

DETALLES GEO-ESTRUCTURALES Y NEOTECTONICOS DE SANTIAGO DE PURISCAL Y ALREDEDORES, COSTA RICA

Olman Arias M. & Percy Denyer Ch.
Escuela Centroamericana de Geología
apdo. 35-2060 Universidad de Costa Rica

INTRODUCCION

Durante el período de marzo a julio de 1990 se presentó en la zona de Puriscal un ensamble sísmico, con magnitudes máximas de 5.0, escala Richter, produciendo daños considerables en algunas viviendas, no causando sin embargo gran movimiento en el deslizamiento de Puriscal.

La zona se encuentra ubicada al SW de San José (Fig. 1), donde se estudió un área de 250 km², cubriendo parte de las hojas Río Grande, Candelana, Caragres y Abra del Instituto Geográfico Nacional (escala 1:50 000)

Considerando la estrecha relación de la litología y los rasgos estructurales con el comportamiento mecánico neotectónico, en este trabajo se intenta combinar y comparar los datos sísmicos y geológicos, para obtener resultados concretos respecto al fallamiento que afectó esta área.

La metodología empleada, consistió en el levantamiento campo estratigráfico (Fig. 2) y litológico, expresado en el mapa geológico (Fig. 3). Además se tomaron los rasgos estructurales como los planos estratigráficos y de fallas, con especial atención en las estrías y el movimiento relativo de las fallas (Fig. 4). El procesamiento y tratamiento estadístico se realizó por los métodos de Schmidt y Angelier & Mechler (1977)

ESTRATIGRAFIA

Aflora una secuencia litológica, con una edad mínima Mioceno Inferior, correspondiente a la Formación Pacacua. Sobreyacida por la Formación Peña Negra (Mioceno Medio), la cual a su vez se encuentra sobreyacida parcialmente por la Formación Coris.

Cóncordantemente, la unidad volcánica Formación La Cruz (Mioceno Superior) se depositó sobre la secuencia sedimentaria. Depósitos parálicos y tobías coronan esta Formación.

Mediante una disconformidad angular la Formación Grifo Alto (Plioceno-Pleistoceno ?), sobreyace a estas unidades, al igual que las ignimbritas de la Formación Depósitos de Avalancha Ardiente. Depósitos coluvio-áluviales del Pleistoceno, descansan sobre la estratigrafía anterior.

El detalle de la estratigrafía (Fig. 2), comprende varias unidades litoestratigráficas de carácter formal e informal, las cuales fueron cartografiadas a escala 1:50 000 (Fig. 3). A continuación se describen las unidades en orden cronológico.

FORMACION PACACUA

Se toma la definición litológica de esta unidad sensu Castillo (1969). Esta constituida por volcanoclastitas de granulometría diversa. Destacan colores vivos muy llamativos con predominio del rojo y morado, aunque el verde es frecuente en algunos sectores.

Caracterizan, a esta unidad geológica, las estratificaciones decimétricas hasta métricas de areniscas volcánicas (finas, gruesas y guijerosas) tobías, tobías y brechas finas

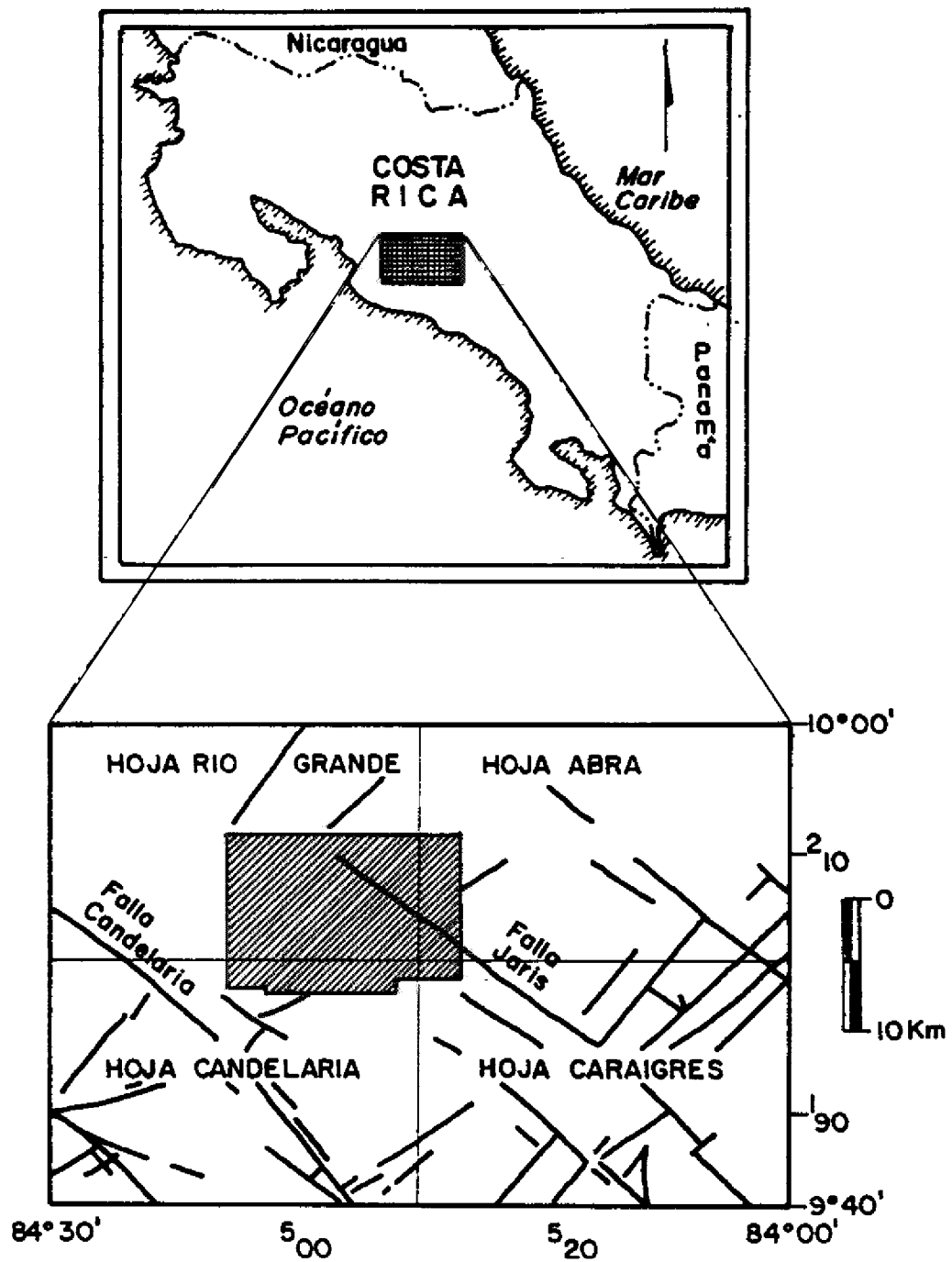


Fig. 1: MAPA DE UBICACION.

