumbo con componente normal de dirección NE o NW son reflejo de este estado de esfuerzos. Otros fallamientos concordantes con el régimen de deformaciones existentes son de esperar. El escudo basáltico-andesítico del Irazú muestra otras evidencias del control N-S tales como son (a) la dirección dominante de diques y fallas normales, (b) forma elongada del volcán y alineamientos de conos secundarios que vendrían a reflejar un sistema de diques y (c) el análisis de mecanismos focales para sismos someros. Sin embargo, existen otros mecanismos focales que indican esfuerzos máximos de dirección hacia el NW (ver Fig. 1). Campos de esfuerzos locales debidos a procesos magmáticos pueden explicar las variaciones en las direcciones de los esfuerzos máximos, especialmente cerca de los edificios volcánicos activos.

La existencia de fallas importantes en los macizos Irazú-Turrialba, hacen de esta zona, un área de peligrosidad sísmica, pudiendo generar sismos con magnitudes entre 5,0 y 6,6, de acuerdo con la longitud de las fallas identificadas. Ejemplo de este tipo de eventos fue el temblor de Patillos de 1952, que ha sido el principal temblor ocurrido al norte de Cartago y dentro del área de estudio en este siglo. El epicentro macrosísmico definido puede tener un error de unos pocos kilómetros respecto al epicentro real, en contraposición con el epicentro instrumental que está localizado fuera del área de daños, unas decenas de kilómetros al noreste de la misma. La magnitud asignada a este temblor, partiendo de datos macrosísmicos, es de $5.2 M_L$, el cual está de acuerdo con la distribución de daños y del área sentida. La fuente de este temblor es superficial, encontrándose una profundidad promedio de 14 km, a partir de relaciones empíricas. Resumiendo los parámetros focales del terremoto son:

Fecha: 30 de diciembre de 1952.
 Tiempo de origen: 12:07' (GMT), 06:07' (LT).
 Epicentro: cercanías de Patillos y el Perico.
 Latitud: $10^{\circ} 01' N$
 Longitud: $83^{\circ} 54' W$
 Profundidad: 14 km.
 Magnitud: $M_s = 5,9$; $M_L = 5,2$.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto de investigación fue financiado por la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica (UCR), como parte del programa de estudios sismológicos del Valle Central Proyecto 113-86-051 y por la Oficina de Sismología y Vulcanología del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).

Parte del trabajo fue complementado por una beca de estudio otorgado por el DAAD, en la Universidad de Kiel, Alemania.

Se agradece al personal de la Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica (UCR) y en general a los funcionarios de la Red Sismológica Nacional (RSN), por su apoyo durante la ejecución de este trabajo, en especial a Alfredo García, Wilfredo Rojas y Carlos Redondo. De igual modo, se agradecen los productivos comentarios de dos lectores anónimos.

REFERENCIAS

- ALVARADO, G. E., 1993: Volcanology and Petrology of Irazu Volcano, Costa Rica. - 261 págs, Tesis doctoral, Universidad de Kiel, Alemania.
- ALVARADO, G. E., FERNANDEZ, M., BARQUERO, R., FLORES, H. & SOTO, G., 1992: Aborted eruptions triggered by earthquakes?: Costa Rica. - EOS Trans. AGU, 73(14):92.
- ALVARADO, G. E., MORALES, L. D., MONTERO, W., CLIMENT, A. & ROJAS, W., 1988: Aspectos sismológicos y morfotectónicos en el extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Centr., 9: 75-98.
- BARQUERO, R. & ALVARADO, G. E., 1989: Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. - Bol. Obs. Vulc. Arenal 2(4):18-39.
- BARQUERO, R., LESAGE, P. & SOTO, G., 1992: Volcán Irazú: Informe Vulcanológico, período enero 1991-mayo 1992. - 65 págs; Reporte interno ICE-UCR-Francia, Inédito, San José.
- BARQUERO, R., MONTERO, W., & ROJAS, W., 1991: Actividad sísmica relacionada con el sismo de Cóbano. - La Crisis Sísmica del Golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica, 1990, Informe del Instituto Costarricense de Electricidad, Dirección de Ingeniería Civil, Departamento de Geología, Capítulo 4: 45-73.
- BARQUERO, R. & ROJAS, W., 1994: Sismicidad inducida por el terremoto de Limón. - Rev. Geol. Amér. Centr., Volumen Especial Terremoto de Limón 22 de abril de 1991, 111-120.
- BERGOING, J.P., 1979: Geomorfología del sector volcánico Las Nubes-Cabeza de Vaca. - Informe semestral enero-junio, Inst. Geográfico Nacional: 139-146.
- BERGOING, J.P. & MALAVASSI, E., 1980: Valle Central Oriental, Costa Rica. - Mapa "Geomorfológico preliminar, escala 1:100.000", Universidad de Costa Rica, Escuela de Geografía.

