

CERRO CHOROTE: EJEMPLO DE UN BLOQUE DESLIZADO EN UNA FALLA ACTIVA DE LOS ANDES VENEZOLANOS.

Carlos Ferrer Oropeza
Instituto de Geografía y Conservación de Recursos, Universidad de Los Andes.
Mérida-Venezuela.

RESUMEN

Se describen las principales características de una colina aislada ubicada en el margen derecho del río Chama a aproximadamente 18 km al suroeste de la ciudad de Mérida, en Los Andes centrales venezolanos. Esta colina de forma alargada posee una longitud de 720 m y un ancho (máximo) de 230 m, con un espesor estimado de 10-15 m. Se postula, en base a su peculiar disposición topográfica y relaciones estratigráficas anormales, como posible origen de este bloque rocoso (rock slide) un movimiento de masa inducido por sismo. Dicho desplazamiento pudo haber tenido un recorrido aproximado de 500-600 m, a partir de un profundo anfiteatro que a manera de corona, parcialmente rellena y erosionada, sugiere una muy probable área de despegue. El deslizamiento, así conformado, se desplazó siguiendo una dirección predominante de SO a NE. Las elevadas pendientes presente en el área de origen permiten inferir una moderada velocidad de impacto, no obstante, la poca distancia recorrida y el efecto amortiguador de una masa de sedimentos impidió que el bloque se fragmentara. El volumen original del cerro Chorote fue considerablemente mayor, pero el mismo se ha venido reduciendo por la acción de socavación del río Chama. Se presentan algunas evidencias que apuntan a señalar al sitio analizado, como posible testigo de represamientos y rupturas (paleocrecidas). Entre las evidencias más importantes para sustentar el posible origen alóctono de este bloque de roca, se describe el contacto nítido de una masa altamente desformada y fracturada, donde son fácilmente reconocibles los gneises que afloran extensamente en la ribera opuesta del río, los cuales descansan sobre una secuencia de sedimentos jóvenes de origen local y depositados en forma de abanico aluvial. Se plantea, basado en la posición relativa del abanico involucrado, una posible edad Holocena como marco temporal de este fenómeno geomorfológico. En la Zona de fallas de Boconá parece existir toda una serie de grandes movimientos de masa que delatan su estrecha relación con eventos sísmicos de gran magnitud, lo que parece una situación previsible en fallas activas como la mencionada.

Palabras Claves: Deslizamiento; Neotectónica; Falla de Boconó; Andes Venezolanos.

INTRODUCCIÓN

La Zona de falla de Boconó constituye la fractura más importante y activa del occidente de Venezuela; la misma se extiende desde las cercanías de Puerto Cabello-Morón hasta San Cristóbal, en un recorrido de aproximadamente 500 Km

(Figura 1). Esta Zona de fallas ha sido responsable de la gran mayoría de los sismos destructores que han afectado, desde épocas históricas, toda esta región central de Los Andes venezolanos. A escala mundial, sólo recientemente se le ha venido dando importancia a la ocurrencia de grandes movimientos de masas, bien sean estos derrumbes, deslizamientos o flujos, estén o no relacionados con actividad sísmica. En este sentido es oportuno señalar que Von der Osten y Zozaya (1957) describen una serie de deslizamientos generados a partir del terremoto del año 1950 que afectó, en mayor proporción, al poblado de El Tocuyo y alcanzó una magnitud (Richter) de 6.9 (Fiedler, 1961) (Figura 1). Posteriormente Singer y Montes (1980) evalúan los efectos de este sismo desde un punto de vista esencialmente morfogenético. Singer et al (1983), como parte del Inventario Nacional de Riesgos Geológicos, llegaron a registrar numerosos movimientos de masa cuyos orígenes son claramente sísmicos y situados en diversos sistemas de fallas activos a lo largo del país.

En la región comprendida entre Tabay y Santa Cruz, cuyos detalles se muestran en la Figura 2, se han reportado una serie de movimientos de masa cuyas relaciones con eventos sísmicos parecen muy evidentes. Singer y Lugo (1982) atribuyen un origen sísmico a un alud ocurrido en las cercanías de la ciudad de Tovar (La Playa) como consecuencia del terremoto de 1610 (magnitud Richter: 7.3). Importante evidencia obtenida a partir de la consulta de crónicas coloniales. Más recientemente Ferrer Oropeza (1991c) trató de establecer algunas relaciones entre una serie de deslizamientos y los cambios en los patrones geométricos de la traza de la falta de Boconó, lo cual no necesariamente debe ser extrapolado a toda esta Zona de fallas visto el pequeño segmento en que basó su análisis.

