

## EVOLUCIÓN DE LA FRONTERA SEPTENTRIONAL DEL BLOQUE DE JALISCO, MÉXICO, DESDE HACE 17 Ma

Odranoel Quintero-Legorreta<sup>1</sup>,  
François Michaud<sup>2</sup>,  
Jacques Bourgois<sup>2</sup>, y  
Eric Barrier<sup>2</sup>

### RESUMEN

En la región de la presa de Santa Rosa existen evidencias de una zona de falla de desplazamiento lateral izquierdo, cuya dirección es N30°W. Un régimen tectónico de compresión lateral tuvo su época de actividad en el Mioceno tardío produciendo plegamiento débil y fallamiento de desplazamiento lateral en las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental. Durante el Plioceno, un régimen de extensión formó el *rift* de Tepic-Chapala y produjo varias estructuras de tensión, orientadas en la misma dirección. En la región de la presa de Santa Rosa, están presentes dos direcciones de fallas normales, NE-SW y NW-SE, mostrando que la extensión se ha producido en dos direcciones diferentes, en épocas distintas. En general, las fallas normales no afectan a las rocas volcánicas del Cuaternario, pero muestran la existencia de una tectónica de varias etapas. La zona de falla de desplazamiento lateral del río Grande de Santiago no está activa, pues bajo una discordancia angular y erosional, la ignimbrita de 17 Ma está muy fracturada por los esfuerzos de cizalla de la falla de desplazamiento lateral. Sobre esta discordancia angular, descansa un cono de escoria volcánica de edad de 370,000 años, según I.S.E. Carmichael, ó 0.9 Ma, en opinión de J. Nieto-Obregón, sin presentar ninguna evidencia de fallamiento. Un estudio de geotecnia, efectuado por J. Ibarra-Maycotte en 1984, detectó deslizamientos de roca, mostrando que actualmente el régimen tectónico de compresión lateral no está activo. Entonces, la región de la presa de Santa Rosa actualmente no es la parte activa de la frontera septentrional del "bloque de Jalisco" y es probable que la frontera activa del mismo se encuentre hacia el sur de esta zona.

Palabras clave: tectónica, bloque de Jalisco, México.

### ABSTRACT

At the Santa Rosa Dam there is evidence of a left-lateral fault zone which strikes N30°W. A compressional tectonic regime produced the faulting and gently folding of the ignimbrite cover in the southernmost part of the Sierra Madre Occidental about late Miocene time. A wide extensional tectonic regime took place in Pliocene time and produced several extensional structures known as the Tepic-Chapala Rift, striking in the same direction. In the Santa Rosa Dam region, two sets of normal faults, NE-SW and NW-SE, are present showing that the extension has been active in different directions. These normal faults do not affect Quaternary volcanic rocks but show that tectonic stages have taken place in the Tepic-Chapala Rift. The Río Santiago Shear Zone is no longer active, and several facts demonstrate that the compressional stage finished some time ago. At the bottom of the Río Santiago Canyon, under an erosional and angular unconformity, the 17 Ma ignimbrites are strongly fractured by shear lateral faulting. Above this unconformity lies a volcanic scoria cone, showing no evidence of faulting, that yielded an age of 370,000 years according to I.S.E. Carmichael or 0.9 Ma according to J. Nieto-Obregón. Rockslide deformation at the Santa Rosa Dam has been recorded by geotechnical work carried out by Ibarra-Maycotte in 1984 showing that rockslides are present and no tectonic compressional processes are active at the Santa Rosa Dam. Therefore, the northern border of the Jalisco Block could lie to the south of the Santa Rosa Dam region.

Key words: tectonics, Jalisco Block, Mexico.

### INTRODUCCIÓN

En el occidente de México, las investigaciones en geodinámica que han sido realizadas en tierra (Luhr *et al.*, 1985; Allan, 1986; Barrier *et al.*, 1990; Allan *et al.*, 1991) y en mar (Bourgois *et al.*, 1988a, 1988b) muestran que una reorganización cinemática regional se está llevando a cabo. Este modelo propone la separación de una porción continental de la placa Norteamericana: el bloque de Jalisco (Luhr *et al.*, 1985; Bourgois *et al.*, 1988a, 1988b).

Los trabajos de campo que han sido realizados, están dirigidos a dilucidar la confluencia de los *grabens* de Chapala y Colima septentrional y la zona de extensión de Tepic-Zacoalco, que constituye el llamado "punto triple de Jalisco" (Luhr *et al.*, 1985).

El análisis de las poblaciones de fallas ubicadas a lo largo de estas fronteras ha mostrado que la extensión se realiza siguiendo una dirección perpendicular a la orientación de los *grabens* (Barrier *et al.*, 1990). Esto implica un movimiento relativo del bloque de Jalisco en relación con el continente, que hace suponer la existencia de una frontera al NW de la zona de extensión de Tepic-Zacoalco.

Varias interpretaciones han surgido en cuanto a la localización, sentido de desplazamiento y el significado

<sup>1</sup>Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D.F.

<sup>2</sup>Département de Géotectonique, URA 1315, CNRS, 4 place Jussieu, Tour 25-26, E1, 75252, Paris Cedex 05

geodinámico de la frontera septentrional del bloque de Jalisco (Nieto-Obregón *et al.*, 1985; Allan, 1986; Johnson, 1987; Allan *et al.*, 1991). Esta frontera ha sido designada tradicionalmente en la literatura con el nombre de "graben de Tepic-Chapala" (Demant, 1981; Nieto-Obregón *et al.*, 1985; Johnson, 1987), aunque Allan y colaboradores (1991) la denominan *rift* de Tepic-Zacoalco.

El lineamiento estructural que define el curso del río Grande de Santiago (Figura 1) ha sido presentado como la traza de esta frontera. Evidencias de una deformación debida a desplazamiento lateral fueron señaladas en el sector de la presa de Santa Rosa por Nieto-Obregón y colaboradores (1985) y Allan y colaboradores (1991). Aunque las mediciones geodésicas realizadas muestran que existe actualmente una deformación en dirección NE-SW (Nieto-Obregón, 1989), ésta se debe probablemente a la inestabilidad de bloques de roca de la margen izquierda, donde ha habido desplazamientos de esos bloques a lo largo de discontinuidades preexistentes (Ibarra-Maycotte, 1984).

