

## SISMICIDAD INDUCIDA POR EL TERREMOTO DE LIMON

Rafael Barquero<sup>1,3</sup> & Wilfredo Rojas<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Oficina de Sismología y Vulcanología, Dpto. de Geología, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica

<sup>2</sup> Sección de Sismología, Escuela Centroamericana de Geología, Apdo. 35, 2060 UCR

<sup>3</sup> Red Sismológica Nacional (RSN:ICE-UCR)

**ABSTRACT:** After the Limón Earthquake of April 22, 1991, seismic activity generated in several zones of the country such as: Matina, Moravia de Chirripó, Tucurrique, Orosi, Empalme, San Ignacio de Acosta, Irazú volcano and San Isidro de Pérez Zeledón. This activity, by its temporal and spatial relation to the Limón earthquake can be considered as "induced".

From the seismological analysis and tectonic characteristics of the different seismic zones studied two main groups were determined: a first group comprehends the Caribbean region of the country with a tectonic pattern of reverse type with strike slip component oriented NE-SW and a second group characterized by normal type faults with strike slip component and predominant NE-SW and NW-SE orientations surrounding the Central Valley tectonic basin.

**RESUMEN:** Luego del Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, se generó actividad sísmica en diversas zonas del país como Matina, Moravia de Chirripó, Tucurrique, Orosi, Empalme, San Ignacio de Acosta, volcán Irazú y San Isidro de Pérez Zeledón. Esta sismicidad, por su relación temporal y espacial puede ser catalogada como "sismicidad inducida" por el Terremoto de Limón.

Del análisis de las características sismológicas y tectónicas de las diferentes zonas sísmicas estudiadas, se determinaron dos grupos principales: un grupo que comprende las zonas hacia la región Caribe del país con un patrón tectónico de tipo inverso con componente de rumbo y orientación NE-SW y otro de tipo normal con componente de rumbo y orientaciones predominantes NE-SW y NW-SE en los alrededores de la cuenca tectónica del Valle Central.

### INTRODUCCION

Como una de las consecuencias del Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 ( $M_s = 7,5$ ), se generó un importante número de eventos sísmicos en los alrededores de la zona de ruptura.

La gran deformación causada por la ruptura principal desequilibró estructuras geológicas, reactivando así los sistemas de fallamiento aledaños.

Entre el 23 de abril y el 2 de mayo, se logró efectuar un monitoreo de la sismicidad en la zona. De esa forma se obtuvieron datos que contribuyen a la interpretación de los sistemas de fallamiento aledaños al área de ruptura. El presente trabajo se enfoca al estudio de la sismicidad inducida hacia el oeste de la zona de ruptura principal del terremoto del 22 de abril de 1991, que es la región mejor cubierta por la red de estaciones sismográficas y en donde se tiene más información geológica.

### INSTRUMENTACIÓN

La sismicidad posterior, registrada en otras zonas y considerada inducida por el evento principal, fue registrada tanto por las estaciones fijas de la Red Sismológica Nacional (RSN) como por una red de estaciones sismográficas portátiles, operada en conjunto con otros centros de investigación, como el Instituto de Geociencias de Panamá y el Departamento de Geofísica de la UNAM, México.

El registro de las estaciones fijas de la RSN se obtiene mediante las señales enviadas desde cada uno de los sitios hacia San José, a través de cable telefónico o vía telemétrica. El registro portátil se efectúa mediante estaciones de alta ganancia, tipo MEQ 800 de papel ahumado.

La corrección del tiempo se determinó, por comparación, mediante el registro del radio WWV. La amplificación y ganancia de los equipos portátiles fue limitada al nivel de ruido de los sitios.

Tabla 1

Modelo de corteza corregido para la región caribe de Costa Rica

Velocidad (km/s)	Profundidad (km)
5,1	0,0
6,2	7,2
6,6	16,0
7,9	41,5
8,2	80,0

### PROCESAMIENTO DE DATOS

En el proceso de los datos hubo una primera etapa de localizaciones hipocentrales, empleando el programa Hypo 71 Pc, con los parámetros de control y el modelo de corteza de uso general, para el arreglo de la red nacional.