A escala mundial, Keefer (1984) después de seleccionar 40 sismos de gran magnitud (magnitudes Richter modificadas entre 5.2 y 9.6) y su relación con movimientos de masa determinó, entre otros aspectos, lo siguiente: (i) la gran mayoría de las áreas afectadas por estos procesos de origen geomórfico presentan una forma irregular y son asimétricos con respecto a los epicentros y a las rupturas en el plano de las fallas. (ii) Pocos movimientos de masa tuvieron lugar en sismos cuyas magnitudes fueron iguales o inferiores a 4.0. (iii) La mayor parte de los colapsos ocurrieron en materiales no afectados previamente, es decir las probabilidades de reactivación tienden a ser bajas. (iv) Los derrumbes (rockfall), los deslizamientos de rocas (rock slides) y deslizamientos planares (translationally disrupted soil slides) se inician con los temblores más débiles, en cambio aquellos deslizamientos más profundos, como los rotacionales, requieren movimientos más fuertes y probablemente de más larga duración. En cambio, los desplazamientos laterales de bloques (lateral spreads), flujos y aludes sísmicos (rock/soil avalanches) ocurren a su vez en condiciones más extremas.

La importancia del estudio de los grandes movimientos de masa inducidos por sismicidad adquiere cierta prioridad en aquellas áreas afectadas por fallamiento activo, tal y como fue puntualizado recientemente por Ferrer Oropeza (1991c). El objetivo fundamental del presente trabajo es describir, de una forma preliminar, los resultados obtenidos en la investigación sobre el posible origen y cinemática de

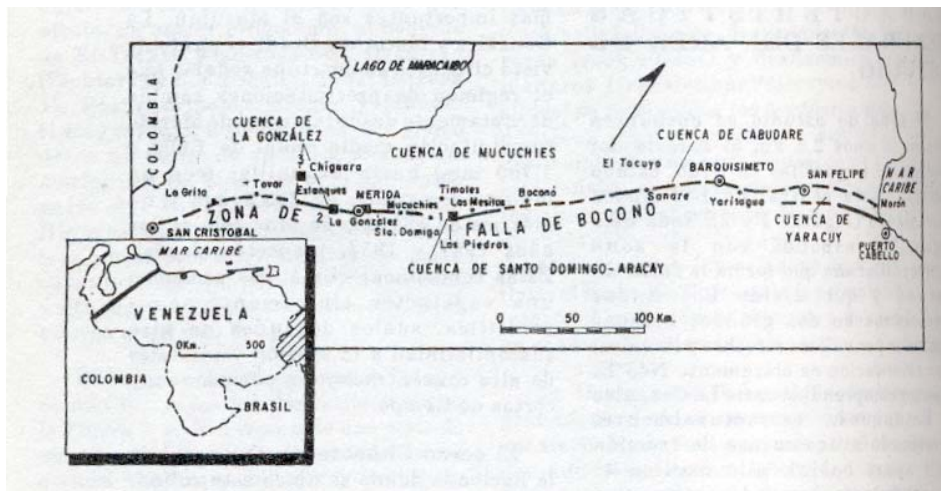
un neolina aislada situada a unos 18km al suroeste de ciudad de Mérida (Figuras 1 y 2). Previamente se había mencionado la presencia de este alto topográfico, cuya disposición contrastaba marcadamente con toda una serie de abanicos aluviales escalonados ubicados en esta sección del valle formado por el río Chama (Ferrer Oropeza, 1991b;c; Ferrer Oropeza et al., 1992). Una cierta disposición topográfica y estratigráfica anómala, así como la ubicación de un anfiteatro a manera de corona semi-circular en el flanco sur de una de las fallas maestras que definen la cuenca de tracción de La González, lleva al autor a plantear un posible origen alóctono para explicar la presencia de este masa de rocas. Un ejemplo muy parecido al ilustrado en este estudio fue reportado por Hasegawa (1991) en el suroeste del Japón. Fenómenos de este tipo, aunque poco descritos en la literatura, posiblemente sean bastante comunes en aquellos sistemas de fallas activos en el mundo.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada a unos 2,5 km al sureste del poblado de Lagunillas de Urao, estado Mérida, parte central de Los Andes venezolanos (Figuras 1 y 2). Toda esta región corresponde con la zona inter cordillerana que forma la falta de Boconó y que divide Los Andes venezolanos en los grandes bloques separados por valles estrechos y lineales, cuya orientación es claramente N45° E. El sector comprendido entre La González y Estanques, estructuralmente, corresponde a una cuenca de tracción (pull apart basin), ello explica el ensanchamiento observado en esta parte del río Chama. Topográficamente las fallas maestras separan empinadas vertientes, tanto al norte como al sur, de un fondo de valle caracterizado por pendientes suaves y extensos sistemas de abanicos aluviales. Abanicos estos, que al igual que en muchas zonas montañosas tectónicamente activas, presentan superficies planas y escalonadas como reflejo de toda una serie de controles estructurales y paleoclimáticos ocurridos a lo largo del Cuaternario.