El río Grande de Santiago es un lugar geológico importante, situado en la extremidad meridional de las provincias fisiográficas de Cuencas y Sierras y de la Sierra Madre Occidental (Raisz, 1962). Un estudio reciente de campo en los alrededores de la presa de Santa Rosa, en el cañón del río Grande de Santiago, muestra la existencia de una deformación antigua por desplazamiento lateral y pone en duda el carácter activo de este tipo de deformación.

#### LOCALIZACIÓN

A la presa de Santa Rosa se puede acceder por un camino empedrado que parte de Amatitán hacia el norte en dirección al cañón del río Grande de Santiago. La altitud en Amatitán es de 1,200 m s.n.m.m., y en el fondo del cañón es de 700 m s.n.m.m.

El camino deja de estar empedrado en cuanto comienza a ascender por el flanco septentrional del cañón en dirección a El Salvador, situado a una altitud de 1,800 m s.n.m.m. (Figura 1).

#### ESTRATIGRAFÍA

##### EN LAS PAREDES DEL CAÑÓN

##### Flanco septentrional

Sobre el flanco septentrional la sucesión siguiente fue observada (Lámina 1), de la base a la cima:

a. Cerca de 200 m de ignimbrita rosa, a veces roja, poco alterada, que forma en el fondo del cañón promontorios más o menos escarpados. Estas ignimbritas corresponden al Mioceno medio ( $16.9 \pm 0.5$  Ma (Nieto-Obregón *et al.*, 1985)).

b. Aproximadamente, 500 m de rocas básicas principalmente, intercaladas con capas de toba e ignimbrita, cuya edad está comprendida entre 5 y 10 Ma (Unidad III, Nieto-Obregón *et al.*, 1985).

c. Alrededor de 200 m del basalto Mesa de Mistemeque, calcalcalino, gris, poco alterado, cuya edad varía entre 3.7 y 3.9 Ma (Nieto-Obregón *et al.*, 1985) y que está formando un frontón prominente en la parte septentrional del cañón. Hacia la cima de la pared septentrional, esta unidad se encuentra intercalada con tobas félsicas.

d. Por último, 20 m, aproximadamente, de toba félsica (depósitos de surgencia), cuya granulometría es del tamaño de la arena; están coronando la secuencia volcánica en la parte más elevada de la pared septentrional del cañón y es prácticamente contemporánea a la unidad inferior, aunque su volumen la hace susceptible de cartografiarse separadamente de la unidad anterior.