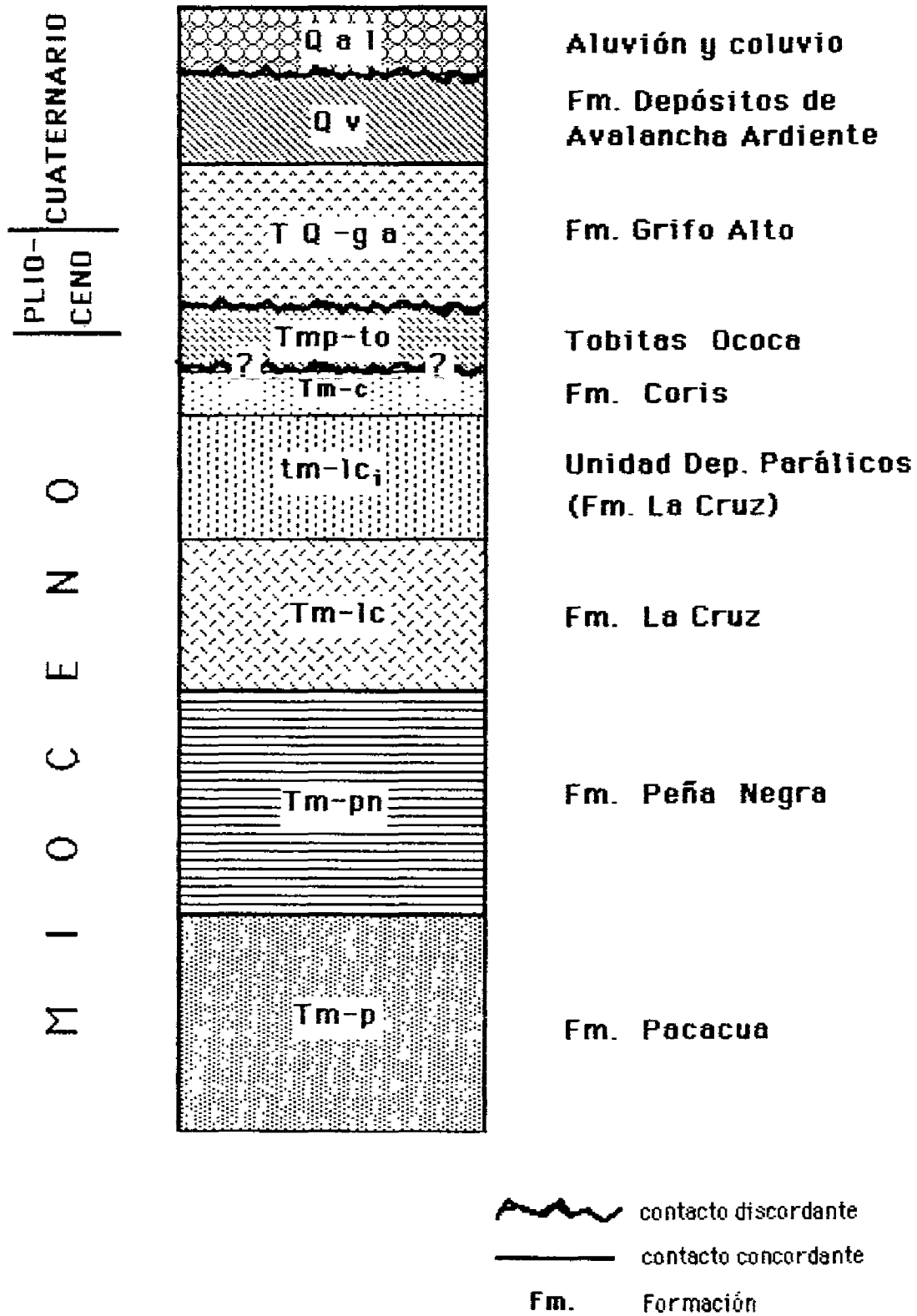


FIG. 2: COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA

y gruesas (excepcionalmente 1 m de diámetro), con contacto de fragmentos por matriz. Hacia la parte superior, diques y sills de diabasa con espesores de aprox. 1 m son frecuentes.

FORMACION PEÑA NEGRA

Se cartografía esta unidad según la definición de Denyer & Arias (1991) Anteriormente llamada Formación Terraba (Castillo, 1969) o unidad superior de la Formación Pacacua (Rivier, 1979) Representa, sin embargo, características litológicas distintivas, correspondientes a un periodo de relativa calma tectónica y volcánica donde la subsidencia fue constante.

La unidad inferior (200 m) es una secuencia de areniscas medias y finas pardas, con estratos decimétricos. La sección media (500-700 m) corresponde con lutitas y areniscas finas negras (con pinta) en estratos centimétricos y decimétricos, con niveles concrecionales. Esporádicamente se intercalan estratos delgados (10 a 20 cm) de tobas.

En la unidad superior (200-300 m) se presentan intercalaciones guijarrosas y estratos calizos aislados, las areniscas se vuelven pardas de grano medio a grueso, mal estratificadas (decimétricas a métricas) y con mucha influencia volcánica, incluso plagioclasas idiomórficas entre sus granos.

Se extiende en toda la región. Su espesor total, al S del área estudiada es de 1 200 m, su forma es tabular.

FORMACION LA CRUZ

Con este nombre se denomina a un conjunto de lavas predominantemente basálticas y tobas que sobreyacen concordantemente la secuencia sedimentaria (Denyer & Arias, 1991). Culmina con depósitos sedimentarios continentales-manos cartografiados y citados como depósitos parálisos de esta Formación.

Está compuesta principalmente por coladas de basalto y leucobasalto, con espesores promedio de 20-30 m. Es frecuente encontrar gran cantidad de amígdalas de ceolita y menos frecuente calcita, al meteorizar se pueden separar fácilmente las pequeñas amígdalas de 2 mm a 1 cm de diámetro, vetillas milimétricas de estos minerales son también frecuentes. Estas rocas meteorizan con una incipiente estructura esferoidal dando un aspecto muy engañoso de "pseudoclastos" en una matriz arenosa parda. Normalmente se encuentran geodas cuarcíferas irregulares hasta 0.5 m de diámetro. Con frecuencia se observa textura fluidal, formando delgadas capas cm, las cuales se midieron en algunos sectores para comprobar su paralelismo a las secuencias sedimentarias infrayacentes.

Lavas más félsicas corresponden a leucobasaltos o andesitas. Estas últimas en general contienen augita titanífera en un 10 a 25%. Las tobas intercaladas son de colores rojos y violáceos con estratificación centimétrica. Tamaño de grano de arena media a fina hasta limolita y se presenta en paquetes que rara vez sobrepasan los 10 m.

