



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

C.C.H.

INSTITUTO DE GEOFISICA

FALLA DE ORIGEN
ANALISIS SISMICO EN LA PARTE CENTRAL DE
COSTA RICA Y EVALUACION DEL HIPOTETICO
SISTEMA DE FALLA TRANSCURRENTE DE COSTA RICA

T E S I S

PARA OBTENER EL TITULO DE

MAESTRO EN SISMOLOGIA FISICA Y

DEL INTERIOR DE LA TIERRA

P R E S E N T A

MARIO FERNANDEZ ARCE

Enrique

NOVIEMBRE, 1995



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

DEDICATORIA

A mis amigos de México quienes poniendo la mano en el timón echaron su velas a navegar

Distrito Federal:

Familia Durán-Garizurieta: Francisco, Cristina, Samael y Ana Cristina

Familia Henríquez-Mendizabal: Felipe, Rosario y Saraf

Familia Henríquez-Jiménez: Rogelio, Margarita y Rogelio

Familia Cano-Chávez: Faustino, Julia, Carmen y Guillermo

Familia Cornejo-Certucha: Jorge, Ana Luisa, Luis, Jorge y Marisa

Familia Bisogño-Tinoco: Victor, Gaby, Pamela, Juan Manuel y Jimena
Luis y Diana Lorencés

Familia Edelstein-Batdordf: Samuel, Randi, Amy, Samuel, Cristina y Daniel

Hermanas Flores: Verónica, Claudia y Patty

Familia Sirvent-Aguilar: Luis, Alejandra y Natania

Eberto, Guillermina, Aileen y Juan Pablo

Victor, Carlos, Gustavo, Enrique, Alejandra e Ignacio

Guadalajara:

Maru, Mary, Olivia, Alejandro, Alfonso, Oscar y Manolo

Guanajuato:

Adolfo, Xinia, Beto

Monterrey:

Gaby y Sofia

AGRADECIMIENTOS

Mi sincero agradecimiento al INTERNATIONAL DEVELOPMENT RESEARCH CENTRE de Canadá (IDRC) por el soporte económico que me brindó para que realizara estos estudios. Al personal de la Oficina Regional del IDRC para América Latina y el Caribe (LACRO) y al del Instituto Panamericano de Historia y Geografía (IPGH) por su gran espíritu de colaboración y amistad, en especial a Alicia Richero, Inés Civils, Dr. Chester Zelaya, Rose Marie Fonseca, Alicia Pérez, Claudia Ulloa, Irma Peña, Francisco Mendoza, Francisco García, Gerardo Alvarez y Norberto García.

A Eugenio Polanco, Juan Payero, Alfredo Sereno, David Vázquez, Jaime Domínguez, Carlos Fuentes, Manuel Velásquez, Gerardo Pérez, Mario Islas y todos aquellos compañeros del Instituto que de una u otra forma me ayudaron durante mi estadía en tal centro de estudios.

Al Dr. Javier Pacheco por guiarme en esta investigación, al Dr. Marino Protti por facilitarme el programa para relocalizar temblores y por la instrucción al respecto, a mis sinodales por sus comentarios que enriquecieron y mejoraron este trabajo y a mis colegas Allan López, Percy Denyer y Wilfredo Rojas por la revisión del texto y por sus valiosos comentarios.

Se agradece a Giovanni Peraldo, Mauricio Mora, Carlos Redondo y Randall Flores por la colaboración en la elaboración de algunas figuras y a la Red Sismológica Nacional (RSN) por facilitarme gran parte de la información utilizada.

INDICE GENERAL

CAPITULO 1: INTRODUCCION.....	1
1:1 El problema.....	1
1:2 Marco Tectónico.....	3
1:3 Eventos tectónicos que afectaron a Costa Rica.....	5
CAPITULO 2: DATOS Y METODO.....	6
2:1 Datos.....	6
2:2 Método.....	8
CAPITULO 3: SISMOTECTONICA.....	10
3:1 Bajo de la Hondura.....	11
3:2 Norte de Alajuela.....	16
3:3 Puriscal.....	18
3:4 Oeste de San José.....	21
3:5 San José.....	24
3:6 Volcán Irazú.....	27
3:7 Area correspondiente a la hoja topográfica Tucurríque.....	29
3:8 Area correspondiente a la hoja topográfica Candelaria.....	29
3:9 Area correspondiente a la hoja topográfica Caraigres.....	32
3:10 Area correspondiente a la hoja topográfica Tapantí.....	34
3:11 Area correspondiente a la hoja topográfica Pejibaye.....	37
3:12 Area correspondiente a la hoja topográfica Parrita.....	39
3:13 Area correspondiente a la hoja topográfica Dota.....	41
3:14 Area correspondiente a la hoja topográfica Vueltas.....	43
3:15 Area correspondiente a la hoja topográfica Cuericí.....	43
3: 16 Síntesis.....	47
CAPITULO 4: COMPLEJIDAD DE LA ESTRUCTURA SISMICA.....	48
4:1 Introducción.....	48
4:2 Metodología.....	49
4:3 Resultados.....	52
4:4 Comparación con otros estudios y conclusiones.....	54
CAPITULO 5: EL HIPOTETICO SISTEMA DE FALLA TRANSCURRENTE DE COSTA RICA....	58
5:1 Antecedentes.....	58
5:2 Criterios geológicos.....	58
5.3 Sismicidad Histórica.....	59
5.4 Fallamiento y mecanismos focales en la zona de estudio.....	64
5.5 La transcurrencia de la sismicidad de profundidad mayor a 30 km.....	70
5.6 Relación con datos gravimétricos.....	74
CAPITULO 6: ANALISIS Y CONCLUSIONES.....	76
CAPITULO 7: BIBLIOGRAFIA.....	80
APENDICE 1: MECANISMOS FOCALES.....	
APENDICE 2: EJEMPLO DE COMPORTAMIENTO FRACTAL.....	

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 Mapa de Ubicación.....	2
FIGURA 2 Marco Tectónico.....	4
FIGURA 3 Distribución de estaciones sismológicas de la Red Sismológica Nacional.....	7
FIGURA 4 Subdivisión del área de estudio.....	12
FIGURA 5 Sismicidad del Bajo de la Honduras.....	13
FIGURA 6 Sismicidad del Norte de Alajuela.....	17
FIGURA 7 Sismicidad de Puriscal.....	19
FIGURA 8 Sismicidad al Oeste de San José.....	22
FIGURA 9 Sismicidad alrededor de San José.....	25
FIGURA 10 Sismicidad en los alrededores de los Volcanes Irazú y Turrialba.....	28
FIGURA 11 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Tucurrique.....	30
FIGURA 12 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Candelaria.....	31
FIGURA 13 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Caraigres.....	33
FIGURA 14 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Tapantí.....	35
FIGURA 15 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Pejibaye.....	38
FIGURA 16 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Parrita.....	40
FIGURA 17 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Dota.....	42
FIGURA 18 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Vueltas.....	44
FIGURA 19 Sismicidad correspondiente a la Hoja Topográfica Cuericí.....	45
FIGURA 20 Relación Frecuencia-Magnitud para la Sismicidad de la zona.....	50
FIGURA 21 Distribución epicentral en los Períodos considerados.....	51
FIGURA 22 Gráficos C_q contra r y su región de autosimilaridad en escala logarítmica.....	53
FIGURA 23 Dimensiones generalizadas graficadas contra la variable estática q , para q entre 0 y 25.....	55
FIGURA 24 Sismos importantes en Costa Rica, la mayoría históricos.....	63
FIGURA 25 Distribución de Fallas, mecanismos focales de calidad A y sismos en la zona de estudio.....	66
FIGURA 26 Características geométricas elementales de una falla normal-dextral.....	68
FIGURA 27 Abaco para determinar el tipo de falla derivada de la solución del mecanismo focal.....	69
FIGURA 28 Distribución epicentral de sismos profundos en Costa Rica para el Período 1990-1993.....	71
FIGURA 29 Mecanismos de sismos intermedios.....	72
FIGURA 30 Fracturamientos propuestos en la parte central de central de Costa Rica.....	75

INDICE DE TABLAS

TABLA 1 Datos de mecanismos focales del Bajo de la Honduras.....	15
TABLA 2 Datos de mecanismos focales de Puriscal.....	20
TABLA 3 Datos de mecanismos focales de Oeste de San José.....	23
TABLA 4 Datos de mecanismos focales de San José.....	26
TABLA 5 Datos del mecanismo focal de Irazú.....	27
TABLA 6 Datos de mecanismos focales de Candelaria.....	32
TABLA 7 Datos de mecanismos focales de Caraigres.....	34
TABLA 8 Datos de mecanismos focales de Tapantí.....	36
TABLA 9 Datos de mecanismos focales de Pejibaye.....	39
TABLA 10 Datos de mecanismos focales de Dota.....	41
TABLA 11 Datos del mecanismo focal de Cuericí.....	46
TABLA 12 Temblores históricos de Costa Rica.....	61
TABLA 13 Datos de mecanismos focales profundos.....	73

RESUMEN

Se correlacionó la sismicidad superficial de la parte central de Costa Rica con el fallamiento cartografiado, se estimó la complejidad de la estructura sísmica mediante un análisis fractal y se evaluó el hipotético Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica.

Para correlacionar sismos y fallas, estas últimas se digitalizaron de diversos mapas geológico-estructurales y se graficaron junto con sismos previamente relocalizados. Se encontró 77 fallas con actividad sísmica asociada, la mayoría de las cuales son de orientación noroeste. Esas fallas se agrupan en tres grandes sistemas: 1- Flanco sur de la Cordillera Volcánica Central, 2- Flanco noroeste de la Cordillera de Talamanca y, 3- Fallamiento de las estribaciones de la cordillera de Talamanca; estos sistemas forman un patrón conjugado.

Los resultados del análisis fractal revelan que la estructura sísmica del área es multifractal, con un espectro de dimensiones que varían entre $D_0=1,6$ y $D_\infty=0,75$. No hay gran divergencia entre D_0 y D_∞ lo cual indica que la estructura sísmica es relativamente homogénea y simple. Para el período 1990-1993 $D_0=1,8$ y $D_\infty=1,1$ lo cual es consecuencia de una sismicidad más compleja, aquella incrementada por los terremotos de Cóbano y Limón.

Se hicieron 71 mecanismos de sismos superficiales, 34 son de tipo normal, 11 inversos y 26 transcurrentes. Esto sugiere que el fallamiento predominante en el área es de tipo normal.

Los resultados anteriores no constituyen evidencia de la existencia del Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica.

CAPITULO I: INTRODUCCION

1.1 El Problema

Desde tiempos históricos existe evidencia de actividad sísmica en la parte central de Costa Rica (VIQUEZ, 1910; TRISTAN, 1912); los terremotos de Cartago (1841 y 1910), el de Fraijanes (1888) y los de Toro Amarillo (1910, 1911 y 1912) así lo confirman. Esta actividad es pobremente conocida en lo que respecta a sus características físicas, porque no fue sino hasta 1888 que se instaló el primer sismoscopio en Costa Rica; pero no en cuanto a sus daños, ya que los terremotos de Cartago y Fraijanes fueron muy destructivos y causaron pérdidas de vidas humanas como en el caso de los de Cartago.

Con la instalación de las primeras redes de estaciones portátiles en el área estudiada en este trabajo (MONTERO y MORALES, 1984) y la red permanente a nivel nacional (RED SISMOLOGICA NACIONAL: ICE-UCR), a partir de 1974, se empezaron a registrar importantes niveles de microsismicidad en los alrededores de San José, Alajuela y al sur de Cartago. Esta actividad era de baja magnitud, superficial, moderada en cuanto al nivel de ocurrencia y permanente. Pese a la baja magnitud de los sismos se consideraba muy importante para la zona, porque en ella están los principales centros económico-sociales del país.

La causa de esta sismicidad no se conoce con certeza, pero últimamente se le ha vinculando con un sistema de falla transcurrente que atravesaría la parte central del territorio nacional desde el Océano Pacífico hasta el Mar Caribe [(JACOB et al (1991), PLAFKER y WARD (1992), GUENDEL y PACHECO (1992), FAN et al (1993), GOES et al (1993), FISHER et al (1994), PROTTI et al (1994)]. Los estudios hechos sobre esta sismicidad han contado con poca información y la calidad de los datos ha sido afectada por las limitantes instrumentales (equipo analógico) y aquella derivada de la carencia de un adecuado modelo de velocidades sísmicas para el territorio de Costa Rica. Por lo antes expuesto, se considera que el problema de la sismicidad superficial en la región central de Costa Rica no ha sido debidamente evaluado y es por eso que se realiza este trabajo, el cual pretende analizar integralmente la sismicidad y el fallamiento en un área de aproximadamente 5000 km² (fig. 1), que incluye el Valle Central de Costa Rica y parte de las estribaciones de la Cordillera de Talamanca. Se han utilizado mapas estructurales recientes y se han relocalizado temblores con nuevos programas, un mejor modelo de corteza y formas de onda digitales. Dentro del estudio

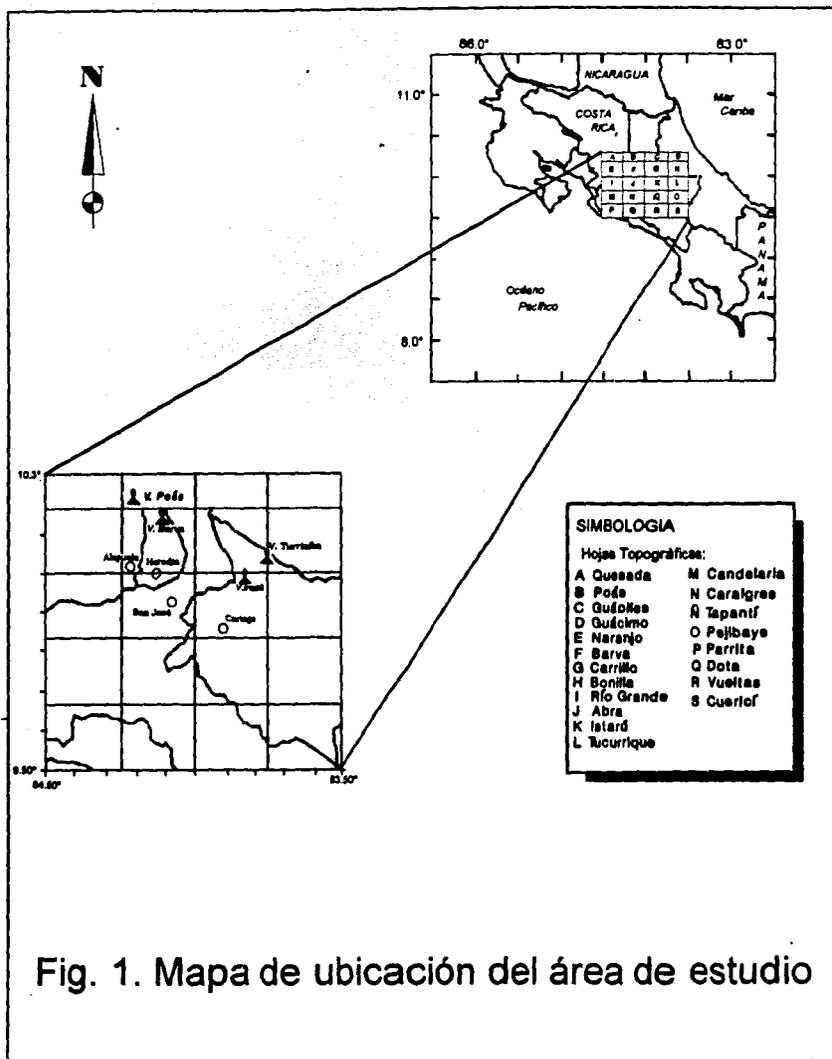


Fig. 1. Mapa de ubicación del área de estudio

se incluye un análisis multifractal de la sismicidad que ayudará a cuantificar la complejidad de la estructura sísmica del área y otro de sismicidad histórica. Los resultados obtenidos de los análisis sismotectónico, multifractal y de sismicidad histórica serán correlacionados con los deducidos de datos gravimétricos con el fin de evaluar el propuesto sistema de falla transcurrente de Costa Rica.

1.2 Marco tectónico

Costa Rica se encuentra en la Placa Caribe (fig.2) cerca de la Fosa Mesoamericana que es el límite entre dicha placa y la Placa Cocos, y el punto a partir del cual la segunda se subduce bajo la litósfera continental de la primera. La dirección de convergencia es $N25^{\circ}-30^{\circ}E$ y su velocidad varía entre 72 ± 3 mm/año frente a las costas de Guatemala y 102 ± 5 mm/año frente a la costa Pacífico sur de Costa Rica (DE METS et al, 1990; PROTTI et al, 1994). En el norte de Costa Rica, la placa subducida tiene un ángulo de inclinación de 80° , en la parte central 60° y en el sur, no hay evidencia de la zona Wadatti-Benioff más allá de los 50 km de profundidad, considerándose que estas variaciones geométricas son consecuencia de las diferentes edades de la litósfera oceánica de la Placa Cocos (PROTTI et al, 1994). Por este proceso de subducción, se originaron las cordilleras volcánica de Costa Rica (Central y de Guanacaste, fig. 2) que forman parte de la Cadena Volcánica Centroamericana.

En la costa pacífica, al sur de la frontera entre Costa Rica y Panamá, se encuentra el punto triple entre las placas Cocos, Caribe y Nazca (fig. 2). El límite entre Cocos y Nazca es una falla transformante dextral mientras que el tipo de límite entre Nazca y Caribe no se ha definido aún (ADAMEK y TAJIMA, 1987; MONTERO, 1994). Cerca de este punto se localiza el Levantamiento de Cocos que colisiona con la Placa Caribe (SUAREZ et al, 1995) y se subduce superficialmente bajo ella (MONTERO, 1994; PROTTI et al, 1994); este levantamiento arribó a la fosa Mesoamericana hace un millón de años (LONSDALE y KLITGORD, 1978) y por la colisión que produce, la compresión y el efecto buoyante, ha contribuido al levantamiento de la Cordillera de Talamanca (MONTERO et al, 1992), que es la más alta de Centroamérica.

En el Caribe, frente a las costas de Costa Rica y Panamá está el Cinturón Deformado de Panamá (BOWIN, 1976) que es un margen convergente localizado dentro de la Placa Caribe. Según MINSTER y JORDAN (1978), el piso de la Cuenca de Colombia se mueve hacia las costas arriba mencionadas.

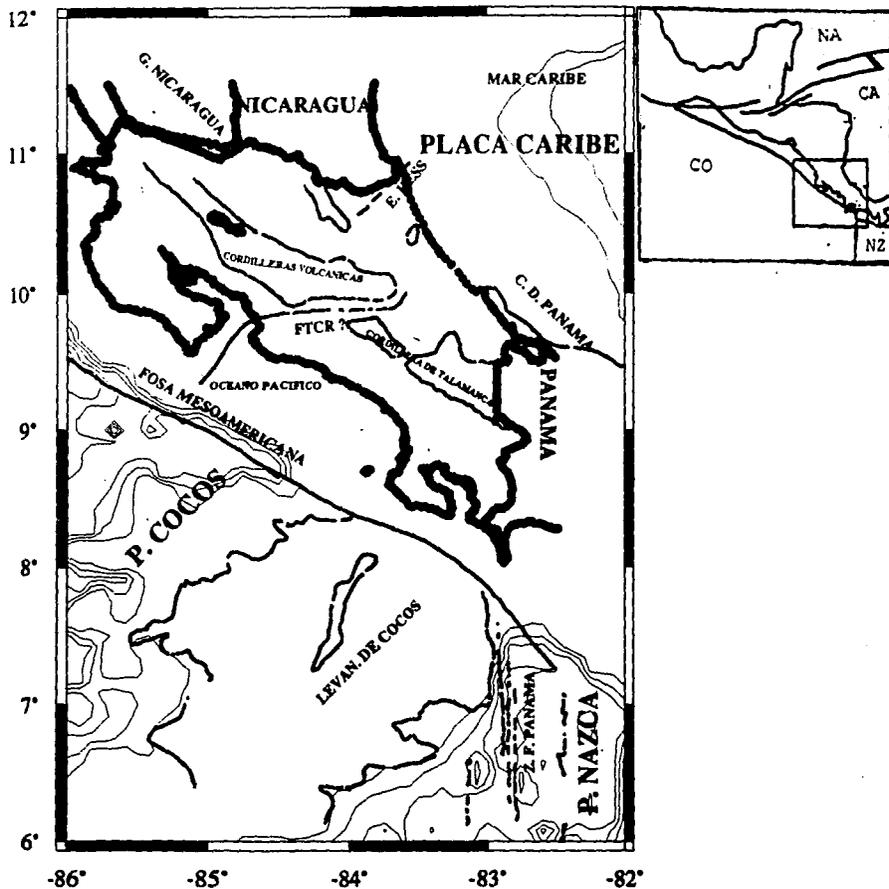


FIG. 2 MARCO TECTONICO. COSTA RICA SE ENCUENTRA EN LA PLACA CARIBE, MUY CERCA DE LA FOSA MESOAMERICANA QUE ES EL LIMITE ENTRE LA MENCIONADA PLACA Y LA PLACA COCOS. EL CONTORNO DEL TERRITORIO NACIONAL ESTA DADO POR EL TRAZO DE MAYOR ESPESOR. C.D.=CINTURON DEFORMADO, G.=GRAVEN, E=ESCARPE, Z.F.=ZONA DE FRACTURA, FTCR=SISTEMA DE FALLA TRANSCURRENTE DE COSTA RICA, LEVAN = LEVANTAMIENTO. EL RECUADRO ADJUNTO ES UN MAPA CON LOS LIMITES DE PLACA DEL AREA CENTROAMERICANA. NA: PLACA NORTEAMERICANA CA: PLACA CARIBE, CO: PLACA COCOS, NZ: PLACA NAZCA. EN EL RECUADRO MENOR EL TERRITORIO COSTARRICENSE.

Evidencias de actividad en este margen son el fallamiento inverso y el plegamiento en la Cuenca Limón Sur (ASTORGA et al, 1991). El terremoto de Limón en abril de 1991 es atribuido por algunos autores a empuje relacionado con este Cinturón (FAN et al, 1991; PLAFKER y WARD, 1991; PROTTI y SCHWARTZ, 1994) aunque otros lo vinculan con empuje en el área trasarco relacionado al indenter constituido por el Levantamiento de Cocos (MONTERO, 1994; SUAREZ et al, 1995)

1.3. Eventos tectónicos que afectaron a Costa Rica.

Varios eventos tectónicos importantes afectaron a Costa Rica en el pasado, deformando su corteza. En la literatura están documentados cinco eventos, los cuales se resumen a continuación: 1- *Colisión de placas en el Pacífico Central.* Ocurrió en el Jurásico Medio, cuando la Placa Farallón estaba siendo subducida continuamente bajo el oeste de la Placa Norteamericana, el Bloque Chortis y Sudamérica (PINDELL y DEWEY, 1982; PINDELL et al, 1988; ROSS y SCOTESE, 1988; MORRIS et al, 1990). Probablemente, la fuerza de esta colisión se incrementó entre el Jurásico Medio y el Cretácico Superior originando la deformación de la cobertura sedimentaria que estaba sobre lo que hoy día es el suelo costarricense, específicamente el sector de la Península de Nicoya., 2- *El fuerte acople entre la Placa Farallón y la Placa Caribe.* Datado por PINDELL et al (1988), quienes encontraron que entre el Campaneano Tardío y el Eoceno Tardío la tasa de convergencia entre las placas Farallón y Caribe fue de 110-150 mm/año. Este valor es sumamente alto y sugiere que en esa época se dió un gran acople entre ambas placas, 3- *El acercamiento relativo entre las placas Norteamericana y Sudamericana.* Desde el Jurásico Medio hubo divergencia entre las placas Norteamericana y Sudamericana (ROSS y SCOTESE, 1988). La razón de divergencia entre el Campaneano Temprano y el Eoceno Medio fue 0.07 (PINDELL et al, 1988). Esto sugiere que en tal periodo casi no hubo divergencia; a partir del Eoceno hay convergencia entre las dos placas, acortándose la Placa Caribe 200 km, casi 1 cm/año (LADD, 1976), 4- *La colisión del bloque de Panamá con Sudamérica.* Acaeció en el lapso Mioceno-Plioceno Temprano (MANN y BURKE, 1984) y sus testigos son los levantamientos pliocénicos en Colombia (PINDELL y DEWEY, 1982) y Venezuela (KELLOG y BONINI, 1982) y el intercambio de fauna entre las Américas (MARSHALL et al, 1981 en MANN y BURKE, 1984), 5- El arribo del Levantamiento de Cocos a la Fosa Mesoamericana.

CAPITULO 2: DATOS Y METODO

2.1 Datos

Para el análisis sismotectónico se usaron fallas de las siguientes fuentes: MONTERO et al (1991a), ARIAS y DENYER (1990 a,b; 1991), MONTERO et al (1991d), PANIAGUA et al (1993), ALVARADO et al (1988), MONTERO en: DENYER y KUSSMAUL (1994), DENYER et al en: DENYER y KUSSMAUL (1994) y MAPA GEOLOGICO DE COSTA RICA (1982). Los mapas de los trabajos referidos se elaboraron utilizando fotografías aéreas y trabajo de campo. Alineamientos de ríos se tomaron de las hojas topográficas escala 1:50,000 del Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica; se añadieron en aquellas áreas con pocos lugares de referencia y/o fallas reconocidas.

Los datos sismológicos son de la RED SISMOLOGICA NACIONAL (RSN), administrada por la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica (UCR) y el Departamento de Geología del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Esta red opera desde 1974, es de cobertura nacional (fig.3) y cuenta con 17 estaciones sismológicas de grabación digital, período corto y componente vertical, distribuidas en todo el país. Del total de estaciones, ocho están dentro de la zona estudiada y seis más en los alrededores (JCR, AR6, FOR, TRT, LIO, QCR) de la misma con lo que se proporciona buena cobertura sísmica en la parte central de Costa Rica.

La RSN localiza sismos con una estructura de velocidades para onda P bidimensional determinada (con refracción sísmica) por MATUMOTO et al (1977) quienes reportaron tres capas corticales con velocidades de 5.1, 6.2 y 6.6 km/s, con espesores de 8.2, 12.9 y 22.3 km, sobreyaciendo al Manto Superior de 7.9 km/s. Este modelo es inadecuado porque se obtuvo para la zona norte del país y luego se generalizó a todo Costa Rica, uniformando así un complejo arreglo tectónico que sugiere una estructura heterogénea a través del territorio costarricense; además la profundidad del Moho (43.4 km) no ajusta muy bien con los 20-30 km de espesor de la corteza asociados con márgenes de placa activos (PROTTI et al, en prensa).

El procesamiento de las señales sísmicas (lecturas, localizaciones, mecanismos focales, etc...) se realiza con el sistema SEISAN para análisis de temblores (HAVSKOV y LINDHOLM, 1992) que incluye una versión modificada para SUN del programa Hypocenter. Este sistema permite recolectar, manejar y almacenar muy fácil y rápidamente formas de onda, lecturas y los resultados de la localización. El sistema de

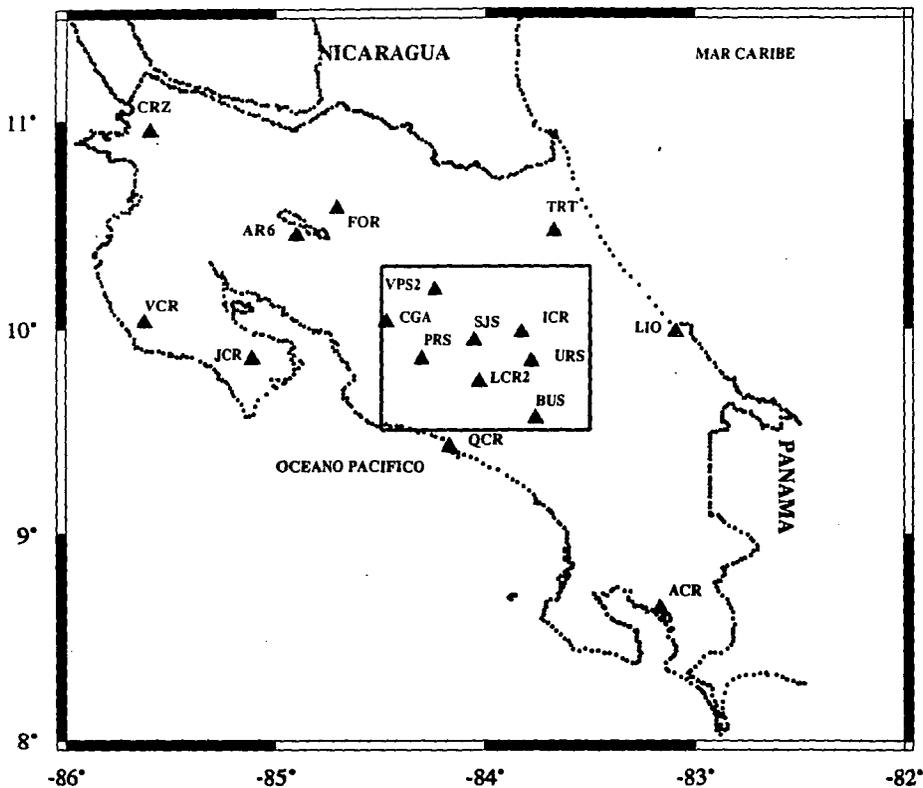


FIG. 3 DISTRIBUCION DE ESTACIONES SISMOLOGICAS DE LA RED SISMOLOGICA NACIONAL
EL RECUADRO ES LA ZONA DE ESTUDIO.

registro de las formas de onda es digital lo cual garantiza precisiones en la lectura del orden de los milisegundos y por tanto, lecturas muy confiables.

2:2 Método

Para alcanzar los objetivos propuestos se digitalizaron fallas, relocalizaron temblores, hicieron inversiones de mecanismos focales y se analizó la distribución espacial de temblores.

Las relocalizaciones se hicieron con el programa SIMULTPS que fue escrito originalmente por THURBER (1983) y modificado por EBERHART-PHILLIPS (1986, 1990). Es un programa diseñado para hacer inversión por tomografía, relocalizando previamente los temblores. Se recurrió a él porque a partir de un gran conjunto de soluciones previas, realiza rápidamente la relocalización de todos los sismos y porque ya tiene el modelo tridimensional de velocidades de PROTTI (1994), que difiere del anterior en lo siguiente: 1- fue obtenido con inversión por tomografía utilizando señales sísmicas de todo el país, 2- incluye variaciones de velocidad tanto horizontal como verticalmente, 3- explica la configuración tectónica de Costa Rica y no solo parte de ella como lo hace el modelo de MATUMOTO et al (1977), 4- contiene tres anomalías de velocidad (superficial = 0 - 10 km.) en la parte central de Costa Rica, una de baja (4,2 km/s) y dos de alta (5,6 km/s) velocidad. La de baja se asocia a elevadas temperaturas bajo la cadena volcánica y las de alta a rocas ultramáficas y batolitos.

El primer paso del proceso de relocalización fue seleccionar los sismos de acuerdo a su ubicación espacial, pues interesaban solamente los superficiales (0 - 30 km) de la parte central de Costa Rica. Para esto, se recurrió a las lecturas y a la localización de cada sismo para determinar si el mismo tenía al menos cuatro arribos de onda P y errores de localización inferiores a 4 km.; en caso negativo el evento era descartado. Después de escoger los sismos adecuados para el estudio se corrieron nuevamente y de ellos se tomó el tiempo de viaje de las ondas sísmicas entre cada estación y el hipocentro, con el cual se determinaron nuevos residuos de tiempo de viaje que son la diferencia entre el tiempo observado y el calculado, está relacionado con cambios en los parámetros hipocentrales (x,y,z,t) y de velocidad (v) y se expresa de la siguiente manera:

$$r_{ij} = \Delta t_i + \frac{\partial t_{ij}}{\partial x_i} \Delta x_i + \frac{\partial t_{ij}}{\partial y_i} \Delta y_i + \frac{\partial t_{ij}}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{n=1}^N \frac{\partial t_{ij}}{\partial v_n} \Delta v_n \quad (1)$$

donde:

$$\Delta t_i, \Delta x_i, \Delta y_i, \Delta z_i, \Delta v_n$$

son perturbaciones a los parámetros iniciales de hipocentro y velocidad,

y

$$\frac{\partial t_{ij}}{\partial x_i}, \frac{\partial t_{ij}}{\partial y_i}, \frac{\partial t_{ij}}{\partial z_i}, \frac{\partial t_{ij}}{\partial v_n}$$

son las derivadas parciales de los tiempos de arribo con respecto a las coordenadas del temblor y parámetros de velocidad, respectivamente. N es el número de parámetros de velocidad.