- BERGOING, J.P., MALAVASSI, E. & JIMENEZ, R., 1980: Síntesis geológica del Valle Central de Costa Rica, escala 1:100.000. - Instituto Geográfico Nacional, 2 hojas.
- BLAKE, A., 1941: On the estimation of focal depth from macroseismic data. - Bull. Seism. Soc. Am., 31: 225-232.
- BORGIA, A., BURR, J., MONTERO, W., ALVARADO, G., & MORALES, L.D., 1990: Fault propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Costa Rica Volcanic Range: Implications for large terrestrial and Martian edifices. - J. Geophys. Res., 95: 14357-14382
- BOSCHINI, I., 1988: Los temblores sentidos en Costa Rica durante el año 1987: Enfoque hacia las grandes obras del ICE. - Inf. Interno Departamento de Geología, ICE, 16 págs + 19 figs. + 5 tablas.
- DENGLER, L. & McPHERSON, R., 1993: The 17 August 1991 Honeydew earthquake, North Coast California: A case for revising the Modified Mercalli scale in sparsely populated areas. - Bull. Seism. Soc. Am., 83: 1081-1094.
- DEPOLO, C. M. & SLEMMONS, D. B., 1990: Estimation of earthquakes size for seismic hazards. - En: Krinitsky, E. L. y Slemmons D. B.: Neotectonics in earthquake evaluation. Geol. Soc. Am. Reviews in Engineering Geology, 8: 1-28.
- GEOMATRIX CONSULTANTS, 1994: Informe Final Acueducto de Orosi. Sub-Estudio de la Vulnerabilidad Sísmica de la Conducción: El Llano a Tres Ríos, Provincia de Cartago, Costa Rica. - 75 págs. + 16 tablas + 47 figs. + 10 fotografías + 4 apéndices.
- GÜENDEL, F., 1985: Enjambres sísmicos en el volcán Irazú. - Cat. Temblores 1984. OVSICORI, 100-104.
- GÜENDEL, F., 1986: Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America Trench. - Tesis Doctoral, Universidad de California en Santa Cruz, 157 págs.
- GÜENDEL, F., MONTERO, C., GONZALEZ, V., SEGURA, J., & BRENES, J., 1992: Actividad sísmica de carácter superficial registrada por la red sismográfica del OVSICORI-UNA en la hoja San José 1:200.000 entre abril 1984-julio 1988. - Rev. Geogr. Amer. Centr., 25-26: 11-44.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C. F., 1942: Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. - Bull. Seism. Soc. Am., 32: 163-191.
- KRUSHENSKY, R. D., 1972: Geology of the Istaru Quadrangle, Costa Rica. - 46 págs; U.S. Geol. Surv., Bull. 1358.
- KRUSHENSKY, R. D., MALAVASSI, E., & CASTILLO, R., 1976: Reconnaissance Geologic map and cross sections of central Costa Rica 1:100.000. - U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Series. Map I-899.
- MIYAMURA, S., 1980: Sismicidad de Costa Rica. - 190 págs; Editorial Universidad de Costa Rica.
- MONTERO, W., 1986: Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Centr., 5: 35-72.
- MONTERO, W., 1994a: Sismicidad y neotectónica. - En : Denyer, P. & y Kussmaul, S. (eds.) : Atlas Geológico de la Gran Area Metropolitana, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 147-160.
- MONTERO, W., 1994b: Neotectonics and related stress distribution in a subduction collisional zone: Costa Rica. - Profil, 7: 125-141.
- MONTERO, W. & DEWEY, J. W., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism and tectonics of the Valle Central of Costa Rica. - Bull. Seism. Soc. Am., 72: 1611-1626.
- MONTERO, W., MADRIGAL, R., MORA, R., SEELEY, M., ALT, J., & CLINE, M., 1991: Lineaments suggestive of recent fault activity, escala 1: 50000 (Inédito).

- 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. - Rev. Inst. Geogr. Nacional, Julio-Diciembre, 9-34.
- MONTERO, W. & MORALES, L. D., 1990: Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Centr., 2: 69-87.
- MONTERO, W. & PONCE, L., 1979: Localización hipocentral y mecanismo focal de algunos temblores fuertes de Costa Rica-Nicaragua. - Geofis. Intern., 18: 411-428.
- OVSICORI, 1988a: Identificación de fuentes sísmicas en el Valle Central, Informe Comisión Nacional de Emergencias (Inédito).
- OVSICORI, 1988b: Catálogo de temblores 1987. Editores: V. González, F. Güendel, C. Montero y J. Segura, 226 p..
- OVSICORI, 1991: Irazú: fallamiento y vulcanismo. - 5 págs; Boletín de Prensa, Julio 1, Universidad Nacional.
- ROJAS, W., BUNGUM, H. & LINDHOLM, C., 1993: Historical and recent earthquakes in Central America. - Rev. Geol. Amér. Centr., 16: 5-22.
- SCHAUFELBERGER, P. & JIMENEZ, S., 1933: Algunas nociones sobre terremotos y temblores en Costa Rica. - 31 págs; Apuntes de Geología Nº 7, Imprenta La Tribuna, San José, Costa Rica.
- SOTO, G., 1988: Estructuras volcano-tectónicas del Volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. - V Congreso Geol. Chileno, 8-12 Agosto 1988, Santiago, Actas III (I): 163-175.
- TOPPOZADA, T. K., 1975: Earthquake magnitude as a function of intensity data in California and Western Nevada. - Bull. Seism. Soc. Am., 65: 1223-1238.
- WELLS, D. & COPPERSMITH, K., 1994: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. - Bull. Seism. Soc. Am., 84.
- WHITE, R., 1991: Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. - En: Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M.D. & Blackwell (eds.): Neotectonics of North America, Boulder, Colorado, Geological Society of America, 323-338.
- WHITE, R. & HARLOW, D., 1993: Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900. - Bull. Seism. Soc. Amer., 83: 1115-1142.