DEPOSITOS PARALICOS (FM. LA CRUZ)

Se utiliza este nombre al referirse a un cuerpo lenticular, con espesor máximo de 700 m y que se extiende E-W 12 km de longitud. Litológicamente está compuesta por paquetes métricos de conglomerados de matriz arenosa y areniscas vulcanoclasticas pardas de grano medio y grueso en paquetes que no sobrepasan los 20 m. Con intercalaciones de tobas y tobitas rojas y moradas de granulometría de arena media y fina hasta limo. Además, estratos esporádicos de lutita carbonosa de espesor decimétrico están estratificados en la parte superior de la secuencia.

Ocasionalmente se encuentran impresiones de bivalvos en las tobitas. Las areniscas tienen gradación inversa, estratificación ondulada traduciendo un ambiente de oleaje. Lo anterior, sumado a la presencia de carbón y conglomerados aparentemente continentales evidencian su carácter parálico. Referencias parciales de estas rocas pueden encontrarse en Arias (1988), Denyer & Soto (1988).

INTRUSIVO DE ESCAZU

Corresponde con granodioritas, monzonitas y gabros que representan el límite Occidental de los cuerpos plutónicos de la Cordillera de Talamanca. El ascenso isostático de estas rocas es el causante de la formación de ésta cadena montañosa. En el mapa geológico aflora en las estribaciones Occidentales de los Cerros de Escazú.

TOBITAS OCOCA

Corresponden con el límite entre las unidades volcánicas, Formación La Cruz y la Formación Grifo Alto. Es una unidad informal sensu Denyer & Arias (1991). Litológicamente son tobas, con granulometría de arena fina-arcilla, poco retrabajadas, con colores que varían de café a verde, se pueden observar en las cercanías del poblado de Ococa (NW, hoja Caraigres). Se estima un espesor máximo de alrededor de 100 m y yacen en discordancia angular ligera sobre la Formación La Cruz. Por correlación estratigráfica se considera una edad Mioceno Superior muy terminal-Plioceno Inferior.

Su origen está relacionado a cenizas finas que cayeron en lagunas incipientes formadas durante el basculamiento ocurrido en el límite Mioceno-Plioceno y representan el inicio del vulcanismo que generaría la Formación Grifo Alto.

FORMACION GRIFO ALTO

Se designa con este nombre a una serie de rocas volcánicas andesíticas y piroclásticas que cubrieron las secuencias sedimentarias y volcánicas posterior al basculamiento N-S, que afectó la secuencia inferior (Denyer & Arias, 1991).

En resumen, corresponde con un vulcanismo más explosivo que La Cruz y se depositó después del basculamiento y antes de la instauración definitiva del arco magmático en la posición que ocupa actualmente.

Las lavas andesíticas, a veces con augita y/o hipersteno, normalmente son rocas de colores grises (p.e. Tajo Grifo Alto), aunque también se encuentran colores rojizos. Destaca una megabrecha que aflora en un tajo al S de Santiago (Junquillo Arriba), la cual evidencia la cercanía de un punto de emisión volcánica.

Los flujos piroclásticos son la litología más característica. Son gruesos, conteniendo bloques lávicos y esconáceos decimétricos, angulares normalmente y raras veces redondeados. Lo frecuente es que se encuentren en contacto por matriz, la cual es bien cementada y llena de minerales, a veces idiomórficos. Estas rocas se pueden observar al S de Piedras en un sitio denominado Cruz de Guatuso (hoja Río Grande). Valga decir que los sectores terminales de estos flujos pueden parecerse mucho a corrientes de lodo, como sucede cerca de San Pedro (hoja Río Grande).

Zonas silicificadas se incluyen en esta Formación, como es el caso al E de Pozos hasta el cauce del río Jorco (hoja Candelana). Colores blancuzcos en flancos de cerros y cortes de carreteras, producto de caolinitización son muy típicas al W de la hoja Río Grande.

FORMACION DEPOSITOS DE AVALANCHA ARDIENTE

Con una topografía plana característica, en el área estudiada sólo se encuentran al N, en el valle del río Jans, donde literalmente "entró" dejando una delgada capa de ignimbritas a ambos lados del cauce.

Litológicamente corresponden con ignimbritas gruesas con fiames. En la base, ocasionalmente se observa la presencia de delgados episodios aluviales, por ejemplo en el puente de Quebrada Honda entre Villa Colón y El Rodeo.

DEPOSITOS COLUVIO-ALUVIALES

En el área de estudio afloran en el valle del río Jans y en las cercanías de Tabarcia, donde alcanzan un espesor potente. Caracterizados por tener clastos métricos angulares flotando en una matriz arenosa, son provenientes principalmente de la erosión rápida de los cerros de Escazú, localizados al E.

ASPECTOS ESTRUCTURALES

El área se presenta controlada estructuralmente por fallas regionales NW-SE y NE-SW, y algunas fallas subordinadas N-S. Algunas de las cuales estuvieron activas, por lo menos desde el basculamiento N-S Mio-Plioceno de la Cuenca Candelaria, el cual corresponde con el máximo evento tectónico evidenciado en la historia geológica de la región (Arias & Denyer, 1991).

Las principales fallas son NW-SE, representadas por las fallas transcurrentes Jans y Candelaria (la cual está al S del área estudiada), ambas con desplazamiento dextral. Estas fallas delimitan estructuralmente la zona de Pusisbal.

Los últimos sismos ocurridos en la región han activado parcialmente este fallamiento, además de haber originado nuevos planos de debilidad.

Los rasgos estructurales cartografiados, corresponden a fallas, estrías, diaclasas e inclinación de las capas sedimentarias (Fig. 4). Algunos de los datos, principalmente en suelos, fueron tomados inmediatamente después de los sismos principales, de ahí que se pudo medir el desplazamiento relativo en algunas de las fallas.

ANALISIS GEO-ESTADISTICO

El tratamiento estadístico se realizó con las estrías y los planos de deslizamiento (fallas) que las contienen, esto por la cantidad y la calidad de la información que representan. Los autores consideran que este tipo de dato permite establecer conclusiones más claras, pues indican los planos que presentaron movimiento y es posible establecer la dirección del deslizamiento, a la vez que es posible comparar los resultados con la información sísmica.

Los datos se separaron, para su análisis de acuerdo al comportamiento mecánico de los materiales en suelos y en rocas. También se hicieron análisis tomando en consideración la totalidad de los datos.

El procesamiento estadístico incluye diagramas de rosa asimétrica, rosa simétrica y de red estereográfica utilizando el método de Schmidt. Para lo cual se utilizaron los programas ROSA y SPLIT.