Los mecanismos focales se hicieron con el programa focmec, del SEISAN SYSTEM (HAVSKOV y LINDHOLM, 1992), el cual busca automáticamente soluciones según un intervalo de grados dado y el mínimo de errores de polaridad. Para este trabajo, se buscaron todas las soluciones existentes cada 5 grados. La calidad del mecanismo se asignó de acuerdo a los siguientes parámetros: ubicación del temblor, número de polaridades, errores en la polaridad, cobertura azimutal del evento (gap) y número de soluciones obtenidas. Así, calidad A se refiere a un sismo con las siguientes condiciones: 9 o más polaridades, gap < 180°, un error en la polaridad si el número de ellas es 9 y 2 o más si su número es mayor, errores de localización inferiores a 3 km y un máximo de 30 soluciones todas consistentes y con pequeño rango de variación. La calidad C es un mecanismo con 7 polaridades, gap > 180°, por lo menos un error de polaridad y más de 50 soluciones posibles. Mecanismos en condiciones entre A y C se consideran de calidad B.

El método para analizar la distribución espacial de temblores se detalla en el capítulo 4.

CAPITULO 3: SISMOTECTONICA

En este capítulo se hace un análisis detallado de la sismicidad y el fallamiento de la zona, con los siguientes propósitos: 1- establecer tendencias locales en uno y otro proceso en favor o en contra de la existencia de un sistema de fractura mayor, 2- determinar (cuando sea posible) cuales fallas están generando sismicidad, 3- confirmar o refutar a FAN et al (1991) quienes afirman que en la parte central de Costa Rica hay una difusa zona de fallas transcurrentes subparalelas que constituiría el límite tectónico entre la Placa Caribe y el Bloque de Panamá. Se correlacionan ambos procesos graficando las fallas y los temblores en las figuras de este capítulo y analizando visualmente su coincidencia. Para lograr estos objetivos *se utilizaron 2641 sismos (1543 fueron relocalizados y 1098 no relocalizados) con profundidades que varían entre 0-30 km y magnitudes entre 1-6 grados, y fallas de mapas a escala 1:50,000.* Muchos de los nombres de éstas fueron tomados de los mapas mencionados y unas pocas fueron nombradas en este trabajo por razones de conveniencia a la hora de referirse a ellas en el texto.

Pese a que los epicentros están en la zona del país mejor cubierta con estaciones sísmicas, se relocalizaron los temblores con un nuevo modelo de corteza (PROTTI, 1994) buscando con ello la mejor ubicación de los mismos. Con las relocalizaciones se determinó que la variación promedio del error cuadrático medio (rms) respecto a las localizaciones previas osciló entre 0 y 0,19 segundos, la del error en la componente horizontal entre 0,20 y 0,84 km y la vertical en el rango de 0-2,62 km. El hipocentro y el epicentro de los temblores relocalizados varió entre 0 y 2 km con respecto a localización preliminar. PROTTI (en prensa) encontró resultados similares e indica que la pequeñas diferencias se deben a que la mayoría de la información contenida en los residuos del tiempo de viaje fue puesta en la estructura de velocidad y a la buena cobertura de estaciones y buen número de tiempos de arribo con lo cual una simple estructura unidimensional produce soluciones aceptables.

Se graficaron mecanismos focales, los cuales ayudarían a sugerir tipos y orientaciones de las fallas. Los mecanismos hechos en este trabajo son aquellos que aparecen en las tablas de este capítulo y que están numerados cronológicamente en las figuras. Los restantes mecanismos son de otros autores. Se empezó con una base de 150 eventos aptos (siete o más polaridades) para hacer inversiones del mecanismo focal. Las lecturas de cada sismo fueron analizadas, depuradas y corregidas en algunos casos y como resultado,

solamente 71 fueron escogidos y permitieron obtener aquellos mecanismos focales que aparecen en las figuras de este capítulo. En el apéndice I se presentan las soluciones focales obtenidas en este trabajo.

Para hacer un análisis más detallado, se dividió el área de estudio en varias zonas de diversos tamaños (fig. 4) de acuerdo a intereses particulares en ellas. Las zonas Z 1 y Z 2 se han extendido hacia el norte para mostrar la baja sismicidad registrada en el flanco norte de la Cordillera Volcánica Central (CVC); estas figuras también muestran el nivel de actividad sísmica de los volcanes Turrialba, Barba y Poás. Z 3 es la zona de Puriscal y alrededores que amerita un análisis individual por ser muy inestable desde el punto de vista geotécnico, muy fracturada y con alto índice de sismicidad. Z 4 tiene como referencia principal a San Antonio de Belén donde se ha detectado sismicidad en los últimos años; se pretende identificar el fallamiento activo y motivar campañas geofísicas para analizarlo con más detalle. Z 5 incluye La Gran Area Metropolitana de San José y su finalidad es mostrar las fuentes sísmicas cercanas a ella, lo cual debe tomarse en cuenta para el planeamiento del desarrollo urbano. Z 6 corresponde al Volcán Irazú y su entorno, sobre todo su flanco sur; conocer los aspectos sismotectónicos de esta área es importante para diferenciar entre actividad tectónica y volcánica cuando esta se presente. Las zonas Z 7 - Z 15 cubren áreas de hojas topográficas escala 1:50000, se pretende que los investigadores de campo (geólogos, geofísicos, ingenieros, etc...) que utilicen dichas hojas cuenten con la información sismotectónica necesaria para sus interpretaciones.

A continuación se describen en orden ascendente (desde Z 1 hasta Z 15) la sismicidad, el fallamiento y los tipos de ruptura (mecanismos focales) en cada zona.

3:1 Bajo de la Hondura (Z 1)

Esta zona cubre un área de alto y abrupto relieve de la Cordillera Volcánica Central e incluye el Volcán Turrialba, el Volcán Barba, la depresión entre este volcán y el Volcán Irazú (ligeramente al sur de esta zona) y las áreas al norte de estos rasgos geológicos que conforman el flanco norte de la CVC (fig. 5). Esta es la zona más grande de todas las estudiadas y se le asignó ese tamaño porque se sabía anticipadamente que en esa parte de la cordillera el nivel de ocurrencia de sismos es bajo lo cual no amerita subdividir aun más el área.

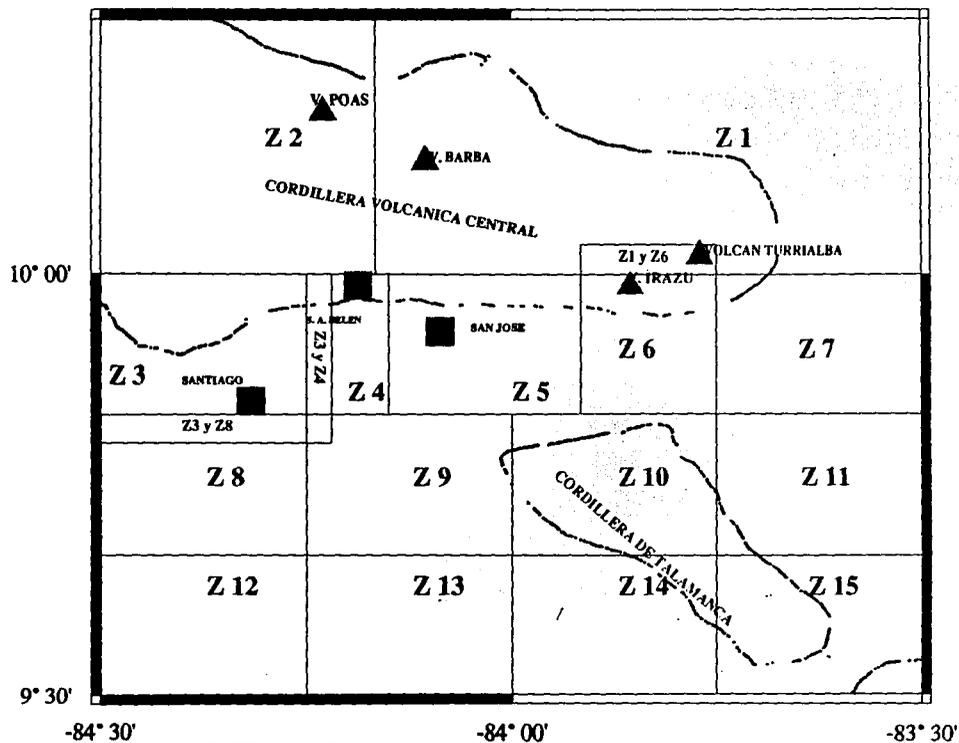


FIG. 4 SUBDIVISION DEL AREA DE ESTUDIO. Z 1: BAJO DE LA HONDURA, Z 2: VOLCAN POAS Y ALREDEDORES, Z 3: PURISCAL, Z 4: SAN ANTONIO DE BELEN, Z 5: VALLE CENTRAL, Z 6: VOLCAN IRAZU, Z 7: TUCURRIQUE, Z 8: CANDELARIA, Z 9: CARAIGRES, Z 10: TAPANTI, Z 11: PEJIBAYE Z 12: PARRITA, Z 13: DOTA, Z 14: VUELTAS, Z 15: CUERICI. LAS AREAS MENCIONADAS SON AQUELLAS CON LIMITES RECTILINEOS. EN EL ESPACIO ENTRE LAS DOS CORDILLERAS ESTA EL VALLE CENTRAL DE COSTA RICA, A PARTIR DE EL SE HA HECHO UNA DIVISION DE COSTA RICA EN DOS BLOQUES: BLOQUE NORTE Y BLOQUE SUR (ASTORGA et al, 1991).

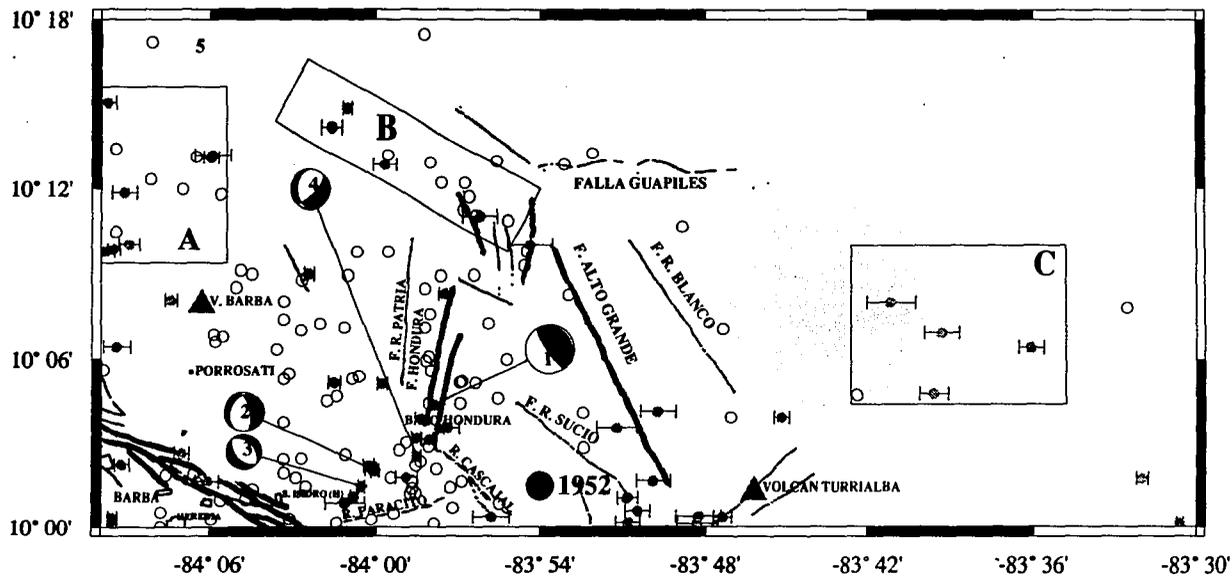


FIG. 5 SISMICIDAD DEL BAJO DE LA HONDURA. ESTA ES LA ZONA MAS GRANDE DE TODAS LAS ESTUDIADAS EN ESTE TRABAJO. LAS LINEAS CONTINUAS SON FALLAS, LOS TRIANGULOS VOLCANES, LOS CIRCULOS RELLENOS TEMBLORES RELOCALIZADOS Y LOS CIRCULOS SIN RELLENAR TEMBLORES NO RELOCALIZADOS. LOS MECANISMOS FOCALES ESTAN NUMERADOS CRONOLOGICAMENTE Y SU TAMAÑO REPRESENTA SU MAGNITUD. EL CIRCULO GRANDE RELLENO SE REFIERE A SISMO HISTORICO. LAS AREAS CERRADAS INCLUYEN SISMICIDAD SIN FALLAMIENTO ASOCIADO O ENMARCAN POSIBLES FALLAS. A LOS SISMO RELOCALIZADOS SE LE INCLUYO SU BARRA DE ERROR HORIZONTAL. LAS FALLAS CON EVIDENTE ACTIVIDAD SISMICA TIENEN EL TRAZO MAS GRUESO. PARA COMPARACION: UN MINUTO = 1.85 KM. EN LAS RESTANTES FIGURAS DE ESTE CAPITULO SE USARA LA MISMA SIMBOLOGIA.

Aquí comienza el gran sistema de lineamientos que se extiende desde el flanco suroeste del Volcán Irazú (fuera de esta área) hasta el flanco suroeste del Volcán Poás. En este trabajo tal sistema se denomina Fallamiento del Flanco Sur de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. La componente de tal sistema en este sector son fallas de dirección noroeste entre San Isidro y Barba de Heredia (fig. 5). Hacia el Bajo de la Hondura se ubican los lineamientos N-S de los ríos Hondura y Patria, que han sido incorporadas como fallas en DENYER et al (1994). Al noroeste del Volcán Turrialba están las fallas Río Sucio, Alto Grande y Río Blanco.

La sismicidad de la zona ha sido reconocida por MONTERO y DEWEY (1982) quienes hicieron un mecanismo focal compuesto con solución de falla inversa y BARQUERO et al (1991) quienes reportan un temblor con intensidad IV en Cascajal de Coronado que se acompañó de fuerte ruido, según vecinos del lugar. Los temblores de esta zona se localizaron a profundidades variables entre 1 y 28 km, siendo el promedio 11,78 km; la magnitud varió entre 1,6 y 4,8 grados. En la fig. 5 se muestra la distribución de sismos en la zona y, según se observa, hay un importante nivel de actividad en el área comprendida entre los volcanes Barba y Turrialba. Tanto los eventos no relocalizados (círculos sin relleno) como los eventos relocalizados (círculos rellenos), confirman la continua ocurrencia de sismos en el área. La mayor concentración de ellos se localiza entre San Isidro de Coronado y El Bajo de la Hondura muy cerca de los ríos Hondura, Paracito y Cascajal. De hecho, algunos eventos no relocalizados se alinean concordantemente con el Río Cascajal y su tributario. Se aprecia actividad sísmica en las fallas Alto Grande, Hondura, en el extremo sureste de la Falla Río Sucio (tal sismicidad podría corresponder con un lineamiento de orientación norte-sur pasa al este del cráter del volcán Irazú, ver próxima figura), en la que atraviesa al Volcán Turrialba y en el sistema de fallas ubicado en la esquina inferior izquierda del área. También parecen tener actividad sísmica las fallas localizadas cerca del extremo norte de la Falla Alto Grande y la pequeña falla localizada al noreste del Volcán Barba.

Las pequeñas zonas de nominadas con las letras A, B y C tienen concentraciones importantes de sismos pero en ellas no se ha encontrado expresiones superficiales de fallas. Algunos eventos relocalizados y que se ubican en B podrían definir una falla de orientación noroeste, la cual se ha indicado en un rectángulo.

En A y C la sismicidad está más dispersa y no da evidencia de fallamiento. Estas zonas deben ser analizadas con imágenes de satélite, fotografías aéreas e inspecciones de campo con el fin de conocer su fuente.

La tabla 1 contiene información sobre los mecanismos focales de esta zona. La numeración es cronológica. El mecanismo N° 1 pese a estar localizado en la traza de la Falla Hondura, podría estar asociado a un lineamiento noroeste, quizá Río Cascajal; el N° 2 sugiere una falla orientada casi norte-sur; el N° 3 una falla de desplazamiento normal con rumbo noroeste; el N° 4 y el N° 5 no contaron con una buena cobertura por lo que no tienen buen control de los planos y si muchas soluciones del mecanismo focal; no obstante, todas las soluciones definen el mismo tipo de falla para ambos eventos. Excepto el N° 1, los mecanismos son de tipo normal. La profundidad de los sismos correspondientes a los mecanismos oscila entre 14 y 16 km.

Tabla 1 Datos de mecanismos focales del Bajo de la Hondura.

N°	Fecha	Hora	Latit.	Long.	Prof.	Mag.	Rms	Irln	Irlt	Irdp	Cob
1	210890	19:15	10,073	83,964	13,5	4,4	0,17	0,8	0,7	1,4	185
2	211192	13:59	10,034	84,000	13,2	3,5	0,19	0,5	0,6	1,9	85
3	231192	18:38	10,025	84,008	17,3	3,2	0,28	0,8	0,8	1,2	84
4	020993	03:00	10,042	83,975	14	3,2	0,23	0,5	0,7	1,3	154
5	290194	17:32	10,273	84,133	1,4	3,9	0,43	1,2	1,2	1,9	132
N°	Az	Buz	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	sols	Q
1	145	80	90	235	35	55	55	8	0	23	A
2	204	28,9	-57,6	229,6	65,2	90,4	19,3	9	1	3	A
3	315	40	-90	45	85	225	5	12	0	10	A
4	44,1	66,6	-68,1	348,2	62	117,9	18,8	10	0	60	B
5	92,3	65,1	-84,5	13,5	69,4	178,2	20	16	2	58	B

Latit: Latitud, Long: Longitud, Prof: Profundidad (km), Mag: Magnitud, Irln: error en longitud (km), Irlt: error en latitud (km), Irdp: error en profundidad (km), Cob: Cobertura azimutal (Gap), Az: Azimut del Plano de falla, Buz: Buzamiento del plano de falla (grados), Ad: Angulo de desplazamiento de la estría en el plano de falla, Ep: Eje de presión, Ip: Inclinación del eje de presión, Et: Eje de tensión, It: Inclinación del eje de tensión, Pol: Polaridades, Epol: errores en las polaridades, Sols: Soluciones, Q: Calidad. La misma nomenclatura se usará en las restantes tablas de este capítulo.

A pesar de que los mecanismos se encuentran espacialmente muy cercanos, no tienen el mismo rumbo y buzamiento de los planos por lo que no se puede deducir de ellos un patrón de orientación de rupturas. Lo anterior sugiere que los sismos se originan en varias fallas, todas muy pequeñas y de poca extensión lo cual es concordante con la baja magnitud de los eventos.

El epicentro del Terremoto de Patillos de 1952 cuya magnitud fue 5,7 [MONTERO y ALVARADO (en prensa, 1995)] ha sido incluido en esta figura. Por los deslizamientos que generó este temblor murieron 21 personas (MORALES, 1985).

De este breve análisis se concluye que el patrón de fallamiento predominante en la zona es de tipo normal, con tendencia N-S y dado por los alineamientos de los ríos Hondura, Patria y un tramo del Río Cascajal. Las presiones determinadas por los mecanismos tienden hacia el NNE y/o hacia el SSO por lo que las tensiones tienden hacia el este y/o oeste; ello es consistente con el fallamiento de orientación N-S que sería de tipo normal. Fallas ligeramente perpendiculares a los ejes de presión mencionados tendría deslizamiento de tipo inverso (mecanismo N°1).

3:2 Norte de Alajuela (Z 2)

Incluye el tramo terminal del fallamiento del flanco sur de la Cordillera Volcánica Central así como el flanco sur del Volcán Poás (fig. 6). A partir de Santa Bárbara de Heredia el sistema se ensancha, formando una amplia zona de lineamientos entre la mencionada localidad, Grecia y el Volcán Poás. Justamente al sur de ese volcán los lineamientos se orientan un poco más hacia el norte con lo cual dejan de ser paralelos a la cordillera y más bien, tienden a atravesarla. Lo anterior no es el caso de la Falla Alajuela, que se extiende desde el sureste de Santa Bárbara hasta el suroeste de Grecia. Esta falla tiene un visible escarpe en toda su extensión, es de rumbo aproximadamente E-O y ha sido considerada por BORGIA et al (1990) como una falla inversa de bajo ángulo.

Los rangos de profundidad y magnitud de los sismos son 1-28 km (promedio = 11,32) y 1,0-4,6 grados, respectivamente. Algunos epicentros sugieren actividad en el sistema de fallas que se extiende desde Santa Bárbara hasta el flanco suroeste del Volcán Poás (fig. 6). Al noroeste del Volcán Poás la sismicidad es baja e indica poca actividad en el fallamiento de ese sector. Al igual que en el caso anterior, hay sismicidad importante en una depresión formada por el crecimiento de edificios volcánicos, en este caso se trata de los volcanes Poás y Barba (en la anterior figura) y es allí donde se han ubicado los sismos históricos de 1851 (M=5,5) y 1888 (M=5,8) (MONTERO, 1986). La sismicidad entre Alajuela y Santa Bárbara fue generada por una falla de rumbo NE, ubicada al sureste de Alajuela; esta estructura se activó en 1990 y generó un sismo de magnitud 4,6 que produjo severos daños entre San Pedro de Santa Bárbara y Desamparados de Alajuela (BARQUERO y ALVARADO, en preparación). Muy cerca de esta falla se localiza la Falla Río Segundo (F. R. SGDO), en cuya cercanía hay varios epicentros.

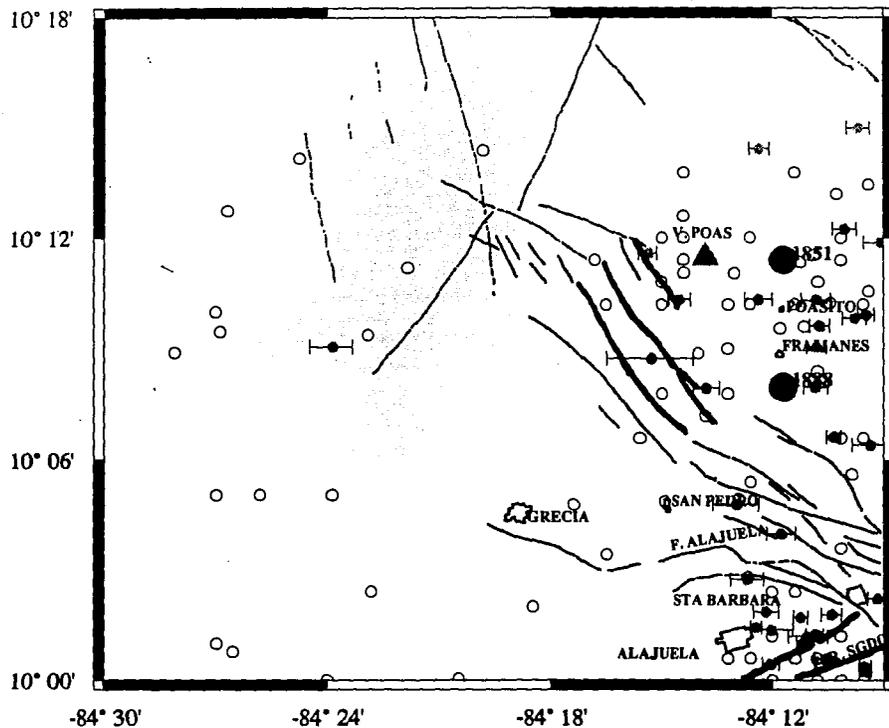


FIG. 6 SISMICIDAD DEL NORTE DE ALAJUELA. SE INCLUYEN LOS SISMOS HISTORICOS DE 1851 y 1888. F. R. SGDO: FALLA RIO SEGUNDO.

3:3 Puriscal (Z 3)

Las principales fallas están orientadas NW-SE. ARIAS y DENYER (1991) estudiaron los aspectos geológicos y neotectónicos en Puriscal y alrededores, encontrando estrías con dirección S y NNW y marcada tendencia NNW de los rumbos de los planos que las contienen. Asimismo, encontraron estrías horizontales en planos verticales lo cual interpretan como un fallamiento transcurrente derivado de una compresión muy horizontal.

MONTERO et al (1991d) identificaron y describieron los siguientes lineamientos: Jateo, Barbaças, Vibora, San Antonio, Picagres, Virilla (Fig. 7)

En esta zona se había detectado poca actividad sísmica en el pasado, pero después del sismo de Cóbano (Costa Pacífica) en marzo de 1990 (Ms 7,1) se desató una intensa actividad sísmica en ella, que provocó incluso el desalojo parcial de la localidad de Santiago. El número de sismos ascendió aproximadamente a 30,000, la mayoría de los cuales fueron tan pequeños que no se localizaron. De esa cifra, solamente 22 eventos alcanzaron magnitud mayor o igual a 4.0. Los tres eventos más fuertes fueron de magnitud 4,75 (30 de mayo), 5,0 (30 de junio) y 5,7 (22 de diciembre).

La relocalización de los sismos [$1 \text{ km} < \text{profundidad (p)} < 30 \text{ km}$; profundidad promedio (pp) = 9,25 km; $1,5 < \text{magnitud (mag.)} > 5,7$] más importantes confirma que ellos ocurrieron en un sector con más de 10 fallas pequeñas (5-10 km) que se habrían movido durante el enjambre de 1990. Es probable que por la fragilidad de los materiales no solo se indujo movimiento en otras fallas sino que se generó nuevo fracturamiento (ARIAS y DENYER, 1991). Aparentemente la actividad se inició en las fallas localizadas al este de Santiago (el número de los mecanismos responde al orden cronológico en que ocurrieron los eventos) y luego migró la actividad hacia el NO-O. El último episodio del enjambre pudo haber estado relacionado con la actividad de la falla Cortezal pues la orientación de esta coincide con la tendencia noreste de los sismos de la fig. 7. Fallas más alejadas del área con mayor cantidad de sismos como Garita, Virilla y Floralia tienen sismicidad asociada, en la primera se ha observado deslizamiento del bloque superior con respecto al inferior.

La tabla 2 muestra los datos de 17 mecanismos focales entre los cuales se incluyen los principales eventos del enjambre de 1990 y otros de actividad posterior a él, o sea, sismos del período 1992-1994. La

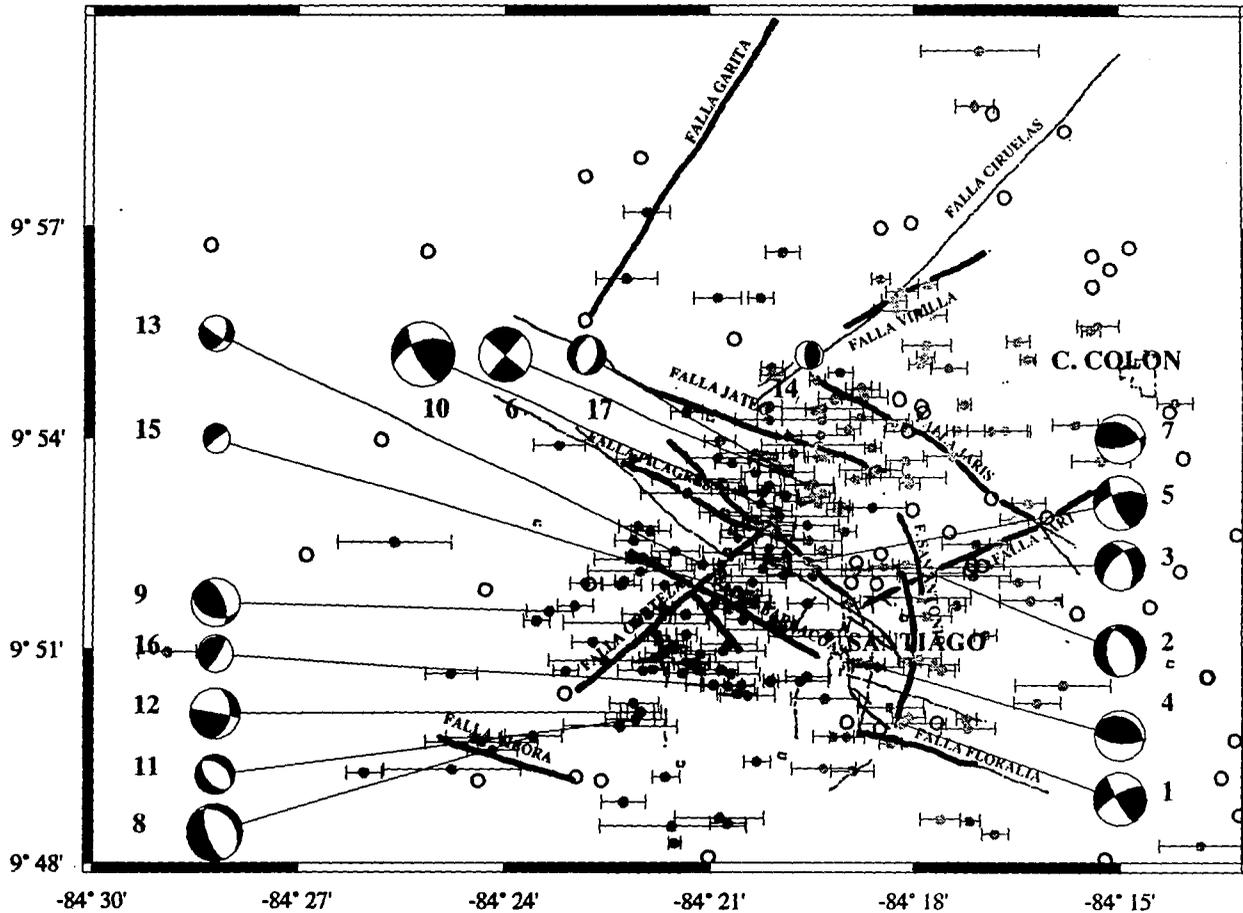


Fig. 7 SISMICIDAD DE PURISCAL. EL FALLAMIENTO ES MULTIPLE Y DE Poca EXTENSION POR LO QUE ES DIFICIL INFERIRLO DE ALINEAMIENTOS EPICENTRALES. LA FIGURA CONTIENE EPICENTROS Y MECANISMOS FOCALES DE LOS SISMOS MAS IMPORTANTES. EL DESPLAZAMIENTO EN LAS FALLAS A PARTIR DE 1990 FUE INVERSO, NORMAL Y TRANSCURRENTE.

tendencia del eje de presión de estos mecanismos indican una compresión SO-NE y en algunos casos N-S; la inclinación del mismo es inferior a 20 en la mayoría de los casos.