El sector comprendido entre La González y Estanques corresponde con la cuenca de drenaje del río Chama, importante sistema fluvial cuyo nacimiento se localiza en el páramo de La Culata, unos 90 km del área de estudio. El río refleja el estrecho control estructural ejercido por la Zona de falta de Boconó, de allí el patrón claramente rectilíneo de su cauce. La dirección del valle es noreste, pero a partir de Estanques tuerce violentamente hacia el noroeste hasta su desembocadura en el lago de Maracaibo (Figura 2). A lo largo de su recorrido el río Chama es sucesivamente alimentado por toda una serie de drenajes secundarios, donde los cursos más importantes son el Mucujún, La González y Mocotfes. Desde el punto de vista climático es oportuno señalar que el régimen de precipitaciones cambia abruptamente desde la ciudad de Mérida (precipitación media anual de 1.500 a 1.750 mm) hasta Lagunillas (con un mínimo registrado de 235,9 mm y un máximo de 580 mm de promedio en los años 1957 y 1954, respectivamente). Estas condiciones climáticas producen una vegetación típicamente semi xerofítica, suelos desnudos de alta susceptibilidad a la erosión y caudales de alta concentración en períodos muy cortos de tiempo.

El **cerro Chorote**, nombre local de la hacienda donde se ubica esta colina, se localiza al margen derecho del río Chama (Figura 2). Constituye una elevación, cuya cota máxima alcanza los 775 m, aislada y ubicada en la sección distal de dos abanicos aluviales. Este relieve de apenas 720 m de largo presenta una sección escarpada en dirección suroeste lo que evidencia una fuerte acción de socavación por parte del río, de hecho esta cara define una corona. El borde norte, por el contrario, presenta una suave pendiente al entrar en contacto directamente con la superficie del abanico aluvial. Evidencias de campo permiten asegurar que el cerro Chorote ha sufrido una intensa erosión que ha contribuido a disminuir notablemente su volumen original. La presencia de este bloque en este sector del valle ha definido un cañón muy estrecho, lo que muy probablemente ha inducido algunos represamientos tanto de las aguas del propio río como de las dos quebradas que confluyen en este punto (La Maruchí y Guadalupe).



MARCO ESTRUCTURAL Y GEOMORFOLÓGICO

El cerro Chorote se encuentra ubicado en la parte central de la cuenca de tracción de La González, a aproximadamente 18 km al suroeste de la ciudad de Mérida (Figura 1). Esta cuenca de tracción, originalmente definida y estudiada por Schubert (1980a;b; 1982a;b; 1984), se extiende desde el caserío La González hasta Estanques. La misma posee una longitud de 20-25 km, una anchura máxima de 6-7 km y una relación longitud / ancho entre 3 y 4:1 (Schubert, 1984). Dos grandes fallas maestras definen tanto el borde norte como el sur, así como fallamientos menores dentro de la cuenca, en lo que parece un patrón de desarrollo normal en estructuras de este tipo (Cliristie Blick y Biddle, 1985).