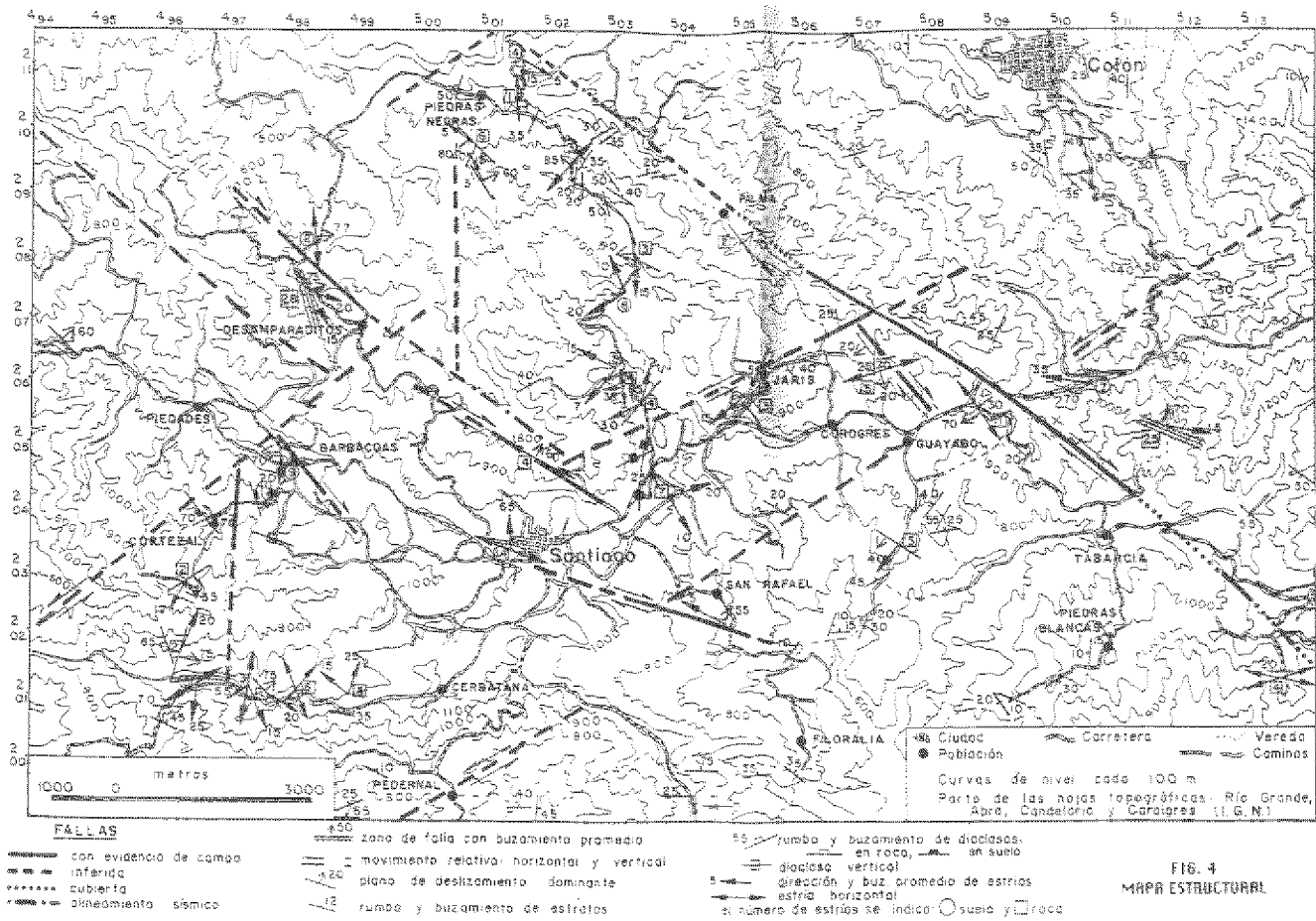


FIG. 4
MAPA ESTRUCTURAL

Estrias en suelo

Destacan 3 características principales:

a) Los planos que contienen las estrias (Fig. 5) muestran una marcada tendencia a planos de rumbo NW, con un fuerte buzamiento ($> 60^\circ$) hacia el SW.

b) El buzamiento de las líneas es muy consistente, siendo más del 80% de los datos $< 40^\circ$, con un máximo de 23% entre 15° y 20° (Fig. 5).

c) Las líneas muestran una dirección preferencial hacia el S franco, con un máximo de 8.3%. Destacando también una tendencia de dirección NNW (Fig. 5).

Se puede concluir lo siguiente:

-La marcada tendencia NNW de los rumbos de los planos que contienen las estrias y la dirección S y NNW de éstas son producto de cizalla simple en un material de comportamiento plástico, entre fallas dextrales NW-SE, que a su vez refleja una compresión de S a N. Así mismo, las estrias horizontales en planos verticales indica que se trata de un fallamiento transcurrente producto de una compresión muy horizontal.

Estrias en roca

El análisis estadístico de las estrias y los planos que las contienen (Fig. 6) revela lo siguiente:

a) Los planos tienen rumbo preferencial ENE y NW, con un máximo entre 70° - 75° (Fig. 5)

b) Bajo buzamiento de las líneas. Más de 75% de los datos son $< 30^\circ$, con un máximo de 20% entre 5° y 20° (Fig. 6)

c) La dirección preferencial más consistente de las estrias es SE, con 3 concentraciones principales (Fig. 6)