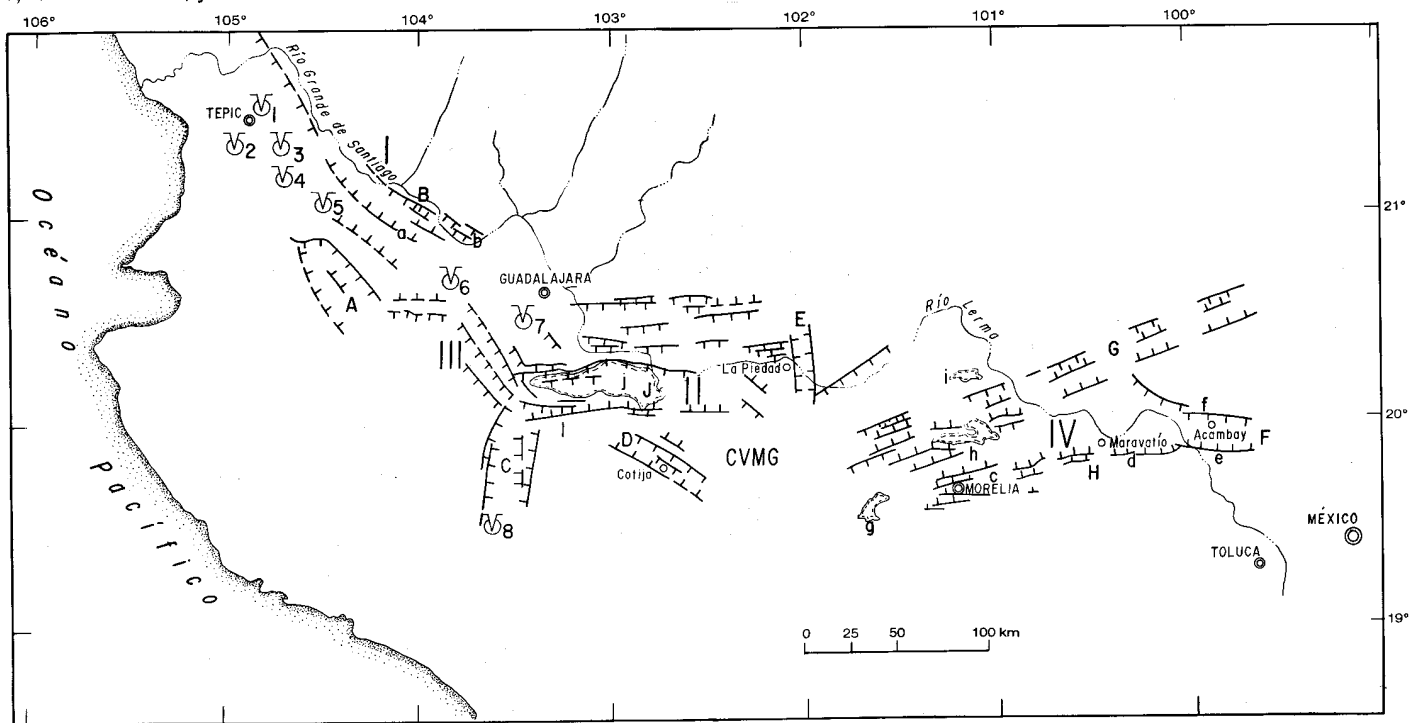
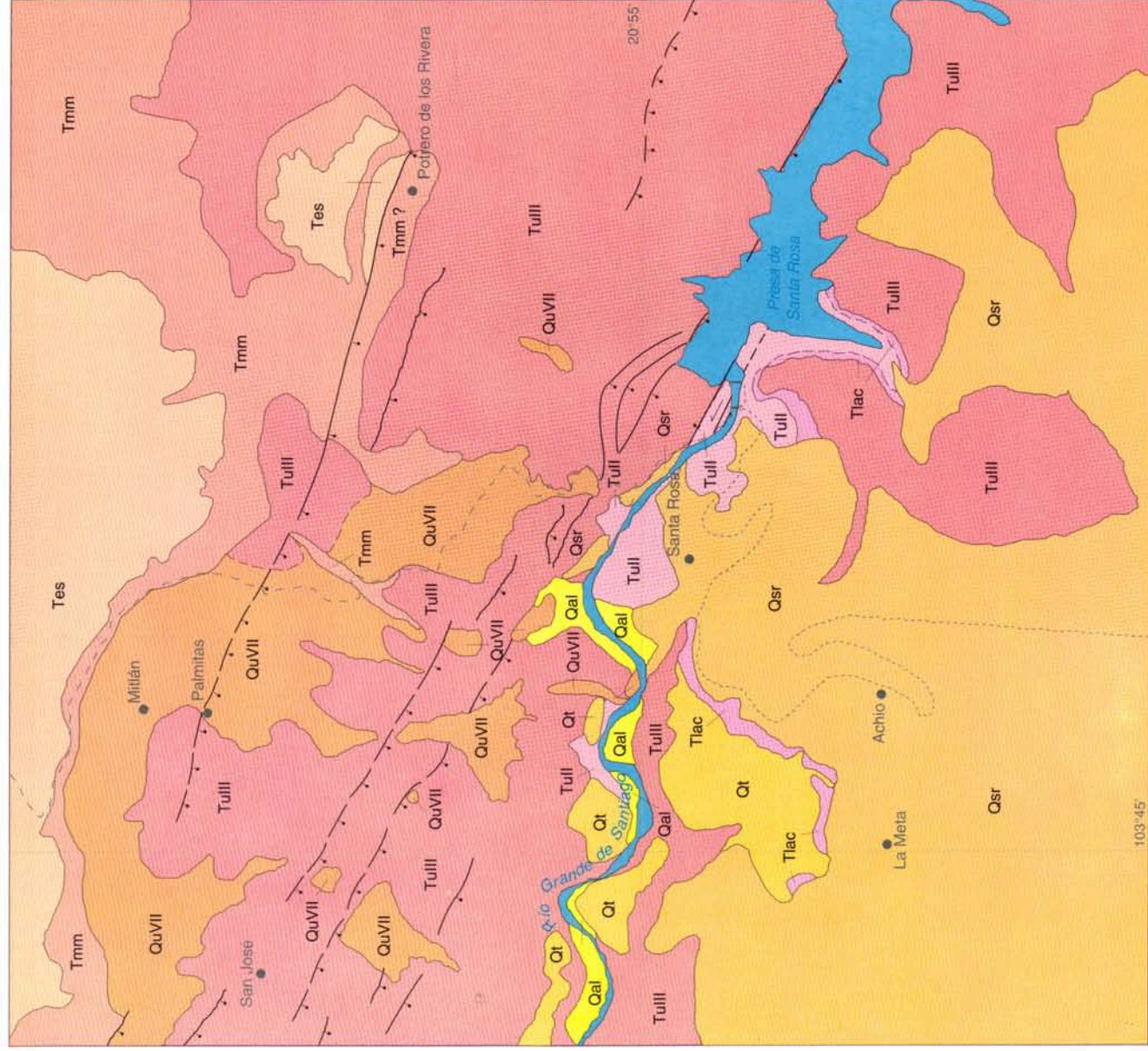
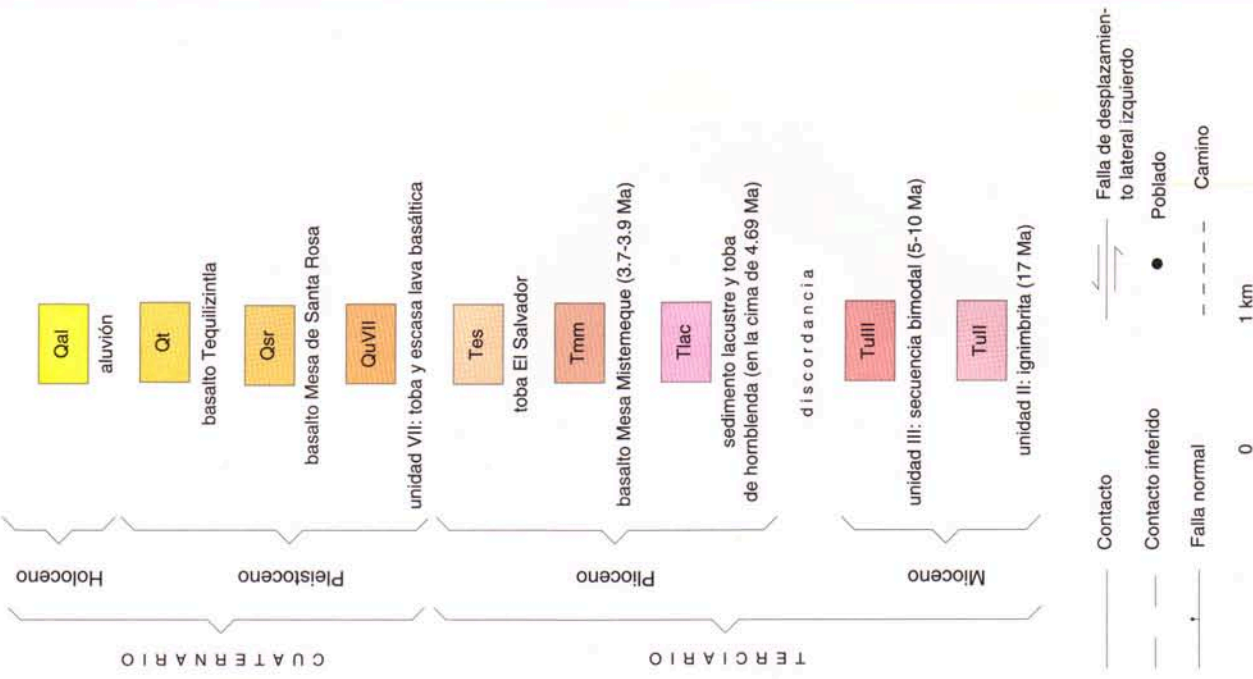


Figura 1.- Marco tectónico regional de la región centrooccidental de la Faja Volcánica Transmexicana. I—*rift* Tepic-Chapala, II—*rift* Chapala, III—zona de extensión de Zacualco, IV—zona de extensión Morelia-Acambay, A—*graben* de Amatlán de Cañas, B—*graben* de Cinco Minas, C—*graben* de Colima, D—*graben* de Cotija, E—*graben* de Penjamillo, F—*graben* de Acambay, G—sistema diagonal, H—sistema Morelia-Maravatío-Acambay, I—*graben* de Citlala, J—*graben* de Chapala, a—falla de Plan de Barrancas, b—falla de Santa Rosa, c—fallas de la región Los Azufres-Queréndaro-Morelia, d—falla de Canchesdá, e—falla Pastores, f—falla Acambay-Tixmadejé, g—lago de Pátzcuaro, h—laguna de Cuitzeo, i—laguna de Yuriria, j—lago de Chapala, 1—volcán Las Navajas, 2—volcán San Juan, 3—volcán Sangangüey, 4—volcán Tepetitlic, 5—volcán Cebozaco, 6—volcán de Tequila, 7—caldera La Primavera, 8—volcán de Colima, CVMG—campo volcánico Michoacán-Guanajuato.