Tabla 2 Datos de mecanismos focales de Puriscal

N°	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	290590	19:56	9,833	84,303	16,1	4,7	0,27	0,8	0,9	1,8	39
2	300590	22:05	9,868	84,296	18,2	4,7	0,24	0,6	0,7	1,7	40
3	010690	03:28	9,869	84,324	5,2	4,5	0,24	0,5	0,6	1,5	62
4	070690	17:12	9,846	84,309	9,6	4,6	0,19	0,4	0,6	2,6	40
5	080690	00:31	9,872	84,326	8,8	4,8	0,16	0,3	0,4	3,8	44
6	090690	00:34	9,889	84,326	7,2	4,8	0,32	0,6	0,7	1,7	44
7	160690	02:22	9,876	84,326	14,1	4,5	0,20	0,5	0,7	1,5	63
8	300690	14:51	9,830	84,393	9,4	5,0	0,30	0,7	1,0	2,6	35
9	300690	14:57	9,859	84,389	11,8	4,4	0,26	0,6	0,8	1,8	74
10	221290	17:27	9,883	84,334	14,6	5,7	0,28	0,6	0,8	1,7	46
11	100792	05:45	9,834	84,368	7,9	3,6	0,23	0,8	1,6	1,2	89
12	160792	07:34	9,836	84,366	6,1	3,7	0,24	0,5	1,1	1,3	103
13	120293	15:42	9,870	84,352	11	3,2	0,20	0,4	0,6	1,3	79
14	120293	18:12	9,909	84,340	3,9	2,6	0,23	0,5	0,6	1,0	91
15	250893	14:20	9,878	84,343	13,2	2,4	0,23	0,6	0,6	0,9	84
16	230993	16:48	9,842	84,349	13	3,2	0,31	0,9	0,8	1,2	79
17	020494	22:36	9,892	84,332	7,0	3,5	0,32	0,7	0,9	1,0	48
N°	Az	Buz	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pols	Epol	Sol.	Q
1	241	71,3	7,1	195,47	2,11	104,5	25	14	2	72	C
2	179,5	46,9	-69,2	165	75	255	0	11	0	2820	C
3	221,0	52,8	-64,6	179	70	269	0	20	3	327	C
4	95,4	65,4	79,0	193	19,68	344,4	67,7	18	0	12	A
5	155,3	73,3	148,8	207,62	8,54	111,9	33,6	15	0	10	A
6	85,8	50,2	83,5	180,44	4,98	315,1	82,9	20	5	3	A
7	296	39,7	122,4	184,26	9,05	292,6	63,2	18	4	12	A
8	159,6	65,4	-79,0	90,51	67,73	241,4	19,7	16	4	3	A
9	119,6	24,8	60	58,1	24	274	61,1	11	2	33	B
10	252,5	63	30,7	20	0	110	40	20	2	10	A
11	139,2	50,2	-83,5	89,83	82,93	224,6	5,0	7	0	635	C
12	7,2	40,3	-5,9	337,55	35,93	223,3	29,5	10	0	32	B
13	143,2	70,1	-95,3	44,4	64,5	237,3	25	10	0	23	A
14	0,0	25,0	90,0	269,55	25	91,0	65	9	2	1000	C
15	253,0	85,0	-90,0	145	50	325	40	8	0	246	C
16	34,1	80,0	84,9	128,49	34,85	297,9	54,7	9	0	9	A
17	195,0	45,0	-90,0	105	85	285	5	9	0	900	C

Los mecanismos focales son de los tres tipos: transcurrente, inversos y normales. Los mecanismos N° 1, N° 2, N° 3, N° 4 y N° 5 coinciden (uno de su planos) con fallas ubicadas cerca de ellos, en particular el N° 3 y el N° 5 que parecen pertenecer a la Falla Picagres. Al oeste de Santiago predominan los mecanismos de

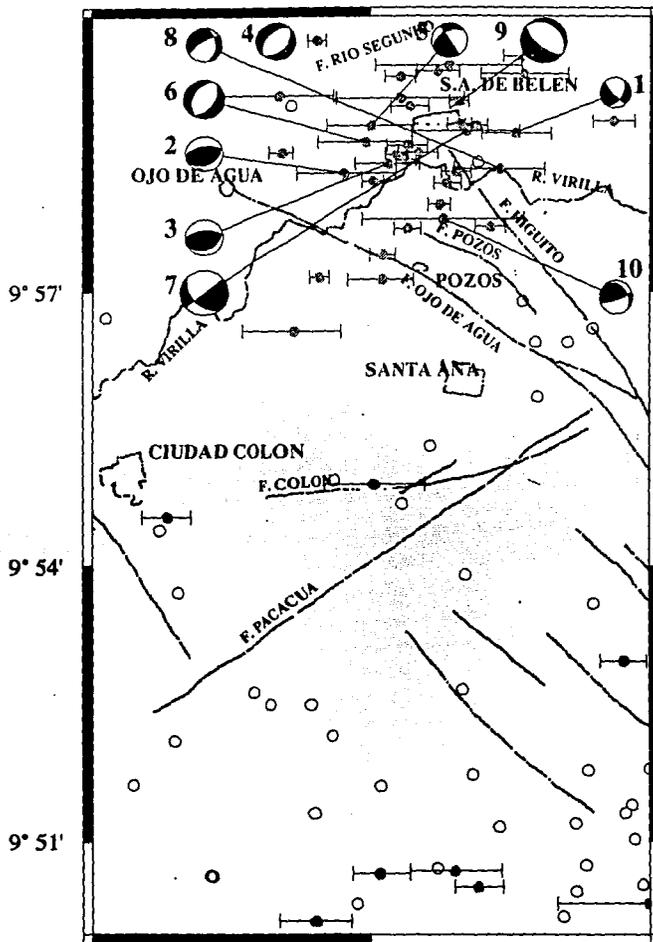
tipo inverso, estos no muestran gran correlación con el fallamiento de ese sector. El mecanismo N° 10 corresponde con el evento de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 ($M_d=5.7$), fue elaborado con 21 polaridades, es transcurrente con alta componente inversa. La solución obtenida es consistente con la de Harvard, excepto el plano NE que tiene diferente buzamiento. El plano que mejor ajusta con la distribución de ejes de esfuerzo es el NE el cual coincidiría con la Falla Cortezal.

Esta actividad fue ampliamente estudiada por MONTERO et al (1991), BARQUERO et al (1991), ARIAS y DENYER (1991) y De VICENTE et al (1992). Todos coinciden, al igual que este estudio, en que hubo movimiento en gran cantidad de pequeñas fallas de muy diversos tipos y direcciones. De la tabla 2 y la figura 7 se concluye que el fallamiento de tipo compresivo fue significativo en la zona y que la presión que indujo el movimiento de las fallas y el fracturamiento cortical fue muy horizontal y de orientación NNO-NNE. ARIAS y DENYER (1991) y DE VICENTE et al (1992) concuerdan en que el enjambre fue una consecuencia directa de una compresión N10-20E derivada de un modelo simple de subducción.

3:4 Oeste de San José (Z 4)

Al igual que en todas las zonas anteriores la tendencia de las fallas es noroeste, excepto aquellas ubicadas al sur de Santa Ana y Ciudad Colón cuya orientación es E-O y NE (fig. 8). El sistema más importante es aquel localizado al norte de Santa Ana. Fallas más pequeñas se localizan al sureste de Santa Ana. Estructuralmente la zona es muy compleja, específicamente en el sector San Antonio de Belén-Ojo de Agua donde converge el sistema de fallas proveniente del SE, el alineamiento Río Segundo, la falla ubicada al SE de Alajuela (fig. 6) y los lineamientos Virilla NE y SEE. Es oportuno recalcar que aquí termina el sistema de lineamientos del flanco NO de la Cordillera de Talamanca.

La sismicidad ($3 \text{ km} < p < 30 \text{ km}$; $pp = 11.59 \text{ km}$; $2.1 < \text{mag.} < 4.4$) está muy dispersa en el sur del área y por tanto, es muy difícil determinar las fallas causantes de los sismos. Entre San Antonio de Belén, Ojo de Agua y Pozos de Santa Ana se observa un grupo de sismos dentro de un complejo sistema de fallas; la distribución de tales eventos permite inferir que más de una fuente estaría interviniendo en la generación de los sismos, esto por cuanto claramente se observan subgrupos de sismos separados espacialmente.



-84° 15' -84° 12'

FIG. 8 SISMICIDAD AL OESTE DE SAN JOSE. AL NORTE DE LA FIGURA SE APRECIA LA COMPLEJA SISMICIDAD DE SAN ANTONIO DE BELEN-OJO DE AGUA, LA CUAL OCURRE EN LA ZONA DONDE CONVERGEN FALLAS DE DIRECCION NO Y NE.

En la tabla 3 se resumen los datos de localización y del mecanismo focal de algunos sismos de esta zona. Los valores de la dirección del eje de presión para los diversos eventos indican una compresión de sur a norte, ligeramente desviada hacia el oeste.

Tabla 3 Datos de mecanismos del Oeste de San José

N°	Fecha	Hora	Lat	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Ertp	Cob
1	031192	21:17	9,978	84,174	5,2	2,8	0,3	0,5	0,5	0,9	57
2	271192	11:04	10,025	84,205	2,9	3,2	0,31	0,6	0,7	1,3	52
3	080193	10:18	9,973	84,197	12,8	3,2	0,22	0,4	0,5	1,3	49
4	080193	10:32	10,004	84,217	5,5	3,3	0,35	0,6	0,9	1,2	47
5	080193	11:01	9,98	84,2	14,4	3,1	0,26	0,5	0,7	1,2	118
6	100193	20:03	9,977	84,201	6,8	3,5	0,26	0,5	0,8	0,9	118
7	200193	04:16	9,979	84,183	11,6	3,7	0,35	0,6	0,9	2,0	57
8	120293	17:25	9,972	84,177	6,2	3,1	0,23	0,4	0,6	0,7	51
9	130293	06:00	9,979	84,174	14,1	4,1	0,23	0,7	1,3	1,8	118
10	130293	07:01	9,963	84,187	17,9	3,1	0,23	0,8	1,4	2,0	111
N°	Az	Buz	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	1,7	46	-54	346,7	64,5	252,1	4,53	9	0	36	A
2	61,1	36,2	72,9	343,2	9,9	209,6	75,9	9	0	8	A
3	63,3	31,5	70,6	347,3	14,8	202,9	72	8	0	14	A
4	220	45	-90	0	90	310	0	9	0	2	A
5	330	90	46	106,7	18,9	216	44	9	0	1	A
6	34,2	50,2	-83,5	344,9	82,9	119,6	5	10	0	1	A
7	230	90	45	355,2	30	104,7	30	25	0	2	A
8	256,4	30,4	-80,1	173,7	14,9	13	74,2	10	0	153	C
9	310	25	-90	40	70	220	20	10	2	80	C
10	72,4	77	59,1	186,1	25,6	309,1	48,6	8	0	11	B

Los mecanismos 7 y 10 sugieren actividad en la falla Higuito, el N° 4 concuerda con la prolongación de la falla del sureste de Alajuela (Fig. 6) y otro (N° 5) con la Falla Río Segundo. La diversidad de mecanismos focales es consistente con la complejidad estructural pero aún así se indica que la litología del lugar favorece el fracturamiento multidireccional tal como propusieron MONTERO et al (1991), quienes arguyen que el terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 (MD=5,7) no produjo fracturamiento lineal sino fracturamiento en diversas direcciones debido al diaclasamiento columnar del manto ignimbrítico donde ocurrió el evento. La litología es muy similar en ambos lugares.

3:5 San José (Z 5)

Esta zona incluye la mayor parte de lo que ha denominado Valle Central de Costa Rica. Se escogió para mostrar las principales fuentes sísmicas que amenazan a la ciudad de San José, donde se concentra la mayor parte de la población del país.

El sur del área es un sector intensamente fallado (fig. 9) en el que se intersectan dos sistemas de fallas muy bien definidos: 1-el sistemas de fallas NO que incluye las fallas Guarco-Coris, Higuito, Aserri, San Antonio, Granadilla, Escazú, Paracito y Coronado, 2-el sistema de fallas NE que se compone de las fallas Tablazo, Salitral, las del flanco noreste de los Cerros de Escazú y Nubes. Este último sistema parece prolongarse a través de pequeños segmentos de falla al este de Tobosi, este de Cartago y Ochomogo.

Los temblores se ubicaron entre 1 y 30 km de profundidad (promedio = 12,3 km), su magnitud varió entre 2 y 4,8 grados. Al este de Escazú hay varios sismos que ilustran claramente la complejidad de ciertas áreas sísmicas y lo difícil que puede resultar la interpretación de la fuente si no se cuenta con suficientes criterios. Se ven en la fig. 9 siete epicentros muy cercanos unos de otros (los que se ubican en los extremos de los segmentos de las fallas Escazú, Higuito y San Antonio), tres de ellos se alinean con dirección N-S (los que están entre las fallas Higuito y San Antonio) y cuatro restantes hacia el NO. Justamente al oeste de ese grupo de epicentros y sobre la superficie de la ciudad de Escazú, hay un evento que no parece ser parte del grupo anterior y lo mismo se pensaría de otros eventos localizados más al sur del grupo analizado. Lo común de todos ellos es que se ubican en una zona de falla que termina al noreste de la ciudad antes mencionada. A primera vista, parece que no son las fallas del sistema las responsables de los eventos sino más bien otra de tendencia N-S, pero no se deduce lo mismo de los mecanismos focales pues éstos tienen diferentes soluciones en cuanto a la orientación de los planos, los que no concuerdan con la orientación de los alineamientos de los epicentros. De los mecanismos focales de Escazú se podría inferir movimiento transcurrente-inverso de dirección NO.

En julio y noviembre de 1994 se registró actividad sísmica entre San Miguel e Higuito de Desamparados. Algunos eventos de este enjambre se relocalizaron, concordando su ubicación con el alineamiento noroeste de los sismos localizados cerca de la traza de la Falla Coris. Por lo anterior, es posible

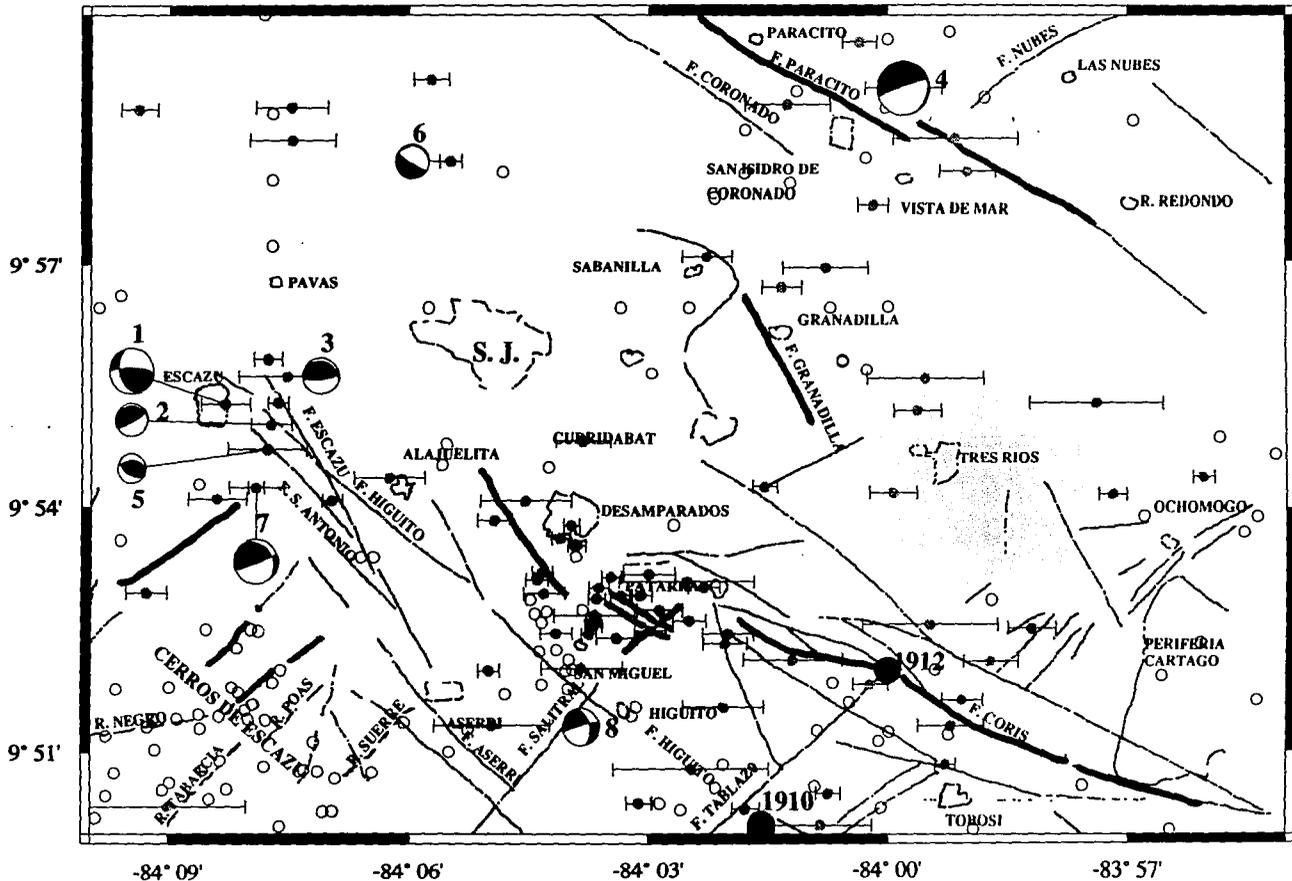


Fig 9 SISMICIDAD ALREDEDOR DE SAN JOSE. DESTACAN LOS AGRUPAMIENTOS SISMICOS EN LOS CERROS DE ESCAZU Y CERCA DE SAN MIGUEL-HIGUITO. TAMBIEN SOBRESALE UN INTERESANTE GRUPO DE SISMOS, Y SUS RESPECTIVOS MECANISMOS FOCALES, AL ESTE-SURESTE DE ESCAZU. LA CURVA ENTRE SAN JOSE Y LA FALLA GRANADILLA ES UN CONTORNO QUE DEMARCA EL LIMITE DEL AREA METROPOLITANA. S.J. SE REFIERE AL CENTRO DE LA CIUDAD CAPITAL.

que las pequeñas fallas al suroeste de Patarrá y Desamparados sean una prolongación de la Falla Coris y que fueran ellas las que se movieron durante dicho enjambre.

Las trazas de la Falla Aserri y aquellas perpendiculares al eje longitudinal de los Cerros de Escazú, tienen alineamientos de epicentros asociados por lo que se consideran activas. Entre Tobosi y Patarrá se nota claramente el alineamiento de epicentros a lo largo de la fallas NO y NE, sobretodo en las que se extienden desde el sureste de Cartago hasta Patarrá-Curridabat, por un lado, y los segmentos al este de Tobosi, este de Cartago y Ochomogo, por el otro. Si bien es cierto el número de sismos es bajo, la correlación entre epicentros y fallas es buena por lo que se deduce que el sistema está activo. Hacia el norte, la Falla Paracito es la que presenta evidencia de actividad sísmica reciente por lo que se considera una falla activa; al norte de Pavas y cerca del mecanismo N° 6 hay varios sismos cuya fuente se desconoce. Será necesario hacer más estudios de campo para determinar posibles fallas en ese sector.

De las soluciones del mecanismo focal (tabla 4) se deduce una compresión de SO a NE (4 eventos) y otra de N a S (4 eventos). Acerca del tipo de mecanismo focal, tres fueron normales, tres inversos y dos transcurrentes.

Tabla 4 Datos de mecanismos focales de San José

Nº	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	031192	11:46	9,921	84,138	6,5	4,1	0,3	0,5	0,8	0,9	88
2	031192	11:51	9,917	84,129	11,3	3,0	0,13	0,3	0,3	0,8	102
3	031192	12:26	9,927	84,125	11,1	3,3	0,36	0,7	0,8	2,1	105
4	021292	21:03	9,975	84,000	17,8	4,8	0,22	0,6	0,7	1,0	108
5	231292	11:39	9,912	84,129	12	2,6	0,14	0,4	0,4	0,8	124
6	300193	18:31	9,971	84,092	16,2	3,4	0,29	0,9	1,4	1,3	114
7	160993	23:17	9,904	84,132	13,5	4,0	0,26	0,4	0,5	1,0	52
8	291094	05:37	9,867	84,064	6,6	3,3	0,3	0,5	0,8	0,5	43
Nº	Az.	Buz.	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	51,9	55,6	77,8	359,6	75,9	133,3	9,9	13	2	11	A
2	58,2	80,2	79,8	156,9	34,4	316	53,8	10	0	40	B
3	82,3	75,2	79,7	180,7	29,5	338,3	58,5	9	0	3	A
4	250,4	85	-85	165,9	49,7	335,8	39,8	10	0	3	A
5	272,9	42,3	67,4	198,7	4,8	91,3	74,2	7	0	10	B
6	120,9	80	-84,9	37,1	54,7	206,5	34,9	8	0	19	B
7	180	60	-90	90	75	270	15	10	0	1440	C
8	252,7	83,6	-39,6	29,9	0,87	120	9,96	17	0	19	A

Este análisis ha permitido conocer con mayor precisión las causas de la sismicidad observada desde hace varios años en esta zona, donde MONTERO y MORALES (1988) ubicaron los sismos históricos de 1910 (M=5,0) y 1912 (M=5,6).

3:6 Volcán Irazú (Z 6)

Esta zona comprende el macizo del Volcán Irazú y parte del Turrialba.

El fallamiento de la zona se ubica principalmente en el flanco sur del Volcán Irazú (fig. 10). Se compone de dos pequeños sistemas casi perpendiculares entre sí. Un sistema es el conjunto de lineamientos al sur de Pacayas y Capellades, de orientación este-oeste aproximadamente y el otro, los lineamientos de tendencia norte-sur entre Cot y la cima del Irazú. PANIAGUA et al (1993) ubican pequeñas fallas de rumbo NE entre ambos volcanes y una falla de orientación casi este-oeste que atraviesa el cráter principal del Irazú.

Sísmicamente, la zona es de baja actividad pero de gran importancia por los enjambres que en ella ocurrieron en 1982 y 1991. Para el primero, GÜENDEL (1985) propuso una solución de falla inversa. El último inició luego del evento del 22 de diciembre de 1990 en la zona de Puriscal y es el mejor documentado hasta la fecha; la actividad se concentró en los alrededores del cráter sin un alineamiento particular y se estimó que afectó el sistema hidrotermal (BARQUERO et al, 1992). La magnitud de los eventos generados durante los enjambres varía desde 1 a 4,2 grados y su profundidad entre 0 y 15 km.

Epicentros de sismos relocalizados sugieren un lineamiento N-S al este del cráter del Irazú (rectángulo) y otro EN, entre ambos volcanes. Es probable que también la falla que al noroeste del Volcán Turrialba, cerca de la cima, haya generado sismos recientemente.

Tabla 5 Datos del mecanismo focal de Irazú

N°	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	02/11/92	04:52	9,887	83,766	6,2	3,4	0,21	0,4	0,4	0,7	39
N°	Az.	Buz.	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	60,3	72,8	-58,4	7	51,7	126,8	21,5	12	0	5	A

El mecanismo focal indica compresión de SO a NE.

Temblores históricos de 1910 (M=5,5) y 1941 (5,8) fueron ubicados por MONTERO y MORALES (1988) en esta zona.

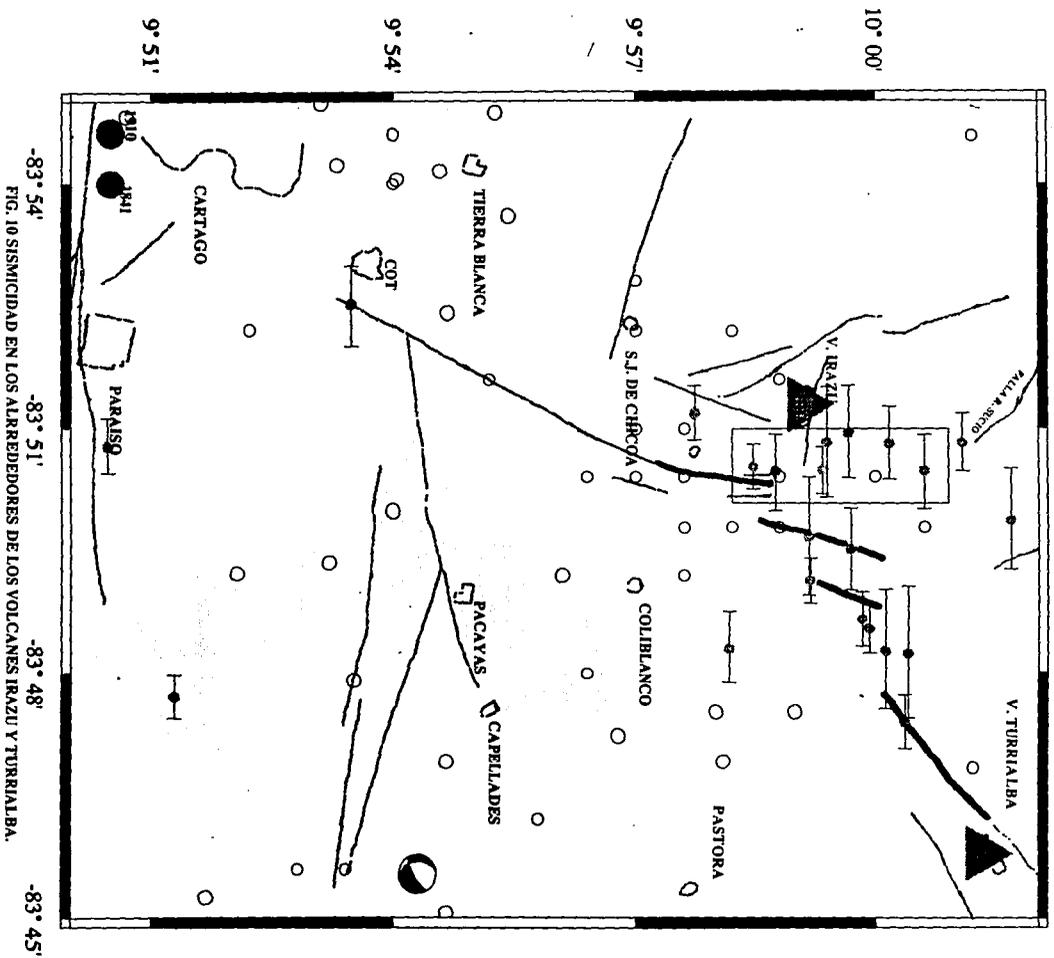


FIG. 10 SISMICIDAD EN LOS ALREDEDORES DE LOS VOLCANES IRAZU Y TURRIALBA.

3:7 Area correspondiente a la hoja topográfica Tucurrique (Z 7)

Desde el punto de vista sísmico la zona no es muy interesante y esto debido a que la sismicidad ($1 \text{ km} < p < 30 \text{ km}$; $pp = 16,4 \text{ km}$; $2 < \text{mag.} < 4,7$) no solo tiene un índice muy bajo sino que además está muy dispersa (fig. 11), lo cual dificulta extraer conclusiones sobre lineamientos. Los sismos cerca de la Falla Pacuare indican cierto nivel de actividad en ella. El alineamiento de sismos entre Tucurrique y Juan Viñas podría indicar la prolongación de la Falla Tucurrique hacia Juan Viñas.

Esta zona es muy estable sísmicamente, ni siquiera los importantes temblores de Pejibaye de Turrialba (julio de 1993) han inducido sismicidad en ella.

3:8 Area correspondiente a la hoja topográfica Candelaria (Z 8)

El fallamiento de la zona está orientado tanto al noreste como al noroeste, se compone de fallas relativamente grandes. La gran Falla Candelaria atraviesa por el centro de la zona (fig. 12), es una de las más grandes e importantes del área estudiada y su movimiento es transcurrente según ARIAS y DENYER (1990b).

La mayor parte de sismos graficados ($1 \text{ km} < p < 30 \text{ km}$; $pp = 11,21 \text{ km}$; $1,7 < \text{mag.} < 5,0$) ocurrieron simultáneamente con la secuencia de temblores que en 1990-1992 afectó a la región de Puriscal y se analizaron en la fig. 7; es probable que el campo de esfuerzos local que originó el enjambre referido haya activado fallas de esta zona las cuales, como se ve en la figura, no han sido mapeadas (no hay trazas de falla donde se ubican los sismos). De no ser por estos sismos, la zona se vería como una de muy baja sismicidad. En las inmediaciones de las fallas Venado, Tigre, Tulín, Zapatón y Candelaria se observa muy poca actividad. Más activos son los pequeños segmentos paralelos a la Falla Candelaria (a la derecha de ella en la fig. 12). Al sur de Bajo Badilla se encuentra la Falla Badilla, evidenciada por los epicentros localizados a su izquierda. En términos generales, hay baja correlación entre la sismicidad y el fallamiento. Al oeste de esta zona ocurrió, en 1924, el conocido Terremoto de Orotina

El mecanismo N° 1 indica compresión NE-SO (tabla 6) y el N° 2 de oeste a este. El N° 3 es de tipo normal, se le asignó calidad C por el pobre control de los planos, que permite se generen muchas soluciones.

No obstante, la distribución de polaridades favorece un fallamiento en esa dirección.

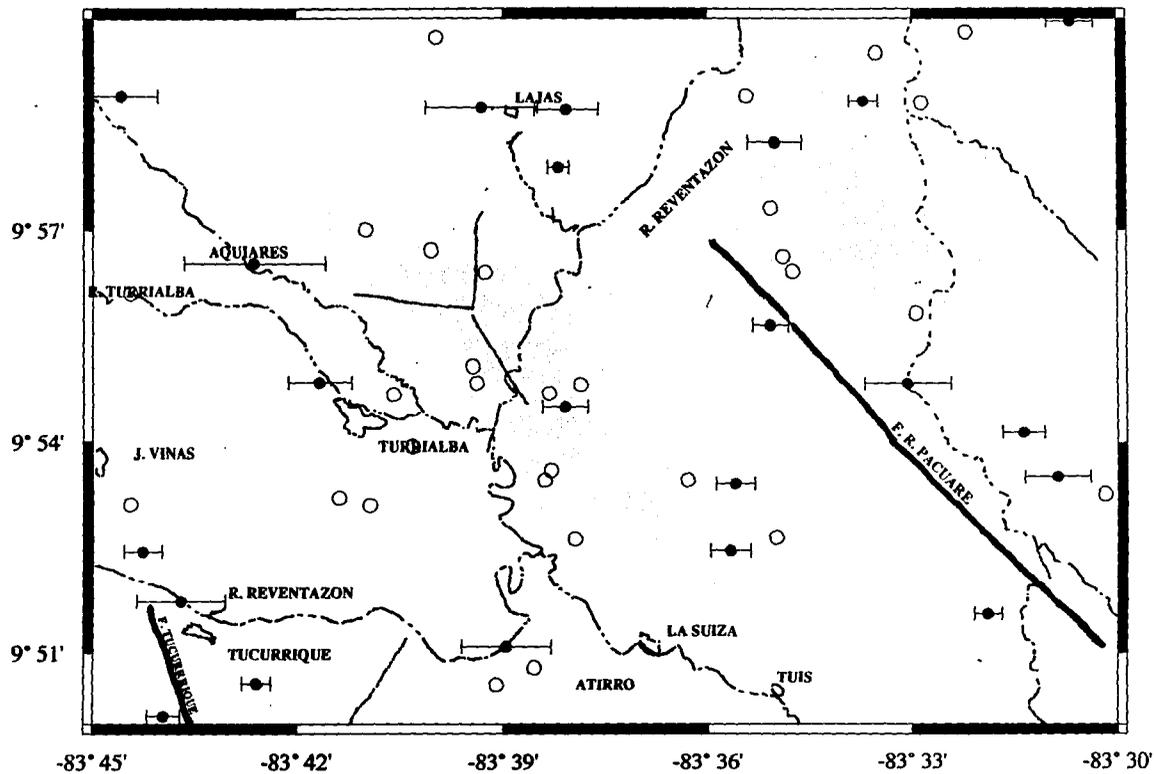


FIG. 11 SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA TUCURRIQUE. SE OBSERVA Poca ACTIVIDAD Y EPICENTROS UBICADOS CERCA DE LOS RIOS (LINEAS A TRAZOS).

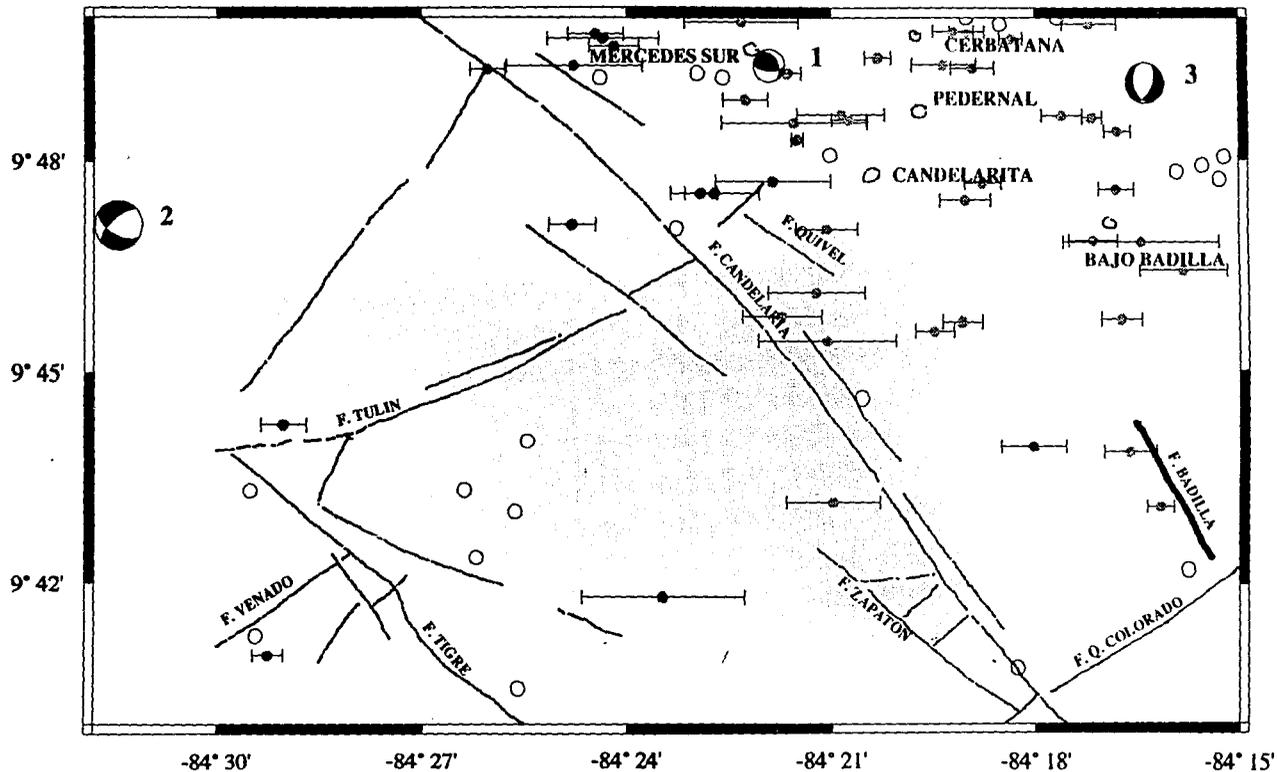


FIG. 12 SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA CANDELARIA. LA MAYORIA DE LOS SISMOS AQUI UBICADOS OCURRIERON SIMULTANEAMENTE CON EL ENJAMBRE SISMICO DE PURISCAL (MAYO A DICIEMBRE DE 1990).