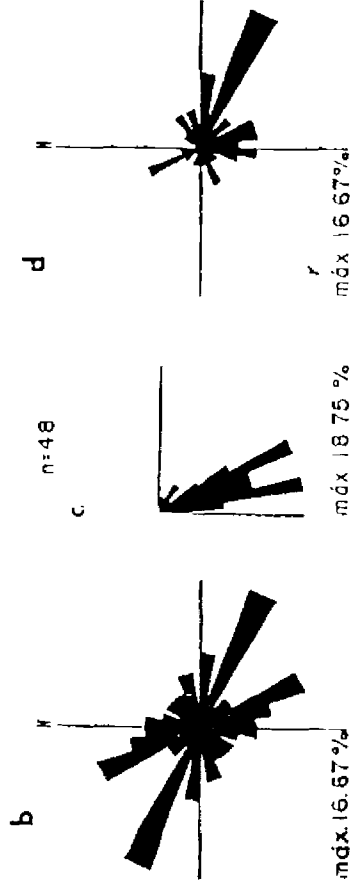
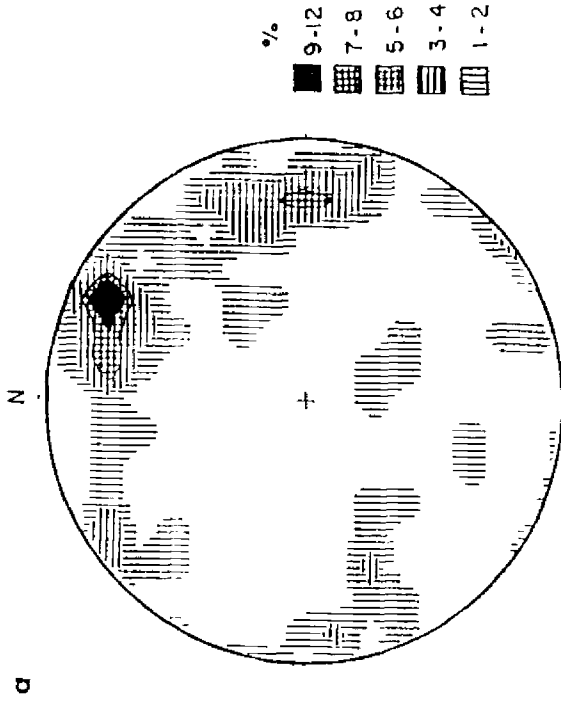
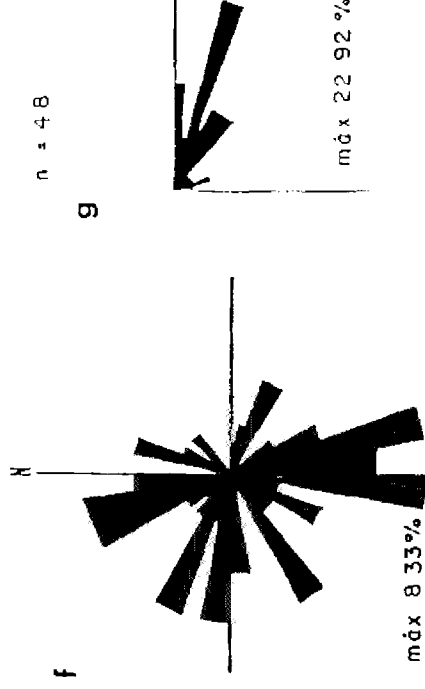
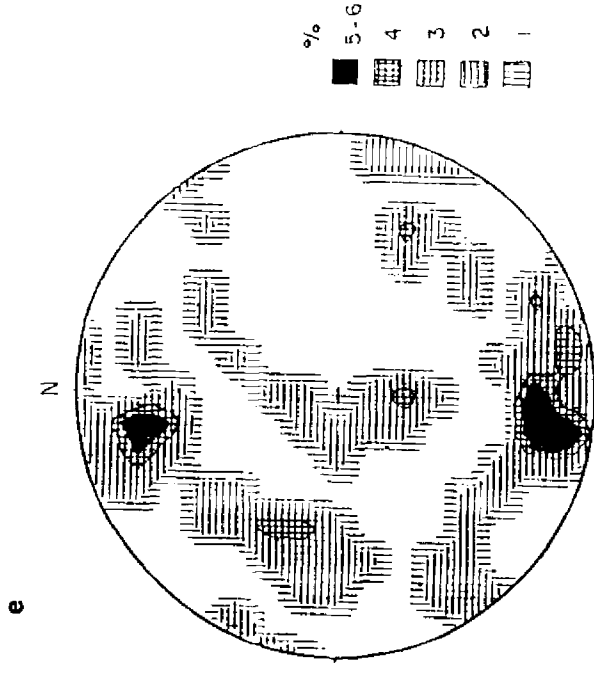
En el análisis de los planos (Fig. 6), destaca su verticalidad, así como rumbos de tendencia WNW y NW. La horizontalidad de las estrias en planos subverticales evidencia su carácter transcurrente. La dirección predominante tanto de la dirección de las estrias como de los rumbos de los planos que las contienen, corresponden con el fallamiento regional dominante

Estrias en roca y suelo

La combinación de estrias en roca y suelo define el comportamiento mecánico general de la zona, la coincidencia de los esfuerzos que dieron origen a las estrias, tanto en los materiales plásticos (suelo), así como los frágiles (rocas). La Fig. 7 muestra la estadística general:

a) Los planos muestran una tendencia con rumbo NW buzante al SW, asimismo marcada verticalidad (Fig. 7)

b) Las estrias tienen dirección preferencial al S y SSE, con ángulos de inclinación inferiores a 20° (Fig. 7)



máx 16.67%

Fig. 5: FALLAS EN SUELO

PLANOS DE FALLA

- a) Análisis estadístico (método de Schmidt).
Hemisferio inferior de la red estereográfica.
- b) Rosa simétrica de rumbos.
- c) Análisis porcentual de buzamientos.
- d) Rosa asimétrica de rumbos.

ESTRIAS

- e) Análisis estadístico (método de Schmidt).
Hemisferio inferior de la red estereográfica.
- f) Rosa de direcciones de inclinación.
- g) Análisis porcentual de la inclinación.