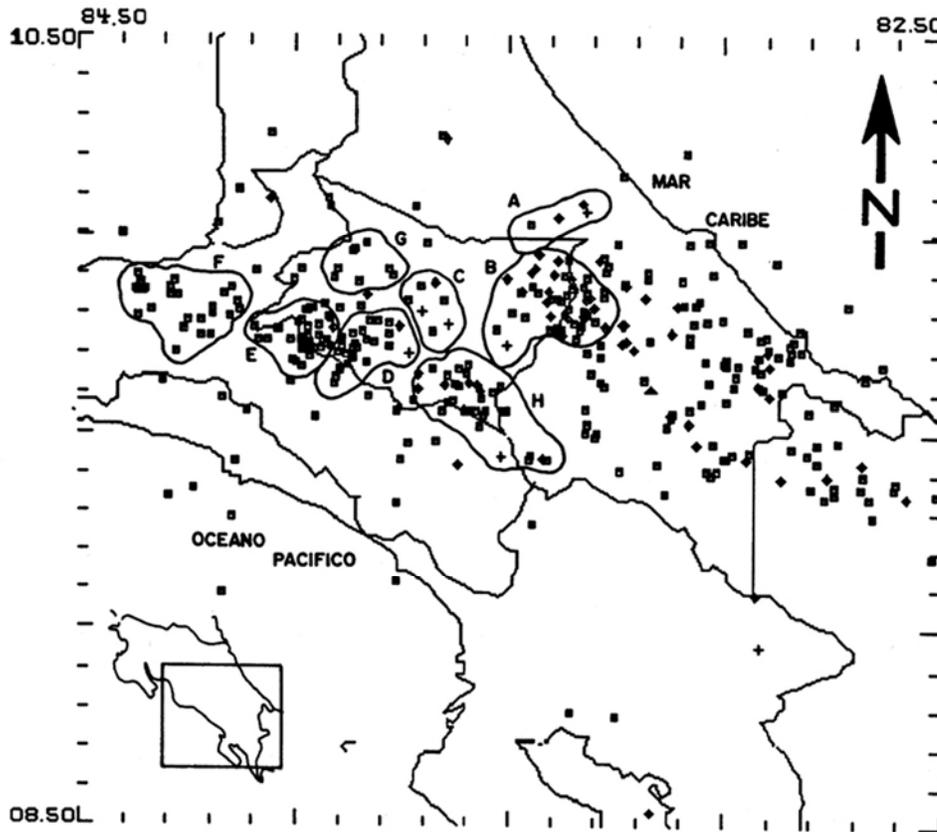


Fig. 1: Sismicidad post-Terremoto de Limón. Zonas: A: Matina; B: Moravia de Chirripó; C: Tucurrique; D: Oros; E: Empalme; F: San Ignacio; G: Irazú; H: San Isidro de Pérez Zeledón.

**Tabla 2**  
Lista de eventos sísmicos seleccionados

No.	Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof	Mag.	Gap	RMS	ErH	ErZ
01	23/04/91	23:31:44	09 36.09	83 32.05	12.9	3.9	197	0.45	3.7	3.5
02	24/04/91	11:35:32	09 43.25	83 57.86	22.2	3.9	102	0.22	2.1	4.5
03	24/04/91	15:52:03	09 40.84	84 00.28	7.0	3.9	159	0.20	1.5	0.9
04	04/04/91	16:00:08	09 58.09	83 53.29	3.5	2.8	232	0.32	1.3	2.2
05	24/04/91	16:01:58	09 58.90	83 53.05	4.8	2.9	246	0.08	0.0	0.0
06	24/04/91	17:01:41	09 50.57	83 23.96	12.0	3.6	138	0.44	3.0	5.0
07	24/04/91	17:32:44	09 52.71	83 40.28	23.4	4.1	147	0.43	5.2	5.1
08	25/04/91	00:37:56	09 37.63	83 35.47	23.6	4.0	102	0.53	2.9	4.8
09	25/04/91	03:30:47	09 42.93	83 55.96	9.4	3.9	92	0.41	2.7	5.1
10	25/04/91	07:55:28	09 36.38	83 34.07	12.3	4.7	106	0.31	1.7	2.8
11	25/04/91	14:32:05	09 53.26	83 30.16	13.7	4.7	140	0.44	2.9	3.6
12	25/04/91	15:28:24	09 51.93	83 24.88	19.5	4.0	134	0.47	3.4	5.9
13	25/04/91	15:56:55	09 49.30	83 42.80	6.7	3.2	112	0.45	1.9	2.0
14	25/04/91	18:51:05	09 47.07	83 49.41	10.5	3.4	215	0.03	0.0	0.0
15	25/04/91	19:55:34	09 51.47	83 28.06	9.3	4.1	143	0.36	2.1	4.1
16	25/04/91	19:58:29	09 43.11	83 56.75	2.9	2.8	117	0.31	1.2	2.3
17	26/04/91	17:53:05	09 26.13	83 27.07	14.5	3.9	195	0.42	4.8	4.7
18	26/04/91	23:20:59	10 04.83	83 19.60	23.5	4.0	187	0.38	3.7	3.2
19	27/04/91	05:42:43	10 03.66	83 19.90	22.2	5.2	207	0.35	3.7	3.8
20	27/04/91	14:02:42	09 44.05	83 57.60	7.1	3.3	83	0.36	1.6	1.5
21	27/04/91	15:34:39	09 33.53	83 34.46	5.1	3.4	128	0.36	1.8	2.3
22	27/04/91	22:58:45	09 53.82	83 23.74	14.4	4.0	140	0.31	1.9	2.3
23	28/04/91	09:34:48	09 46.11	83 50.33	7.3	2.6	259	0.24	0.0	0.0
24	28/04/91	16:30:42	09 45.74	83 31.35	6.0	3.8	118	0.25	1.3	2.9
25	28/04/91	18:25:13	09 56.22	83 24.42	9.4	3.6	149	0.27	1.5	2.7
26	28/04/91	19:11:10	09 43.30	83 53.29	5.3	2.8	253	0.14	2.7	1.4
27	29/04/91	04:30:03	09 50.20	83 38.96	13.0	3.5	13	0.34	1.8	1.7
28	29/04/91	07:48:08	09 48.88	84 11.32	20.1	3.7	96	0.33	1.3	5.1
29	29/04/91	12:49:40	09 45.64	83 54.58	22.5	4.7	86	0.44	6.5	6.1
30	29/04/91	22:59:20	09 37.05	82 54.68	16.4	4.2	221	0.28	2.7	7.4
31	30/04/91	00:24:09	09 50.20	83 50.29	17.5	2.7	91	0.25	4.3	4.2
32	30/04/91	00:33:55	09 47.01	83 53.85	5.5	3.3	82	0.49	4.8	6.3
33	30/04/91	20:31:38	09 33.42	83 36.26	13.6	4.0	104	0.29	1.9	3.9