EXPLICACIÓN



Proceso completo de selección de color mediante computadora por Juan Manuel López y Jerjes Pantoja-Irby

MAPA GEOLÓGICO DE RECONOCIMIENTO DEL ÁREA DE LA PRESA DE SANTA ROSA, ESTADO DE JALISCO

*Flanco meridional*

Sobre el flanco meridional del cañón del río Grande de Santiago se observa, de abajo hacia arriba (Lámina 1):

a. La ignimbrita de 17 Ma.

b. Derrames de rocas básicas intercalados con toba e ignimbrita (Unidad III, Nieto-Obregón *et al.*, 1985).

c. Encima de una discordancia de erosión, un centenar de metros de sedimentos lacustres, más o menos arcillosos, de color blanco, dispuestos en bancos cuyo espesor varía del orden de decímetros a metros. Estos sedimentos están finamente estratificados e intercalados con toba. Hacia la parte media de esta secuencia, un banco de sedimentos lacustres de aproximadamente 70 cm de espesor, finamente estratificado, con fósiles de esqueletos enteros de peces de agua dulce (familia Cyprinodontidae), cuyo alcance de edad es Oligoceno-Holoceno.

Hacia la cima de la secuencia, la toba ha dado una edad radiométrica de 4.6 Ma (Nieto-Obregón *et al.*, 1985). Lo anterior confiere una edad miocénica tardía-pliocénica temprana para la secuencia de sedimentos lacustres interestratificados con toba.

d. 200 m, aproximadamente, de basalto negro, que forma una gran meseta denominada localmente "mesa de Santa Rosa" y que ha dado edades radiométricas de  $0.93 \pm 0.05$  Ma (Nixon *et al.*, 1987) y  $2.5 \pm 0.06$  Ma (Nieto-Obregón *et al.*, 1985).

Formando un horizonte clástico dentro de la secuencia basáltica de la mesa de Santa Rosa, se encuentra una toba con fragmentos transportados de pómez y guijarros de rocas volcánicas. El afloramiento de esta unidad es visible sobre el camino empedrado al final de la recta sobre la segunda curva, bajando los primeros metros de la mesa de Santa Rosa.

Sobre esta mesa reposan los edificios volcánicos más recientes, en particular el volcán de Tequila.

Ciertos derrames basálticos de estos volcanes han transitado por la mesa de Santa Rosa y han descendido hacia el cañón (Demant, 1981). Esto puede ser claramente observado entre Santa Rosa y la cortina de la presa; además, existen afloramientos de basalto (basalto alcalino de La Ollita,  $0.88 \pm 0.03$  Ma, Nieto-Obregón *et al.*, 1985) sobre la margen derecha del río, aproximadamente a un centenar de metros de altura sobre el nivel del río, que indican que el emplazamiento de los derrames de lava basáltica fue anterior a la disección más reciente del río (de 150 m de profundidad), labrada en la ignimbrita de 17 Ma.

*EN EL FONDO DEL CAÑÓN*

Sobre el curso del río Grande de Santiago, a unos 3.5 km aguas abajo de la cortina de la presa de Santa Rosa y al pie de un cono de escoria basáltica, se encuentra la sucesión siguiente (Lámina 1):

a. Sobre unos 20 m aflora la ignimbrita de 17 Ma. La ignimbrita está afectada por gran cantidad de fallas de orientación general N30°W, que presentan en sus planos de falla dos juegos de estrías: uno subhorizontal y el otro vertical. Además, la secuencia de ignimbrita se encuentra inclinada generalmente hacia el norte, con intensidades que varían de 10 a 20°.

b. Las rocas anteriores están yaciendo bajo algunos metros de sedimentos fluviales con cantos rodados de rocas volcánicas de diferentes tamaños, cuyos elementos más grandes llegan a alcanzar los treinta centímetros.

Los sedimentos fluviales y los depósitos de escoria volcánica descansan, en discordancia angular y de erosión, sobre la secuencia ignimbritica de 17 Ma. Esta discordancia angular separa las historias geológicas y regímenes tectónicos de los depósitos ubicados arriba y abajo de la discordancia.

c. Encima de estos sedimentos fluviales existen los depósitos volcánicos de escoria basáltica que pertenecen al cono volcánico. Este cono fue fechado por el método de K-Ar por Wopat (*in* Allan *et al.*, 1991), obteniéndose una edad de 370,000 años; sin embargo, Nieto-Obregón y colaboradores (1985) fecharon un derrame de lava proveniente del mismo cono volcánico en la mesa de Tequilizintla, obteniendo una edad de 0.978 Ma. Esta última edad señala que el vulcanismo del fondo del cañón del río Grande puede ser más o menos contemporáneo con el de las mesetas de Santa Rosa, Llano de los Vela, Sayulimita y Palomas, originado dentro de un régimen tectónico de extensión.

Es importante enfatizar que el fallamiento representado por las fallas con estrías subhorizontales y verticales no está presente en los depósitos fluviales ni en el basalto escoriáceo. Además, su posición estructural es oblicua respecto a la pared vertical del cono de escoria.

## DEFORMACIÓN

*FALLA DE DESPLAZAMIENTO LATERAL*

La "falla de desplazamiento lateral del río Grande de Santiago" corresponde a lo que Nieto-Obregón y colaboradores (1985) denominaron *the Río Grande Santiago Shear Zone*.

Los escarpes de falla que presenta la ignimbrita de 17 Ma, particularmente en las proximidades de la cortina de la presa de Santa Rosa, muestran una gran cantidad de estrías horizontales.

El sentido de desplazamiento que tiene esta falla se supuso que es diestro por Nieto-Obregón y colaboradores (1985); sin embargo, los planos de falla donde se localizan las estrías presentan escalones que manifiestan un sentido siniestro. Los planos de falla presentan una orientación N30°W.