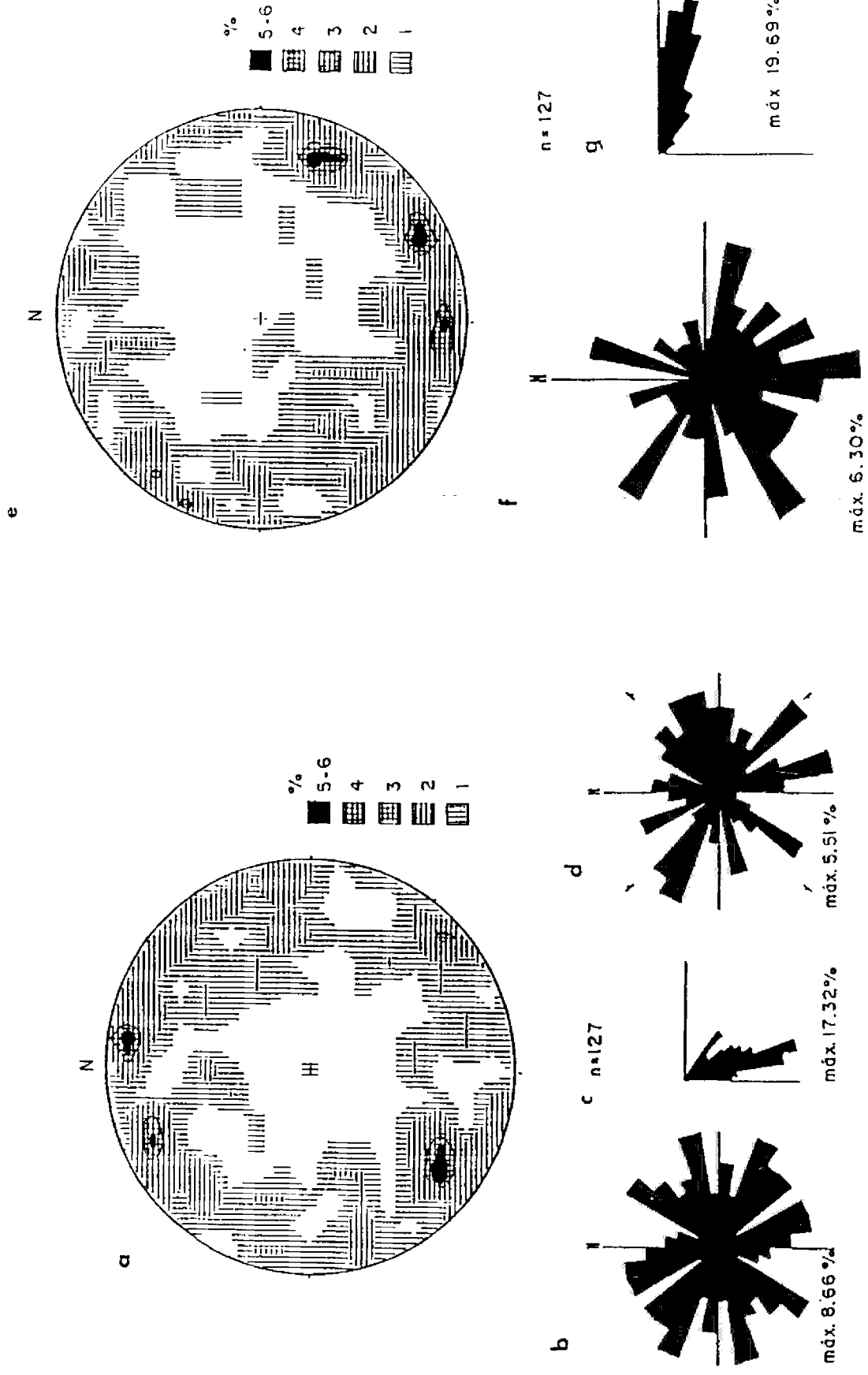


FIG. 6: FALLAS EN ROCA

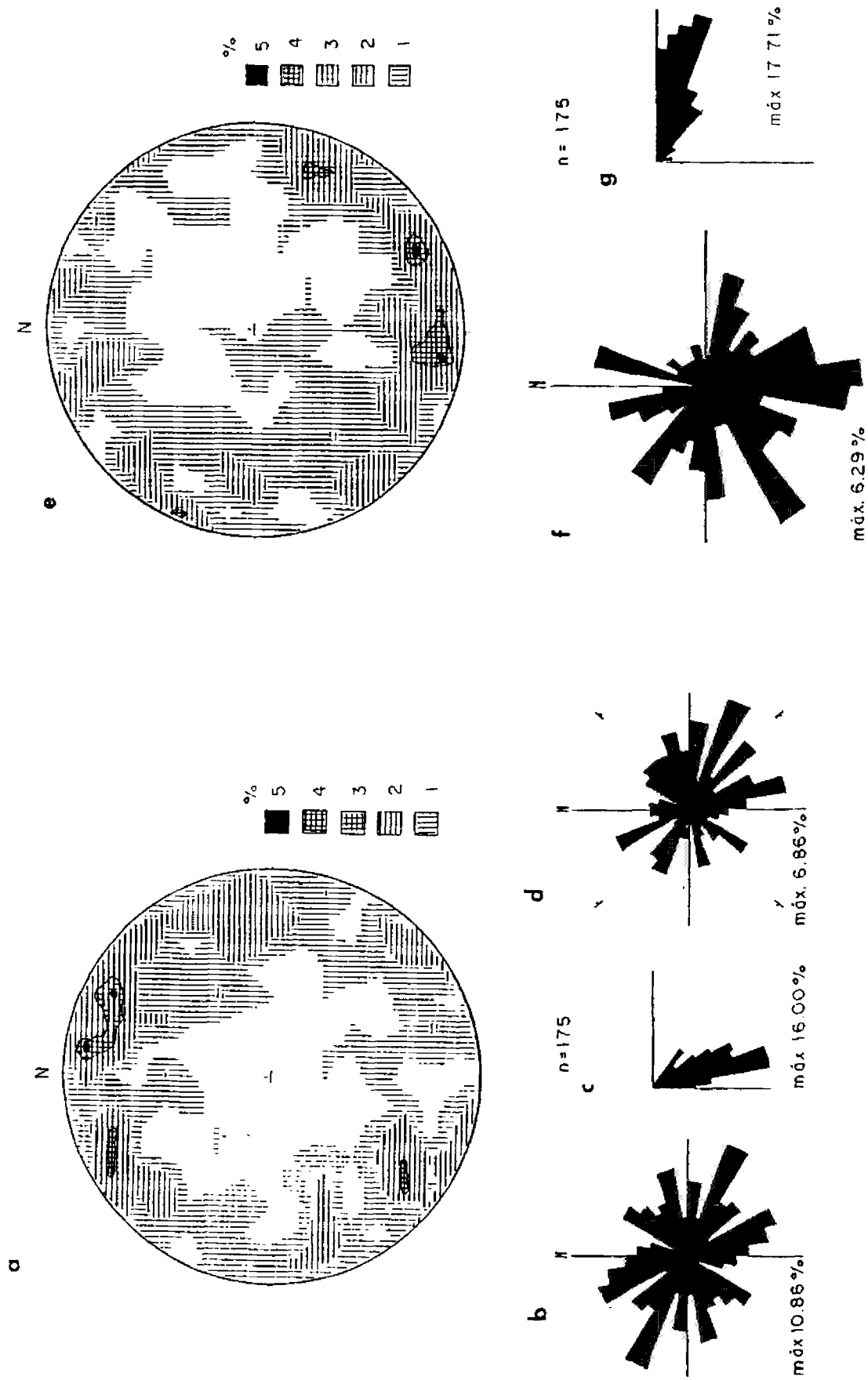


Fig. 7: FALLAS EN ROCA Y SUELO

PLANOS DE FALLA

- a) Análisis estadístico (método de Schmidt). Hemisferio inferior de la red estereográfica.
- b) Rosa simétrica de rumbos.
- c) Análisis porcentual de buzamientos.
- d) Rosa asimétrica de rumbos.

- e) análisis estadístico (método de Schmidt). Hemisferio inferior de la red estereográfica.
- f) Rosa de direcciones de inclinación.
- g) Análisis porcentual de la inclinación.

El análisis estadístico muestra la coincidencia en la horizontalidad de las estrías y la verticalidad de los planos que las contienen, así como la coincidencia con las fallas principales (Fig. 3)

COMPARACION: sismicidad y tectónica

Se utilizó la metodología de Angelier & Mechler (1977) y Angelier (1979) para establecer las correlaciones entre los movimientos relativos de fallas y los sismos (Michael, 1987), estos últimos con magnitudes superiores a 3.5 (escala Richter) ocurridos durante el período marzo-julio de 1990, según OVSICORI (1990).

La Fig. 8 muestra los planos principales y ortogonales, tanto de los mecanismos focales, como de los planos de falla medidos. En las Figs. 9 y 10 se indican los dominios de compresión y tensión con base en los sismos (Fig. 9) y con base en los movimientos relativos de las fallas (Fig. 10). La restricción de los dominios compresivos y tensionales (Fig. 9) está dado por el evento de mayor magnitud (5.0) en el período estudiado, suscitado el 30 de junio, esto hace más notoria la correspondencia entre las direcciones de esfuerzos máximos calculados a partir de las fallas y los sismos. Por lo tanto, los dominios representados por áreas de amplia extensión pueden corresponder en un momento dado, a la acumulación de energía en una dirección determinada, si se considera que la dirección del esfuerzo regional tiene carácter unidireccional. Los valores de ϕ ($\phi = 27$ en las fallas y $\phi = 29$ para los sismos) evidencian semejanza entre las magnitudes de los esfuerzos principales N_2 y N_3 .