Rocas del Precámbrico y del Paleozoico superior afloran extensamente en el borde sur de la cuenca, asociadas con las formaciones Sierra Nevada y Mucuchachí, respectivamente (Shagam, 1972). Al norte, la Formación La Quinta (Jurásico) se extiende ampliamente desde las cercánfas de Estanques hasta La Mesa, con algunos bloques menores del Paleozoico superior (Formación Sabaneta) (para detalles ver: Figura 2). El fondo de esta cuenca de tracción de La

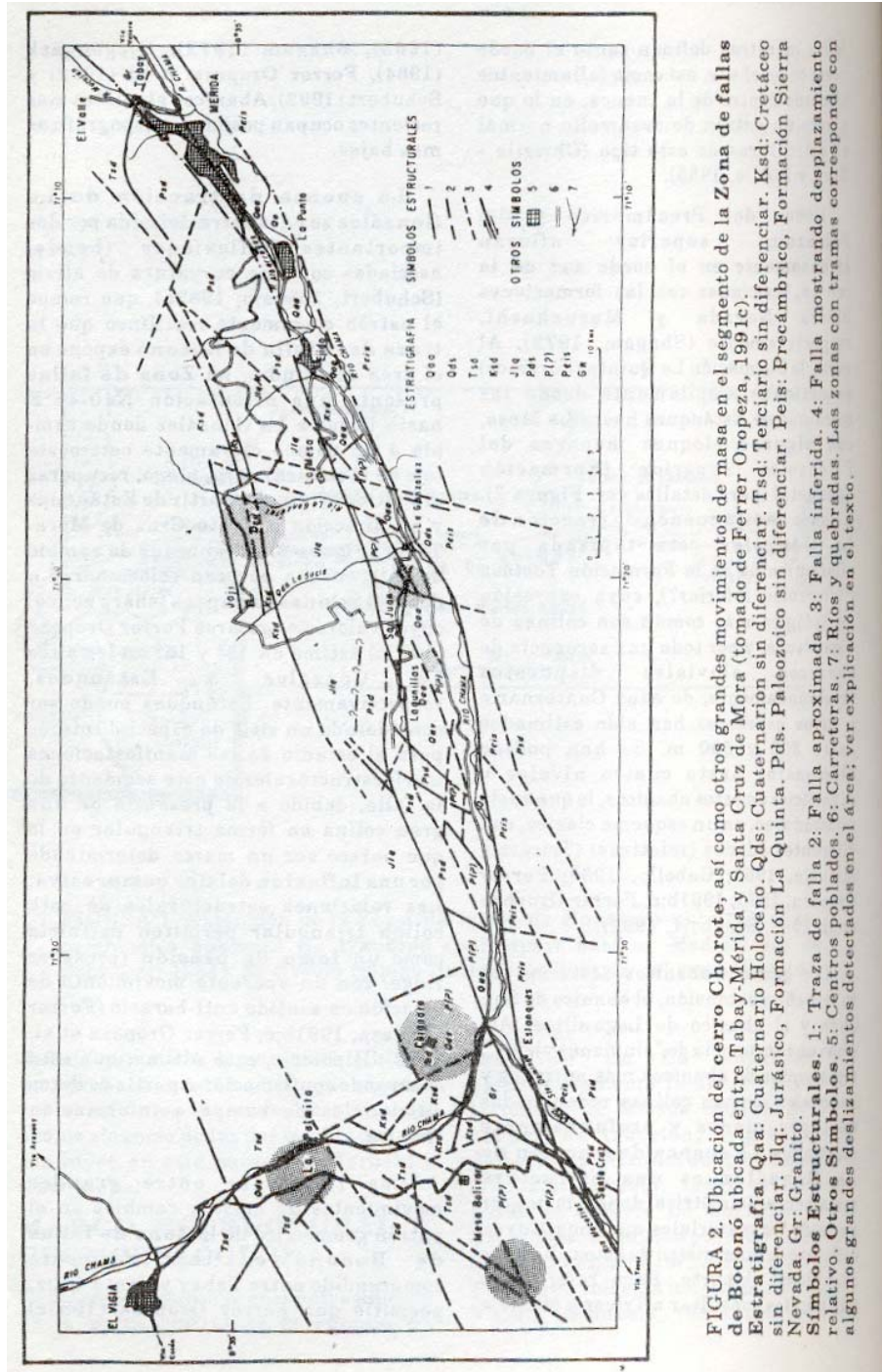
González esta tapizada por afloramientos de la Formación Tostosa (Paleozoico inferior?), cuya expresión morfológica más común son colinas de baja altura, y por toda una secuencia de abanicos aluviales dispuestos escalonadamente, de edad Cuaternario y cuyos espesores han sido estimados entre 300 y 500 m. Se han podido diferenciar hasta cuatro niveles o superficies en estos abanicos, lo que suele relacionarse, en un esquema clásico, con diferentes edades (relativas) (Tricart y Michele, 1963; Cabello, 1966; Ferrer Oropeza, 1990; 1991b;c; Ferrer Oropeza et al, 1992; Schubert, 1992).