La ignimbrita de 17 Ma, que se encuentra bajo el cono de escoria volcánica, está afectada por fallas cuyos planos presentan una dirección NW-SE con estrías subhorizontales. En este caso, el sentido de desplazamiento no es fácil de determinar, pero se le infiere izquierdo.

*FALLAS NORMALES*

Varias generaciones de fallas normales pueden ser distinguidas:

La más antigua es observada en el flanco septentrional del cañón del río Grande de Santiago. Estas fallas se encuentran afectando a las rocas básicas intercaladas con toba e ignimbrita y su desplazamiento es desconocido. A una de estas fallas se le ha denominado "falla de Santa Rosa" (Figura 1; Lámina 1), la que hace descender el bloque del SW. Una falla asociada a ésta yuxtapone a la ignimbrita de 17 Ma con la secuencia que yace encima de ella, en la margen derecha de la cortina de la presa, siendo el bloque caído el del NE.

Una segunda población de fallas, de dirección NE-SW, está presente en los alrededores de la presa de Santa Rosa. En el flanco meridional del cañón, una de estas fallas yuxtapone a la secuencia basáltica con los sedimentos que yacen sobre ella, haciendo descender al bloque sudoriental.

Los planos de las dos poblaciones de fallas son subverticales (80–89°), estando ligeramente inclinados hacia el sur.

La segunda población de fallas (NE-SW) fue interpretada anteriormente como perteneciente a un juego de fallas antitético (Nieto-Obregón *et al.*, 1985), relacionado con un movimiento lateral diestro de la "falla de desplazamiento lateral del río Grande de Santiago"; sin embargo, los indicadores cinemáticos (estrías), presentes en estas fallas, señalan un movimiento característico de fallas normales.

### La inestabilidad de la margen izquierda de la presa de Santa Rosa

En la presa de Santa Rosa han sido realizados varios estudios geotécnicos enfocados a analizar la estabilidad de la masa de roca sobre la cual está asentada la cortina de la presa.

Uno de esos estudios fue un levantamiento geodésico en ambas márgenes del río, resultando evidencias de un desplazamiento relativo entre ambas márgenes (Nieto-Obregón *et al.*, 1985).

A partir de esos datos geodésicos, Nieto-Obregón (1989) construyó una elipse de deformación, cuyos ejes de máxima elongación y máximo acortamiento, tienen una orientación ENE-WSW y NNW-SSE, respectivamente. Aunque algunos de los datos tienen problemas de instrumentación en su origen (Nieto-Obregón, 1989), se deduce, sin embargo, que han existido movimientos en la margen izquierda después de la construcción de la cortina.

Ibarra-Maycotte (1984, p. 228) realizó estudios geotécnicos en la boquilla de la presa para analizar su comportamiento dinámico y concluyó que la estabilidad de la margen izquierda era precaria.

Asimismo, determinó cuatro sistemas de fracturamiento en la ignimbrita de 17 Ma, que ahí se encuentra inclinada 25–30° hacia el norte, cuyas características son:

*Sistema I. Fracturas con orientación general N-S.*

*Sistema II. Fracturas E-W, paralelas al curso del río. Intersecta planos de estratificación y ha producido descompresión y relajamiento formando escalones paralelos con inclinación hacia el río. Estas fracturas pueden ser las responsables de los desplazamientos en la margen izquierda (Ibarra-Maycotte, 1984, p. 232).*

*Sistema III. Fracturas con orientación promedio NW-SE. Intersecta diagonalmente a los sistemas N-S y E-W. Algunas de esas fracturas presentan un comportamiento irregular, mostrando flexión sin mantener una inclinación constante. Son de extensión corta sin llegar a formar dentro de la ignimbrita grandes planos.*

*Sistema IV. Su orientación es NE-SW y está cortado por los sistemas I y II. Este sistema controla estructuras tales como diques y fallas pequeñas (fracturas o fallas con tendencia a separarse).*

Además, existen estructuras debidas al flujo que son superficies favorables en potencia para el deslizamiento de roca. Entonces, los planos de fractura NW-SE, NE-SW y las superficies de fluidez (inclinadas 25–30°) podrían formar bloques de roca pequeños, deslizables potencialmente.

Existen evidencias de desplazamiento en las fracturas subterráneas detectadas por Ibarra-Maycotte (1984) en los túneles de acceso a la casa de máquinas localizados en la margen izquierda:

1. Fracturas del sistema IV, con orientación N50°E e inclinación de 75–90° hacia el SE, que presentan evidencias de desplazamiento.

2. Fracturas N60°W, con 65–85° de inclinación hacia el SW, perteneciente al sistema III, localizadas en el túnel de desvío. Las fracturas tienen tendencia a separarse. Hay desarrollo de fisuras en el concreto del túnel.

En el túnel piloto, el fallamiento principal y dominante es NE-SW (sistema IV), con inclinación hacia el SE.

En conclusión, existen cuatro sistemas de fracturas, estando la mayor densidad de las fracturas en las proximidades de la cortina.

En los túneles de desvío y auxiliar de construcción existen evidencias de movimiento en fracturas del sistema NE-SW.

Los planos de fractura más factibles para el deslizamiento son NW-SE.

En la margen izquierda, el comportamiento de la deformación es elástico, con deformaciones de extensión recuperables.

Basado en los diferentes sistemas de fractura y sus relaciones, Ibarra-Maycotte (1984) realizó una división de la margen izquierda definiendo cuatro bloques y cinco sub-bloques y determinó su estabilidad (Figuras 2 y 3):

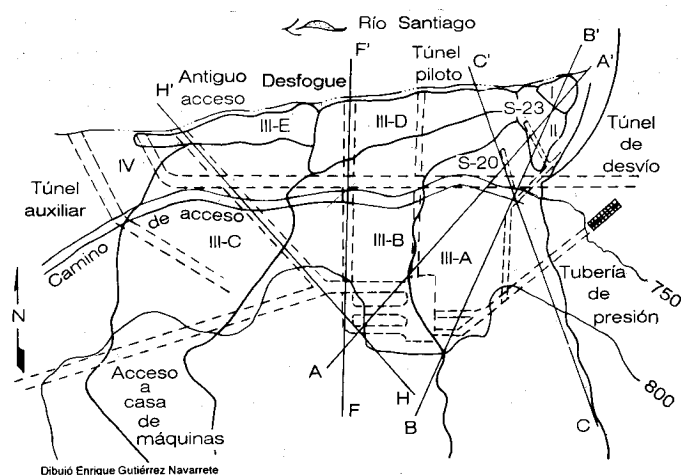


Figura 2.- Esquema que muestra en planta la distribución en bloques, según su estabilidad, de roca de la margen izquierda del río Grande de Santiago en la zona de la cortina de la presa de Santa Rosa (tomado de Ibarra-Maycotte, 1984).