Tabla 6 Datos de mecanismos focales de Candelaria

N°	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	090293	03:07	9,822	84,365	7,3	2,8	0,35	0,7	0,8	0,8	49
2	260994	22:40	9,785	84,524	28,1	4,3	0,27	0,9	1,3	1,6	23
3	240595	07:13	9,818	84,273	15,5	3,5	0,35	0,7	0,9	1,8	36
N°	Az.	Buz	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	330,9	41,4	139,1	207,6	13	318,2	56,8	9	0	3	A
2	120,3	54,6	-29,8	89	44,1	352,1	7,1	21	1	6	A
3	23,5	57,4	-66	342,73	67,73	96,55	9,39	20	0	81	C

3:9 Area correspondiente a la hoja topográfica Carraigres (Z 9)

El fallamiento ha sido muy bien estudiado y descrito en ARIAS y DENYER (1990a), aquí solamente se menciona que hay dos sistemas muy bien definidos que son: 1- El fallamiento NO-SE y 2- El fallamiento NE-SO (fig. 13). El extremo derecho de la fig. 13 muestra una zona sumamente fracturada, lo anterior no por el fallamiento trazado sino por la gran cantidad de sismos que allí ocurren.

Los rangos de magnitud y profundidad de los sismos son 1,2-4,9 grados y 1-30 km respectivamente, el promedio de la profundidad de los temblores es 12,7 km. Casi todas las fallas tienen sismicidad en su cercanía, pero sobresalen las fallas Resbalón, Salitral, Tablazo, Patio de Agua y la Falla Corralillo. Las de rumbo noreste, principalmente aquellas entre San Gabriel y Corralillo, muestran mucha actividad. Llama la atención los conspicuos alineamientos E-O de los ríos Santa Elena y Tarrazú, que dicho sea de paso, no fueron propuestos como fallas por Arias y Denyer (1990). Se observa mucha sismicidad cerca de ellos pero más parece originarse en la Falla Corralillo (MONTERO en DENYER y KUSSMAUL, 1994).

Pese a la cantidad de sismos que contiene la fig. 13, lo graficado solo es una buena muestra de lo que ocurre allí. En la estación sismológica La Lucha (fuera de la figura, coordenadas 9°:44,49-84°:00,32), de la RSN, se registran continuamente muchos microsismos que no pueden ser localizados por no registrarse en otras estaciones. Lo anterior amerita la instalación de una red portátil en los alrededores de la Lucha para determinar con precisión las pequeñas fallas activas, hacer más inversiones de datos para obtener mecanismos focales y averiguar algo más sobre el esfuerzo que actúa allí, el cual no solo ha fracturado intensamente las rocas sino que en la actualidad genera gran actividad sísmica. En la tabla 7 no se han incluido los mecanismos N° 4 y N° 5 porque no fueron hechos por el autor sino que se tomaron de informes

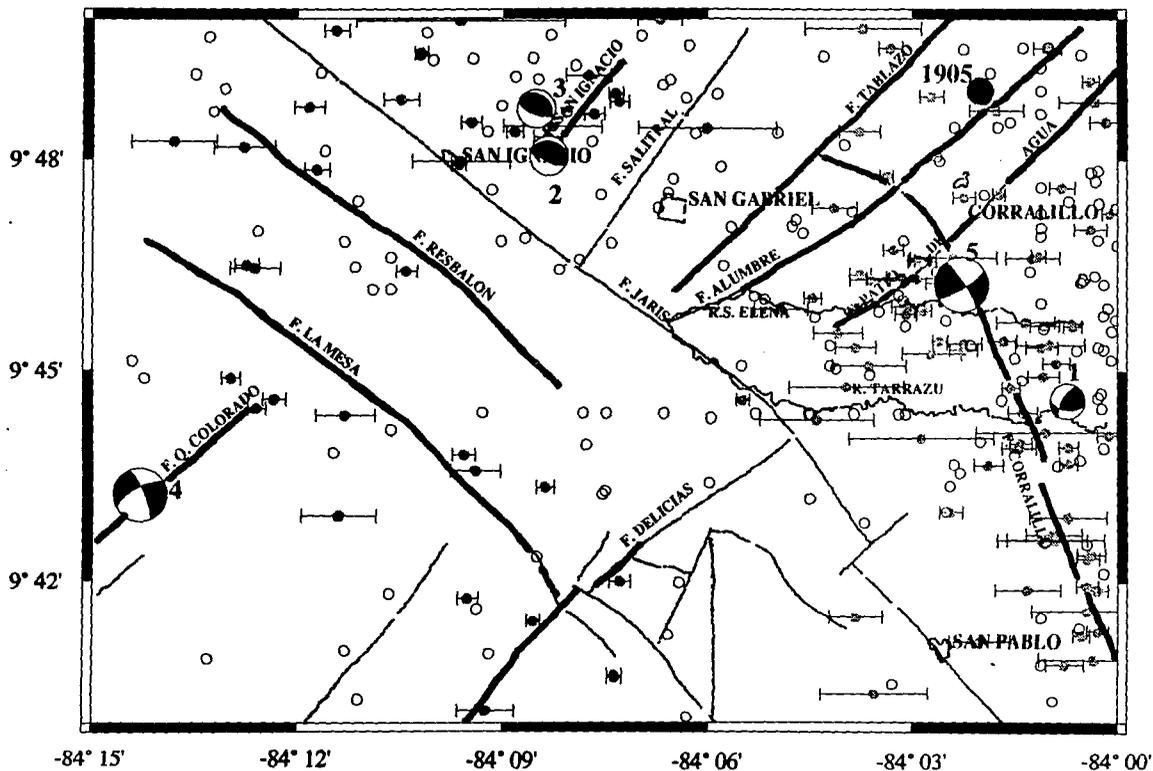


FIG. 13 SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA CARAIGRES. SE APRECIAN MUY BIEN DOS SISTEMAS DE FALLAMIENTO UNO NE Y OTRO NO. LA SISMICIDAD ES ABUNDANTE EN EL EXTREMO ESTE DE LA FIGURA. ESTA ZONA JUNTO CON LA DE TAPANTI SON LAS DE MAYOR SISMICIDAD EN TODA EL AREA DE ESTUDIO.

de la Red Sismológica Nacional (RSN). Los mecanismos incluidos en la tabla sugieren una compresión de norte a sur, con inclinación inferior a 20°.

Tabla 7 Datos de mecanismos focales de Caragres

Nº	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	12/11/92	08:33	9,745	84,013	14,9	3,1	0,27	0,8	0,6	2,1	32
2	05/01/94	22:49	9,801	84,139	13,9	3,4	0,31	0,7	0,7	1,7	84
3	11/01/94	03:25	9,812	84,142	16,8	3,5	0,21	0,6	0,5	1,1	42
Nº	Az.	Buz	Ad	Ep	lp	Et	lt	Pol	Epol	Sols	Q
1	97,6	51,1	145,6	331,5	7,6	70,3	49	8	0	1	A
2	284,4	25,5	78,3	203,2	20	38,5	69,4	7	0	72	C
3	110,4	65,4	79	208,6	19,7	359,5	67,7	9	0	26	A

Los mecanismos inversos y trascurrentes dominan en la zona. El mecanismo de la Falla Quebrada Colorado es una buena muestra de correlación entre un mecanismo focal y una falla geológica; el plano noroeste del mecanismo aproxima muy bien al rumbo de la falla, la que sería trascurrente con componente normal. El N° 5 es un mecanismo compuesto obtenido con la sismicidad asociada al sismo del 8 de agosto de 1991 y fue ubicado en el punto donde ocurrió el evento principal. MONTERO en: DENYER Y KUSSMAUL (1994) atribuye este evento a la Falla Corralillo (fig. 13).

3:10 Area correspondiente a la hoja topográfica Tapantí (Z 10)

En la parte norte del área (fig 14) están trazadas las principales fallas del sureste de Cartago y la sección inicial del Sistema de Fallas Guarco-Coris que se extienden desde el sureste de Cartago hasta el sureste de San José y constituyen la primera sección de un sistema mayor que corre por el flanco noroeste de la Cordillera de Talamanca, y en algunos tramos, al pie de ella. Son fallas de rumbo casi este-oeste excepto la Falla Navarro que se orienta un poco más al suroeste; perpendicular a ésta hay otro sistema de orientación NNO en el que destaca la Falla Orosi-Aguacaliente, la que comienza al este de Tapantí y el alineamiento del Río Taus. En el sur, el fracturamiento cortical es intenso también y de tendencia NS en la esquina suroeste del área y NE en la sureste.

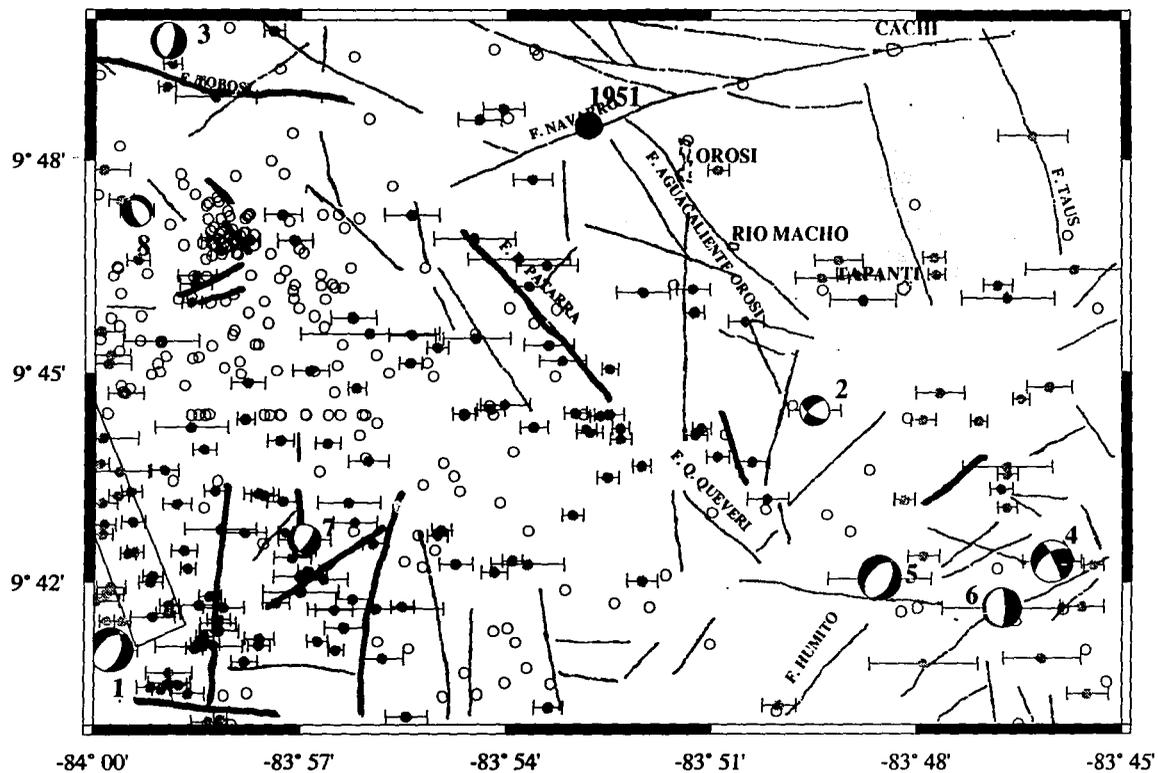


FIG. 14 SISMIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA TAPANTI. NOTESE EL INTENSO AGRUPAMIENTO DE SISMOS EN EL EXTREMO OESTE DE LA FIGURA. UN SISMO HISTORICO HA SIDO UBICADO EN ESTA ZONA.

En esta zona ha habido y hay gran actividad sísmica ($1 \text{ km} < p < 30 \text{ km}$; $pp = 12,53$; $1,1 < \text{mag.} < 4,6$). Tal actividad se concentra principalmente en el extremo izquierdo del área (fig. 14), concordantemente con pequeñas fallas de la zona. Según alineamientos de epicentros, se confirma que las siguientes son fallas activas: Falla Río Patarrá, la ubicada al norte de la Falla Quebrada Queveri, las ubicadas en la esquina inferior izquierda de la figura, Tobosi y aquellas cercanas al mecanismo N°8. Se propone una falla de rumbo noroeste como fuente de los sismos encerrados en la pequeña área ubicada en la esquina inferior izquierda del área. Las fallas mejor conocidas de esta zona, a saber: Navarro, Aguacaliente y el tramo inicial del sistema Guarco-Coris, no muestran gran actividad. No obstante, MONTERO y MORALES (1988) ubicaron el sismo histórico de 1951 ($M=5,0$) cerca de la Falla Navarro.

En la tabla 8 se resumen algunos datos de los mecanismos focales de esta zona. Los ejes de presión y tensión tienen variadas orientaciones e inclinaciones lo cual podría indicar que además de los esfuerzos regionales, un patrón de esfuerzos locales podría estar jugando un papel importante en la generación de estos sismos. La verticalidad en el eje de presión de algunos mecanismos podría sugerir levantamientos en la Cordillera de Talamanca, lo cual es muy factible.

Tabla 8 Datos de mecanismos focales Tapanti

N°	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	130692	10:34	9,684	83,996	1,4	3,9	0,26	0,5	0,5	1,1	16
2	181192	11:04	9,741	83,825	7,6	2,7	0,25	0,5	0,5	1,0	9
3	190393	13:24	9,837	83,966	15,9	3,2	0,21	0,8	0,6	1,4	60
4	070593	17:13	9,705	83,767	3,8	3,7	0,28	0,6	0,5	0,8	15
5	140793	13:42	9,701	83,809	6,7	3,9	0,59	0,2	1,4	2,0	14
6	140793	18:51	9,694	83,779	10,5	3,5	0,55	1,3	1,0	3,7	10
7	240494	15:23	9,710	83,949	21,3	2,9	0,17	0,5	0,5	1,0	47
8	270894	23:58	9,788	83,990	6,2	2,7	0,13	0,4	0,2	0,3	42
N°	Az.	Buz.	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	227,1	42,3	-67,4	228,7	74,2	121,3	4,8	23	1	5	A
2	122,4	60,5	-28,3	86,5	39,8	353,8	3,2	8	1	28	A
3	12,3	65,1	-84,5	293,5	69,4	98,2	19,9	8	0	20	A
4	236,9	56,4	-10,3	200,2	29,8	100,3	16,7	25	1	1	A
5	224,9	45,9	-76	215	80	305	00	14	0	7	A
6	1,3	75,1	-84,8	313,3	49	153,3	39,3	19	1	24	A
7	36,1	67,5	-62,8	344,3	58,4	106,3	18,1	9	0	1	A
8	161,2	62	-67,2	111,9	65,2	234,8	14,1	8	0	224	B

Los mecanismos focales tipo normal son los que predominan en la zona. Aquellos ubicados en la esquina inferior derecha de la fig. 14 concuerdan con el fallamiento NE observado. El N° 3 se asocia con la Falla Tobosi y el N° 5 con la Falla Humito.

3.11 Area correspondiente a la hoja topográfica Pejibaye (Z 11)

Fallas reconocidas [BARQUERO y PERALDO (eds), 1993] en la zona son: (fig. 15): 1-Falla Pejibaye: Se orienta al N50°E; buza 65° hacia el sureste y es de tipo normal, 2- Falla Atirro (F. Tucurrique + F. Turrialba): es de rumbo N40°O, aparentemente es de tipo normal y se bifurca formando la Falla Tucurrique y la Falla Turrialba 3-Falla Cacao-El Gato: es paralela a la Falla Atirro, de desplazamiento normal y de alto ángulo, 4-Falla Danta: la conforman los alineamientos de las quebradas Honda, Danta y Chanchera (hoja topográfica Pejibaye 1:50,000), es perpendicular a la Falla Atirro y de tipo normal. El fallamiento de desplazamiento normal ha sido propuesto por VALDEZ y MORA (1985) en BARQUERO y PERALDO (eds), 1993

La sismicidad ($1 \text{ km} < p < 30 \text{ km}$; $pp = 11,21$; $1,4 < \text{mag.} < 5,6$) está asociada al evento principal de Pejibaye del 10 de julio de 1993, se localiza entre las fallas Tucurrique y Gata y se orienta preferencialmente en dirección SO-NE similar a la dirección de la Falla Danta. No obstante, los mecanismos focales sugieren que la falla Gata fue la que jugó el papel más importante en la generación de esta actividad sísmica. El mecanismo con fecha 08/07/93 [BARQUERO y PERALDO (eds), 1993] y el N° 3 se ubican en la misma traza de tal falla y forman una secuencia cronológica junto con los dos restantes fechados [BARQUERO y PERALDO (eds), 1993]. Todos ellos tienen en común un plano orientado hacia el NO consistentemente con el rumbo de la Falla Gata. Es posible que el evento principal haya inducido movimiento en la Falla Danta y por eso se observa un alineamiento de epicentros en esa dirección. Se nota cierto nivel de actividad en las fallas Pejibaye, Tucurrique y aquella localizada cerca de la esquina inferior izquierda del área.

Al sur del área se observa actividad previa al evento de Pejibaye, está muy dispersa y no ofrece por tanto ninguna idea sobre posibles fallas.

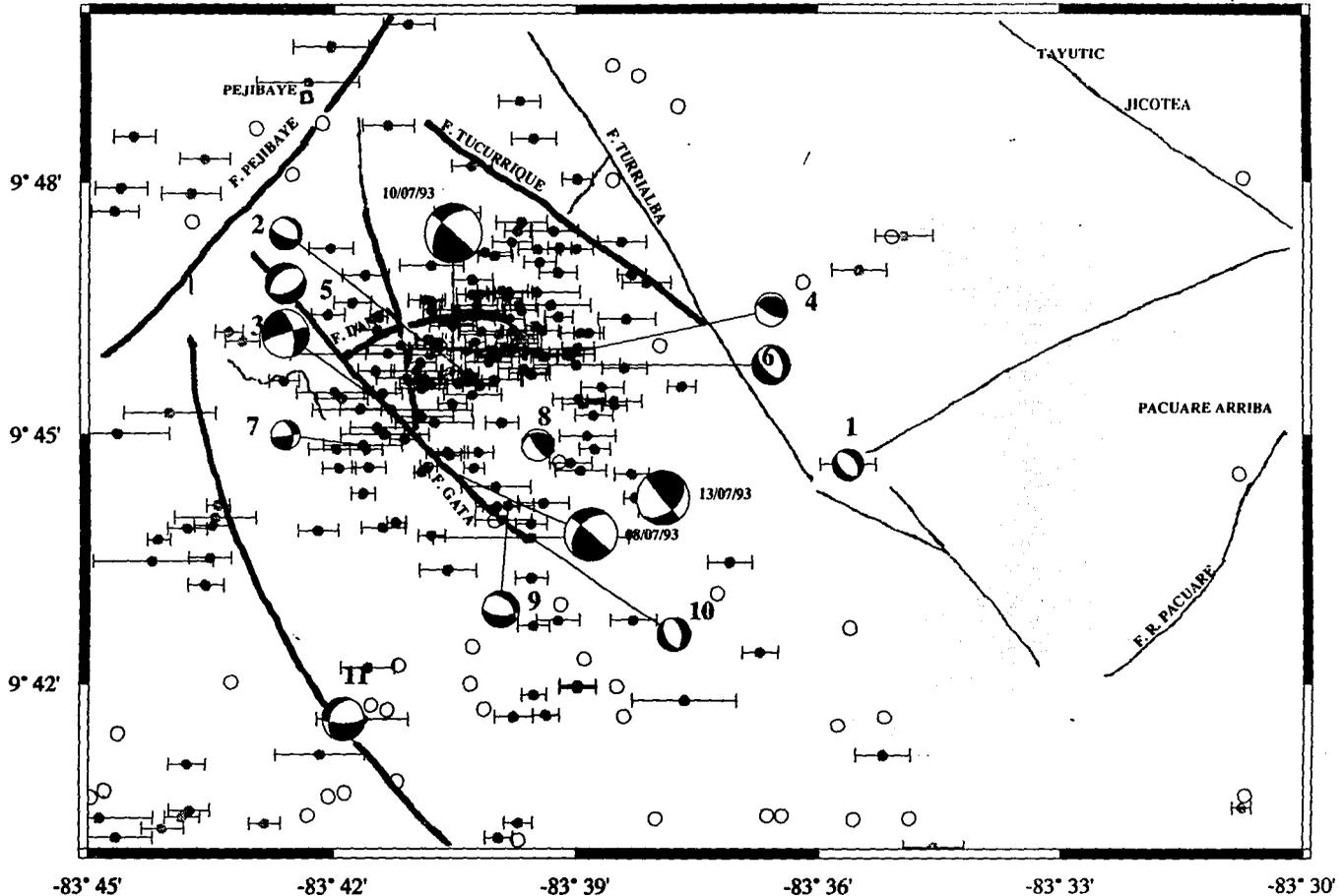


Fig. 15 SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA PEJIBAYE. LA SISMICIDAD ES EN SU MAYORIA LA QUE SE ASOCIO AL SIMO DE PEJIBAYE EN JULIO DE 1993 Y COMO SE APRECIA, ESTA SE ORIENTA HACIA EL NORESTE. CERCA DEL AREA DE MAYOR CONCENTRACION DE SIMOS SE OBSERVA FALLAMIENTO DE ORIENTACION NOROESTE. LOS MECANISMOS FICHADOS SON DE LA RSN Y APARECEN EN BARQUERO y PERALDO (eds), 1993.

Tabla 9 Datos de mecanismos focales de Pejibaye

Nº	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	131192	05:35	9,744	83,594	14,9	2,8	0,18	0,5	0,4	0,8	73
2	080793	23:49	9,761	83,671	13,5	2,9	0,18	1,0	0,5	1,2	239
3	090793	02:00	9,755	83,688	15,7	4,3	0,47	1,2	1,4	2,0	3
4	100793	20:59	9,766	83,652	14,5	3,0	0,14	0,5	0,4	0,8	161
5	100793	21:26	9,766	83,697	14,8	3,0	0,3	1,0	0,9	1,4	3
6	110793	10:54	9,764	83,650	15,4	3,4	0,3	0,7	0,7	0	24
7	110793	22:35	9,748	83,694	15,4	2,7	0,20	0,8	0,4	1,0	70
8	180793	05:45	9,748	83,658	12,8	2,9	0,06	0,3	0,2	0,5	160
9	210793	04:34	9,736	83,664	14	3,3	0,15	0,5	0,3	0,6	70
10	160893	04:12	9,733	83,665	13,8	3,0	0,13	0,5	0,4	0,6	70
11	230993	17:03	9,693	83,694	11,7	3,6	0,35	0,8	0,7	2,1	3
Nº	Az.	Buz	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	325	-45,2	-82,9	320	85	50	0	8	0	2	A
2	330,4	24,8	-51,9	345,9	61,1	201,8	24,1	8	0	53	C
3	253,1	82,6	-29,1	206,3	25,7	303,4	14,5	21	0	76	C
4	269,5	22,3	62,7	200,4	24,6	45,42	63,2	9	1	13	B
5	68,3	50,7	-77	33,3	78,8	149,1	4,9	18	1	8	A
6	345,3	37,7	-65	359,3	72,0	237	9,7	24	4	19	A
7	347	50,7	-8,3	312,4	31,8	208,2	21,6	8	0	20	A
8	257,3	22,3	25,5	216,5	32,6	76	50,3	8	0	4	A
9	315,6	35,5	-53,9	323,1	65,2	200,2	14,8	11	0	84	B
10	348,3	50,7	-77	313,2	78,8	69,1	4,9	10	0	118	B
11	90,3	72,8	-58,4	37	51,7	156	21,5	23	1	9	A

Los mecanismos focales indican que el movimiento principal en las fallas que originaron los mayores temblores de Pejibaye, en julio de 1993, fue de tipo transcurrente con componente inversa.

3:12 Area correspondiente a la hoja topográfica Parrita (Z 12)

Es una zona de muy baja actividad sísmica superficial ($4 \text{ km} < p < 30 \text{ km}$; $pp = 20,75 \text{ km}$; $1,6 < mag. < 4,8$) y muy dispersa (fig. 16). Los rasgos topográficos no permiten identificar fuentes y no hay mecanismos focales que faciliten tal labor. Por lo anterior, esta zona no contribuye grandemente al entendimiento de la tectónica de la sección central de Costa Rica.

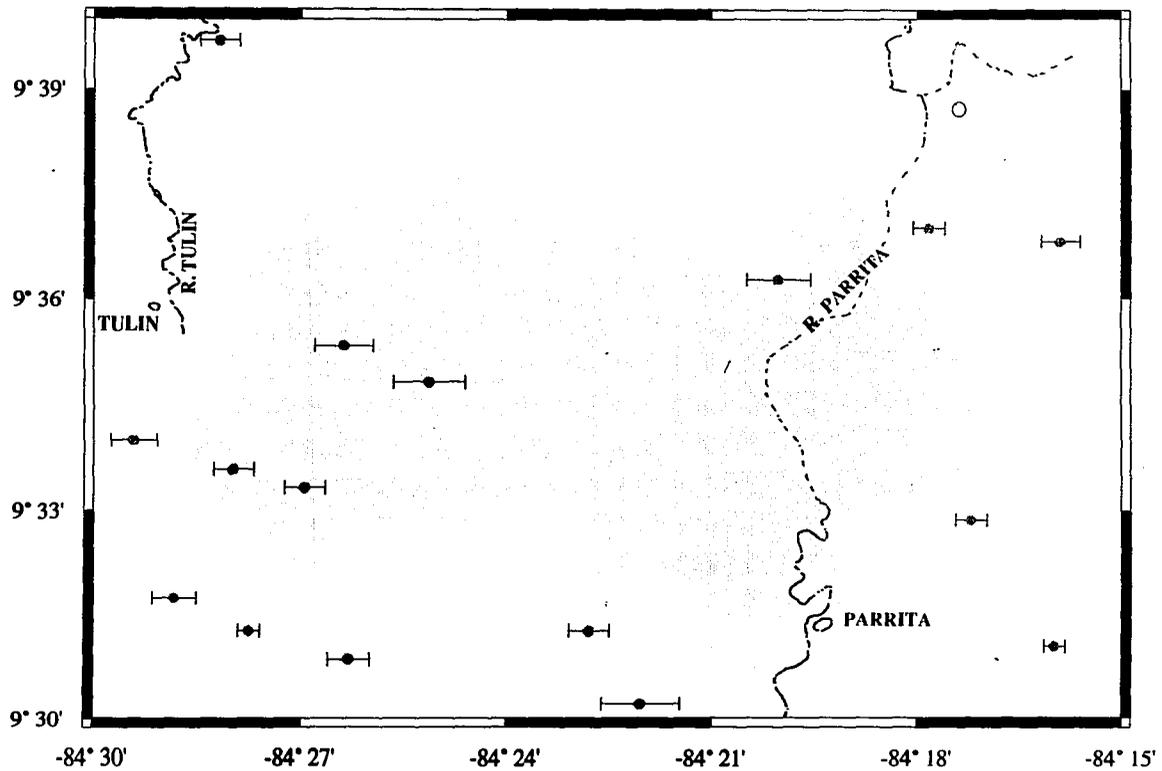


FIG. 16 SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA PARRITA. EL NIVEL DE ACTIVIDAD ES BAJO Y SIN ALINEAMIENTO PREFERENCIAL.

3:13 Area correspondiente a la hoja topográfica Dota (Z 13)

Los sismos ($1 \text{ km} < p < 30 \text{ km}$, $pp = 19,6 \text{ km}$; $1,7 < \text{mag.} < 4,1$) se concentran cerca de los alineamientos formados por los ríos, siendo los más importantes el Pirrís, Cañas y Naranjo (fig. 17). El Pirrís es desviado dos veces en forma muy brusca y en dirección NO-SE en concordancia con la orientación de las fallas Palo Seco y Nápoles. En la esquina superior derecha de la figura este río mantiene la orientación E-O.

La mayoría de las fallas son de rumbo noroeste. Las que presentan mayor evidencia de actividad reciente son: Palo Seco, Cañas y Nápoles. Se propone una falla en el área donde se han encerrado varios epicentros alineados en dirección noreste.

Una característica de la sismicidad de la Hoja Dota (*también Parrita*) es su mayor profundidad respecto a otras zonas; aquí ocurren muchos sismos con profundidades que oscilan entre los 20 y 30 km.

Tabla 10 Datos de mecanismos focales de Dota

Nº	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	100193	03:24	9,597	84,107	26,9	3,6	0,10	0,5	0,6	1,2	48
2	120193	20:39	9,606	84,113	22,3	3,3	0,13	0,3	0,5	1,4	49
3	230193	07:07	9,589	84,109	28	3,1	0,09	0,3	0,3	0,5	46
4	030893	10:03	9,542	84,172	30	4,0	0,4	1,2	1,5	0	26
Nº	Az.	Buz	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	216,8	72,6	42,2	339	14	82,2	41,6	8	0	8	A
2	23,5	58,7	60,3	134,3	9,1	242,7	63,2	9	0	1	A
3	180	30	-90	265	75	85	15	9	1	2	A
4	326	71,3	-23	287	28	192,5	10	24	3	6	A

De hecho casi todos los mecanismos focales corresponden a eventos de profundidad mayor a 20 km y es menos probable que tengan relación con lineamientos superficiales. Ellos indican fallamiento normal, transcurrente e inverso.

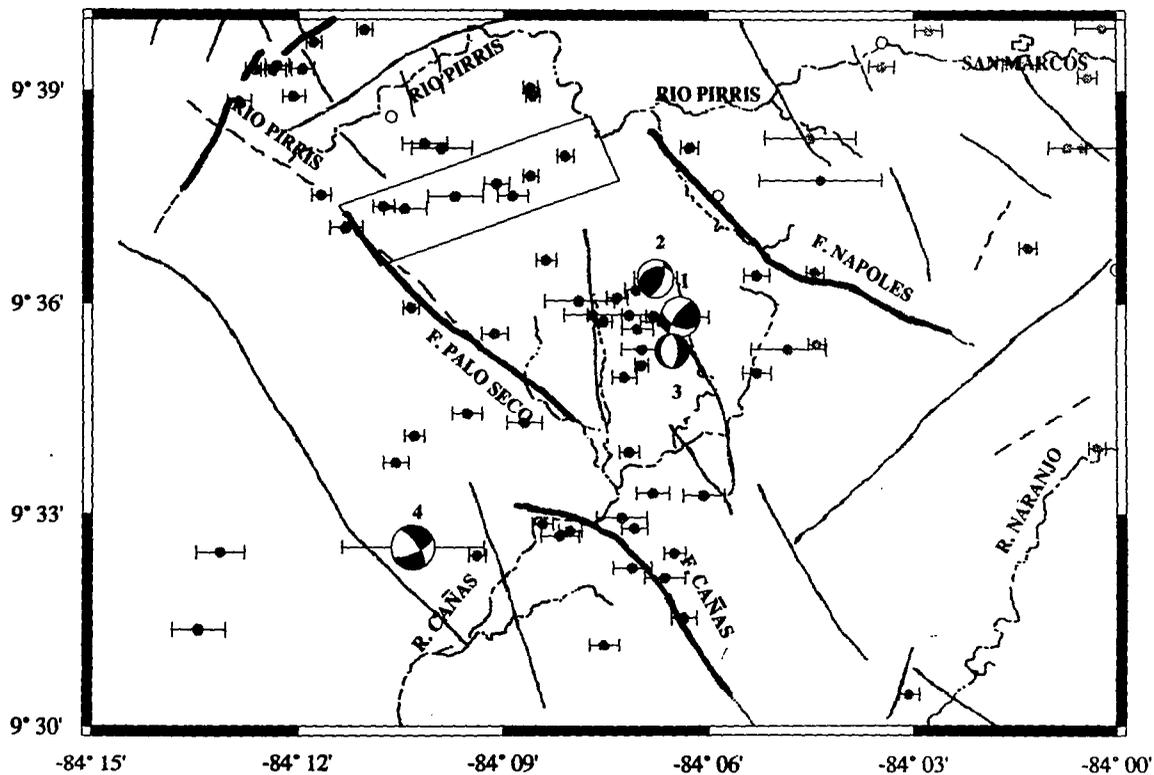


FIG. 17 SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA DOTA. SE OBSERVAN LOS BRUSCOS CAMBIOS EN LA DIRECCION DEL RIO PIRRIS Y LOS ALINEAMIENTOS DE LOS RIOS CAÑAS Y NARANJO, QUE TIENEN IMPORTANTE SISMICIDAD.