Dos grandes abanicos destacan por su tamaño y extensión, el abanico de San Juan y el abanico de Lagunillas. Así como una secuencia de “aluviones viejos”, remanentes de abanicos más antiguos y los cuales forman colinas redondeadas de topes planos y profundamente disectados. La cuenca de tracción de La González es una estructura claramente asimétrica donde la mayor parte de los materiales que constituyen la fuente de suministro de estos abanicos se ubican al norte. Para referencias adicionales consultar a Tricar y Michele (1963), Shagam (1972), Giegengack (1984), Ferrer Oropeza et al (1992) y Schubert (1992). Abanicos aluviales más recientes ocupan posiciones topográficas más bajas.

La cuenca de tracción de La González se encuentra definida por dos importantes inflexiones (bends) asociadas con una curvatura de alivio (Schubert, 1980a;b; 1982b), que rompe el patrón claramente rectilíneo que la traza de la falla de Boconó expone en el área de estudio. La Zona de fallas presenta una orientación N40.45° E hasta llegar a La González donde cambia a un rumbo claramente este-oeste (eje de la cuenca) para, luego, recuperar el sentido original a partir de Estanques y en dirección a Santa Cruz de Mora. Tovar (Figura 2). Los puntos de cambio de esta cuenca parecen relacionarse a dos inflexiones abruptas (sharp bends) cuyos valores angulares Ferrer Oropeza (1991c) estimó en 18° y 15° en los sitios La González y Estanques, respectivamente. Estanques puede ser considerado un sitio de especial interés para el estudio de las manifestaciones morfoestructurales de este segmento de la falla, debido a la presencia de una gran colina en forma triangular en lo que parece ser un marco determinado por una inflexión del tipo compresiva. Las relaciones estructurales de esta colina triangular permiten definirla como un lomo de presión (pressure ridge) con un aparente movimiento de rotación en sentido anti-horario (Ferrer Oropeza, 1991b;c; Ferrer Oropeza et al, 1992). Hipótesis, esta última, que está esperando confirmación a partir de datos adicionales de campo e información sísmica.

Las relaciones entre grandes movimientos de masa y cambios en el patrón geométrico de la Zona de fallas de Boconó en este segmento comprendido entre Tabay y Santa Cruz, permitió que Ferrer Oropeza (1991c) postulara una posible conexión entre estos procesos geomórficos y la acción de sismos de gran magnitud. De esta forma se identificaron toda una serie de desplazamientos rotacionales profundos, donde los deslizamientos de La González y Chiguará ocupan un punto de significativa importancia por los volúmenes de material implicados, los cuales superan en todo caso los 20 x 10⁶m³ y 30-40 x 10⁶m³,

respectivamente (Ferrer Oropeza, 1991 a; c). Otros grandes movimientos de masa detectados en el área se detallan en la Figura 2.



Hacia el sur del sector analizado en este trabajo se localiza una secuencia de espesos paleo suelos, ricos en arcilla y limo, descritos por Giegengack (1984) y Weingarten (1977) como paleo-oxisoles. Las particulares condiciones climáticas

predominantes en el área comprendida entre Ejido y Estanques, ambiente semiárido con precipitaciones concentradas en cortos lapsos de tiempo, ha venido induciendo el desarrollo de toda una secuencia de activos y violentos flujos de detritus (debris flows) y flujos de barro (mud flows) a lo largo de todo este flanco sur de la falla de Boconó. Estos flujos forman, en la gran mayoría de los casos, pequeños abanicos y suelen borrar, por su intensa actividad y altas tasas de desplazamiento, cualquier evidencia de procesos geomorfológicos ocurridos en el pasado sobre estas empinadas vertientes. (Ferrer Oropeza, 1991 a).

La gran actividad sísmica registrada histórica e instrumentalmente en este segmento de la falla, muestra que por lo menos dos grandes terremotos de magnitud (Richter) 8 y 7.1, ocurridos en 1812 y 1894, respectivamente, tuvieron sus epicentros muy cerca o dentro de la zona mostrada en la Figura 2. Así mismo, Rengifo (1982), a partir de una recopilación de datos, reporto más de diez sismos cuyas magnitudes sobrepasaron los 4.9.