*Bloque I. En equilibrio por anclaje.*

*Bloque II. Con movimientos elásticos como consecuencia de las fluctuaciones del nivel del embalse.*

*Bloque III. Fue subdividido en cinco sub-bloques:*

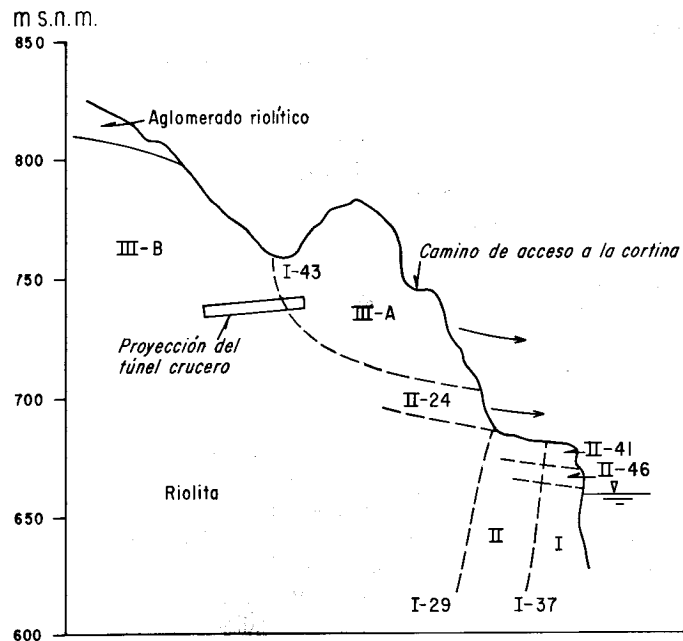


Figura 3.- Perfil que muestra la distribución de bloques de la masa rocosa de la margen izquierda del río Grande de Santiago en la zona de la cortina de la presa de Santa Rosa (tomado de Ibarra-Maycotte, 1984).

Sub-bloque III-A. Se encuentra apoyado en el bloque II y en la masa de roca de aguas arriba. Recibe esfuerzos transmitidos por el empuje de la cortina. Es más o menos estable.

Sub-bloque III-B. Su equilibrio depende de la resistencia a la fricción de las superficies de flujo (estructura primaria).

Sub-bloque III-C. Su base esta formada por una superficie de pseudoestratificación y está apoyado al oriente en el sub-bloque anterior.

Sub-bloque III-D. Yace bajo los sub-bloques III-A y III-B. No es considerado inestable, puesto que tiene apoyo suficiente. A nivel local, hay bloques pequeños anclados.

Sub-bloque III-E. En equilibrio.

De manera general, los bloques de la margen izquierda—I, II y III—están en equilibrio, e Ibarra-Maycotte (1984) considera que no hay evidencias de movimiento entre ellos.

El bloque III-E está localizado entre los túneles de desvío, de antiguo acceso a la casa de máquinas, y el auxiliar, donde hay evidencias de relajamiento en la roca.

Sin embargo, él mismo reconoce que existe la posibilidad de movimientos en el bloque III-A, donde las fracturas pueden delimitar una masa móvil. Esto fue conjeturado al interpretar los movimientos no recuperables consignados por un péndulo invertido, instalado en la margen izquierda. Entonces, en este bloque existe la posibilidad de movimiento hacia el río.

A partir de los resultados de la geodesia y del estudio geotécnico (Ibarra-Maycotte, 1982, 1984), así como de las conclusiones de Nieto-Obregón y colaboradores (1985), se deduce que en la margen izquierda ha habido movimiento de roca.

La interpretación del origen de estos movimientos es distinta según los autores. Mientras que Ibarra-Maycotte (1984) sugiere que el movimiento sea debido principalmente a la inestabilidad del acantilado en la margen izquierda, Nieto-Obregón y colaboradores (1985) plantean que el movimiento de roca sea debido a la actividad actual de la "falla de desplazamiento lateral del río Grande de Santiago" (*Río Grande Santiago Shear Zone*).

Por lo anterior, se prefiere la interpretación de que el origen de la deformación en los bloques sea debida a lo que se conoce en la literatura geológica como *landslides*, clasificados por Zaruba y Mêncl (1969) como "deslizamiento de roca a lo largo de superficies predeterminadas", o simplemente como *rockslide*, dentro de la clasificación de *landslides and related phenomena* de Sharpe (1960). Estos movimientos de masa de roca han sido registrados por el estudio geodésico y es probable que sean los responsables de la inestabilidad de la margen izquierda.

Aunque se podría argumentar que el origen del deslizamiento de las masas de roca es la actividad reciente de la falla de desplazamiento lateral que genera la inestabilidad, es más probable que esta falla esté inactiva y que la actividad tectónica que la originó terminara antes del depósito de los sedimentos fluviales y los basaltos escoriáceos.

Como se demostró arriba, la ignimbrita de 17 Ma yace en discordancia angular y de erosión bajo las dos unidades más recientes.

## DISCUSIÓN

Las paredes del cañón del río Grande de Santiago no registran la misma sucesión de eventos después de 5 Ma, aproximadamente.

En el lado meridional están presentes los sedimentos lacustres con fósiles de peces, mientras que en lado septentrional yacen los basaltos calcialcalinos, cuya edad es de 3.7–3.9 Ma (Nieto-Obregón *et al.*, 1985).

Las formaciones volcánicas (370,000 años ó 0.9 Ma) y los sedimentos fluviales que yacen debajo no están afectados por fracturas de origen tectónico.

El cono volcánico de escoria que se encuentra en el fondo del cañón y los sedimentos fluviales bajo él no están cortados por las fallas que afectan a los niveles debajo de ellos.

La falla de Santa Rosa representa, según Allan y colaboradores (1991), una parte del límite septentrional del "riff Tepic-Chapala", y su dirección es compatible con la configuración actual del sistema de esfuerzos que actúan en la región (Barrier *et al.*, 1990; Suter, 1991).