Posteriormente se efectuó una segunda etapa de procesamiento, empleando un modelo de corteza corregido que consta de 5 capas con valores ajustados para la región Caribe de Costa Rica, con el cual se obtienen menores residuos y mejores resultados en el procesamiento de los datos sísmológicos (Tabla 1); además de correcciones en los "delays" de las estaciones. Tales ajustes se efectuaron basados en el análisis de 12 eventos maestros seleccionados y asociados a la sismicidad inmediatamente posterior al evento principal.

Una vez reprocesados los datos de los sismos, se plotearon en un mapa, obteniéndose grupos de eventos distribuidos en diferentes zonas (Fig. 1). De esos grupos de sismos, se seleccionaron los 33 representativos (Tabla 2), tratando de considerar los de mayor tamaño y procediendo seguidamente a calcular movimientos focales en forma individual.

El promedio general, de la raíz cuadrada del error medio estandar (RMS), para esos 33 eventos es de 0,31. El promedio estandarizado de errores, en la componente horizontal de la localización

hipocentral, fue de  $\pm 2,3$  km. y en la componente vertical, de  $\pm 3,2$  km. Dichos errores, para el tipo de arreglo de la red usada, no representa limitantes de consideración a la hora del análisis.

La magnitud es estimada a partir de la duración de la señal registrada en la estación central SJS. La ecuación de cálculo de la magnitud local es:

$$M_D = -1,21 + 2,38 \text{ Log}.D + 0,0012 \text{ DH}$$

(Rojas W. 1990)

donde D es la duración de coda y DH la distancia hipocentral. Esta fórmula está calibrada contra la  $M_L$  de un sistema Wood Anderson de torsión, que funcionó en la Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, de junio 1976 a julio 1984. Los rangos de magnitud ( $M_D$ ), correspondiente a este estudio están entre 2,6 a 5,2.

## RESULTADOS

Se obtuvieron los mecanismos focales de 23 de los 33 eventos seleccionados. Las soluciones de los mecanismos focales y los parámetros obtenidos se muestran en la tabla 3 y las figuras 2 y 3.

Con base en la distribución espacial de los sismos y las soluciones de mecanismos focales se han determinado 8 zonas sísmicas (Figs. 1, 3) que se activaron inmediatamente después del terremoto del 22 de abril de 1991. La sismicidad posterior al terremoto, se extendió hasta un radio de 100 km a partir de la zona de ruptura y preferentemente en dirección este-oeste, ocupándonos en el presente trabajo de los sistemas reactivados al oeste de la zona de ruptura principal, hacia la región central de Costa Rica, que es donde se tuvo mejor cobertura instrumental.