3:14 Area correspondiente a la hoja topográfica Vueltas (Z 14)

Al igual que en otras áreas, los temblores de ésta ocurren en un rango de profundidades que oscila entre 1 y 30 km, siendo su promedio 14 km. En cuanto a su magnitud, las mismas varían entre 1,6 y 4,8 predominando aquellos sismos con magnitudes entre 2 y 3.

En toda la zona se observa concordancia entre alineamientos sísmicos y alineamientos de ríos, o sea, casi todos los epicentros se localizan cerca del cauce de los ríos principales de la zona (fig. 18). Tal es el caso de los ríos Pirris, Brujo, Savegre y Grande de Orosí. Este último, por el evidente alineamiento sísmico cerca de él, es propuesto como una falla activa. En la esquina superior izquierda de la zona, la concentración de sismos podría indicar la presencia de una falla paralela al Río Pirris. Las áreas A, B, C y D, por los alineamientos epicentrales en ellas, sugieren fallas en sus respectivas direcciones. El Río Brujo parece estar en un fracturamiento SO-NE con ramificaciones laterales. En el tramo inicial del área D hay una falla de orientación noreste que coincide con el rumbo del Río Savegre en el extremo final de la misma y aparte de ello, se observan algunos epicentros en el principio, medio y final del área rectangular. Según lo anterior, el área estaría controlada por un fracturamiento principal de rumbo SO-NE.

3:15 Area correspondiente a hoja topográfica Cuericí (Z 15)

Se trata de una zona montañosa y de relieve muy abrupto que incluye una sección de la cresta de la Cordillera de Talamanca (fig. 19). Esta cordillera está constituida esencialmente por intrusivos ácidos: granodioritas, dioritas y granitos. Sin embargo, la sismicidad ($1 \text{ km} < p < 30 \text{ km}$; $pp = 9,52 \text{ km}$; $1,5 < \text{mag.} < 4,7$) ocurre en áreas cubiertas por lutitas, areniscas y calizas de las formaciones Uscari, Témbaba y Brito entre otras. Mientras las rocas plutónicas se comportan competentemente, las sedimentarias resultan frágiles ante los esfuerzos allí aplicados y se fracturan intensamente.

Esta zona se activó después del terremoto de Golfito en abril 1983 y generó un sismo de magnitud $M_s=6,1$ cerca de esta zona (al sur) y gran cantidad de réplicas que se ubicaron entre División y el Río Cuericí. Lo mismo ocurrió después del terremoto de Limón $M_w=7,6$ (BARQUERO y ROJAS, 1994), ocasión

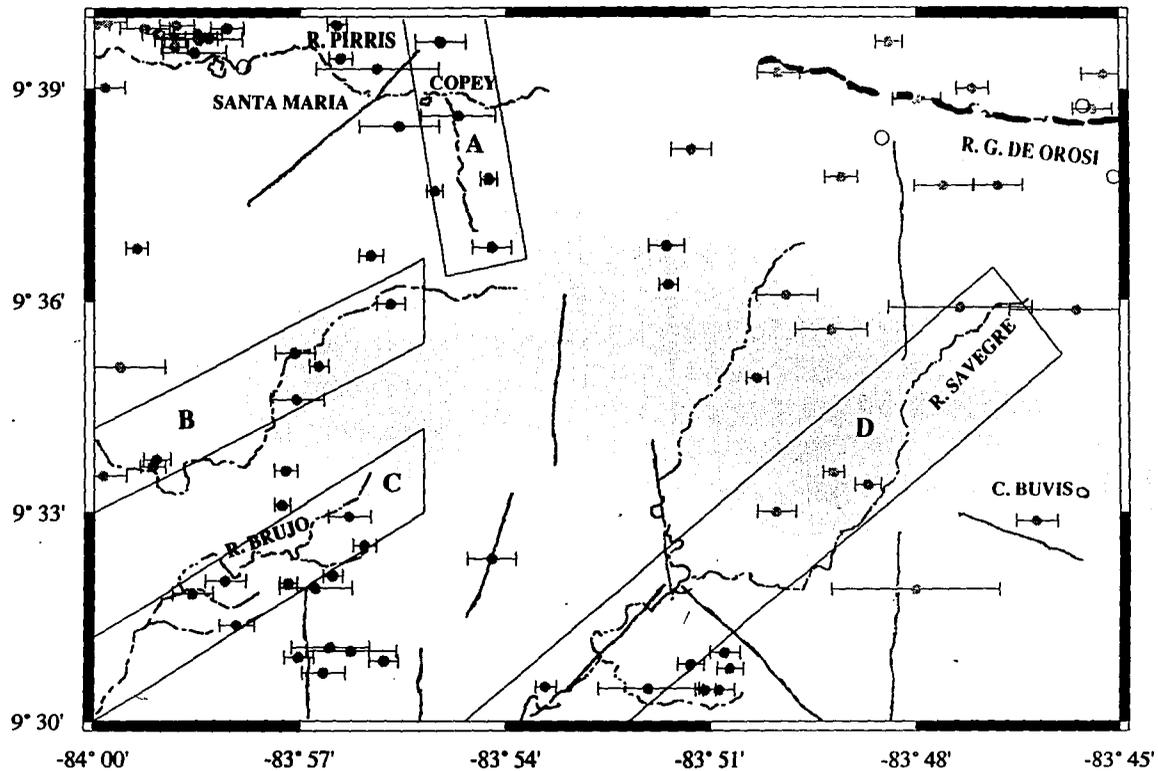


FIG. 18 SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA VUELTAS. LOS SISMOS SE AGRUPAN PRINCIPALMENTE CERCA DEL CAUCE DE LOS RIOS. A, B Y C SON POSIBLES LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES.

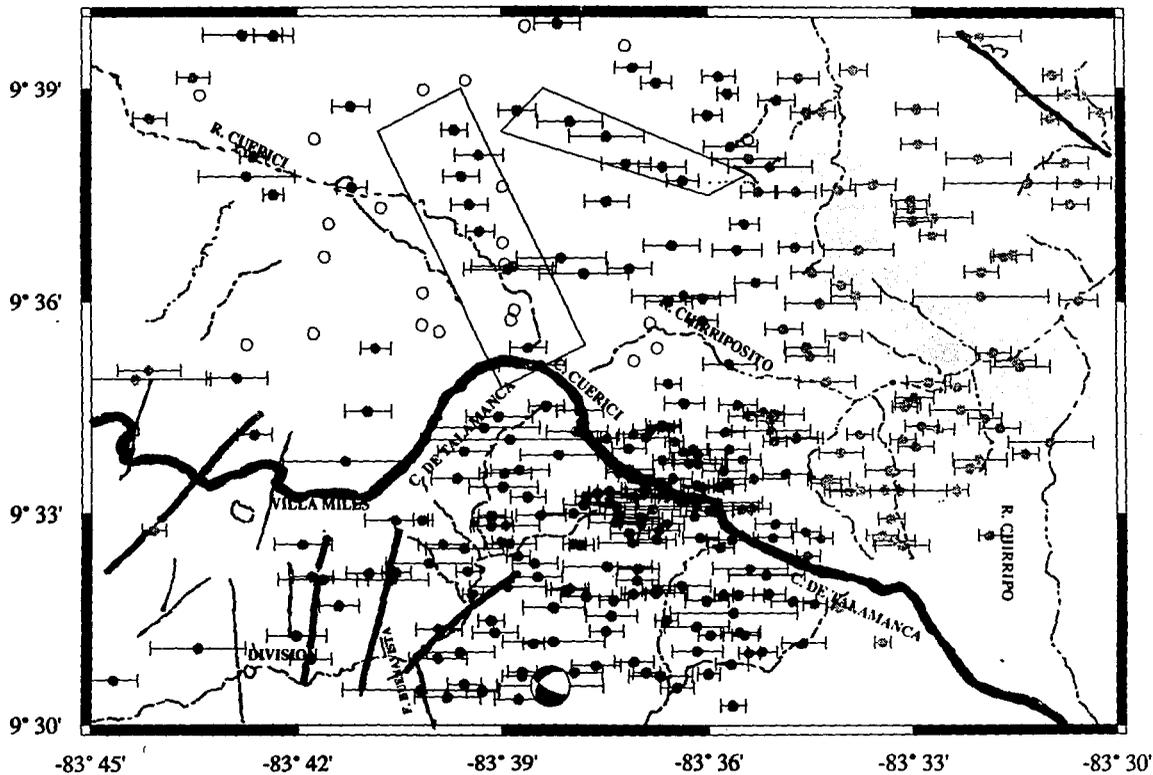


FIG. 19 SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA HOJA TOPOGRAFICA CUERICI. LA SISMICIDAD SE CONCENTRA EN LA CRESTA DE LA CORDILLERA DE TALAMANCA. LA LINEA CONTINUA REPRESENTA LA CRESTA DE LA CORDILLERA DE TALAMANCA.

en la que originó un sismo de magnitud 5,5 (al sur de la zona). También después del Terremoto de Cóbano (Ms= 7.1) hubo cierta actividad cerca del Río Cuericí (BARQUERO et al, 1991).

Desde el evento de Limón no ha cesado la ocurrencia de sismos en la zona pero esto se considera normal después de un evento fuerte, probablemente la actividad disminuya paulatinamente hasta llegar a desaparecer por completo. Los sismos se concentran en una nube de orientación SO-NE (fig. 19), en fuentes sismogénicas localizadas casi en la cresta de la cordillera. La alta densidad de epicentros sin orientación predominante sugiere un fraturamiento intenso pero de poca extensión, aunque también se debe considerar que la falta de estaciones en la zona podría ser la causa de la dispersión de los eventos (es la zona donde la magnitud del error horizontal es mayor). Casi todas la fallas ubicadas en la esquina inferior izquierda tienen actividad sísmica asociada, también aquella de la esquina superior derecha. En las áreas cerradas se indican posibles fallas geológicas.

Preliminarmente se obtuvieron alrededor de 20 mecanismos focales para la zona, pero una vez que estos fueron analizados cuidadosamente se determinó que solamente un mecanismo focal era confiable. Los restantes, por la falta de control en los planos nodales, generaron múltiples soluciones. Se considera que es muy difícil obtener buenos mecanismos focales aquí por dos razones: 1-Los sismos ocurren sobre un basamento plutónico de raíz profunda, el cual no encajaría correctamente dentro del modelo cortical usado para localizar y, 2-Es de menor cobertura de estaciones sísmicas en toda el área estudiada. Habría que refinar ambas para poder resolver correctamente por inversión de mecanismo focal. El único mecanismo realizado se muestra en la fig. 19, es de fallamiento transcurrente.

Tabla 11 Datos del mecanismo focal de Cuericí

Nº	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	211293	20:39	9,492	83,626	7,4	2,8	0,26	1,1	0,8	1,0	S1
Nº	Az.	Buz.	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	116,7	71,1	-47,2	70,5	46	176,8	15,2	19	1	3	A

3:16 Síntesis

Se desprende del análisis de la sismicidad y el fallamiento de las anteriores zonas que en la parte central de Costa Rica hay un patrón conjugado de fallas con orientación noroeste-sureste y noreste-suroeste, respectivamente. El sistema de fallas de orientación noroeste es el mejor definido y el que tiene las fallas más extensas; tiene su mejor expresión al suroeste de la zona estudiada, principalmente en las zonas Z 3, Z 8, Z 9, Z 10, Z 13, y corresponde con el área mejor cubierta de sismos dentro de la región total en estudio. Las fallas no muestran continuidad ni hacia el noreste ni hacia el noroeste, razón por la cual no definen (al menos superficialmente) una estructura tectónica mayor. Estos resultados no son consistentes con la propuesta de FAN et al (1991), quienes indican que en la parte central de Costa Rica hay una zona difusa de fallas transcurrentes subparalelas.

Se encontró 77 fallas con actividad sísmica asociada; 36 con orientación noroeste, 25 noreste, 12 norte-sur y 4 este-oeste. Con base en alineamientos epicentrales se propusieron 10 lineamientos estructurales (áreas rectangulares) que deben ser estudiados con fotografías aéreas, imágenes de satélite y trabajos de campo para verificar su existencia. De los 71 mecanismos focales hechos en este estudio, 34 son de tipo normal, 26 transcurrentes y 11 inversos. Un 75% de la sismicidad se asoció con el fallamiento cartografiado.

En la Cordillera de Talamanca y sus estribaciones se concentra la actividad sísmica. Probablemente, los procesos orogénicos que llevaron a la formación de la misma, contribuyó a la deformación cortical que hoy día se manifiesta mediante actividad sísmica superficial y que se activa con la ocurrencia de grandes temblores en otros sectores del país. En el flanco sur de la Cordillera Volcánica Central hay sismicidad con moderado nivel de ocurrencia.

CAPITULO 4: COMPLEJIDAD DE LA ESTRUCTURA SISMICA SEGUN UN ANALISIS MULTIFRACTAL.

4:1 Introducción

Los fractales son formas geométricas que no varían al cambiar la escala con que se observan y que se caracterizan por tener una dimensión no entera, un atractor y por ser tanto homogéneas como heterogéneas. En este estudio la forma o estructura por analizar es la que resulta de la distribución espacial de temblores y que se obtendrá al determinar todas las posibles distancias entre los hipocentros de la serie y compararlas con una longitud escala. La dimensión de las formas estudiadas, llamada dimensión fractal, es un parámetro que caracteriza la distribución espacial de puntos (hipocentros, en el caso de temblores), el grado de agrupamiento de los mismos (ROSSI en: KRUHL, 1994), la complejidad o irregularidad del conjunto estudiado (OKUBO y AKI, 1987; CUTLER, 1993) y el número mínimo de variables para describir el sistema [KURTHS y HERZEL (1987), OTT (1993), CUTLER (1993), MUDELSEE y STATTEGGER en: KRUHL (1994)]. El atractor es un subespacio del espacio en el que se encuentra la estructura geométrica y en el que se concentran las variables analizadas. Las estructuras fractales homogéneas se caracterizan por tener una sola dimensión mientras que las heterogéneas, llamadas multifractales, tienen todo un espectro de dimensiones fractales. Un conocimiento completo del conjunto de dimensiones del sistema es equivalente a una completa caracterización física del fractal (HENTSCHEL y PROCACCIA, 1983). La función D_q (espectro de dimensiones fractales) de una estructura sísmica contiene información sobre la concentración de la sismicidad y propiedades de agrupamiento de la misma y se considera el análisis multifractal como un método sensible de análisis de la estructura fina de la sismicidad (GEILIKMAN et al, 1990) que puede utilizarse con fines predictivos [DIAO y CHAO en: KRUHL (1994), ROSSI en: KRUHL (1994), HAN y WANG (1995)].

Los objetos fractales tienen gran aplicación en la Geofísica y parecen ocurrir ampliamente en el contexto de sistemas dinámicos caóticos. Procesos invariantes de escala que caen en los campos mencionados son la distribución tamaño-frecuencia de fragmentos de roca, temblores, poblaciones de fallas, erupciones volcánicas, depósitos minerales y campos petrolíferos (TURCOTTE, 1990). También ha sido demostrada la auto-similaridad en el decaimiento de réplicas asociadas a grandes temblores [$n(t) \sim t^{-p}$, Omori, 1984 en HIRATA, 1987], procesos de ruptura (FRANKEL, 1991) y la distribución espacial de temblores [$N(R) \sim R^{D-3}$,

KAGAN y KNOPOFF, 1980]. Según la fórmula anterior el número de temblores por unidad de volumen o área a una distancia R desde cualquier hipocentro (o epicentro) es proporcional a R^{D-3} , donde D es la dimensión fractal.

Con el fin de estimar la complejidad de la estructura sísmica de la región Central de Costa Rica, se estudió la distribución espacial de los temblores en un volumen de aproximadamente $111 \times 111 \times 30 \text{ km}^3$ para los siguientes periodos de sismicidad: 1984-1989, enero de 1990-marzo de 1991 y 1990-1993. El primer periodo es el que mejores condiciones reúne para el análisis ya que cuando se desea caracterizar fractalmente cualquier patrón, es recomendable que la variable o variables a considerar se comporten normalmente, o sea, sin cambios bruscos durante el tiempo de observación y además que la distribución Magnitud-Frecuencia no haya variado (fig. 20); el período 1984-1989 no fue perturbado por la ocurrencia de grandes temblores y satisface los requisitos de completitud del catálogo de la microsismicidad analizada, en el rango de magnitud 2,4-4. Por el contrario, los restantes periodos son de sismicidad inducida tanto por el terremoto de Cóbano como por el de Limón; a los datos de este período también se le hizo el análisis fractal para ver como cambian los resultados cuando se incluye sismicidad no característica (inducida). Se nota que, excepto por el enjambre de Puriscal, la distribución epicentral de los periodos 84-89 y 90-93 es muy similar (fig. 21).

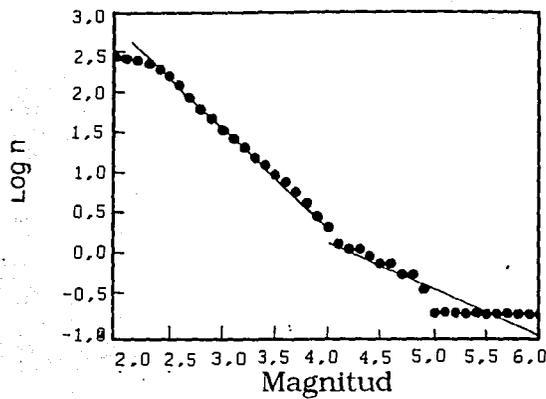
4:2 Metodología

El cálculo de las dimensiones generalizadas [GRASSBERGER (1983), GRASSBERGER y PROCACCIA (1983), HENTSCHEL y PROCACCIA (1983)] de la distribución espacial de la sismicidad del área en cuestión, se hizo con la función de densidad n_j y la integral de correlación C_q (KURTHS y HERZEL, 1987; HIRATA e IMOTO, 1991) con

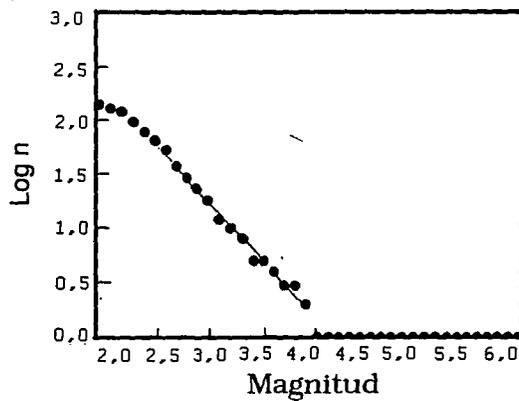
$$n_j(r) = \frac{1}{N-1} \sum_{j \neq k} \Theta(r - |x_j - x_k|), \quad (1)$$

donde $\Theta(s)$ es el contador llamado función Heaveside que se define como:

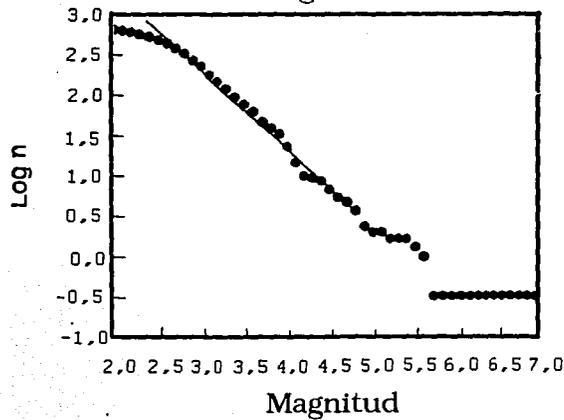
$$\Theta(s) = \begin{cases} 1, & \text{si } s \geq 0, \\ 0, & \text{para otros valores} \end{cases}$$



a

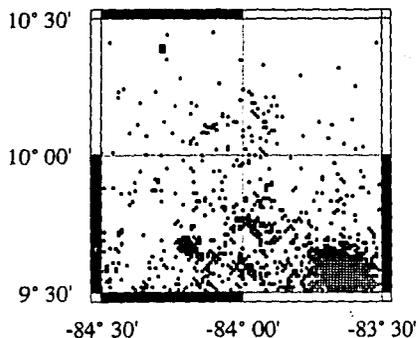


b

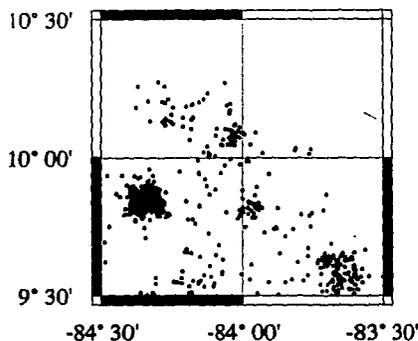


c

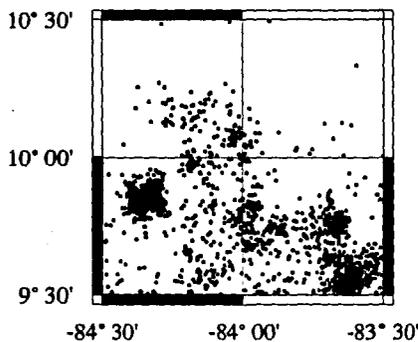
Fig. 20 Relación Frecuencia-Magnitud para la sismicidad de la zona, a) período 1984-1989, b) período 1990-1991, c) período 1990-1993.



a)- SISMICIDAD DEL PERIODO 1984-1989 SE INCLUYEN 1847 SISMOS CON PROFUNDIDAD MENOR O IGUAL A 30 KM. FUE UN PERIODO DE TRANQUILIDAD SISMICA EN EL PAIS.



b)- SISMICIDAD DEL PERIODO 1990-1991. CONPRENDE 1261 TEMBLORES, INDUCIDOS POR EL TERREMOTO DE CÓBANO. LA MAYORIA DE LOS TEMBLORES SON DEL ENJAMBRE DE PURISCAL QUE CORRESPONDE CON LA MANCHA NEGRA DEL CUARTO CUADRANTE.



c)- SISMICIDAD DEL PERIODO 1990-1993. SON 2134 EVENTOS, SE INCLUYEN LOS DE LA FIGURA ANTERIOR Y AQUELLOS POSTERIORES AL TERREMOTO DE LIMÓN. LA SISMICIDAD AL CENTRO DEL TERCER CUADRANTE ES LA DE PEJIBAYE.

FIG. 21 DISTRIBUCION EPICENTRAL EN LOS PERIODOS CONSIDERADOS.

$$C_q = \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N [n_j(r)]^q \right)^{\frac{1}{q-1}} \propto r^{D_q} \quad (2)$$

donde r es la longitud escala, N el número total de sismos considerados, x la variable dinámica o posición del hipocentro, q la variable estática del sistema y D_q la dimensión fractal. Aclarando, todo sistema caótico que pueda ser descrito por una ecuación matemática incluye dos clases de variables: dinámicas y estáticas. Las primeras son las cantidades fundamentales que cambian siempre y las segundas, generalmente son parámetros. Estos parámetros son importantes porque permiten conocer que tan sensible es el sistema al cambio de las condiciones iniciales y por tanto, que tan homogéneo es. A pesar de que una estructura multifractal tiene todo un espectro de dimensiones fractales, se considera que la dimensión fractal de la misma es D_0 (KURTHS y HERZEL, 1987) la que es obtenida con el armónico ($q=0$).

La función n_j lo que hace es obtener la distancia entre cada pareja de temblores y compararla con una distancia r dada, dando un valor de n_j para cada r . Esta función proporciona la distribución de temblores de acuerdo a la distancia entre ellos y por eso permite estimar propiedades de concentración y agrupamiento de los mismos. Si la distribución de temblores es auto-similar, la relación entre la Integral de Correlación Generalizada $C_q(r)$ y la distancia r obedece la ecuación (2) $C_q(r) \sim r^{D_q}$ a pequeñas distancias r . La estructura auto-similar de la distribución espacial de temblores se obtiene al graficar logarítmicamente $C_q(r)$ contra r , aquella región donde la gráfica muestre linealidad será la región de auto-similaridad. Obviamente, si no hay linealidad la estructura no es auto-similar y no tendrá por tanto, comportamiento fractal. De las partes lineales de cada curva se obtiene las dimensiones fractales del conjunto. La divergencia de estas dimensiones refleja la heterogeneidad del atractor (KURTHS y HERZEL, 1987) y de hecho, si no hay divergencia, el atractor sería homogéneo (para cualquier valor de q la dimensión fractal es la misma).

4:3 Resultados

Se calculó la función densidad local para la distribución de temblores en la región central de Costa Rica con la ecuación (1) y luego se usaron estos cálculos para obtener los valores de $C_q(r)$. La figura 22 muestra la gráfica de $C_q(r)$ contra r en escala logarítmica variando q entre 0 y 25; hasta 25 porque en ese valor se estabiliza D_q . Las figuras a, c y d son las curvas completas. En estas tres curvas se nota una ligera

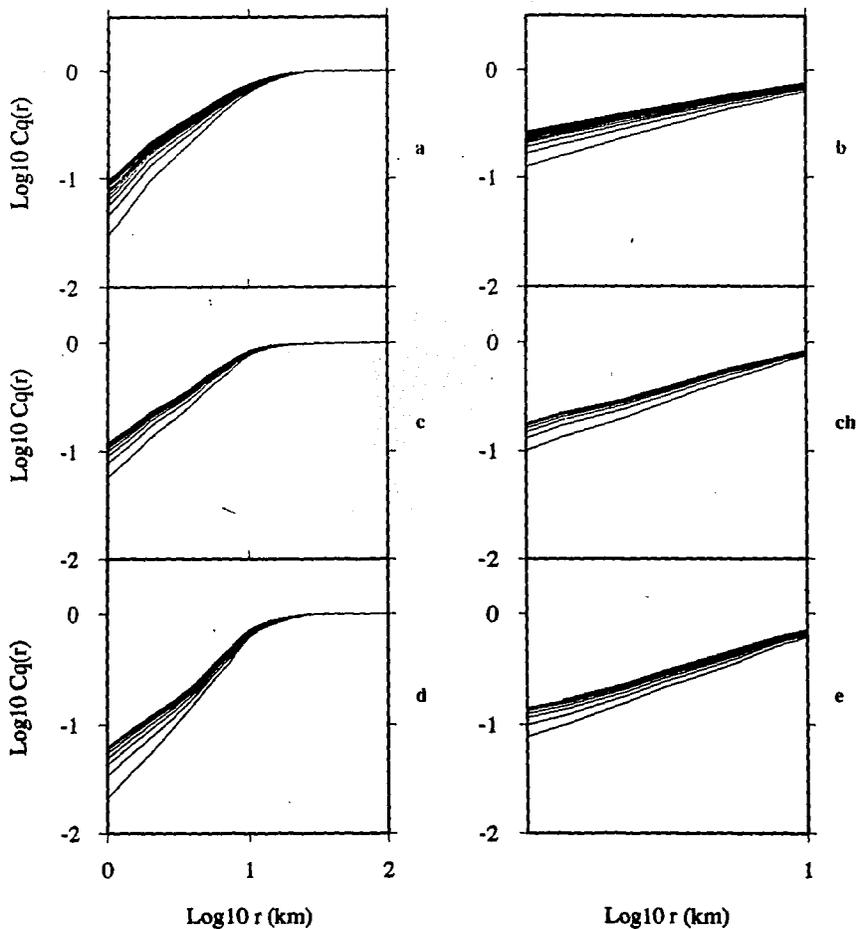


FIG. 22 GRAFICOS C_q CONTRA r Y SU REGION DE AUTO-SIMILARIDAD EN ESCALA LOGARITMICA. a): PERIODO 1984-1989, b): LINEALIDAD DE LAS CURVAS 84-89, c): PERIODO 1990-1991, ch): LINEALIDAD DE LAS CURVAS 90-91, d): PERIODO 1990-1993, e): LINEALIDAD DE LAS CURVAS 90-93. EL RANGO DE DISTANCIAS EN QUE LA PROPORCIONALIDAD DE LA ECUACION 2 ESTA BIEN ATRAPADA ES 3-10 KM. EN ESA DISTANCIA LA DISTRIBUCION ESPACIAL DE HIPOCENTROS PARA LA REGION CENTRAL DE COSTA RICA TIENE UNA ESTRUCTURA AUTO-SIMILAR.

flexura a una distancia variable entre 2 y 3 km la cual obedece al hecho de que la forma de la parte inicial de las curvas está dominada por los errores de localización a pequeñas distancias r [KAGAN y KNOPOFF (1980), HIRATA e IMOTO (1991)]. Las curvas están muy juntas, muestran linealidad y también, que a distancias mayores de 10 km $Cq(r)$ se transforma en una constante. Las figuras b, c y e son las regiones de linealidad de las Figs a, c y d respectivamente; como se observa, hay auto-similaridad y un atractor en el rango de distancias de 4 a 10 km para las figuras 22, b y 22, e y 2 a 10 km para la figura 22, c.

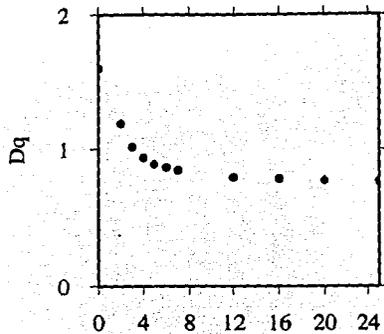
Los valores D_q se obtuvieron a partir de las pendientes de las curvas de las figs 22b, 22c y 22e, utilizando el método de mínimos cuadrados. La figura 23 es la gráfica de D_q contra q para cada uno de los periodos analizados. Se observa como D_q decae muy lentamente y se estabiliza en $q=25$ con valores de 0,75 para la sismicidad de los periodos 1984, 1989 - 1990, 1991 y con 1,10 para el periodo 1990, 1993. El valor de estabilización es el límite inferior de D_q y se denomina dimensión infinita. Así, se concluye que la dimensión infinita de la estructura sísmica correspondiente a los periodos 1984, 1989 y 1990, 1991 es 0,75 y la del periodo 1990, 1993 es 1,10. La dimensión fractal de los sistemas analizados es: 1,6 para el periodo 1984-1989, 1,14 para el periodo 1990-1991 y 1,8 para el periodo 1990-1993. Estos resultados indican que los sismos no están ocurriendo a lo largo de una línea pero tampoco llenan el plano del área estudiada y que las profundidades de los temblores son muy semejantes.

4:4 Comparación con otros estudios y conclusiones

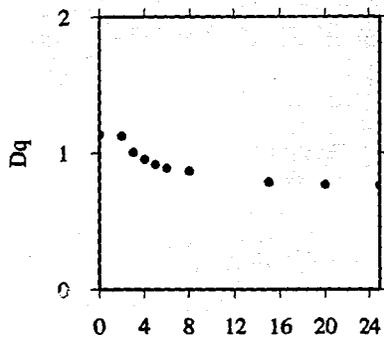
El siguiente es un listado de dimensiones fractales que han sido obtenidas para diferentes procesos:

1-Sistema de fallas en Japón: $1,05 < D < 1,6$ (HIRATA, 1989), 2-Falla San Andrés: $1,0008 < D < 1,0191$ (AVILES et al, 1987), $1,1 < D < 1,4$ (OKUBO y AKI, 1987), 3-Distribución hipocentral de réplicas en Nagano, Japón $D=2,7$ [YOSHIDA y MIKAMI (1986) en: ITO y MATSUZAKI (1990), 4-Distribución hipocentral en Kanto, Japón $D_2=2,2, > D_\infty = 1,17$ (HIRATA e IMOTO, 1991) y 5-Alrededor del reservorio Koyna, India $D=4,4$ (SRIVASTAVA et al, 1994).