Las observaciones hechas en este estudio indican que la falla de desplazamiento lateral del río Grande de Santiago no está activa y no forma el límite septentrional actual del bloque de Jalisco. Las direcciones de las fallas NW-SE estarían, entonces, relacionadas con la fuerte extensión, de dirección NE-SW y WNW-ESE, ligada a la apertura del Golfo de California (Coletta y Angelier, 1983; Barrier *et al.*, 1990).

La dirección NE-SW fue escogida por Nieto-Obregón y colaboradores (1985) como la dirección antitética de un gran desplazamiento lateral diestro orientado NW-SE (*Río Grande Santiago Shear Zone*). En su interpretación, el curso en zigzag del río Grande de Santiago, en las cercanías de Santa Rosa, se explicaría por la alternancia de fracturas antitéticas y sintéticas relacionadas con el movimiento lateral de la falla.

Varias de estas fallas son normales y representan episodios tectónicos de extensión posteriores e independientes del régimen tectónico que formó la falla de desplazamiento lateral antes citada.

## CONCLUSIÓN

Los análisis estratigráfico y microtectónico realizados señalan que el régimen de compresión lateral ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  horizontales), que afectó a las ignimbritas de 17 Ma, terminó en el Mioceno tardío. Las observaciones realizadas no apoyan los señalamientos en el sentido de que el río Grande de Santiago está situado en una zona de falla activa de desplazamiento lateral diestro.

Un cono volcánico de 370,000 años ó 0.9 Ma no ha sido afectado por deformaciones de compresión lateral ni de tensión.

El escarpe de más de cien metros, que corta al cono de escoria basáltica y que domina el lecho del río, corresponde al trabajo mecánico de erosión hecho por el río, y no a un escarpe de falla normal.

La frontera septentrional activa del bloque de Jalisco puede ser entonces buscada más hacia el sur, a lo largo del lineamiento formado por la cadena de volcanes activos entre Tepic y Guadalajara.

La historia tectónica de la región puede, entonces, ser resumida como sigue (Figura 4):

1. Un episodio de dislocación lateral de sentido izquierdo, activo entre 17 y 9 Ma; compresión y extensión al mismo tiempo, con  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  horizontales (direcciones probables NW-SE y NE-SW, respectivamente). Este régimen afectó a las ignimbritas de la base de la secuencia y a los niveles más inferiores de la secuencia de basalto y toba.

2. Un régimen tectónico de extensión se presentó en la región entre 5 y 4.6 Ma ( $\sigma_1$  vertical y  $\sigma_3$  con orientación NE-SW) y formó estructuras NW-SE: falla de Santa Rosa, *graben* de Cinco Minas y falla de la región de Plan de Barrancas.