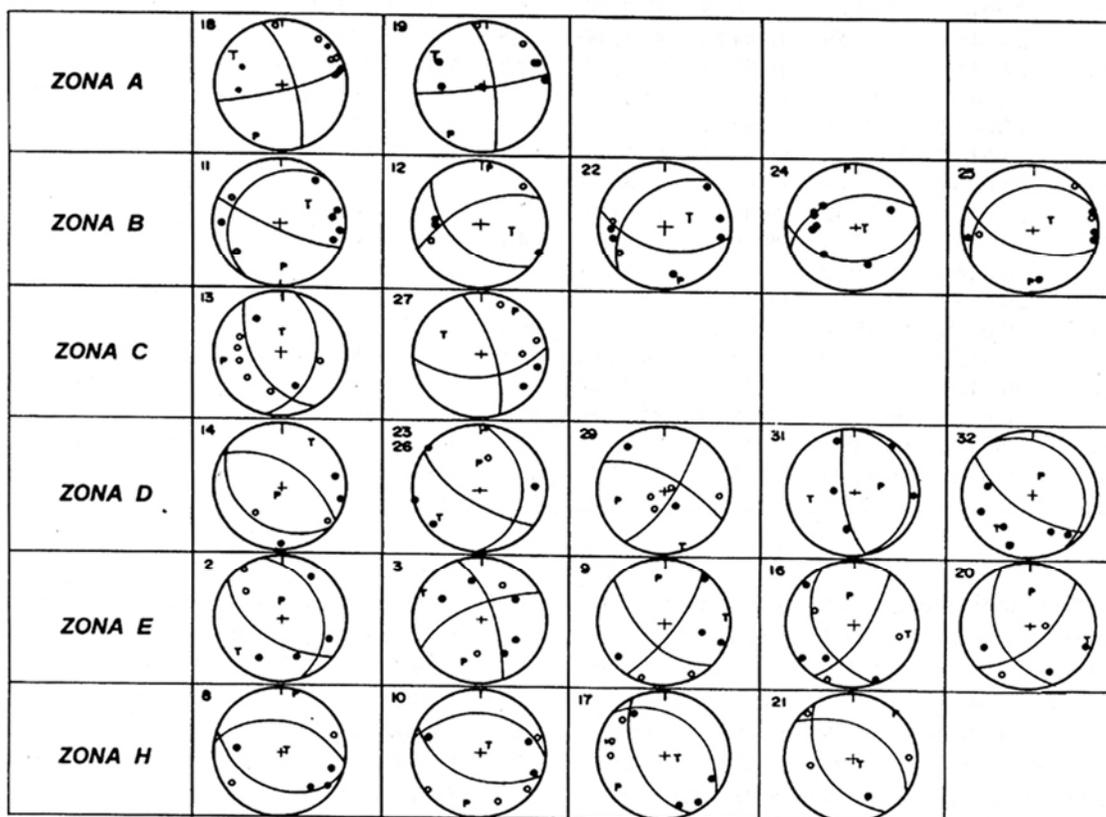


Fig. 2: Mecanismos focales correspondientes con la tabla 3 para cada una de las zona sísmicas estudiadas.

Tabla 3

Soluciones de los mecanismos focales obtenidos de los sismos seleccionados.

PIR y P2R: rumbo planos nodales 1 y 2; PIB y P2B: buzamiento de planos de falla 1 y 2; DZ1 y DZ2: azimut de vector deslizamiento de planos de falla 1 y 2;  $R_T$  y  $R_p$ : rumbo de los ejes de tensión y presión;  $I_T$  y  $I_p$ : inclinación de los ejes de tensión y presión; (todo en  $^{\circ}$ ).

ZONA	No.	PIR	PIB	DZ1	P2R	P2B	DZ2	$R_T$	$I_T$	$R_p$	$I_p$
A	19	74	82	14	342	76	8	299	74	207	86
	18	80	85	11	349	79	5	305	78	214	86
B	11	112	80	57	217	34	18	55	45	176	63
	12	245	63	43	132	53	35	103	41	6	84
	22	103	60	52	226	47	43	65	33	167	82
	24	252	49	79	89	42	77	102	9	350	87
	25	244	35	52	108	63	67	58	26	181	75
C	13	147	56	60	13	44	53	2	25	258	84
	27	85	61	22	344	71	31	302	55	36	84
H	8	106	43	85	279	47	85	133	4	12	88
	10	273	33	75	111	58	80	48	15	194	77
	17	145	45	72	300	48	73	139	13	42	89
	21	152	56	75	307	37	69	103	16	232	80
D	14	125	33	86	300	57	87	32	78	201	12
	23-26	124	73	62	5	32	33	235	67	0	36
	29	33	74	21	297	70	17	164	87	256	64
	31	169	78	90	351	12	88	259	57	78	33
	32	124	69	83	323	22	72	219	66	22	25
E	2	125	59	70	340	36	61	229	78	353	21
	9	34	74	27	132	64	18	85	83	351	60
	16	152	42	34	35	68	53	99	75	349	38
	20	45	67	43	155	51	30	103	80	3	44
	3	242	73	20	338	71	18	290	89	200	64

Se ha encontrado que se presenta una mayor distribución de los eventos sísmicos hacia el oeste-suroeste de la zona de ruptura principal, en vista de que el 80 % de los eventos se localizan hacia esos sectores y el 20 % hacia el este y el sur. Con respecto a la profundidad de los 33 eventos seleccionados en el presente estudio la máxima profundidad registrada es de 26 km y una profundidad promedio de 13,2 km, evidenciando de esa forma la existencia de sistema de fallamientos activos bastante someros, ubicados en la parte superior de la placa Caribe.