ORIGEN Y EVOLUCION DEL CERRO CHOROTE

Lo que hace interesante el estudio del cerro Chorote como posible gran bloque deslizado, es su morfología típicamente alargada, su posición anómala en la secuencia de materiales que afloran en el fondo del valle y las peculiaridades de su litología, ya que su composición, a pesar del sitio grande de deformación, corresponde con los gneises que afloran en la vertiente situada inmediatamente al suroeste, ribera izquierda del río Chama. Esta colina de forma tan peculiar, tiene un largo de 720 m, la parte de mayor anchura (sección central) alcanza los 230 m y presenta un espesor promedio de 10-15 m.

Una visión regional del entorno que caracteriza al sitio de estudio lo constituye la pequeña discontinuidad geométrica ubicada entre las quebradas La Vizcaína y Guadalupe, borde sur de la cuenca de tracción. Un examen detallado de las imágenes de radar y fotografías aéreas (escalas 1:25.000 y 1:10.000), muestran una pequeña inflexión en ambos extremos y cuyos ángulos, medidos a partir de la variación del patrón rectilíneo que la traza ha conservado hasta aquí, varían de 4° a 6°. Este bloque se caracteriza por vertientes muy empinadas, cuya inclinación es por lo general superior a los 30°. Desde el punto de vista geomorfológico predominan aquí cárcavas profundas y grandes sectores cubiertos por los materiales finos que han sido desplazados a partir de una serie de topes planos (relictos posiblemente, de una extensa superficie previa a la formación de la cuenca de tracción) por medio de flujos concentrados. Estos flujos, ya descritos, han depositado toda una serie de abanicos en la zona piedemonte, los cuales han sido cortados por el río Chama.

En este contexto se localiza una colina aislada, alargada y estrecha, parcialmente erosionada, en lo que parece constituir una evidencia sumamente interesante de lo que podría ser, en caso de comprobarse la hipótesis aquí planteada, del gran potencial sísmico latente en este sector de la Zona de fallas de Boconó. El cerro Chorote, nombre local que identifica esta área, presenta todas las características de tratarse de un deslizamiento de roca (rock slide).

GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DEL CERRO CHOROTE.

La constitución litológica de esta colina contrasta marcadamente con los materiales que afloran en el fondo del valle, bien sean estas las filitas y cuarcitas de -la Formación Tostosa (Paleozoico inferior?) o sedimentos de abanicos aluviales (Cuaternario). El bloque formado por la colina de Chorote está constituido por rocas altamente deformadas asociadas a los gneises de la Formación Sierra Nevada (Precámbrico?), que afloran solamente al sur (Figura 2). Vista en fotografías aéreas la colina yace en la sección distal de un abanico aluvial de edad (relativa) Pleistoceno superior (?), dispuesto a manera de un bloque de obturación para las aguas de la quebrada La Maruchí.

El drenaje del río Chama cambia en este sitio, pasando de un patrón entrelazado a uno recto. La sección del cerro Chorote orientado al suroeste y en contacto con el río, muestra una extensa corona semicircular, lo que permite suponer que su volumen fue en determinado momento, considerablemente mayor. La sección geológica expuesta tanto por el río como por la quebrada La Maruchí, permite observar directamente la disposición y características del contacto entre los gneises altamente fracturados y deformados con los sedimentos del abanico. Un material de textura fina (gravo arenosa) ubicada directamente en el plano de contacto, permite inferir la fuerza del impacto producida a la caída de este bloque conformado por el cerro Chorote.

La disposición es por tanto clara, se está frente a un bloque alóctono, formado por materiales que afloran a unos 300 - 400 m en la vertiente opuesta, el cual a su vez está constituido por rocas Precámbrica (?) dispuestas bien al N35° E y al N70°0, con buzamientos en ángulo alto hacia el sureste o suroeste. Materiales estos que afloran sólo en este flanco sur de la falla maestra.

ORIGEN DEL CERRO CHOROTE.