Estos análisis son consistentes, ambos muestran una compresión NNE-SSW. Los dominios máximos de compresión, muestran una dirección $N10^\circ E$ con base en las fallas y $N20^\circ E$ con los mecanismos focales.

Estos datos son consistentes con Montero & Morales (1984-1990) y Arias & Denyer (1991), en que se indica que la compresión en la Región Central del país es N-S.

CONCLUSIONES

a) Los esfuerzos que generaron el enjambre sísmico se interpretan como el producto de cizalla simple, entre las fallas dextrales regionales Janis y Candelaria, generando (Figs. 1 y 4):

- i- Fallamiento dominante transcurrente dextral, NW-SE.
- ii- Fallas "duplex" transtensionales dextrales, con dirección N-S.
- iii- Fallas subordinadas sinistral, con dirección NE-SW.

b) La compresión regional es de S a N, generando cizalla simple entre las fallas NW-SE, produciendo una desviación del esfuerzo máximo, con dirección $N10^\circ E$.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Comisión Nacional de Emergencias, en especial a MSc. Luis Diego Morales y al director de la Escuela de Geología, MSc. Sergio Paniagua por el apoyo logístico. Además, el colega MSc. G. Leandro siempre estuvo anuente a colaborar con

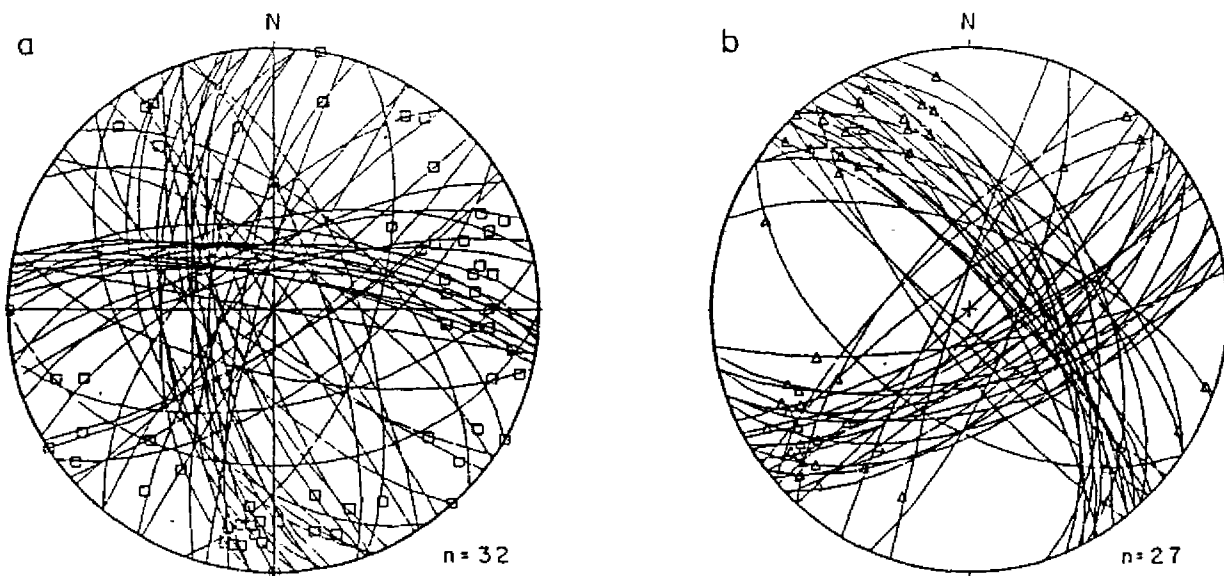
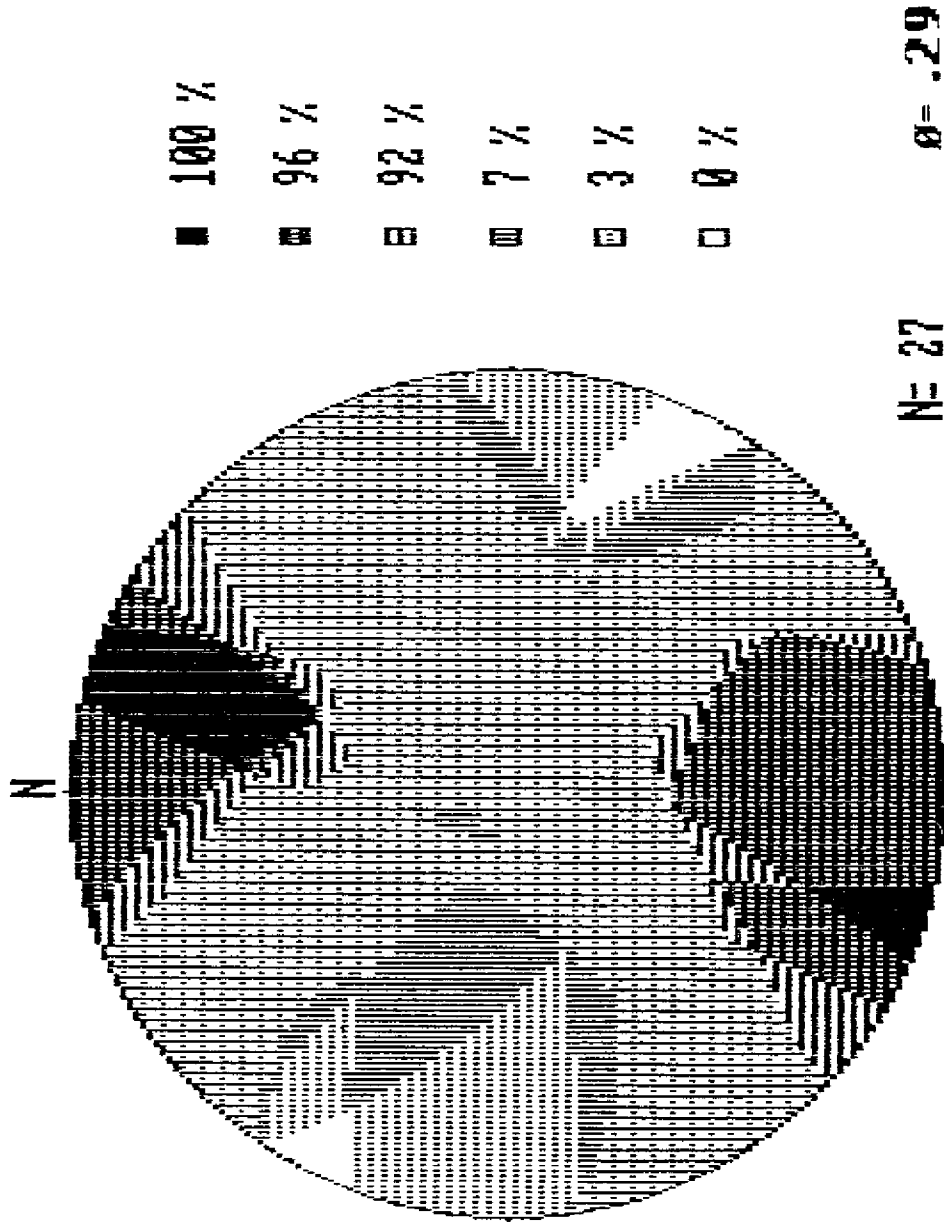