La distribución de la sismicidad (Fig. 1) presenta principalmente una orientación en dirección aproximada este-oeste, extendida desde Moravia de Chirripó hasta Puriscal. Se presentan además dos grupos de eventos aislados: uno ubicado en el macizo del Volcán Irazú y otro cerca de San Isidro de Pérez Zeledón.

En forma general se presentan dos patrones de mecanismos focales dentro de la banda de sismicidad antes mencionada. A partir del sur de Turrialba hacia el este y noreste, predominan los mecanismos focales tipo inverso con componente

transcurrente y desde Tucurrique hacia el oeste y suroeste, predominan los mecanismos focales normales (Fig. 3).

### ANÁLISIS Y DISCUSIÓN

Costa Rica está localizada en una región tectónicamente compleja caracterizada principalmente por un proceso de subducción activo en el cual la Placa del Coco se subduce bajo la Placa Caribe a razón de 9 cm/año (De Mets et al., 1990). Los esfuerzos que genera este proceso son en general de rumbo SW-NE acorde con la dirección de convergencia de la Placa del Coco. Estos esfuerzos se transmiten a la Placa Caribe en donde son acumulados y posteriormente liberados en forma de sismos a través de los diversos sistemas de fallas presentes en la región.

El Valle Central del país constituye una cuenca intra-arco rodeada por sistemas complejos de fallas. El área este-noreste, comprendida entre las poblaciones de Turrialba y Agua Caliente presenta sistemas de fallas activas con rumbos predominantes ENE-WSW y NNW-SSE (Fig. 3; Madrigal & Rojas, 1980). Actividad sísmica histórica de importancia ha ocurrido en fallas de esta zona, como por ejemplo el Terremoto de Cartago de 1910, originado posiblemente en la falla Agua Caliente-Orosi (Montero & Miyamura, 1981). También se han presentado enjambres sísmicos como el de río Navarro en 1980 (Aguilar, 1984).

Hacia el NE del Valle Central, en el macizo del volcán Irazú se han registrado enjambres sísmicos importantes asociados con fallamiento local en 1982, 1987 y 1991 y un terremoto importante en 1952 (Barquero & Alvarado, 1989).

La zona sur y sureste del Valle Central presenta un complejo sistema de fracturas y fallas de rumbos predominantes NW-SE y NE-SW (Montero & Dewey, 1982; Alvarado et al., 1986) en algunos de los cuales se ha presentado actividad sísmica reciente, especialmente a partir del Terremoto de Cóbano del 25 de marzo de 1990 (Barquero & Boschini, 1991).

La región caribe de Costa Rica constituye el área tras-arco en donde el nivel de sismicidad ha sido históricamente bajo, excepto en la zona de

transición entre el arco volcánico y las llanuras aluvionales y en la región que comprende el "*Cinturón deformado del norte de Panamá*" (Adamek et al., 1987).

La región SE del país es geológica y estructuralmente menos conocida pero presenta también fallamientos activos como el que originó el terremoto de Pérez Zeledón de 1983 ( $M = 6.2$ ; Boschini et al., 1988).

Luego del terremoto del 22 de abril de 1991 en el Valle de la Estrella (Limón), hubo una reactivación de fallas en diversas partes del país, especialmente hacia el oeste de la zona de ruptura, abarcando una distancia de 100 km desde la zona epicentral, producto de un efecto de perturbación dinámica de un medio bajo esfuerzos tectónicos inmediatamente después del terremoto, por lo que se puede considerar como "sismicidad inducida". Algo similar ocurrió en Costa Rica luego del terremoto de Cóbano del 25 de marzo de 1990 ( $M_D 6.5$ ) cuando se produjo una reactivación de sistemas de fallamiento en los alrededores del Valle Central (Barquero & Boschini, 1991).

De las zonas que se han podido determinar, se observan dos grupos principales con soluciones de mecanismos focales diferentes. El primer grupo lo integran las zonas de Matina, Moravia de Chirripó y Tucurrique. Se caracterizan por tener soluciones predominantes de tipo inverso con componente transcurrente y se extiende desde el extremo noroeste de la zona de ruptura principal del Terremoto de Limón hasta Tucurrique, dentro del área tras-arco del país. En general en este grupo se presenta un patrón de esfuerzos orientados principalmente NNE-SSW y sistemas estructurales bien definidos con orientación NW-SE y NE-SW, que afectan secuencias volcano-sedimentarias del Terciario y Cuaternario (Alvarado et al., 1986).