Esta disposición estratigráfica anómala puede ser explicada por el desplazamiento de esta gran masa de rocas desde algún punto situado inmediatamente al sur, es decir del sitio donde afloran materiales cuya litología se asemeja a la descrita para el cerro Chorote, tal y como fue indicado en el párrafo anterior. Un análisis más detallado de la morfología de esta vertiente contrapuesta al cerro, permite detectar la presencia de una gran corona semicircular a poca distancia (700-800 m) del bloque analizado y sobre la escarpa de la falla. Este anfiteatro tiene unos 600 m de longitud y está orientado paralelo al eje del valle. Al hacer una reconstrucción de la topografía inicial de esta depresión abierta es posible ajustar la masa total del bloque de Chorote, por lo que sin duda puede postularse como el área de despegue del deslizamiento.

La corona, así descrita, se encuentra parcialmente rellena por materiales provenientes de los topes planos que afloran aisladamente hacia el sur y que

fueron descritos con anterioridad como paleo-suelos, y cuyos mecanismos de movilización se hace mediante procesos relacionados con diversos tipos de flujos.

Sin duda que esta masa rocosa del cerro Chorote llegó a ocupar un espacio mucho mayor y posteriormente fue erodada por la acción del río Chama. Aunque no hay evidencias de campo que muestren posibles represamientos aguas arriba, sí llama la atención una escarpa rectilínea ubicada inmediatamente aguas abajo y que corta nítidamente toda una serie de abanicos formados por varios sistemas de flujos de detritus. Esta escarpa, orientada paralela al río Chama, podría inducir a pensar en un posible origen morfotectónico, pero otra explicación puede basarse en interpretarla como evidencia de una crecida extraordinaria como consecuencia de un represamiento del río. Represamiento este no relacionado directamente con el cerro Chorote, aunque las condiciones topográficas pudiesen haber sido inducidas por el mismo. Estos abanicos cortados parecen más bien contemporáneos con los sedimentos que rellenan la corona.

POSIBLE EDAD Y TIPO DE MOVIMIENTO.

Hay muchas dificultades para obtener edades absolutas a partir de los depósitos del Cuaternario en Los Andes venezolanos (ver por ejemplo a: Schubert y Vaz, 1987, Besada y Schubert, 1987; Schubert, 1976). Sin embargo y en base fundamentalmente a la posición geomorfológica de las diferentes superficies que conforman los abanicos del área, se puede especular una posible edad Pleistoceno superior (?) para el abanico aluvial que infrayace al cerro Chorote. Efectivamente esta unidad ocupa una posición muy baja, tan sólo a 20-25 m por encima del nivel actual de la quebrada La Maruchí, lo que contrasta con las posiciones ocupadas por otros sistemas de abanicos claramente más antiguos. De aceptarse esta premisa, se tendría una edad más reciente, posiblemente Holocena. La actividad de los flujos de detritus, que han borrado y cubierto parcialmente la corona, corresponde con procesos contemporáneos actualmente activos.

El material conformado por el cerro Chorote se deslizó como una sola masa sin fragmentarse. La masa se desplazó siguiendo una dirección suroeste a noreste, en un trayecto de aproximadamente unos 250 m a lo largo de la escapa de la falla y sobre una superficie cuya inclinación supera fácilmente a los 30°. Aunque es de muy difícil estimación la velocidad de desplazamiento que tomó esta masa al momento de desprenderse y posteriormente impactar en el fondo del valle, es viable suponer una tasa moderada y no tan violenta como la registrada por OKUSA et al. (1986). Una muy alta velocidad pudo haber disgregado la masa y generar una avalancha de roca o alud sísmico semejante al reportado en La Playa. Tovar (Singer y Lugo, 1982), hecho que definitivamente no ocurrió con el cerro Chorote. Dos aspectos adicionales pudieron haber tenido influencia en la cinemática de este deslizamiento: por un lado la cercanía entre el área de despegue y el lugar de acumulación, y, probablemente los sedimentos del abanico pudieron haber servido de "colchón amortiguador". Llase gawa (1991) calculó que

la colina Kirihata se desplazó a lo largo de 1,0 a 1,5km con un plano de deslizamiento inferior a los 10°.

CAUSAS DEL DESLIZAMIENTO DEL CERRO CHOROTE

Una masa rocosa con las características que presenta el cerro Chorote solamente podría explicarse en función de la actividad sísmica. Un terremoto con suficiente magnitud para actuar como detonante para el colapso, luce como hipótesis bastante probable.