3. Depósito de toba y sedimentos lacustres en el Mioceno tardío, anterior a 4.6 Ma.

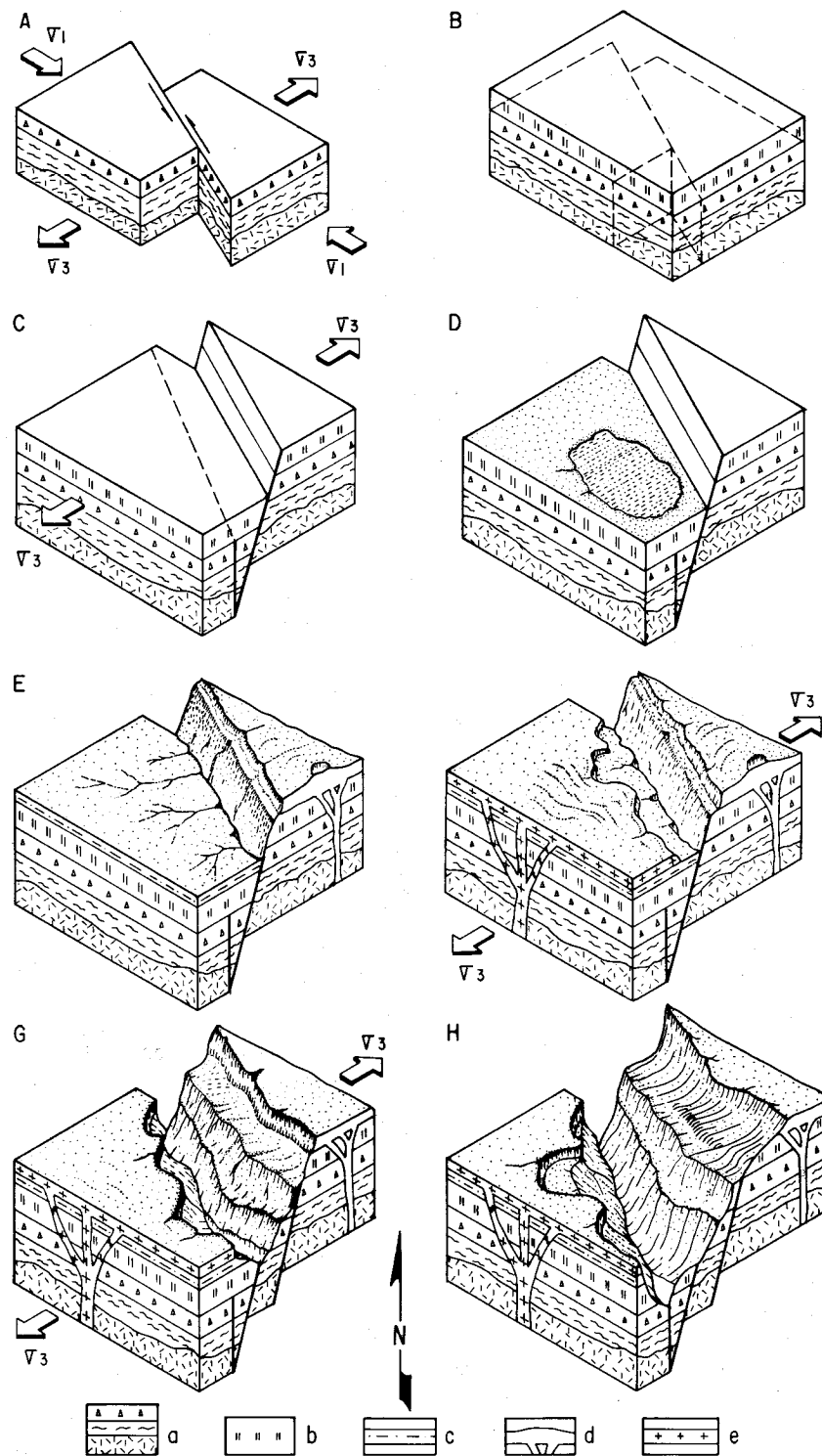


Figura 4.- Bloques diagramáticos de la secuencia de eventos mayores de fallamiento y erosión en el área de la presa de Santa Rosa. *A*—episodio de fallamiento lateral (13-9 Ma), esfuerzos mayor  $\sigma_1$  y menor  $\sigma_3$  horizontales; *B*—depósito de derrames de basalto intercalados con ignimbritas (9-5 Ma); *C*—episodio de fallamiento normal de la falla de Santa Rosa,  $\sigma_1$  vertical y  $\sigma_3$  horizontal; *D*—desarrollo de cuencas lacustres localizadas sobre el bloque meridional—hundido—y depósito de sedimentos lacustres; *E*—dentro del mismo régimen de extensión, erupción del basalto Mesa de Mistemeque, calciocalcino, y tobas ignimbríticas, sobre el flanco septentrional del cañón del río Grande de Santiago (3.7-3.9 Ma); comienzo de la formación del mismo; *F*—erupción del basalto Mesa de Santa Rosa, alcalino (0.9 Ma), en el flanco meridional; *G*—fallamiento normal en el flanco septentrional de la secuencia del basalto Mesa de Mistemeque y la toba ignimbrítica intercalada y erosión activa formadora del cañón; es probable que el fallamiento y la erupción del basalto Mesa de Santa Rosa sean contemporáneos; *H*—evolución progresiva de la erosión en el cañón en el área de Santa Rosa; a—ignimbritas calcicinalcino, del lado septentrional; b—basalto con toba e ignimbrita intercaladas; c—sedimentos lacustres y tobas; d—basalto Mesa de Mistemeque, calcicinalcino, del lado septentrional; e—basalto Mesa de Santa Rosa, alcalino.

4. Emplazamiento de basalto calcalcalino, en el lado septentrional de la falla, hacia el fin del Plioceno.

5. Erupción de basalto alcalino, formando la Mesa de Santa Rosa, hacia 0.9 Ma. Esta mesa parece cubrir las estructuras de los episodios tectónicos de tensión más jóvenes, al igual que el cono de escoria, indicando que la actividad tectónica a lo largo de la frontera septentrional del bloque de Jalisco ha sido transferida hacia el sur.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allan, J.F., 1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico—late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 473–475.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., y Wopat, M.A., 1991, Pliocene–Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico—an exotic terrane in the making, in Dauphin, J.P., y Bernd, R., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologist Memoir* 47.
- Barrier, Eric; Bourgois, Jacques; y Michaud, François, 1990, Le système de rifts actifs du point triple de Jalisco—vers un proto-golfe de Jalisco: *Comptes rendus de l'Academie des Sciences [Paris]*, v. 307, ser. 2, p. 1513–1520.
- Bourgois, Jacques; Renard, Vincent; Auboin, Jean; Bandy, William; Barrier, Eric; Calmus, Thierry; Carfantan, J.C.; Guerrero, José; Mamerickx, Jacqueline; Mercier de Lepinay, Bernard; Michaud, François; and Sosson, Marc, 1988a, Fragmentation en cours de bord Ouest du Continent Nord Américain—les frontières sous-marines du Bloc Jalisco (Mexique): *Comptes rendus de l'Academie des Sciences [Paris]*, v. 307, ser. 2, p. 1121–1130.
- , 1988b, La jonction orientale de la dorsale Est-Pacifique avec la zone de fracture de Rivera au large du Mexique: *Comptes rendus de l'Academie des Sciences [Paris]*, v. 307, ser. 2, p. 617–626.
- Colletta, Bernard, y Angelier, Jacques, 1983, Tectonique cassante du Nord-ouest Mexicain et ouverture du Golfe de Californie: *Bulletin Centre Rech. Explor. Prod Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 433–441.
- Demant, Alain, 1981, L'Axe Néovolcanique Transmexicain—étude volcanologique et pétrographique; signification géodynamique: *Marsella, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, disertación doctoral*, 259 p.
- Harris, J. M., y Carmichael, I.S.E., 1984, Siliceous volcanics around Volcán de Tequila, Jalisco, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 16, p. 530 (resumen).
- Ibarra-Maycotte, Jorge, 1982, Interpretaciones geotécnicas aplicadas a la estabilidad de taludes: *Sociedad Mexicana de Mecánica de Rocas, Simposio La mecánica de rocas en México, México, D.F., Memoria*, p. 295–359.
- , 1984, Interpretación geotécnica de la estabilidad de la margen izquierda de la presa de Santa Rosa: *Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 7, México, D.F., Memorias*, p. 228–248.
- Johnson, C.A., 1987, A study of neotectonics in central Mexico from a LANDSAT Thematic Mapper imagery: Coral Gables, University of Miami, tesis de maestría, 112 p. (inédita).
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., y Carmichael, I.S.E., 1985, Active rifting in southwestern Mexico—manifestation of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, v. 13, p. 54–57.
- Nieto-Obregón, Jorge, 1989, Tectonic synthesis and seismic risk along the Río Grande de Santiago Fault, in Jalisco, Mexico: *International Journal of Mining and Geological Engineering*, v. 7, p. 37–51.
- Nieto-Obregón, Jorge; Delgado-Argote, L.A.; y Damon, P.E. 1985, Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional (México)*, v. 24, p. 623–663.
- Nixon, G.T.; Demant, Alain; Armstrong, R.L.; y Harakal, J.E. 1987, K-Ar and geologic data bearing on the age end evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional, (México)* v.26, p. 109–158.
- Sharpe, Stewart, 1960, Landslides and related phenomena—a study of mass-movements of soil and rock: *New Jersey, Pageant Books, Columbia Geomorphic Studies*, núm. 2, 137 p.
- Suter, Max, 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, in Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.A., and Blackwell, D.D., eds., *Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. DMV001, p. 401–421.
- Wopat, M.A., y Carmichael, I.S.E., 1984, Geology of the Santiago Canyon near Tequila, Mexico: *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 65, p. 1145.
- Zaruba, Quido, y Mêncl, Vojtech, 1969, Landslides and their control: *Nueva York, Elsevier, Czechoslovak Academy of Sciences*, 205 p.

Manuscrito presentado: 5 de abril de 1991.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 17 marzo de 1992.

Manuscrito aceptado: 10 abril de 1992.