El segundo grupo está conformado por las zonas de Orosi, Empalme, San Ignacio y el volcán Irazú. En este grupo predominan las soluciones de mecanismo focal de tipo normal con componente de rumbo. Las zonas que incluye este grupo se localizan en los límites de la depresión tectónica del Valle Central, lo que podría explicar el tipo de solución obtenida en los mecanismos focales. La tectónica en esta región se caracteriza por un complejo e intenso fracturamiento y fallamiento

en materiales volcánicos y sedimentarios Terciarios y Cuaternarios, en donde se libera con frecuencia energía sísmica en forma de enjambres sísmicos (Alvarado et al., 1986; Montero & Morales 1983; Barquero et al., 1989).

**GRUPO 1**

**Zona (A) Matina:** En esta zona se registraron tres movimientos sísmicos importantes, el mayor de los cuales ocurrió el día 26 de abril, la magnitud  $M_p$  5.2. A dos de estos eventos se les efectuó su correspondiente mecanismo focal (Figs. 2, 3), y se obtuvo como resultado en ambos casos, mecanismos focales transcurrentes sinestrales con componente inversa, que pueda estar relacionado con el sistema de fallamiento inverso presente en el frente montañoso en esa zona. Con base en las observaciones de las fotos aéreas de esta zona, es evidente la presencia de un alineamiento morfotectónico que comienza desde el sur-este con rumbo noroeste y luego varía un rumbo casi este-oeste en su extremo noroccidental.

**Zona (B) Moravia de Chirripó:** En esta zona se seleccionaron cinco eventos sísmicos, cuyos mecanismos focales individuales (Figs. 2, 3) dan como solución un sistema de fallamiento inverso con orientación este-noreste con una ligera componente de desplazamiento de rumbo. Hay evidencia geomorfológica de un alineamiento importante a lo largo del cauce del río Barbilla, en dirección noreste, que podría corresponder con el sistema de fallamiento determinado.

**Zona (C) Tucurrique:** Se obtuvieron tres soluciones de mecanismos focales (Figs. 2, 3), que dan como resultado un fallamiento inverso con componente transcurrente. En el área se encuentra un sistema de fallas orientadas una en dirección NW y otra en dirección NE (Madrigal & Rojas, 1980). Por lo tanto, de acuerdo a la distribución de epicentros, hay una mejor correlación de la solución del mecanismo focal con las fallas en dirección NE-SW.

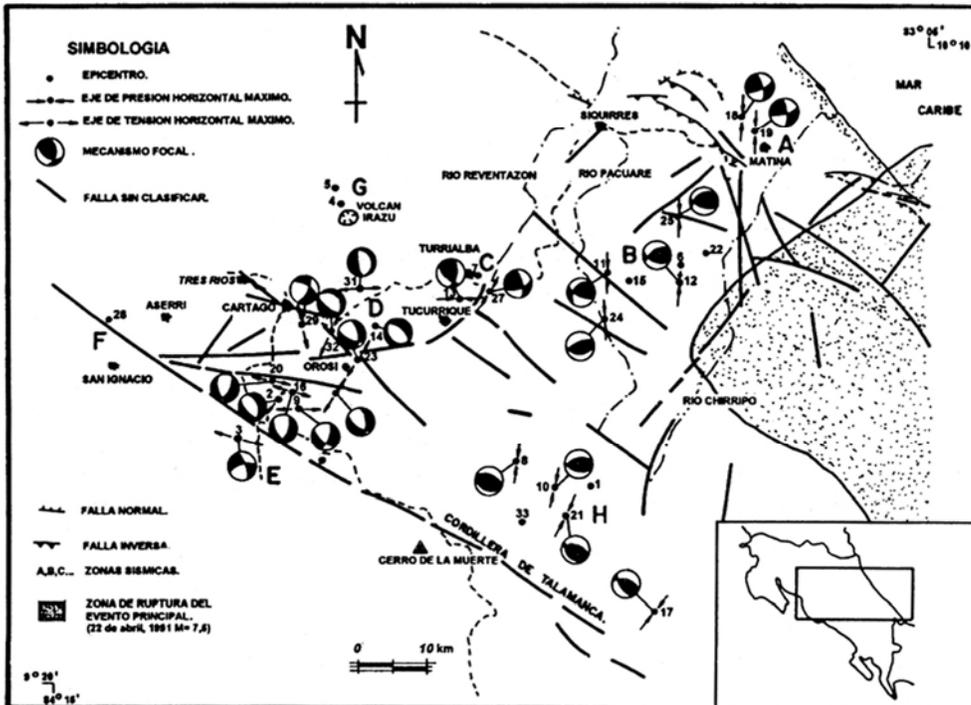


Fig. 3: Mapa sismo-tectónico de las zonas estudiadas (modificado de Madrigal & Rojas, 1980).