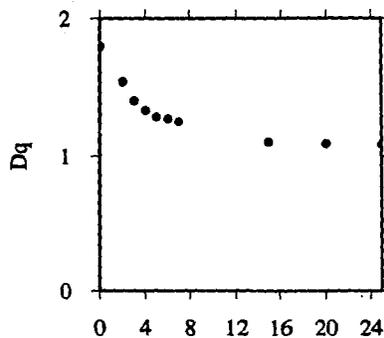
En el caso de la falla San Andrés hay diferencias entre los dos estudios porque uno consideró las ramificaciones de la falla y el otro no. Obviamente que ello aumenta la complejidad del sistema y de ahí la dimensión más alta obtenida por OKUBO y AKI. Los resultados obtenidos por AVILES y SCHOLZ para la



a)- PERIODO 1984 - 1989. $D_0 = 1.6$. LA ESTABILIDAD DE D_q SE ALCANZA EN $q=25$ CON MAGNITUD 0.75. D_q SE OBTUVO DE LAS PENDIENTES DE LA FIG. 22.b POR EL METODO DE MINIMOS CUADRADOS.



b)- PERIODO 1990 - 1991. $D_0 = 1.14$. ESTABILIDAD EN $q=25$. $D_q=0.75$. D_q DERIVADO DE LAS PENDIENTES DE LA FIG. 22.ch.



c)- PERIODO 1990 - 1993. $D_0 = 1.8$. ESTABILIDAD EN $q=25$. $D_q=1.1$. D_q DERIVADO DE LAS PENDIENTES DE LA FIG. 22.e.

q

FIG. 23 DIMENSIONES GENERALIZADAS GRAFICADAS CONTRA LA VARIABLE ESTADICA q . PARA q ENTRE 0 Y 25. LOS VALORES PARA LOS PRIMEROS q SE MUESTRAN CONTINUAMENTE, NO ASI EL RESTO, DEBIDO A QUE EL CALCULO DE $C_q(r)$ PARA UN q Y 1000 HIPOCENTROS TOMA APROXIMADAMENTE 1 HORA EN TIEMPO DE COMPUTADOR.

traza principal de la falla les lleva a concluir que esta falla tiene un ligero, pero importante, comportamiento fractal y que la superficie de la falla es simple o casi planar más que áspera. El caso del reservorio de Koyna es muy interesante puesto que en él han ocurrido sismos de magnitud 6,5 y el período de recurrencia de temblores es progresivo en el tiempo mostrando no-linealidad. La dimensión fractal calculada para varios períodos de este sistema fue 4,4. SRIVASTAVA et al (1994) concluyen que ese sistema requiere al menos 5 parámetros para ser resuelto y que probablemente el llenado del reservorio influye en la dimensión del atractor extraño.

Los resultados obtenidos en este trabajo indican que la distribución hipocentral de la sismicidad de la región central de Costa Rica es una estructura auto-similar en el rango de distancias de 3 a 10 km con dimensión fractal 1,6 y dimensión infinita 0,75, lo cual indica que predomina un intenso agrupamiento en vez de una gran dispersión de los focos. Lo anterior se verifica también observando que a más de 10 km el valor de la integral de correlación no varía con la distancia y esto sugiere que la gran mayoría de temblores se encuentran a distancias pequeñas unos de otros. Se cumple que $D_0=1,6 > D_2=1,19 > D_3=1,02 > \dots > D_\infty=0,75$ para el período más representativo de la estructura fractal (1984-1989), lo cual muestra que la misma es heterogénea pero muy ligeramente (poca divergencia entre D_2 y D_∞). Por lo tanto, se considera que esta estructura sísmica no es extremadamente compleja.

Los hipocentros no se concentran linealmente pero tampoco llenan el plano del área estudiada y se agrupan en zonas permanentes de debilidad cortical, donde ocurren a profundidades muy similares. Esas zonas de debilidad podrían ser consecuencia de procesos compresivos y de movimientos epirogénicos en el área. Se determinó que la dimensión fractal de la estructura sísmica para el período 1990-1993 fue superior a la del período 1984-1989, lo cual se atribuye a un incremento en la sismicidad observada no atribuible a cambios en la conformación de la red. Además, nuevas fuentes sísmicas se activaron como fueron los casos de Puriscal y Pejibaye de Turrialba, lo que transformó el sistema a uno ligeramente más complejo.

Los grandes esfuerzos generados en los bordes de las placas tectónicas son los responsables de procesos como la sismicidad y la deformación cortical, los cuales pueden ocurrir hasta cientos y miles de km de los límites tectónicos (SORNETTE et al, 1993). A través de análisis de la distribución espacial de fallas (HIRATA, 1987; SORNETTE et al, 1993) y temblores (KAGAN y KNOPOFF, 1980; HIRATA e HIMOTO,

1991) se ha demostrado que estos procesos son autosimilares, o sea, no se distribuyen al azar sino organizadamente. Esto ocurre cuando un solo factor gobierna los procesos, ya que cuando intervienen varios factores en la generación de los mismos, cada cual tratará de imprimir su huella en el espacio de estado (por cuanto cada cual genera su patrón característico) con lo cual aumentará la complejidad en los sistemas afectados y hasta es posible que se pierda la autosimilaridad. AVILES et al (1987) encontraron varias tendencias en las curvas que construyeron para estudiar la geometría de la Falla de San Andrés; esto lo atribuyen a que varios factores gobiernan tal geometría. Por lo anterior, se considera que un solo factor es el que está gobernando la deformación y la sismicidad en la parte central de Costa Rica, ese sería el esfuerzo generado en la fosa mesoamericana. La presencia de este factor está comprobada en la deformación existente en la parte central de Costa Rica (ARIAS y DENYER, 1991). Otro factor como sería un margen transcurriente con características y patrones de deformación propios, no parece estar presente por cuanto no se observa otro estilo estructural (uno diferente al patrón conjugado) en la zona ni la sismicidad cubre por completo el volumen del área estudiada. Siendo que tal margen atravesaría casi por el centro de la zona, se esperaría un volumen de corteza más fracturado y lleno de sismos y por consecuencia una dimensión fractal un poco mayor que la obtenida en este estudio. Es cierto que se han activado zonas de baja sismicidad en el pasado como Puriscal y Pejibaye (el resto tiene la misma distribución en los periodos 1984-1989 y 1990-1993) y que se han formado nuevas fallas (caso de Puriscal), lo cual podría indicar evolución de un sistema dinámico, pero aún con todo ello la complejidad de la estructura sísmica no es extrema. Como patrón de comparación, vale reflexionar sobre la situación del reservorio de Koyna donde se combinó la tectónica y un esfuerzo inducido para generar un atractor extraño.

CAPITULO 5: EL HIPOTETICO SISTEMA DE FALLA TRANSCURRENTE DE COSTA RICA

5.1 Antecedentes

STOIBER y CARR (1973) se refirieron a la segmentación de la placa del Coco e indicaron que ella originaba a su vez segmentación en la placa superior. MONTERO y DEWEY (1982) plantearon la posible existencia de una zona de cizalla a través de Costa Rica, como una alternativa para explicar la sismicidad superficial del Valle Central de Costa Rica. Estos dos trabajos fueron los únicos que contemplaron tal posibilidad durante casi 20 años. Para entonces el asunto no tenía gran trascendencia entre la comunidad científica por lo que ni siquiera era referido en artículos relacionados. A finales de la década de los 80 se toca el asunto nuevamente y es cuando ASTORGA et al (1989) proponen formalmente la existencia del Sistema de Falla Transcurrenente de Costa Rica que atravesaría el territorio costarricense desde el Océano Pacífico hasta el Mar Caribe. Tal propuesta se basó fundamentalmente en las diferencias geológicas entre las partes norte y sur de Costa Rica. Después de este trabajo y a raíz de la intensa actividad sísmica en Costa Rica a partir de 1990, en la mayoría de los estudios sismológicos relacionados con Costa Rica se empezó a mencionar esta posibilidad y a ligarlo con un límite entre el bloque de Panamá y la placa Caribe [JACOB et al (1991), PLAFKER y WARD (1992), GUENDEL y PACHECO (1992), FAN et al (1993), GOES et al (1993), FISHER et al (1994), PROTTI et al (1994)]. El denominador común de estos trabajos fue el análisis de mecanismos focales. Considerando que las evidencias no han sido estudiadas minuciosamente, se analizarán a continuación varios criterios que permitirán evaluar la existencia de tal límite tectónico.

5.2 Criterios geológicos.

Siguiendo a ASTORGA et al (1991), la sección noroeste de Costa Rica es muy diferente geológicamente a la sección sureste. La primera está compuesta por cordilleras volcánicas y cuencas sedimentarias en el ante y trasarco. La segunda tiene una cordillera formada por actividad ígnea intrusiva con pocos vestigios de vulcanismo y también, cuencas sedimentarias tanto en el área antearco como en el arco trasero con fallamiento inverso en ambas. En el centro del país hay una depresión que separa ambas cordilleras y que es considerada por ASTORGA et al (1991) como una cuenca transcompresiva (pull-apart),

aunque DENYER y ARIAS(1991) aseveran, que por el rumbo de las fallas encontradas, no son transcompresivas típicas.

En el límite Mioceno-Plioceno se registra una fase compresiva que afecta a Costa Rica (OBANDO et al, 1991) y lleva a la generación de magmas ácidos que ascienden y levantan la Cordillera de Talamanca. La edad de esta compresión coincide con la de la colisión del bloque de Panamá con la placa Sudamericana, la cual produjo levantamientos Pliocénicos en Colombia y Venezuela (PINDELL y DEWEY, 1982). Según DENYER y ARIAS (1991) la compresión que afectó Costa Rica en el límite Mioceno-Plioceno se debió a alguna irregularidad de la placa Cocos con la placa Caribe, pero no especifican que fue concretamente. No es fácil conciliar dos fases compresivas contemporáneas, de direcciones diferentes y que afectaron regiones muy cercanas entre si como son Colombia, Venezuela, Panamá y Costa Rica. Es probable que ambos procesos hayan sido originados por la colisión entre el bloque de Panamá y la placa Sudamericana.

El arribo del levantamiento de Cocos a la Fosa Mesoamericana fue otro factor que afectó y sigue afectando al mencionado bloque, imprimiéndole una nueva fisonomía. Por él, se deformó el oeste Panamá y las regiones Atlántica y Central de Costa Rica (DENYER y ARIAS, 1991) y la subducción se volvió somera, con lo cual no se favorece el vulcanismo y se origina un patrón de esfuerzos diferente al que existía antes de la colisión (MONTERO et al, 1992). Efectos similares han ocurrido por la subducción de otras dorsales bajo una placa (COLLOT y FISHER, 1991; MACHARE y ORTLIEB, 1992; HAGEN y MOBERLY, 1994).

De esta manera, las diferencias geológicas fundamentales entre el noroeste y el sureste de Costa Rica podrían ser explicadas tectónicamente por la actividad de un punto triple y por el arribo de un levantamiento topográfico a la Fosa Mesoamericana, estos hechos perturbaron no solamente el régimen tectónico sino también el arreglo geológico de suelo costarricense. Sin ellos, muy probablemente la sección sur de Costa Rica sería semejante a la sección norte geológicamente hablando.

5:3 Sismicidad histórica.

En todo estudio relacionado con un análisis sismotectónico, el conocimiento de la sismicidad histórica de la región de estudio juega un papel relevante en el entendimiento de las diferentes fuentes sismogeneradoras presentes en la misma. En el caso que nos interesa, que es la totalidad del territorio

costarricense, la información sobre sismicidad histórica de mayor relevancia comienza en el siglo XIX, pues es a partir del terremoto de San Estanislao del 7 de mayo de 1822 ($M=7,5$), cuando se empieza a tener mejores datos macrosísmicos con la cual realizar interpretaciones sismológicas adecuadas. Los sismos pre - 1800 no están satisfactoriamente documentados por lo que no se puede llegar a conclusiones a partir de ellos. PERALDO y MONTERO (1995) realizaron una minuciosa investigación documental para detallar temblores del período colonial, no obstante estos autores indican que el estado del conocimiento, en lo que respecta al período histórico pre - 1800, no permite llegar a conclusiones satisfactorias porque el catálogo es muy incompleto y no se pueden determinar las fuentes de los temblores, solo se pueden plantear sugerencias.

Por lo anterior, es el siglo XIX el que aporta datos históricos más confiables con los cuales tener un mejor criterio de las posibles fuentes sismogeneradoras que actuaron. En este siglo se documentan con mejores datos los temblores ocurridos, al punto de poder asignar intensidades, magnitudes y hasta ubicaciones epicentrales. Es el caso de varios sismos tales como el de 1803 ($M=7,7$) que MONTERO (1989) lo ubica en la zona de Osa, el temblor de 1822 que se propone en la zona de Limón, el temblor del 3 de abril de 1826 ($M=7,5$) que PERALDO y MONTERO (1994) lo asocian a la subducción y sugieren que ocurrió en la desembocadura del Río Tempisque en las coordenadas $10,35^{\circ}$ - $85,20^{\circ}$. A dos temblores originados en 1833 en octubre y noviembre respectivamente y que causaron daños en Nicoya y Santa Cruz, PERALDO y MONTERO (1994) le asignan únicamente intensidades máximas de VII (MM), pues no existen suficientes datos para determinar otros parámetros macrosísmicos. En 1835 ocurrió otro temblor que afectó edificios en la ciudad de Alajuela y que MONTERO (1989) lo propone como originado por fallamiento local ubicado en las coordenadas $10,13^{\circ}$ - $84,19^{\circ}$. Posteriormente PERALDO y MONTERO (1994) localizan datos de daños para este temblor ubicados en la población de Escazú, le asignan intensidad VII, y proponen que puede estar relacionado con el fallamiento local del sur del Valle Central. Los documentos concernientes a estos temblores se incorporan en PERALDO et al. (1994).

La tabla 12 contiene los datos más relevantes de los sismos históricos y otros recientes que han ocurrido en Costa Rica. Esos datos se tomaron de las siguientes fuentes: [MONTERO (M), 1989], [PERALDO y MONTERO (PM), 1994, 1995], [PERALDO et al (P), 1994], [MONTERO (M), 1986], [MONTERO y MORALES (MM), 1988], [ROJAS et al, (RO), 1993] y RSN.

Tabla 12 Temblores históricos y recientes de Costa Rica.

Fecha	Fuentes	Epicentro	Mag.
1803 1227	M,PM	8,50°-83,00°	7-7,7
1822 0507	M	8,50°-83,00°	7,5
1826 0403	M,P,PM	10,35°-85,20°	7-7,5
1834 06	M	9,84°-83,95°	
1835 0610	M,PM	10,13°-84,19°	
1840 0218	M(1986)	10,50°-86,00°	7-7,7
1841 0902	MM	9,84°-83,95°	5,8
1851 0328	MM	10,95-84,95	5,5
1853 0908	M(1986)	10,00°-85,50°	7-7,7
1854 0804	M(1986)	8,50°-83,00°	7-7,7
1863 1209	M(1986)	10,00°-85,50°	7-7,7
1867 1126	M(1986)	8,50°-83,00°	6-6,9
1882 0303	M(1986)	9,20°-84,20°	7-7,7
1888 1230	MM	10,1333-84,95	5,8
1900 0621	M(1986)	10,00°-85,50°	7,2
1904 1220	M(1986)	8,50°-83,00°	7,2
1905 0120	M(1986)	9,85°-84,68°	6,75
1905 1227	MM	9,8166-84,0333	5,0
1910 0413	MM	9,8350-84,0266	5,0
1910 0504	MM	9,8340-84,0266	5,5
1911 0829	MM	9,8416-83,91	5,5
1912 0221	MM	10,2333-84,30	5,0
1912 0606	MM	9,8666-84,00	5,5
1916 0227	M(1986)	10,70°-85,88°	7,5
1916 0424	M(1986)	10,07°-84,45°	7,4
1916 0426	M(1986)	9,6°-82,10°	7,1
1924 0304	RO (1983)	9,833°-84,558	7,0
1939 1221	M(1986)	10,14°-84,63°	7,3
1939 1222	M(1986)	9,80°-84,55°	6,75
1940 1027	M(1986)	9,75°-84,50°	6,75
1941 1205	M(1986)	8,67°-83,16°	7,5
1941 1206	M(1986)	8,76°-84,29°	6,9
1950 1005	M(1986)	10,35°-85,29°	7,7
1951 0821	WM	9,8083-83,88	5,0
1952 0909	M(1986)	9,20°-84,29°	7,0
1952 1230	WM	10,025-83,9083	5,5
1953 0107	RO(1993)	9,9°-83,10°	6,0
1955 0901	MM	10,2333-84,3166	5,8
1973 0414	RO(1993)	10,45-84,9	6,5
1978 0823	M(1986)	9,64°-85,53°	7,0
1978 0823	M(1986)	9,86°-85,48°	7,0
1983 0403	M(1986)	8,80°-83,11°	7,2
1983 0703	RO(1993)	9,58°-83,67°	6,2
1990 0325	RO(1993)	9,55°-84,95	7,1
1990 0325	RO(1993)	9,62°-84,928	7,1
1991 0422	RSN	9,63°-83,16°	7,6
1990 17:27	Este trab.	9,883-84,366	5,7
1993 20:40	BP(1983)	9,7970-83,64	5,3

En la fig. 24 se graficaron los sismos más importantes que han ocurrido en Costa Rica a partir de 1900, se usaron solamente estos porque son los datos más confiables. Observando globalmente la sismicidad histórica de Costa Rica (fig. 24) se aprecia que su distribución va desde el Golfo de Papagayo hasta la Península de Osa. Los epicentros se concentran principalmente en Nicoya, el centro del país y la Península de Osa. Probablemente aquellos de Nicoya y Osa están relacionados directamente con el proceso de subducción mientras que los del centro del país (área estudiada en este trabajo) responden a una reactivación del fallamiento cuaternario como ha sugerido MONTERO y MORALES (1988).

Entre los sismos históricos de la zona estudiada se citan: los terremotos de Cartago (1841 y 1910), Toro Amarillo (1911, 1912 y 1955), Fraijanes (1851 y 1888), Patillos (1952), Paraiso (1951), Tres Ríos (1912), Tablazo (1910) y Corraillos (1905). MONTERO y MORALES (1988) indica que estos sismos han ocurrido en regiones con fallamiento cuaternario extensamente desarrollado y sugiere las fallas Guarco (Terremotos de Cartago), Alajuela (terremotos de Fraijanes), Alumbre o Coris (terremoto de Tablazo), Coris (terremoto de Tres Ríos), Agua Caliente-Orosi (terremoto de Paraiso) y Aguas Zarcas-Viejo (terremotos de Toro Amarillo) como las responsables de los sismos históricos.

La historia ofrece un conjunto de datos que parecen caracterizar un patrón repetitivo en Costa Rica. Entre 1910 y 1912 ocurrieron cinco temblores de magnitud intermedia en la parte central del país: 13 de abril de 1910, Terremoto del Tablazo; 4 de mayo de 1910, Terremoto de Cartago; 28 de agosto de 1911, Terremoto de Toro Amarillo; 10 de octubre de 1911, Terremoto de Guatuso y el Terremoto de Sarchí, el 6 de junio de 1912. En 1910 el Volcán Poás emitió una gran erupción de lodo, gases, bloques y ceniza y el Volcán Irazú tuvo una fuerte fase de actividad entre los años 1918 y 1920. Luego, entre 1950 y 1955, ocurren los siguientes temblores: 5 de octubre de 1950, Terremoto de Guanacaste; 30 de diciembre de 1950, Terremoto de Patillos (falda oeste de Volcán Irazú); 7 de enero de 1953, Terremoto de Limón y, 1 de setiembre de 1965, Terremoto de Toro Amarillo. En 1953 el Volcán Poás explota violentamente, emite grandes columnas de lodo, escorias y fragmentos de roca y por el ascenso de material magmático, se forma un domo lávico en el espacio que ocupaba la laguna cratérica. En 1962 el Volcán Irazú reinicia su actividad la cual se prolonga hasta 1955 y en 1968 el Volcán Arenal, que hasta ese entonces era conocido como un

simple cerro, explotó violentamente y ha emitido desde ese momento hasta el presente grandes cantidades de lava. En febrero de 1989 reinician los fuertes temblores en Costa Rica y en ese mismo año el Volcán Poás entró en una nueva fase eruptiva. Ocurren los terremotos de Cóbano en marzo de 1990, Puriscal entre mayo y diciembre de 1990 y Limón en abril de 1991 y en diciembre de 1994 el Irazú genera una explosión lateral aislada. Lo anterior sugiere que hay correlación entre la actividad sísmica y volcánica de los tres periodos; es probable que por la primera se generen esfuerzos distensivos en las áreas volcánicas que conduzcan a las erupciones, aunque la erupción del Poás en 1953 y la del Arenal en 1968 parecen obedecer a procesos más profundos ya que emitieron material lávico. En caso de ser la actividad volcánica disparada por la actividad sísmica, se podría esperar más actividad volcánica en Costa Rica en los próximos años.

Acerca de la posibilidad de que los sismos de mayor magnitud de la parte central de Costa Rica (fig. 24) definan una zona de cizalla, se debe decir lo siguiente: 1- la fuente de los sismos históricos no se conoce y tal vez nunca se conozca, razón por la que no es recomendable interpretar con base en esos sismos, 2- Los siguientes sismos habrían causado gran confusión si fueran históricos y se correlacionaran con el fallamiento transcurrente propuesto para Costa Rica: abril de 1991 (fig. 24), este sismo cerraría muy bien esa banda sísmica entre las coordenadas: $9,5^{\circ}$ - $10,5^{\circ}$ y 82° - 86° pero su fuente fue una falla inversa; marzo de 1992 (fig. 24), fue un sismo que ocurrió a 78 km de profundidad y su mecanismo si muestra transurrencia. Estos dos casos, ilustran los problemas que se podrían presentar al interpretar con datos desconocidos. Los más probable es que los sismos de la fig. 24, en particular los de la parte central de país, respondan a diferentes mecanismos de ruptura más que a uno solo.

5:4 Fallamiento y mecanismos focales de sismos superficiales en la zona de estudio.

De las figuras del capítulo 2 se deducen tres sistemas de fallas muy bien definidos que son: 1- el sistema que se extiende por el flanco sur y el pie de la Cordillera Volcánica Central, de rumbo paralelo al eje longitudinal de la cordillera, que comienza en el flanco suroeste del Volcán Irazú y termina en el flanco suroeste del volcán Poás, 2- el sistema del flanco noreste y pie de la Cordillera de Talamanca, que se extiende desde el sureste de Cachi hasta San Antonio de Belén-Ojo de Agua y que también es paralelo al rumbo del eje longitudinal de la cordillera y 3- el fallamiento de las estribaciones de la Cordillera de Talamanca. En la

fig. 25 se observan dos direcciones preferenciales de fallamiento: NO y NE y también, que estos sistemas se intersecan generando una forma geométrica semejante a la de la letra X, lo que es interpretado por ARIAS y DENYER (1991) como producto de la compresión sur-norte que ha afectado a Costa Rica desde el Mioceno-Plioceno. Esto se observa particularmente en el fallamiento de la Cordillera de Talamanca. En el Valle Central se aprecia también aunque con mayor dificultad porque algunas fallas están cubiertas por rellenos volcánicos y sedimentarios cuaternarios. El fallamiento de Puriscal parece la continuación del sistema noroeste de la Hoja Candelaria. De acuerdo al fallamiento cartografiado en la sección central del país y a los mecanismos focales (fig. 25), no hay evidencia clara y contundente hasta el momento de una componente E-O que defina un sistema transcurrente a través del Valle y de la parte central de Costa Rica. Aparte de lo anterior, está mejor definido el fallamiento de dirección NO que el de dirección NE (fig. 25).

La distribución de sismos indica que la mayor concentración de eventos se encuentra en la zona Carraigres-Tapantí (CP). Muy cerca de CP se encuentran los cerros de Escazú (CE), que es otra área con importante agrupamiento de sismos. En la Cordillera Volcánica Central, los alineamientos sísmicos sugieren fallamiento perpendicular al eje de la cordillera y ligeramente NS como es el caso del área Coronado-Bajo la Hondura (CBH) y hacia el sector norte de esa área, que incluye las fallas N-S de los ríos Hondura y Patria. Puriscal (PU), Pejibaye (P) y Cuericí (C) son áreas de sismicidad inducida y por tanto de carácter más temporal.

Un simple conteo de la distribución (dirección) del eje de presión de los mecanismos focales indica que de 71 mecanismos hechos en este trabajo, 20 tienen el eje de presión hacia el NE, 18 hacia el NO, 8 hacia el SE y 27 hacia el SO. Los de dirección NE podrían ser el reflejo del esfuerzo compresivo del margen convergente Cocos-Caribe y los del SO, el resultado de una compresión de NE a SE, tal vez la misma que generó el deslizamiento inverso en la falla asociada al terremoto de Limón de 1991. El punto de presión del Levantamiento de Cocos provoca una rotación del esfuerzo horizontal máximo (MONTERO y MORALES, 1990), esta rotación podría ser la responsable de las presiones NO y casi norte, derivadas de los mecanismos focales. También se debe considerar que el magmatismo, los movimientos epirogénicos y los grandes temblores, generan campos de esfuerzo locales que pueden diferir de los esfuerzos regionales.

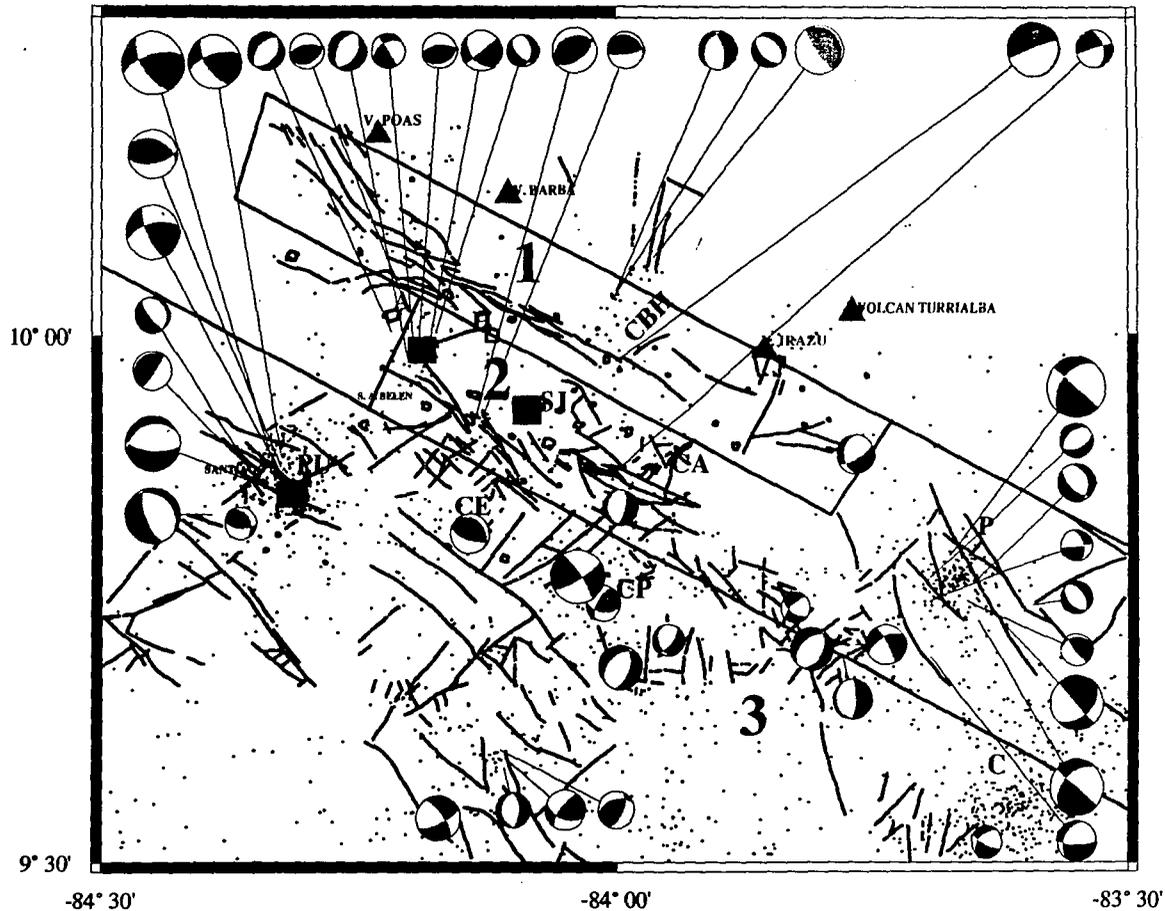


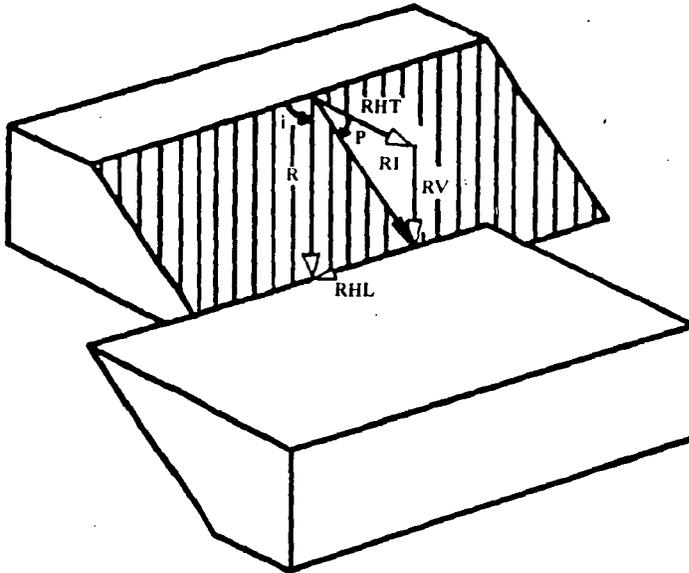
FIG. 25 MECANISMOS FOCALES DE CALIDAD A, PRINCIPALES FALLAS Y SISMOS RELOCALIZADOS. LOS CIRCULOS SON LOS SISMOS. PU: PURISCAL, H: HEREDIA, A: ALAJUELA, CBH: CORONADO-BAJO DE LA HONDURA, CA: CARTAGO, CE: CERROS DE ESCAZU, CP: CARAIGUES-TAPANTI, P: PAJIBAYK, C: CUERICIL.

Para determinar si el fallamiento derivado de los mecanismos focales es principalmente transcurrente, se utilizó un ábaco (ANGELIER, 1979) que permite comparar las componentes del desplazamiento horizontal transversal (RHT) y el desplazamiento de rumbo (RHL) sobre el plano de falla. La fig. 26 muestra las características geométricas de una falla e ilustra el RHT y RHL. La fig. 27 es el ábaco mencionado, la abscisa corresponde con la inclinación del plano de falla en grados y la ordenada, con el ángulo de desplazamiento de la estría (rake), también en grados. En dicha figura se graficó la inclinación del plano de falla y el ángulo de desplazamiento de la estría sobre el plano mencionado (rake) de cada solución focal, obteniéndose el número de fallas con movimiento principal vertical (normales e inversa) y el número de fallas con movimiento principal horizontal (transcurrentes). Los resultados indican que 45 de tales fallas son de movimiento principal vertical y 26 transcurrentes. Se destaca que la mayoría de los movimientos en las fallas tienen componentes verticales y horizontales. Los movimientos horizontales son importantes pero, con base en esta muestra de datos, no superan la cantidad de movimiento vertical que está ocurriendo en el área.

Algunos de los mecanismos de los temblores más grandes que han ocurrido recientemente dentro del área estudiada, son eventos transcurrentes como es el caso de el Terremoto de Puriscal (22 diciembre de 1990, N°10 en fig. 7), temblor de Corralillo (9 de agosto de 1991, N° 5 en la fig. 13) y el sismo de Pejibaye del 10 de julio de 1993 (con esa fecha en la fig. 15). El de Puriscal pudo haberse originado en la Falla Cortezal que es de rumbo noreste pero los otros ocurrieron en fallas de rumbo NO [BARQUERO y PERALDO (eds), 1993] y MONTERO, 1993. De lo anterior se concluye que la transcurrencia también se da en la dirección noroeste, o sea, perpendicular al hipotético sistema transcurrente de Costa Rica.

WHITE y HARLOW (1993) estudiaron los sismos corticales destructivos de América Central a partir de 1900, encontrando que tal sismicidad se concentra en el frente volcánico el cual consideran como una zona de deslizamiento dextral dirigida por la subducción oblicua. Grandes temblores como los de Managua de 1931 y 1972 fueron transcurrentes lo mismo que el del Golfo de Honduras en 1982 y de Tilarán, Costa Rica, en 1973 (este último lejos de la parte central del país). Estos datos son evidencia de que la transcurrencia en la placa Caribe no se concentra en Costa Rica sino que tiene carácter regional.

FIG.26 CARACTERISTICAS GEOMETRICAS ELEMENTALES DE UNA FALLA.