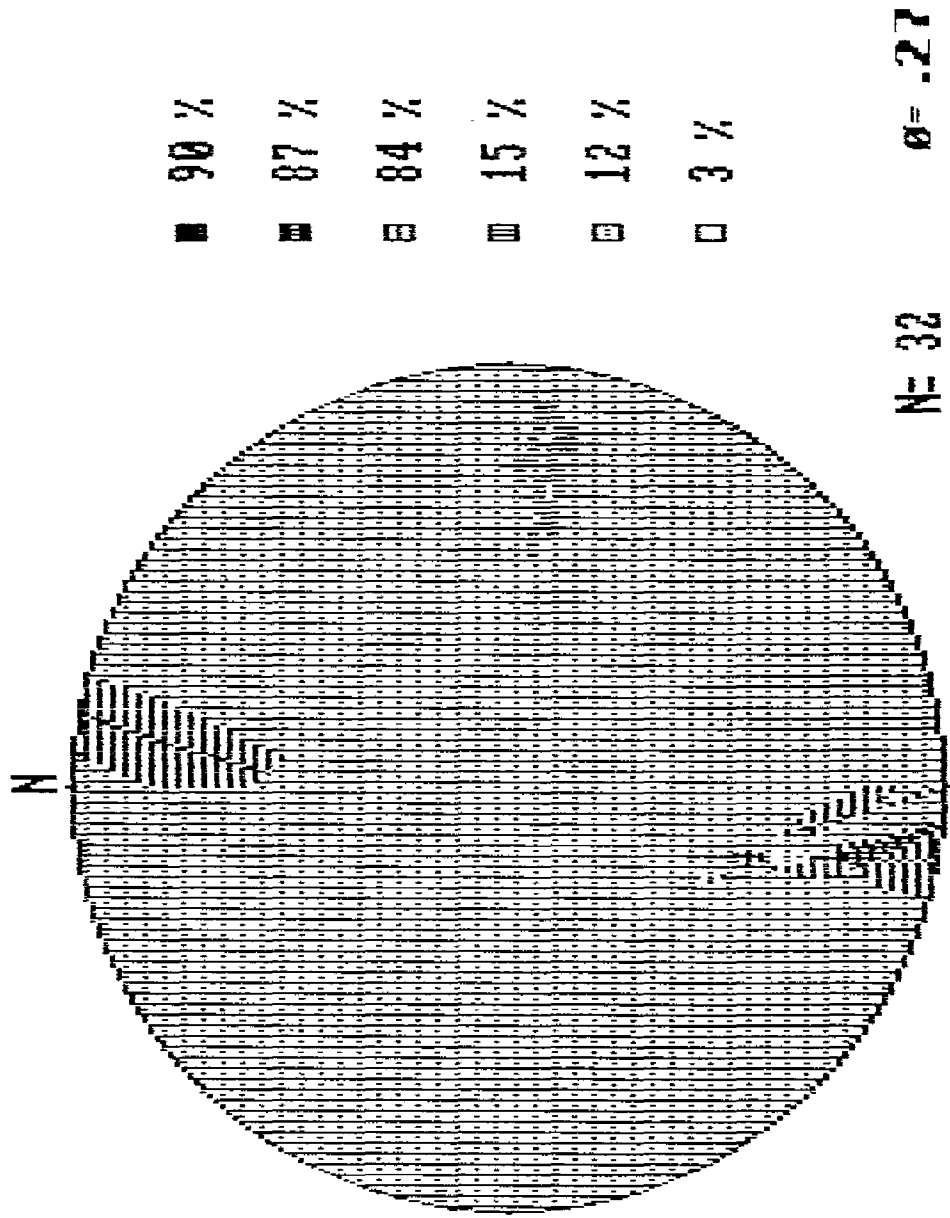
Fig. 8: COMPARACION ENTRE MECANISMOS FOCALES Y FALLAS.

- a) Fallas con dirección de desplazamiento (32 fallas) y su plano ortogonal con respecto a su estría. Los cuadrados indican la estría y el polo del plano ortogonal.
- b) Mecanismos focales (27 soluciones) de los sismos de marzo a julio 1990 (OUSICORI, 1990). Los triángulos corresponden con los polos.



Compresión=100% Dilatación=0%
 ESCUELA DE GEOLOGIA - U.C.R. Sección de Campo Método: Angelier & Mechler (1977)

Fig. 9: DOMINIOS DE TENSION Y COMPRESION DE LOS SISMOS



Compresión=100% Dilatación=0%
 ESCUELA DE GEOLOGÍA - U.C.R. Sección de Campo Método: Angelier & Mechler (1977)

Fig. 10: DOMINIOS DE TENSION Y COMPRESION DE LAS FALLAS

REFERENCIAS

- ARIAS M., O., 1988. Geología de Pozos de Puriscal y alrededores. SJC-CR - Inf. Camp. Geol. ECG-UCR, 15 p.
- _____ & DENYER, P., 1991. Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Caragres, Candalaria y Río Grande. - Rev. geol. Amér. Central (EN PRENSA).
- ANGELIER, J., 1979: Determination of the mean directions of stresses for a given fault population. - Tectonophysics 56: T17-T26.
- _____ & MECHLER, P., 1977. Sur une méthode de recherche des contraintes également utilisable en tectonique et en séismologie. la méthode des dièdres droits. - Bull. Soc. géol. France t. XIX (6): 1309-1318.
- CASHILLO, R., 1969. Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, CR. - Inf. MEIC, 40 p. + mapa 1:50 000.
- DENYER, P. & SOTO, G. (Eds.), 1988: Síntesis Camp. Geol. 1988 (Geología del SW del Valle Central, CR). - Inf. ECG-UCR, 34 p.
- _____ & ARIAS, O., 1991. Estratigrafía de la Región Central de Costa Rica. - Rev. geol. Amér. Central (12), EN PRENSA.
- MICHAEL, A. J., 1984. Determination of stress from slip data: faults and folds. - Jour. Geophysical Research 89 (B13): 11517-11526.
- MONTERO, W. & MORALES M., L. D., 1984: Sismotectónica y niveles de actividad de microtemblores en el sureste del Valle Central, Costa Rica. - Rev. Geofísica
- _____. 1990: Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central (11): 69-87.
- OVSICORI, 1990: Secuencia sísmica de Puriscal, 26 de marzo-11 de julio 1990: Informe preliminar - Heredia: OVSICORI-UNA, 80p.
- RIVIER S., F., 1979: Geología del área Norte de los cerros de Escazú, cordillera de Talamanca, Costa Rica. - Inf. semestral Instituto Geográfico Nacional enero-junio