## GRUPO 2

**Zona (D) Orosi:** Para esta zona se efectuaron cinco mecanismos focales (Figs 2, 3), entre los cuales cuatro presentan soluciones similares, definiendo un sistema de fallamiento normal, con una pequeña componente de corrimiento lateral. La orientación de dichos mecanismos es oeste-noroeste. Estructuralmente la región presenta dos direcciones predominantes en los sistemas de fallas en dirección NW y E-NE (Alvarado et al., 1986). Sin embargo, los resultados de los mecanismos son más acordes con el sistema noroeste. Para uno de los eventos (No. 29) se obtiene una solución diferente a los otros cuatro: transcurrente con componente normal y podría asociarse con cualquiera de los dos sistemas.

**Zona (E) Empalme:** Se efectuaron cinco mecanismos focales para esta zona (Figs. 2, 3), cuatro de ellos muestran soluciones similares, que definen un fallamiento normal con componente de corrimiento lateral, y con rumbos de planos de falla NNW-SE y SE-SW.

Estructuralmente, la zona presenta un sistema de fallas de rumbo NW-SE muy conspicuos y extensos que forman parte de la "Falla Longitudinal de Costa Rica" (Mora, 1979), para lo cual se esperaría soluciones de mecanismos focales tipo transcurrente e inverso. Sin embargo, existen importantes sistemas de fallamiento conjugados que pueden obedecer a sistemas de esfuerzos tensionales, especialmente en las zonas de borde de la cuenca tectónica del Valle Central.

Entre los mecanismos obtenidos hay uno (No. 3) cuya solución es diferente a los otros cuatro, el cual da una solución de fallamiento transcurrente, con un plano y dirección nor-noroeste de desplazamiento dextral que coincide con el principal sistema de fallamiento presente en la región.

**Zona (F) San Ignacio:** En esta región, distanciada unos 100 km al oeste de la zona de ruptura, a los 7 días después de ocurrido el terremoto del día 22 ocurrió un sismo de magnitud  $M_p$  3,7, cuyos datos no son suficientes para obtener alguna solución confiable. Sin embargo, el sistema

estructural predominante en la región es característico de esfuerzos compresivos (Montero & Morales, 1983).

**Zona (G) Volcán Irazú:** En el macizo del volcán Irazú, se registraron dos movimientos sísmicos el día 24 de abril de magnitud  $M_p$  2,9 y 2,8 y fueron sentidos levemente en Tierra Blanca y Cot de Cartago. Ambos eventos fueron de poca profundidad y asociados con fallamiento local en la zona.

Estructuralmente, la zona del volcán Irazú se caracteriza por fallamiento de rumbo NNW-SSE, N-S, WNW-ESE (Alvarado, 1984). Las fallas son en general de poca longitud (menos de 10 km). Dado que los eventos fueron relativamente pequeños, no fue posible obtener buenas soluciones de mecanismos focales. En enero de 1991, luego de un temblor en la zona de Puriscal el 22 de diciembre de 1990 ( $M_p$  5,8), se registró un enjambre sísmico en el macizo volcánico que afectó el sistema hidrotermal interno del volcán (Barquero et al., 1991).

**Zona (H) Norte y noreste de San Isidro de Pérez Zeledón:** En esta región se registraron doce eventos sísmicos con magnitudes superiores a los 3,5 grados. El de mayor magnitud fue el del día 24 de abril con una magnitud  $M_p$  5,5. Se seleccionaron cuatro eventos para obtener los mecanismos focales. Las soluciones de ellos son similares y definen un fallamiento inverso de rumbo NW-SE (Fig. 3); Boschini et al. (1988) determinaron para esta fuente sísmica un mecanismo de ruptura de desplazamiento de rumbo dextral con planos nodales  $N06^\circ W$  y  $N9^\circ E$ . Por su difícil acceso, la región es poco conocida y hay escasa información geológica disponible lo que no permite poder asociar directamente la solución obtenida por los mecanismos con sistemas de fallamiento de la zona.

## PATRONES DE ESFUERZOS

Se han analizado los patrones de esfuerzos en las regiones que comprende este estudio, encontrándose dos patrones diferentes: El primer grupo de zonas sísmicas, que está comprendido

entre la Cordillera de Talamanca y la región trasarco, está caracterizado por el predominio de esfuerzos máximos de tipo comprensivo orientados generalmente en dirección NNE, observándose una ligera rotación de NNE a N-S que puede ser producto de la convergencia oblicua de la Placa del Coco. El segundo grupo, localizado en el extremo sur-sureste del Valle Central presenta un sistema de esfuerzos máximo predominantemente tensionales, generalmente orientado en dirección este-oeste, que podría estar asociado a los sistemas de fallamiento característicos de los bordes de depresiones tectónicas, como el Valle Central. Estos esfuerzos locales, son liberados con frecuencia a través de eventos sísmicos de baja y moderada magnitud, en fallas pequeñas y someras que limitan la estructura tectónica. Sin embargo, el esfuerzo regional predominante es el comprensivo en la dirección N30°E, con una variación tendiendo a N-S hacia la parte central del país (Montero & Morales, 1990). Los resultados obtenidos en este trabajo, en comparación con los esfuerzos regionales citados, representarían una variación local asociada a la complejidad tectónica del Valle Central.