FALLA NORMAL-DEXTRAL

NOMENCLATURA

i : ANGULO DE DESPLAZAMIENTO DE LA ESTRIA (ENTRE LA HORIZONTAL Y LA ESTRIA MEDIDA SOBRE EL PLANO DE FALLA)

R: VECTOR DESLIZAMIENTO- ESTRIA- DESPLAZAMIENTO

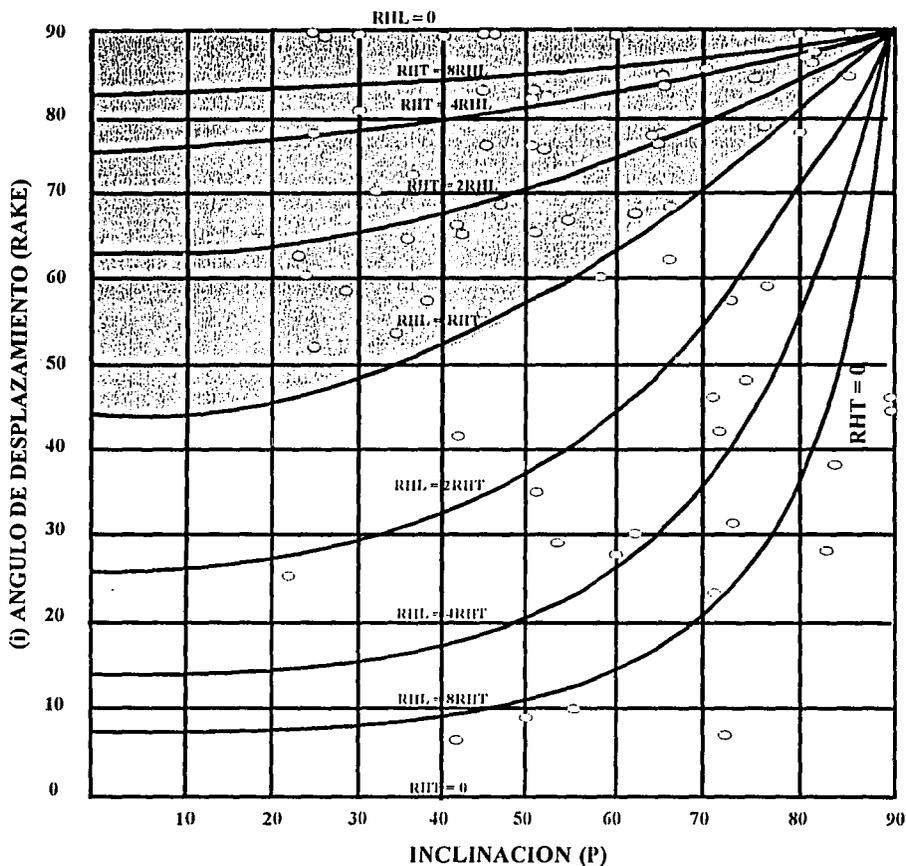
RI: DESPLAZAMIENTO DE INCLINACION

RV: : DESPLAZAMIENTO VERTICAL

RHT: DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL TRANVERSAL

RHL: DESPLAZAMIENTO DE RUMBO

P: ANGULO DE INCLINACION DEL PLANO DE FALLA



- Fallas normales o inversas con desplazamiento de rumbo.
- Fallas transcurrentes con desplazamiento normal o inverso.

FIG. 27 ABACO QUE PERMITE LA COMPARACION ENTRE LOS COMPONENTES DEL DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL TRANSVERSAL (RHT) Y EL DESPLAZAMIENTO DE RUMBO (RHL). ABCISA: INCLINACION DEL PLANO DE FALLA EN GRADOS, ORDENADA: ANGULO DE DESPLAZAMIENTO DE LA ESTRIA EN GRADOS. CADA CIRCULO CORRESPONDE CON UN EVENTO. ANGELIER (1979)

5:5 La transurrencia en la sismicidad de profundidad mayor a 30 km

Aunque en este trabajo se estudia la sismicidad superficial (0-30 km), se incluye aquí esta sección porque al igual que la sismos de foco superficial, los de profundidad intermedia están ocurriendo principalmente en la parte central del país y sus mecanismos focales también muestran transurrencia. Establecer una relación directa entre los procesos superficiales y aquellos de profundidad intermedia requiere analizar con mayor detalle ambos sistemas. Lo que sí se puede afirmar es que el proceso tectónico actual es más intenso en la parte central de Costa Rica y esto, más las presiones generadas por el choque entre el levantamiento de la de Cocos y la Placa Caribe, está originando más deformación en el centro-sur del territorio costarricense. Entonces, la sismicidad superficial y la de profundidad intermedia están vinculados por los procesos tectónicos que se originan en la Fosa Mesoamericana.

La fig. 28 muestra la sismicidad de profundidad mayor a 30 km para Costa Rica durante el periodo 1990-1993. Se nota muy claramente que la mayor actividad está concentrada en el sector central del país y que es muy abundante. Además, hay agrupamientos dentro de la gran mancha negra existiendo por lo menos 6 zonas más pequeñas que representan áreas sísmicas de profundidad intermedia muy activas. En la zona que comprende la concentración con centro en 10.5° y 84.5° ocurrió, en 1992, un sismo de magnitud 5,7 a 78 km de profundidad (sismo de Naranjo) que fue sentido sumamente fuerte en toda el área central del país, y luego siguieron réplicas como si se tratara de una ruptura cortical. Esta sismicidad, en un mapa epicentral, podría confundirse con actividad superficial. Ahora, el número de sismos es muy relevante; en la zona de estudio la razón entre los superficiales y los intermedios es casi 2:1 lo cual refleja la intensidad del proceso de subducción en la sección central de Costa Rica.

La fig. 29 muestra mecanismos focales para 9 sismos con profundidades entre 30 y 107 km. En las primeras fases de la investigación se contó con 37 pero muchos de ellos fueron descartados por no tener buen control de los planos nodales, se generaban muchas soluciones. Sin embargo, esto no afectó los resultados ya que los pocos seleccionados indican una alta componente de movimiento transcurrente, que es lo que se pretende ilustrar con ellos. El de mayor magnitud corresponde al sismo de Naranjo (marzo de 1992) y como se ve, es inverso con importante componente transcurrente y concuerda ligeramente con el mecanismo hecho por Harvard (centroide, apéndice 1) pero difiere totalmente de los reportados por el NEIC según ondas

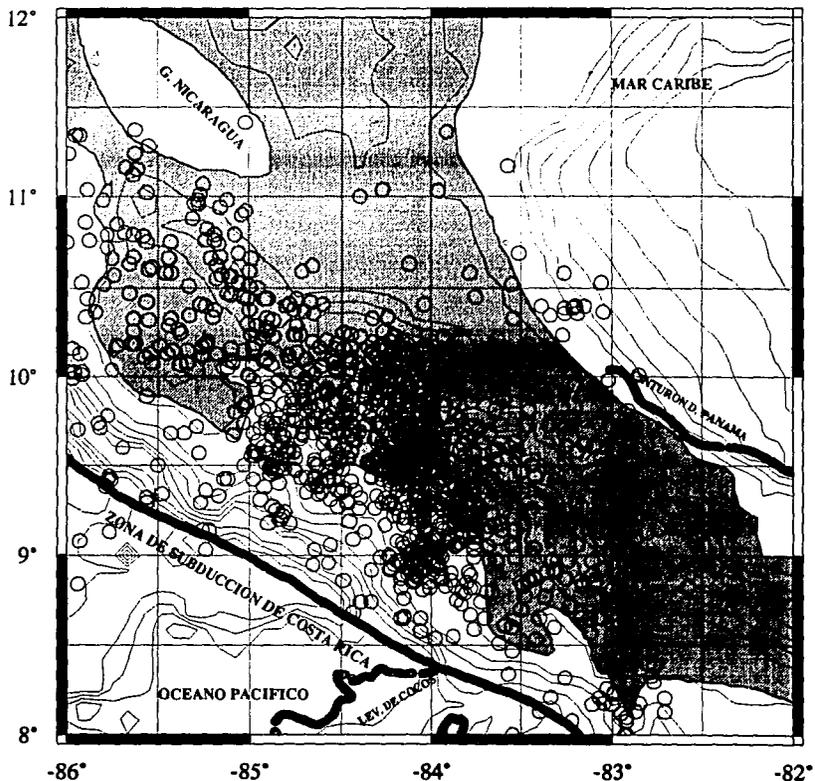


FIG.28 DISTRIBUCION EPICENTRAL DE SISMOS INTERMEDIOS EN COSTA RICA PARA EL PERIODO 1990-1993. SE HAN INCLUIDO EN ESTE TRABAJO PORQUE INDICAN QUE EL PROCESO TECTONICO ES INTENSO EN LA PARTE CENTRAL DEL PAIS Y PORQUE SUS MECANISMOS MUESTRAN ALTA COMPONENTE TRANSCURRENTE LO CUAL PODRIA REPERCUTIR EN LA ACTIVIDAD SUPERFICIAL. EL RANGO DE PROFUNDIDAD VARIA ENTRE 0 Y 200 KM.

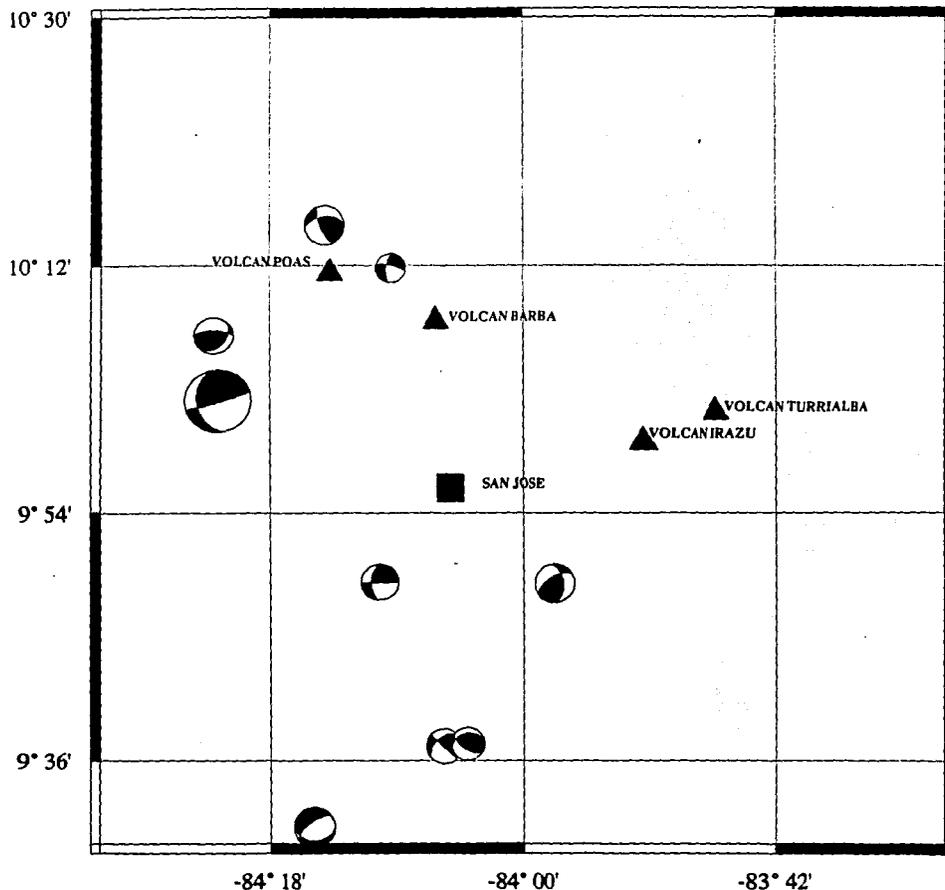


FIG. 29 MECANISMOS DE SISMOS INTERMEDIOS, EL MAS IMPORTANTE (EL DE MAYOR TAMAÑO), OCURRIO A 78 KM DE PROFUNDIDAD Y FUE SENTIDO FUERTEMENTE EN EL SECTOR CENTRAL DEL PAIS. SU MAGNITUD FUE 5,7.

P y el tensor de momento. Hay también mecanismos de tipo inverso y normal. En la tabla 13 se dan los datos de ubicación de los sismos profundos y su mecanismo focal.

Tabla 13 Datos de mecanismos focales de profundidad intermedia

	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Rms	Erln	Erlt	Erdp	Cob
1	070392	01:53	10,04	84,362	78	5,6	0,22	1,3	3,1	3,6	125
2	070392	05:58	10,12	84,367	77	3,3	0,32	1,5	2,4	2,4	186
3	120992	08:36	9,491	84,248	49,5	3,5	0,11	0,7	0,8	1,7	33
4	230193	00:33	10,23	84,231	107	3,6	0,27	1,9	1,8	2,6	153
5	210893	17:05	9,818	83,955	76,8	3,5	0,12	0,8	1,0	0,9	57
6	230893	15:33	10,20	84,121	103,5	2,7	0,14	0,9	0,9	1,0	140
7	151193	14:01	9,830	84,181	52	3,2	0,17	1,2	1,1	2,0	88
8	240394	19:13	9,633	84,100	32	3,0	0,30	1,0	1,1	1,2	51
9	240394	19:38	9,650	84,089	34	3,2	0,31	0,9	1,0	1,1	52
Nº	Az.	Buz.	Ad	Ep	Ip	Et	It	Pol	Epol	Sols	Q
1	168,7	35,5	7,1	134	31,8	14,4	38,9	11	1	60	C
2	37,8	34,8	42,2	341,3	18	219,3	58,4	11	0	40	B
3	89	28,9	-57,6	114,6	65,2	335,4	19,3	10	0	4	A
4	264,2	52,2	26,6	214,3	10,6	114,3	43,1	10	0	33	B
5	352,4	51,1	34,4	298,5	7,6	199,7	49	10	0	26	A
6	186,3	64,3	-16,1	147,2	28,9	53,1	7,44	11	0	26	A
7	181,1	55,2	3,5	140,5	21,6	39,3	26,1	8	0	55	C
8	259,4	35,5	53,9	194,8	14,1	71,9	65,2	10	0	5	A
9	229	45,9	9,9	188,7	23,9	80,3	35,4	11	0	16	A

Las figuras 28 y 29 se interpretan como el resultado de la introducción de corteza oceánica rugosa, quizá promontorios desarrollados al pie del Levantamiento de Cocos, bajo la Placa Caribe. Esto, aunado a la mayor velocidad de convergencia de las placas en el Pacífico Central de Costa Rica (con respecto al Pacífico Norte), genera un campo de esfuerzos diferenciales y posiblemente algún fracturamiento en las protuberancias de la placa subducida. La transcurencia observada en sismos de profundidad intermedia podría deberse a lo anterior. Es probable que cada uno de los agrupamientos sísmicos de la fig. 28 tenga una aspereza asociada.

En el noroeste de Costa Rica, la placa se subduce con gran ángulo pero con una alta componente de deslizamiento asísmico (McNALLY y MINSTER, 1981 en MONTERO y MORALES, 1984) y menor velocidad que en las restantes áreas del país. Por lo anterior y por la subucción de litósfera con poco relieve, la sismicidad es muy baja en ese sector del país. En el extremo sur del país, falta la sismicidad intermedia y

profunda debido a que la menor edad y densidad de las rocas del Levantamiento de Cocos produce un efecto buoyante (GUENDEL, 1986) que dificulta la introducción de la corteza oceánica bajo la continental y consecuentemente, el vulcanismo y la sismicidad intermedia-profunda son bajos.

5:6 Relación con datos gravimétricos

PONCE y CASE (1987) hicieron un mapa de anomalía de Bouguer completa para Costa Rica con anomalías de aire libre en alta mar. Como parte del procesamiento de los datos, a los mismos se le aplicó la corrección del terreno que compensa para la diferencia entre la elevación de las estaciones. Las principales anomalías encontradas se localizan en la Península de Nicoya (positiva) y en las cordilleras Volcánica Central y Talamanca (negativas) [MONTERO et al, 1990].

Se destaca en este trabajo un prominente lineamiento gravimétrico con rumbo noreste, que separa las partes norte y sur de Costa Rica. Indican los autores que el mismo puede ser la expresión de una zona de fractura mayor y lo correlacionan con una difusa faja de fallas con rumbo noreste, extendida desde Quepos hasta la cuenca de Limón, el límite meridional de los grandes aparatos volcánicos cuaternarios y un gap sísmico.

En la fig. 30 se ha incluido el lineamiento propuesto por PONCE y CASE (1987), el Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica (ASTORGA et al, 1991) y el área que abarca este estudio. El área se incluye para determinar por cuales sectores de la misma se extienden los lineamientos. Se observa que el alineamiento gravimétrico no corresponde con el Sistema de Falla Transcurrente propuesto por ASTORGA et al, 1991.; por su ubicación espacial serían dos estructuras diferentes. En su estudio gravimétrico, PONCE Y CASE (1987) no encontraron evidencia de fracturamiento de dirección E-O a lo largo de la depresión central de Costa Rica.

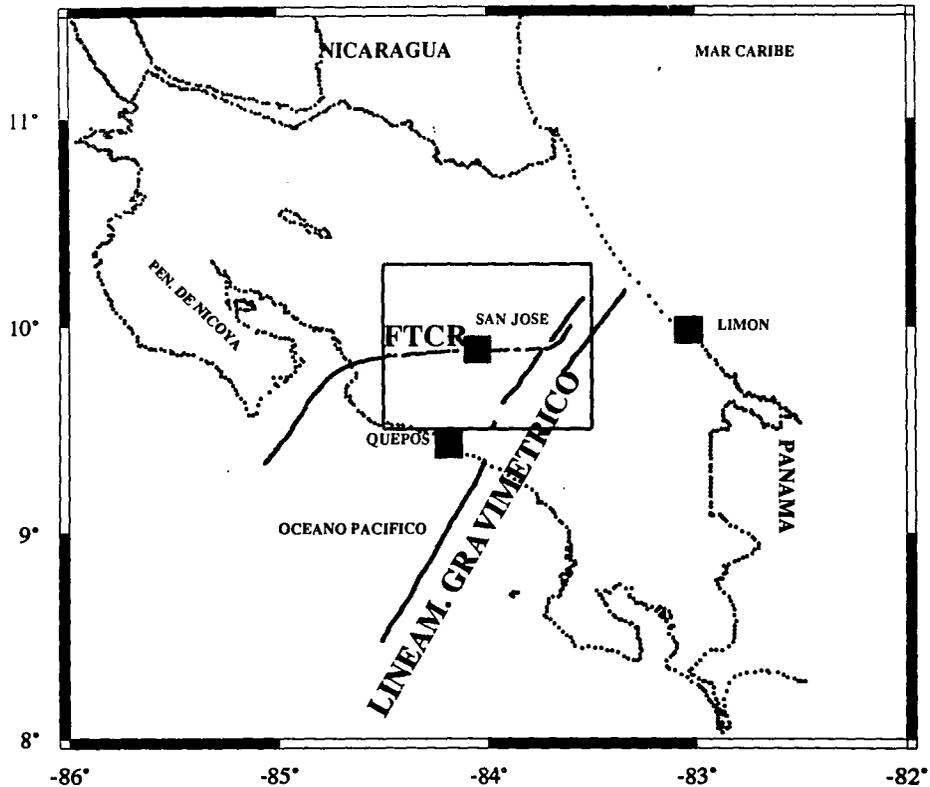


FIG. 30 FRACTURAMIENTOS PROPUESTOS EN LA PARTE CENTRAL DE COSTA RICA: LA FALLA TRANSCURRENTE DE COSTA RICA (FTCCR) Y EL LINEAMIENTO GRAVIMETRICO DE PONCE Y CASE (1987). EL RECUADRO CORRESPONDE CON EL AREA ESTUDIADA EN ESTE TRABAJO.

CAPITULO 6: ANALISIS Y CONCLUSIONES

Este estudio revela que en la sección central de Costa Rica hay tres grandes zonas de fallamiento superficial activo: el flanco sur de la Cordillera Volcánica Central, el flanco noreste de la Cordillera de Talamanca y las estribaciones mismas de esta última cordillera. Todos los sistemas están activos con unos segmentos más que otros, aquellos menos activos y que por tanto podrían tener actividad sísmica en el futuro son: el tramo entre San Isidro de Coronado y Barva de Heredia en la Cordillera Volcánica Central, el tramo inicial del sistema de fallas del flanco noreste de la Cordillera de Talamanca (fallas Navarro, Guarco y Coris), el tramo de falla entre Escazú y Pozos de Santa Ana y el área correspondiente a la hoja topográfica Candelaria. El resto del área estudiada ha estado liberando energía a través de microtemblores y temblores moderados.

El sistema de fallamiento observado es conjugado, no difuso [PLAFKER y WARD (1992), FAN et al (1992), FISHER et al, 1994] ni subparalelo (FAN et al, 1992), con tendencias SO-NE y SE-NO. Sin embargo, también hay fallamiento N-S. En los flancos de las cordilleras el fallamiento es de tipo normal y normal-transcurrente e inverso en las estribaciones de la Cordillera de Talamanca. En términos muy generales se puede decir, a partir de los mecanismos focales, que predomina el fallamiento de tipo normal.

Se encontró alta correlación entre el fallamiento cartografiado y los alineamientos sísmicos en El Bajo de la Hondura, sureste del Volcán Poás, Puriscal, sur de San José, Carairges, Tapantí y Pejibaye, En las restantes áreas no es muy evidente la correlación, quizá porque no son muchos los sismos graficados. Los temblores ocurren en zonas de fallamiento preexistente, en algunos casos en áreas donde interectúan varias fallas y cuando una se mueve, induce movimiento en las otras, como parece haber ocurrido en los alrededores de San Antonio de Belén, Escazú y al sur de San José. Las áreas de ruptura o zonas de activación son pequeñas, no se observó actividad continua a lo largo de las grandes fallas lo cual indica que son muy estables.

Se encontró 77 fallas con actividad sísmica asociada; 36 con orientación noroeste, 25 noreste, 12 norte-sur y 4 este-oeste. De los 71 mecanismos focales hechos en este estudio, 34 son de tipo normal, 26 transcurrentes y 11 inversos. En la Cordillera de Talamanca y sus estribaciones se concentra la actividad

sísmica. Un 75% de la sismicidad relocalizada se asoció con fallamiento cartografiado (este porcentaje no incluye la sismicidad de Cuericí porque allí no se ha realizado un adecuado levantamiento de fallas).

El análisis multifractal de la distribución espacial de temblores para el período 1984-1989 indica que la estructura sísmica de la zona estudiada es simple, con dimensión fractal 1.6 y dimensión infinita 0.75. Lo anterior sugiere que los hipocentros se agrupan en zonas permanentes de debilidad cortical, donde ocurren a profundidades muy similares. Se determinó que la dimensión fractal de la estructura sísmica para el período 1990-1993 fue superior a la del período 1984-1989, lo cual se atribuye a un incremento en la sismicidad observada y a la activación de nuevas fuentes sísmicas (Puriscal y Pejibaye de Turrialba), lo que transformó el sistema a uno ligeramente más complejo. Este método sería muy útil para cuantificar la evolución de la complejidad del sistema si en el futuro tendiera a un comportamiento caótico.

No se encontraron evidencias que apoyen y caractericen el sistema de falla transcurrente de Costa Rica en la parte central de Costa Rica, tales como: predominio de mecanismos de tipo transcurrente, fallamiento con dirección este-oeste y complejidad de la estructura sísmica. Hay mecanismos focales de tipo transcurrente, pero se considera que no definen una zona de cizalle en la parte central de Costa Rica. Hay transurrencia en la región central de Costa Rica, pero no solamente superficial, también intermedia. En este trabajo se considera que se combinan tres tipos de esfuerzo para generar la transurrencia observada: 1-la convergencia oblicua entre Cocos y Caribe (WHITE, 1991), 2-el indor de Cocos y 3-un campo de esfuerzos diferenciales derivado de la introducción de montes marinos bajo la placa Caribe. Lo primero y lo segundo repercuten sobre la transurrencia superficial que no solo existe en Costa Rica sino en toda Centroamérica (WHITE, 1991). Lo tercero provoca la transurrencia profunda y está llevando a la deformación por fracturamiento de los montes sumergidos, incluso hasta llegar a actividad persistente como fue el caso de la actividad intermedia de Naranjo, en marzo de 1992. Y como la subducción es más intensa por la mayor velocidad de convergencia entre el Golfo de Nicoya y Quepos, a diferencia de los extremos noroeste y sur del país, la penetración es más vigorosa y por esto la alta sismicidad observada actualmente en el país. El indor de Cocos (MONTERO, 1994) y la colisión del mismo con la Placa Caribe (SUAREZ et al, 1995) transmitirían esfuerzos pero no solamente hacia el noreste del país sino hacia el centro también. La alta

sismicidad en la misma cresta de la Cordillera de Talamanca y en sus faldas como aquellas de la región de Pejibaye, obedecerían a tal disturbio.

FISHER et al (1993) indican que los sismos posteriores a los terremotos de Cóbano y Limón están restringidos a una difusa zona de fallamiento diverso y de orientación este-oeste a lo largo del Valle Central de Costa Rica y que la variedad de fallas pueden reflejar un estado temprano de una zona de cizalla en desarrollo. En este trabajo se han incluido todas las fallas y lineamientos sugestivos de fallas, lo que elimina el término difuso, y se ha encontrado que el patrón de fallamiento de la zona es el mismo que ARIAS y DENYER (1991) derivaron de la compresión norte-sur que afectó a Costa Rica en el límite Mioceno-Plioceno. Las ubicaciones epicentrales y los mecanismos focales indican que hay actividad sísmica tanto en fallas de orientación noreste como en las de orientación noroeste. Por lo tanto, la sismicidad de la zona aludida por FISHER et al (1993) no se debe a fallamiento incipiente sino a fallamiento preexistente reactivado por la colisión del levantamiento de Cocos con la Placa Caribe y por la desestabilización que ocasionan los grandes terremotos.

El patrón de fallamiento conjugado (unas hacia el NE y otras hacia el NO) observado en la parte central de Costa Rica favorece la transcurencia en esas fallas, así, la convergencia NE entre Cocos y Caribe empujará el bloque sureste de las fallas de orientación NE hacia el noreste precisamente, con lo cual el bloque noroeste de las mismas tendrá que moverse en sentido SO, siendo entonces las fallas NE sinestrales (ARIAS y DENYER, 1991). Las fallas de orientación NO son perpendiculares a la dirección de convergencia Cocos-Caribe, esto más un posible esfuerzo S-N o SE-NO derivado de la presión del Levantamiento de Cocos podrían dar movimiento al bloque SO de tales fallas en sentido NO, generando así fallas dextrales en la dirección NO (ARIAS y DENYER, 1991). El temblor de Puriscal del 22 de diciembre de 1990 y los de Desamparados en 1994 sugieren fallamiento NE y los de Pejibaye (10 de julio, 1993) y Corralillo (9 de agosto de 1991) son de transcurencia en sentido NO. Ante esta diversidad de orientaciones de las fuentes sísmicas, la sismicidad de la parte central de Costa Rica, no constituye un alineamiento mayor unidireccional.

Durante el período 1984-1989 se registraron 1847 ($1 < \text{mag.} < 5$) eventos para un promedio de 263 sismos por año. En el período 1990-1994 el número de eventos se incrementó debido a la ocurrencia de grandes temblores en el borde pacífico y caribe del territorio nacional, que desestabilizaron los sistemas de

fallas y con ello indujeron mucha sismicidad. La mayoría de estos temblores son de magnitud inferior a 3 grados. Se considera que este nivel de sismicidad es bajo como para ser el resultado de un límite de placas, no porque un límite de placas deba tener sismicidad sino por tratarse de un margen continental muy activo. La intermitencia de los picos de máxima actividad entre periodos de relativa quietud responden a la reactivación de zonas de debilidad cortical por las ondas de deformación asociada a los grandes temblores. En ausencia de tales disturbios, la sismicidad detectada es de muy baja magnitud y moderados niveles de ocurrencia.

Este trabajo será útil para la futura microzonificación sísmica del Area Metropolitana de Costa Rica. Se espera que sirva de apoyo para la elaboración de los mapas de amenaza y riesgo sísmico para el Valle Central, para la planificación urbana y para la actualización del código sísmico costarricense. En el Valle Central de Costa Rica están las ciudades más importantes del país y es el centro socio-económico del mismo, razón por la cual estudios de este tipo en dicho valle son necesarios y útiles.

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

CAPITULO 7: BIBLIOGRAFIA

- ADAMEK, S., TAJIMA, F., 1987: Seismic Rupture Associated with Subduction of the Cocos Ridge. *Tectonics*, 6, 6: 757-774.
- ANGELIER, J., 1979: Determination of the Mean Principal Stresses for a Given Fault Population. *Tectonophysics*, 56: 17-26.
- ALVARADO, G., MORALES, L. D., MONTERO, W., CLIMENT, A., ROJAS, W., 1988: Aspectos sísmológicos y morfotectónicos en el extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. *Rev. geol. Amer. Central* 9: 75-98, San José, CR.
- ARIAS, O., DENYER, P., 1990a: Geología de la hoja Abra (mapa 1: 50000). Instituto Geográfico Nacional (IGN), San José, Costa Rica.
- ARIAS, O., DENYER, P., 1990a: Geología de la hoja Carraigres (mapa 1: 50000). Instituto Geográfico Nacional (IGN), San José, Costa Rica.
- ARIAS, O., DENYER, P., 1990b: Geología de la hoja Candelaria (mapa 1: 50000). Instituto Geográfico Nacional (IGN), San José, Costa Rica.
- ARIAS, O., DENYER, P., 1990b: Geología de la hoja Río Grande (mapa 1: 50000). Instituto Geográfico Nacional (IGN), San José, Costa Rica.
- ARIAS, O., DENYER, P., 1991: Aspectos neotectónicos de Puriscal y alrededores, Costa Rica. *Rev. geol. Amer. Central*, 12: 83-95.
- ARIAS, O., DENYER, P., 1991: Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográfica Abra, Carraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. *Rev. geol. Amér. Central*, 12: 61-74
- ASTORGA, A., FERNANDEZ, J., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A., OBANDO, L., 1989: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución Cretácico Superior-Cenozoica y potencial de Hidrocarburos. - Symposium on the Energy and Mineral Potential of the Central American- Caribbean Region, San José, Costa Rica, March 6-9, 1989, Circumpacific Council: 23 p.
- ASTORGA, A., FERNANDEZ, J., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A., OBANDO, L., 1991: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. *Rev. Geol. Amer. Central*, 43: 25-59.
- AVILES, C., SCHOLZ, C., BOATWRIGHT, J., 1987: Fractal Analysis Applied to Characteristic Segments of the San Andreas Fault. *J Geoph Res.*, 92, B1: 331-344
- BARQUERO, R., MONTERO, W., ROJAS, W., 1991 en: BARQUERO, R., & BOSCHINI, I., 1991: La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica 1990. - 135 pags. Informe técnico de la Red Sísmológica Nacional (R.S.N).
- BARQUERO, R., PERALDO, G., 1993: El temblor de Pejibaye de Turrialba del 10 de julio de 1993: aspectos sísmológicos, neotectónicos y geotécnicos. Informe interno Instituto Costarricense de Electricidad.
- BARQUERO, R., ROJAS, W., 1994: Sísmicidad inducida por el terremoto de Limón. *Rev. Geol. Amér. Central*, vol. esp. Terremoto de Limón: 111-120.

- BARQUERO, R., SOTO, G., LESSAGE, P., (eds) 1992: Volcán Irazú, Informe Vulcanológico período enero 1991-mayo 1992. Informe interno ICE, 24 pags.
- 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.
- BOWIN, C., 1976: The Caribbean Gravity field and plate tectonics. *Geol. Soc. America Special Paper* 169, 79p.
- COLLOT, J., FISHER, M., 1991: The Collision Zone between the North d'Entrecasteaux Ridge and the New Hebrides island Arc I: Sea Bean Morphology and Shallow Structure. *J. Geophys. Res.*, 96B, 3: 4457-4478
- CUTLER, C., 1993: A Review of Theory and Estimation of Fractal Dimension. STATISTICS Technical Report Series, STAT-93-06, University of Waterloo.
- De METS, C., GORDON, G., ARGUS, D., STEIN, S., 1990: Current Plate Motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 2:425-478.
- De VICENTE, G., ROJAS, W., VILLAMOR, P., MONTERO, W., LOPEZ, A., SANCHEZ, F., BOSCHJINI, I., MUNOZ, A., BARQUERO, R., GINER, J., FERNANDEZ, M., 1992: Análisis poblacional del enjambre sísmico de Santiago de Puriscal (Costa Rica). *Actas del VII Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Geológico Español*, Salamanca, España.
- DENYER, P., ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la región central de Costa Rica. *Rev. Geol. de America Central*, 12: 1-59.
- DENYER, P., KUSSMAUL, S., 1994: Atlas Geológico Gran Area Metropolitana, Editorial Tecnológica de Costa Rica. 275 p.
- EBERHART-PHILLIPS, D., 1986: Three dimensional velocity structure in the northern California coast ranges from inversion of local earthquakes arrival times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 4:1025-1052.
- EBERHART-PHILLIPS, D., 1990: Three dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California, *J. Geophys. Res.*, 95, 15343-15363.
- FAN, G., BECK, S. & WALLACE, T., 1993: The Seismic Source Parameters of the 1991 Costa Rica Aftershock Sequence: Evidence for a Transcurrent Plate Boundary. *J. Geophys. Res.* 98, B9: 15,759-15,778.
- FISHER, D., GARDNER, T., MARSHALL, J., MONTERO, W., 1994: Kinematics associated with late Cenozoic deformation in central Costa Rica: Western boundary of the Panama microplate. *Geology*, 22, 3: 263-266.
- FRANKEL, A., 1991: High-Frequency Spectral Falloff of Earthquakes, Fractal Dimension of Complex Rupture, b Value, and the Scaling of Strength on Faults. *J. Geophys. Res.*, 96, B4: 6291-6302.
- GEILIKMAN, M., GOLUBEVA, T., PISARENKO, V., 1990: Multifractal patterns of seismicity. *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 127-132.
- GOES, S., VELASCO, A., SCHWARTZ, S., LAY, T., 1993: The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (Mw=7.7) earthquakes and its tectonics implications: a broadband seismic study, *J. Geophys. Res.*, 98, B5: 8127-8142.