### CONCLUSIONES

Luego del Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 ( $M_s = 7,5$ ) se registró actividad sísmica en diversas zonas del país. Esta sismicidad, por su relación espacial y temporal con el Terremoto de Limón, puede ser considerada como "inducida".

Se determinaron ocho zonas sísmicas principales: Matina, Moravia de Chirripó, Tucurrique, Orosi, volcán Irazú, Empalme, San Ignacio y N-NE de San Isidro de Pérez Zeledón, las cuales presentaron actividad sísmica dentro de los 8 días posteriores al Terremoto de Limón.

De acuerdo con las características tectónicas y sismológicas similares de las zonas sísmicas se definieron dos grupos principales: Un primer grupo incluye las zonas de Matina, Moravia y Tucurrique, caracterizado por soluciones de mecanismo focal de tipo inverso con componente de rumbo con orientaciones predominantes NE-SW. El segundo grupo integrado por las zonas

sísmicas de Orosi, Empalme, volcán Irazú y San Ignacio, está caracterizado por soluciones de mecanismo focal de tipo normal con componente de rumbo y con orientaciones tanto NE-SW como NW-SE principalmente. Los patrones de esfuerzos en el primer grupo se caracterizan por un sistema de esfuerzos principal de tipo compresivo con tendencia general de NNE a N-S, similar al patrón de esfuerzos regional. En el segundo grupo los esfuerzos son principalmente de tipo tensional, sin orientación consistente y pueden estar relacionados con sistemas de fallamiento normal presentes en la cuenca tectónica del Valle Central.

### RECONOCIMIENTOS

Se agradece la colaboración de todo el personal de la Red Sismológica Nacional (RSN:ICE-UCR) y de los sismólogos Mario Pardo, Lautaro Ponce y Jaime Domínguez de la UNAM (México) que hicieron posible la obtención y procesamiento de los datos básicos para poder realizar la presente investigación.

### REFERENCIAS

- Adamek, S., Frohlich, C. & Penington, W., 1987: Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: constrains on microplate tectonics of the Panamá region. - *J. Geophys. Res.* **93(B3)**:2053-2075.
- Aguilar, A., 1984: Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la geología en la cabecera del río Navarro, Cartago. - 90 págs., Tesis de Lic., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.
- Alvarado, G.E., 1984: Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica. - 183 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica. (tesis inédita).
- Alvarado, G.E., Barquero, R., Boschini, I., Chiesa, S. & Carr, M., 1986: Relación entre la neotectónica y el vulcanismo en Costa Rica. - *Rev. CIAF*, II (1-3):246-264, Bogotá, Colombia.
- Barquero, R. & Alvarado, G.E., 1989: Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. - *Bol. Observatorio Vulcanológico Arenal (O.V.A.)*. **4**:18-30.

- Barquero, R. & Boschini, I., (eds.) 1991: La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica 1990. - 135 págs. Informe técnico R.S.N.
- Barquero, R., Soto, G. & Lesage, P., (eds.) 1992: Volcán Irazú, Informe Vulcanológico período enero 1991-mayo 1992. - Informe interno ICE, 24 págs.
- Boschini, I., Alvarado, G.E. & Rojas, W., 1988: El terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón (julio 3, 1983): Evidencia de una fuente sismogénica intraplaca desconocida en Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 8:111-121.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990: Current plate motions. - Geophys. J. Inter., 101: 425-478.
- Madrigal, R. & Rojas, E., 1980: Mapa geomorfológico de Costa Rica, escala 1:200000. - SERSA. Inst. geogr. Nac. San José.(9 mapas).
- 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.-Inf. Sem. julio-diciembre, 26: 9-34.
- Montero, W. & Dewey, J., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central, Costa Rica. - Seism. Soc. Am. 71:1611-1626.
- Montero, W. & Morales, L.D., 1983: Sismotectónica y niveles de actividad de microtemblores en el suroeste del Valle Central. - Seminario Ingeniería Estructural, Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos de Costa Rica, 3-5 nov. 1983, San José: 75-99.
- Montero, W & Morales L.D., 1990: Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 11: 69-84.
- Mora, S., 1979: Estudio de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - 3 vol. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica. (Tesis inédita).
- Rojas, W., 1990: Estimación de la ecuación para el cálculo de magnitud local escala Richter para Costa Rica y Centroamérica con base en la duración de la señal. Proc. Congreso Geol. de Am. Central. Nov. 1990. San José Costa Rica.