- GRASSBERGER, P., 1983: Generalized dimensions of strange attractors. *Physics Letters*, 97A, 6: 227-230.
- GRASSBERGER, P., PROCACCIA, Y., 1983: Characterization of Strange Atractors. *Phys Res Letter*, 50, 5: 346-349.
- GÜENDEL, F., 1985: Enjambres sísmicos en el volcán Irazú. Catálogo de temblores 1984. -Universidad Nacional Autónoma, Heredia., Costa Rica : 100-104.
- GÜENDEL, F., 1986: Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America Trench. 157 pp., Doctoral Thesis; University of California at Santa Cruz.
- GÜENDEL, F., PACHECO, J., 1992: The 1990-1991 seismic secuencia across central Costa Rica: evidence for the existence of a micro-plate boundary connecting the Panama deformed belt and the Middle America Trench. *Eos Trans. Am. Geophys. Un.* 73, 399.
- HAGEN, R., MOBERLY, R., 1994: Tectonic Effects of a Subducting Aseismic Ridge: The Subduction of the Nazca Ridge at the Peru Trench. *Marine Geophysical Researches*, 16: 145-161.
- HAN, W., WANG, W., 1995: Studies of the Changes Rates of Capacity Dimension and Information Dimension and Earthquake Prediction in 11 Seismic Zones of Sichuan-Yunnan Area. *Fractals*, 3, 1: 105-112.
- HAVSKOV, J., LINDHOLM, C., 1992: The Seisan Earthquake Analysis Software. Institute of Solid Earth Physics University of Bergen, Bergen, Norway.
- HENTSCHER, H., PROCACCIA, I., 1983: The infinite numbers of generalized dimensions of fractals and strange attractors. *Physica 8D*, 435-444.
- HIRATA, T., 1987: Omori's Power Law Aftershock Sequences of Microfracturing in Rock Fracture Experiment. *J. Geoph. Res.*, 92, B7: 6215-6221.
- HIRATA, T., 1989: Fractal Dimension of Fault System in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at various scales. *PAGEOPH*, 131, Nos 1/2, 157-170.
- HIRATA, T., IMOTO, M., 1991: Multifractal analysis of spacial distribution of microearthquakes in the Kanto region. *Geophys J. Int.* 107, 1:155-162.
- ITO, K., MATSUZAKI, M., 1990: Earthquakes as Self-Organized Critical Phenomena. *J. Geophys Res*, 95, B5: 6853-6860.
- JACOB, K., PACHECO, J., SANTANA, G., 1991: Seismology and Tectonics, in Costa Rica Earthquake of April 22, 1991. - Reconnaissance Report. *Earthquake Spectra*, Supplement B, 7: 15-33.
- KAGAN, Y., KNOPOFF, L., 1980: The spacial distribution of earthquakes: The two-point correlation function. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 303-320.
- KELLOG, J., BONINI, W., 1982: Subduction of the Caribbean and basement uplifts in the overring South American Plate. *Tectonics*, 1: 251-276.
- KRUHL, J., 1994: Fractals and Dynamic Systems in Geosciencie. Springer-Verlag, Berlin, 421 pgs.
- KURTHS, J., HERZEL, H., 1987: An Atractor in a Solar Time Series. *Physica*, 25D, 165-172

- LADD, J.W., 1976: Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 87, 7: 969-976.
- LONSDALE, P., KLITGÖRD, K., 1978: Structure and Tectonics of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 89, 7: 981-999.
- MACHARE, J., ORTLIEB, L., 1992: Plio-Quaternary Vertical Motions and the Subduction of the Nazca Ridge, Central Coast of Peru. *Tectonophysics*, 205: 97-108.
- MANN, P., BURKE, K., 1984: Neotectonics of the Caribbean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 22, 4: 309-362.
- MATUMOTO, T., OTHAKE, M., LATHAM, G., UMAÑA, J., 1977: Crustal structure of southern Central America. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67, 1:121-134.
- MINISTERIO DE INDUSTRIA, ENERGIA Y MINAS, DIRECCION DE GEOLOGIA, MINAS Y PETROLEO, 1982: Mapa Geológico de Costa Rica. IGN, San José, Costa Rica.
- MINSTER, B., JORDAN, T., 1978: Present-day plate motions.-*J. Geophys. Res.*, 83, A11: 5331-5354
- 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. Amer. Central* 5: 35-72; San José, CR.
- MONTERO, W., 1989: Sismicidad histórica de Costa Rica, período 1608-1910. *Rev. Geofísica* Vol 28: 531-559.
- MONTERO, W., - Sismicidad y Neotectónica, en: DENYER, P., KUSSMAUL, S., 1994: Atlas Geológico Gran Area Metropolitana. Ed. Tecnológica de Costa Rica.
- MONTERO, W., 1994: Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. *Profil* 7: 125-141.
- MONTERO, W., ALVARADO, G., (en prensa): El temblor de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (Ms 5,9) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*.
- MONTERO, W., DEWEY, J.W., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonic of the Valle Central de Costa Rica. *Seis. Soc. Amer. Bull.*, V. 72 1611-1626.
- MONTERO, W., MADRIGAL, R., MORA, R., SEELEY, M., ALT, J., & CLINE, M., 1991a: Lineamientos suggestive of recent fault activity. -(mapa no publicado: escala 1:50,000)
- MONTERO, W., MORALES, L.D., 1984: Sismotectónica y niveles de actividad de microtemblores en el suroeste del Valle Central, Costa Rica. - *Rev. Geof., Inst. Panam. Geogr. Hist.*, 21: 21-41.
- MONTERO, W., MORALES, L. D., 1988: Zonificación sísmica del Valle Central. *Memorias del 4º Seminario de Ingeniería Estructural*, San José, CR.
- MONTERO, W., MORALES, L. D., 1990: Deformación y Esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 11: 69-87.
- MONTERO, W., PANIAGUA, S., KUSSMAUL, S., RIVIER, F., 1992: Geodinámica interna de Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 14: 1-12.

- MONTERO, W., ROJAS, W., BOSCHINI, I., BAQUERO, R., FLORES, H., 1991d: Neotectónica de la región de Puriscal. Origen de la sismicidad de mayo-diciembre de 1990. Memoria del 5º seminario nacional de Geotecnia, San José, Costa Rica.
- MORALES, L., 1985: Temblores, sus causas, medición y efectos. En: Setiembre Científico 2. Sismos, UNED, 43-83
- MORRIS, A., TANER, I., MEYERHOFF, H., MEYERHOFF, A., 1990: Tectonic evolution of the Caribbean region; A lternative hypothesis, en: DENGU, G.; CASE, J., eds, *The Caribbean Region*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. H.
- OBANDO, L., BOTTAZZI, G., ALVARADO, F., 1991: Sedimentología de algunas facies de la Formación Coris (Mioceno Medio-Mioceno Superior), Valle Central, Costa Rica. *América Central. Rev. Geol. Amer. Central*, 13: 61-76.
- OKUBO, P., AKI, K., 1987: Fractal Geometry in the San Andres Fault System. *Jour. of Geoph. Res.*, 92, B1: 345-355.
- OTT, E., 1993: *Chaos in dynamical systems*. Cambridge University Press, 385 pgs.
- PANIAGUA, S., SALAZAR, KUSSMAUL, S., MONGE, A., OBANDO, L., BURGOS, A., FERNANDEZ, M., 1993: Amenaza y estimación económica básica de la vulnerabilidad material asociada al volcán Irazú-Cordillera Central, Costa Rica. Inf. técnico Sección de Vulcanología, Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica.
- PERALDO, G., QUIROS, C., MONTERO, W., 1994: Documentos para la historia sísmica y volcánica de América Central, período 1516 - 1900. Tomo II, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH).
- PERALDO, G., MONTERO, W., 1994: Sismicidad histórica de América Central, datos macrosísmicos (período 1469 - 1900). Tomo I, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH).
- PERALDO, G., MONTERO, W., 1995: Los temblores del período colonial de Costa Rica. Ed. Tecnológica, Cartago, Costa Rica, 161 p.
- PINDELL, J. L., CANDE, S.C., PITMAN III, W.C., ROWLEY, D.B., DEWEY, J.F., LABRECQUE, J., & HAXBY, W., 1988: A plate-kinematic framework for model of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121-138.
- PINDELL, J.L. & DEWEY, J.F., 1982: Perno-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1: 179-212.
- PLAFKER, G., WARD, S., 1992: Back Arc Thrust Faulting and Tectonic Uplift along the Caribbean Sea Coast During the April 22, 1991 Costa Rica Earthquake, *Tectonics*, 11, 4: 709-718.
- PONCE, D., CASE, J., 1987: Geophysical Interpretation of Costa Rica, in U.S. Geological Survey Mineral esources Assessment of the Republic of Costa Rica, U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Folio, I-1865, pp. 8-17
- PROTTI, M., GUENDEL, F., McNALLY, K., 1994: The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: result from a high-resolution local seismicographic network. *Phys. Earth Planet. Int.*, 84: 271-287.

- PROTTI, M., SCHWARTZ, S., 1994: Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: Evidence from an aftershock study of the April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica, earthquake (Mw=7.7). *Tectonics*, 13, 5: 1093-1107.
- PROTTI, M., SCHWARTZ, S., ZANDT, G., (enviado al BSSA): Simultaneous inversion for earthquakes location and velocity structure beneath central Costa Rica.
- ROJAS, W., BUNGUN, H., LINDHOLM, C., 1993: Historical and recent earthquakes in Central America. *Rev. Geol. Amer. Central*, 16: 5-22.
- ROSS, M. I. & SCOTESE, C. R., 1988: A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155: 139-168.
- SRIVASTAVA, H., BHATTACHARYA, S., SINHA, K., 1994: Strange attractor dimension as new measure of seismotectonics around Koyna reservoir, India. *Earth and Planet. Sci. Letters* 124: 57-62
- SORNETTE, A., DAVY, P., SORNETTE, D., 1993: Fault Growth in Brittle-Ductile Experiments and the Mechanics of Continental Collisions. *J. Geophys. Res.* 98, B7: 12,111-12,139.
- STOIBER, R., CARR, M., 1971: Recent Volcanisms and Seismicity in Central America, En: *Symposium on Volcanism and Upper Mantle Earthquakes*, 27 Int. Geol. Geophys., The General Assembly, Moscow, 15, 35 pgs
- SUAREZ, G., PARDO, M., DOMINGUEZ, J., PONCE, L., MONTERO, W., BOSCHINI, I., ROJAS, W., (1995): The Limón, Costa Rica Earthquake of April 22, 1991: Back arc Thrusting and Collisional Tectonics in a Subduction Environment. *Tectonics*, 14, 2: 518-530.
- THURBER, C., 1983: Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote lake area, Central California. *J. Geophys. Res.* 88, B10: 8226-8236.
- TRISTAN, F., BIOLLEY, P., COTS, C., 1912: The Sarchi Earthquake, Costa Rica: *Bull. Seism. Soc. Am.* 2, 201-210.
- TURCOTTE, D., 1990: Fractals, chaos, self-organized criticality and tectonics. *Terra Nova*, 4, 4-12.
- VIQUEZ, C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica, 1608-1910, *Tipografía de Avelino Alsina*, San José, Costa Rica, 200 pp.
- WHITE, R., 1991: Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America, in Slemmons, D., Engdahl, E., Zoback, M. y Blackwell, D., eds., *Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map volume 1*.
- WHITE, R., HARLOW, D., 1993: Destructive Upper-Crustal Earthquakes of Central America Since 1900. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 83, 4: 1115-1142.

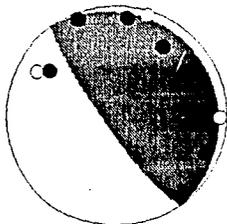
APENDICE 1 MECANISMOS FOCALES

UCR-UNA SIGNIFICA QUE EL MECANISMO SE HIZO CON DATOS DE LA RED SISMOLOGICA NACIONAL (RSN:UCR-ICE) Y DEL OBSERVATORIO VULCANOLOGICO Y SISMOLOGICO DE COSTA RICA (OVSICORI-UNA) LOS MECANISMOS SE HICIERON EN ESTE TRABAJO Y SE USARON PARA ELLO LOS PRIMEROS ARRIBOS.

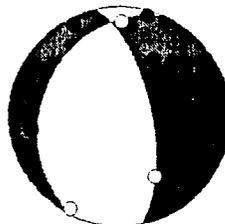
EL CIRCULO NEGRO INDICA COMPRESION Y EL BLANCO DILATACION.

MECANISMOS FOCALES DEL BAJO DE LA HONDURA (Z 1)

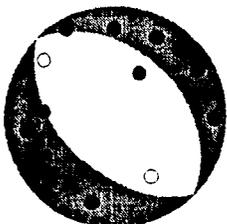
1 90/08/21



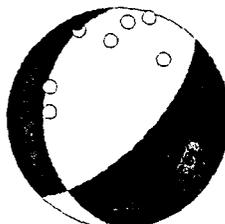
2 92/11/21



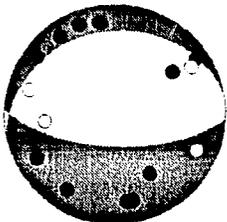
3 92/11/23



4 93/09/02 UCR-UNA

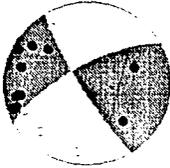


5 94/01/29 UCR-UNA

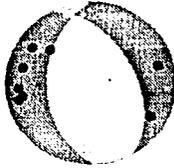


MECANISMOS FOCALES DE PURISCAL (Z 3)

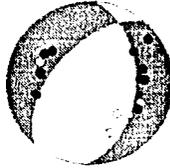
1 90/05/29 UCR-UNA



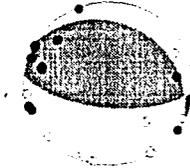
2 90/05/30 UCR-UNA



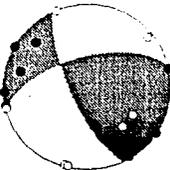
3 90/06/01 UCR-UNA



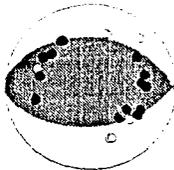
4 90/06/07 UCR-UNA



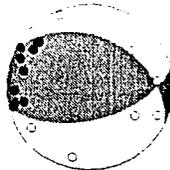
5 90/06/08 UCR-UNA



6 90/06/09 UCR-UNA



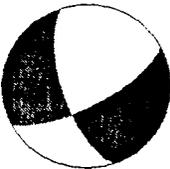
7 90/06/16 UCR-UNA



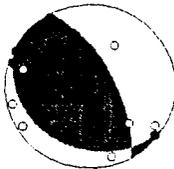
8 90/06/30 UCR-UNA



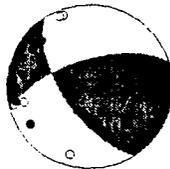
8 NEIC



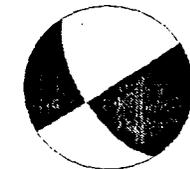
9 90/06/30 UCR-UNA



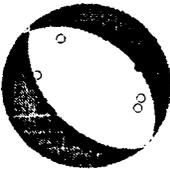
10 90/12/22 UCR-UNA



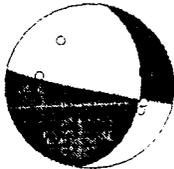
10 HVD



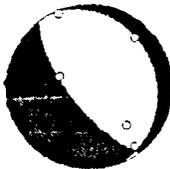
11 92/07/10



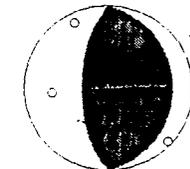
12 92/07/16



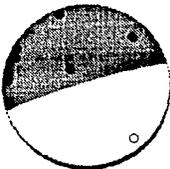
13 93/02/12



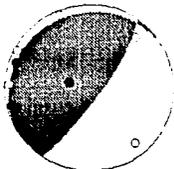
14 93/02/12



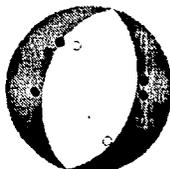
15 93/08/25



16 93/09/23

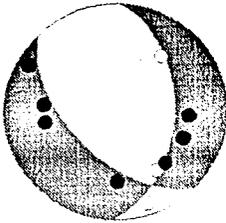


17 94/04/02

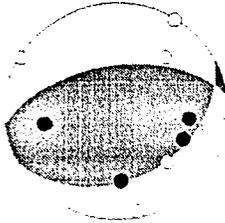


MECANISMOS FOCALES DEL OESTE DE SAN JOSE (Z-4)

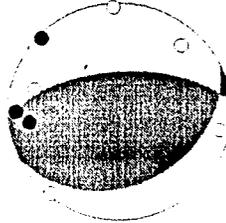
1 92/11/03



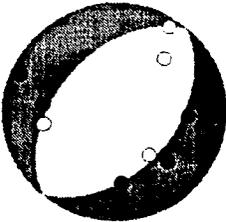
2 92/11/03



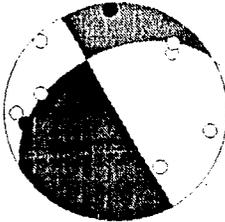
3 93/01/08



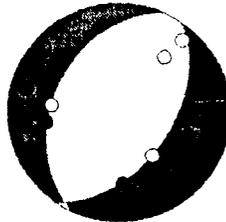
4 93/01/08



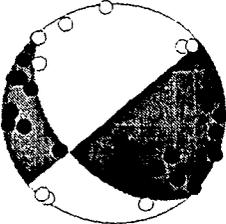
5 93/01/08



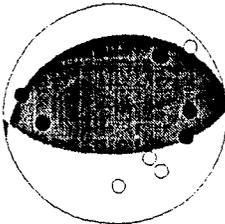
6 93/01/10



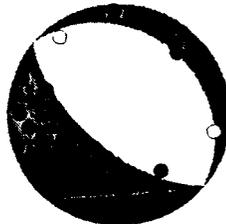
7 93/01/20 UCR-UNA



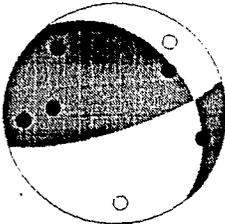
8 93/02/12



9 93/02/13

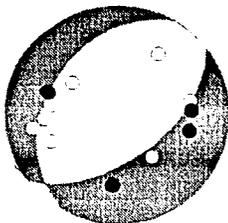


10 93/02/13

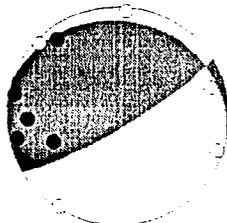


MECANISMOS FOCALES DE SAN JOSE (Z 5)

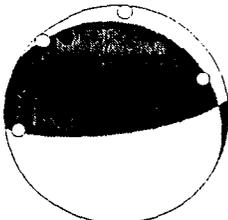
1 92/11/03



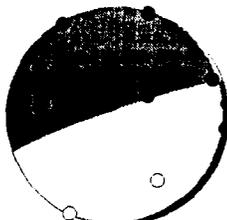
2 92/11/03



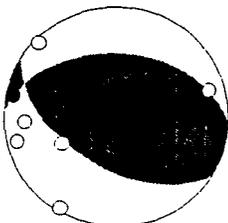
3 92/11/03



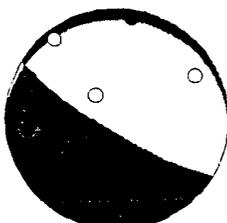
4 92/12/02



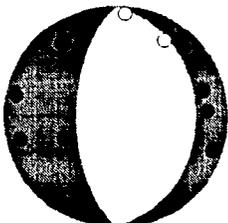
5 92/12/23



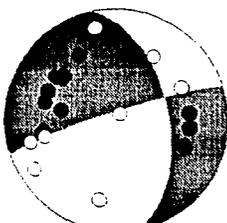
6 93/01/30



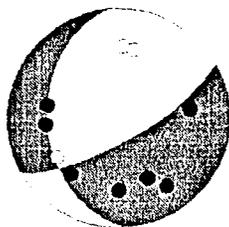
7 93/09/16



8 94/10/29 UCR-UNA



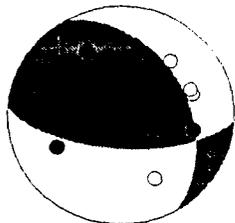
MECANISMO FOCAL DE IRAZU (Z 6)



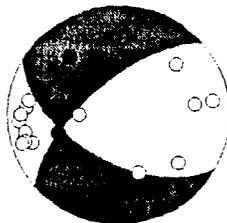
1 02/11/92

MECANISMOS FOCALES DE CANDELARIA (Z 8)

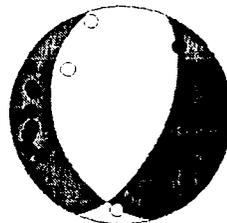
1 09/02/93



2 26/09/94 UCR-UNA

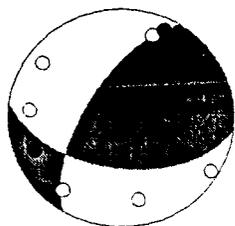


3 24/05/95 UCR-UNA

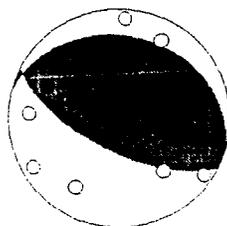


MECANISMOS FOCALES DE CARAIGRES (Z 9)

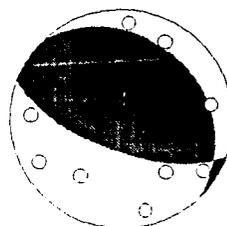
1 12/11/92



2 05/01/94

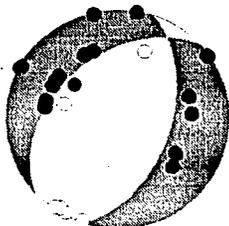


3 11/01/94

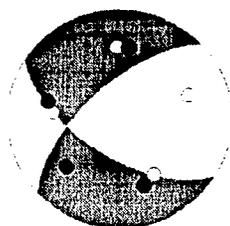


MECANISMOS FOCALES DE TAPANTI (Z 10)

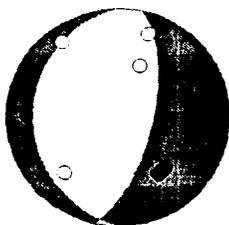
1 13/06/92 UCR-UNA



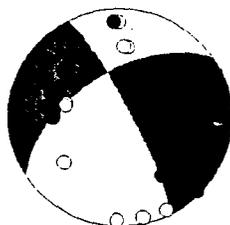
2 18/11/92



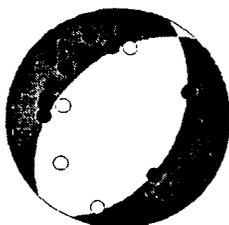
3 19/03/93



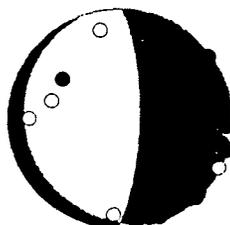
4 07/05/93 UCR-UNA



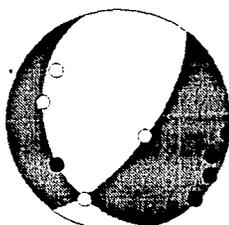
5 14/07/93 UCR-UNA



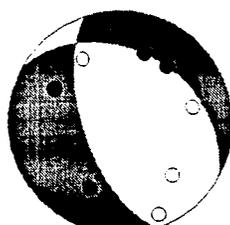
6 14/07/93 UCR-UNA



7 24/04/94

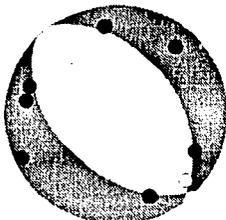


8 27/08/94

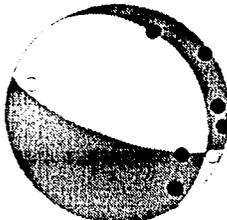


MECANISMOS FOCALES DE PEJIBAYE (Z 11)

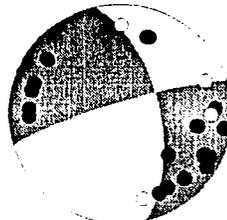
1 13/11/92



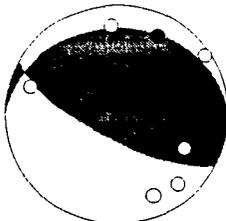
2 08/07/93



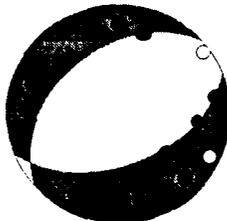
3 09/07/93 UNA-UCR



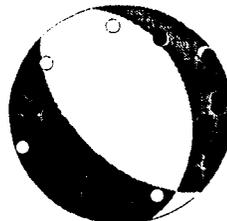
4 10/07/93



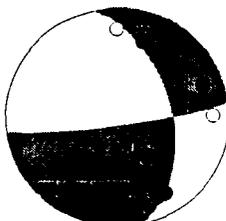
5 10/07/93 UNA-UCR



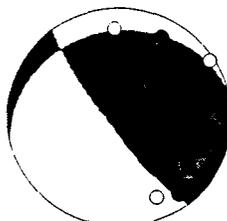
6 11/07/93 UNA-UCR



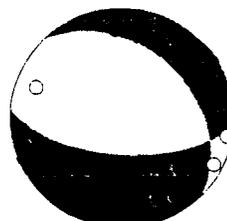
7 11/07/93



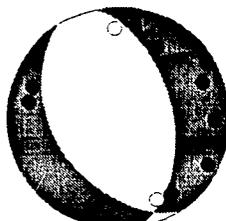
8 18/07/93



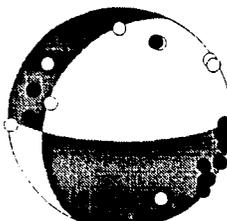
9 21/07/93



10 16/08/93

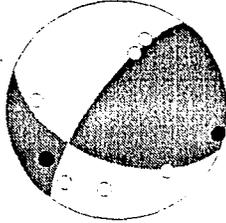


11 23/09/93 UNA-UCR

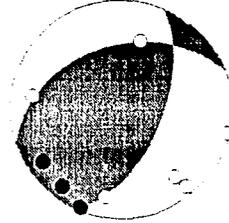


MECANISMOS FOCALES DE DOTA (Z 13)

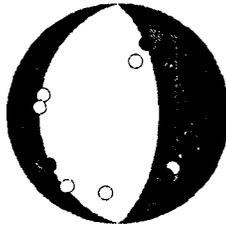
1 10/01/93



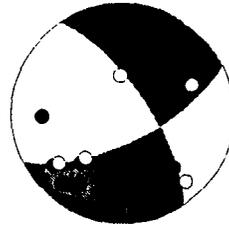
2 12/01/93



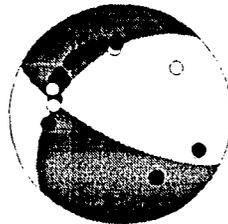
3 23/01/93



4 03/08/93 UCR-UNA



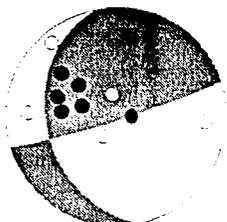
MECANISMO FOCAL DE CUERICI (Z 15)



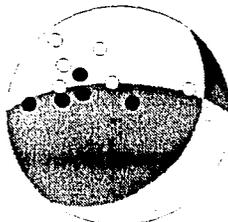
1 21/12/93 UCR-UNA

MECANISMOS FOCLS DE SISMOS DE PROF. INTERMEDIA

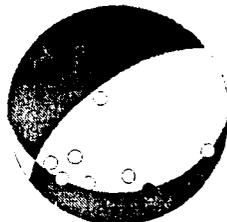
1 07/03/92



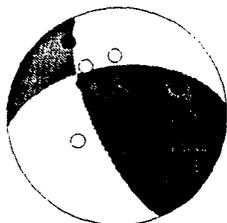
2 07/03/92



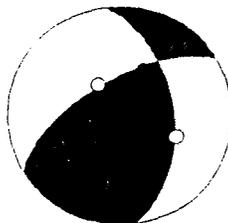
3 12/09/92



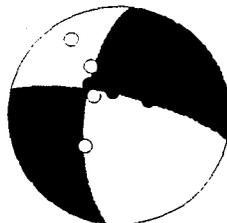
4 23/01/93



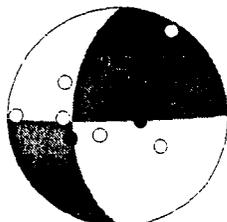
5 21/08/93



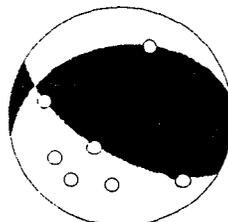
6 23/08/93



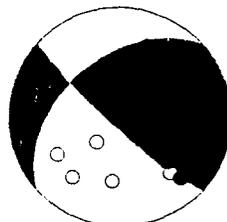
7 15/11/93



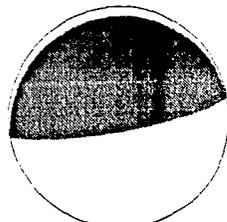
8 24/03/94



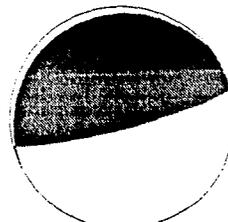
9 24/03/94



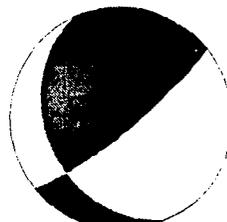
1 NEIC OND. P. CONTR. POBRE



1 NEIC TENSOR DE MOMENTO

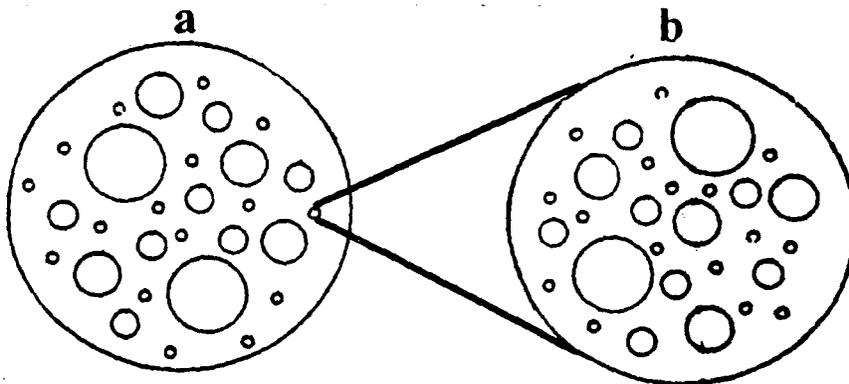


1 CENTROIDE (HVD)



APENDICE 2

EJEMPLO DE COMPORTAMIENTO FRACTAL EN TEMBLORES: EL MODELO PARA RUPTURA CORTICAL COMPLEJA (FRANKEL, 1991)



Un ejemplo simplificado de un modelo de ruptura cortical con una distribución autosimilar de áreas de ruptura de subeventos. Las zonas de ruptura de los subeventos están mostradas por círculos de diferentes tamaños. El círculo mayor representa el área de ruptura del evento principal. Las zonas de ruptura mostradas en (a) son los subeventos del nivel 1. b): una ampliación de uno de los subeventos de (a), mostrando que contiene su propia distribución autosimilar de subeventos (nivel 2).

FRANKEL (1991) desarrolló un modelo autosimilar de ruptura compleja donde un temblor es compuesto de subeventos con diferentes tamaños. Estos subeventos son a la vez compuestos de subeventos y así sucesivamente. De esta manera, un temblor está hecho de un conjunto jerárquico de pequeños temblores. Se asume que la caída de esfuerzos de temblores o subeventos sobre una falla es proporcional a la fuerza de la misma, la cual varía con la posición a lo largo de ella. Al considerar el esfuerzo como una función aleatoria autosimilar de posición a lo largo de la falla, demuestra que la Dimensión Fractal de los subeventos está controlada por el escalamiento de la fuerza o caída de esfuerzos sobre ella.

Autosimilaridad: tomando una parte pequeña del área de réplicas del evento principal y ampliándola por un factor, producirá una distribución de áreas de subeventos que es estadísticamente idéntica a la original.