Hasegawa (1991) reportó un deslizamiento rocoso, colina Kirihata correspondiente a la Median Tectonic Line en Japón, muy semejante a las descritas para el cerro Chorote. La colina Kirihata fué desplazada durante el Pleistoceno Temprano a Medio; se trata de una masa gigantesca de 3, 5 km de largo, 1,5 km de ancho y un espesor superior a los 250 m, y como hecho interesante el autor describe el movimiento rumbo deslizante a la derecha de la falla a partir de la relación entre la corona (área de despegue) y la propia masa deslizada. Okusa et al (1987) registran una serie de 'avalanchas gigantes' como consecuencia de un sismo de magnitud (escala Richter) de 6.9. Estas avalanchas, suelo y roca, alcanzaron un volumen de 36 x 10m³ en cinco etapas sucesivas y tan sólo a 10 km del epicentro. Como ejemplo de la importancia que posee este tema, Twidale et al (1991) analizan la influencia de la sismicidad en el desplazamiento de grandes bloques angulares y el papel jugado por este agente en el modelado de algunas formas de relieve.

Es poca la atención que a nivel mundial se le ha prestado a los posibles efectos geomorfológicos del movimiento de grandes masas rocosas así como su relación con el riesgo sísmico en zonas afectadas por fallamiento activo. Sin duda, el tema constituye una muy interesante línea de investigación.

CONCLUSIONES

Al analizar en detalle algunos rasgos geomorfológicos, litológicos y estructurales se infiere que el cerro Chorote es realmente una masa alóctona inducida por deslizamiento. La dirección del movimiento fué claramente desde el suroeste al noreste, atravesando para ello una de las fallas maestras que define el borde sur de la cuenca de tracción de La González. La masa alcanzó un desplazamiento horizontal de 500 - 600 m, tal y como se deduce de la observación de algunos rasgos topográficos localizados en el flanco de la traza de la falla.

Llama la atención la presencia de una colina aislada, de forma alargada y dispuesta paralelamente al río Chama, cuya disposición topográfica y estratigráfica no guarda relación con los materiales ubicados en el fondo del valle. El cerro Chorote, nombre local de la hacienda del mismo nombre, alcanza una longitud total de 720 m, un ancho máximo de 230 m y un espesor estimado de 15-20 m. El núcleo está constituido por gneises de la Formación Sierra Nevada (Precámbrico 7), rocas estas que afloran extensamente a 100 - 200 m en la ribera opuesta del río, y cuyo grado de deformación y alta densidad de fracturamiento no parece

deberse a la acción de las fallas locales. El contacto entre esta masa rocosa y los sedimentos de abanico pueden ser claramente observados en el cauce tanto de la quebrada la Maruchí como a todo lo largo de la colina que limita con el río Chama; ello es también indicativo de las altas tasas de erosión que han reducido considerablemente el volumen inicial de esta colina. Los gneises así descritos, descansan directamente sobre los sedimentos cuya edad tentativa puede ser ubicada en el Pleistoceno superior (7), por lo que es posible inferir que el evento que dio origen al cerro Chorote es más joven (Holoceno).

Este deslizamiento de roca (rock slide) aparentemente tuvo su origen en un anfiteatro que a manera de corona puede ser todavía observado a poca distancia del sitio analizado y emplazado directamente al suroeste. Se trata del único espacio abierto en este flanco de la falla que puede acomodar con facilidad el volumen del cerro Chorote. Es importante resaltar que la erosión ha borrado parcialmente los vestigios del anfiteatro y reducido el volumen inicial del deslizamiento. Aparentemente la actividad tectónica de la falla, posterior a este evento, no parece haber afectado la posición original de esta colina.

Entre las posibles causas que han inducido el colapso de esta vertiente es obligatorio señalar el factor sísmico. Grandes terremotos y una elevada actividad sísmica han sido registrada a partir de evidencias históricas e instrumentales. Deslizamientos de roca, de acuerdo a lo reportado por Keefer (1984), pueden producirse con temblores de una magnitud no tan alta como para generar otros movimientos de masa (deslizamientos rotacionales profundos, por ejemplo). Se postula una velocidad de desplazamiento moderada de esta masa rocosa conformada por el cerro Chorote, lo que posiblemente evitó que la colina se fragmentara. Obviamente este deslizamiento cambió la topografía original del sitio estudiado, lo que parece haber tenido influencia en las condiciones hidráulicas tanto del río Chama como de las quebradas locales, especialmente en forma de represamientos y posteriores rupturas, tal y como parece quedar evidenciado por algunos cortes rectilíneos en toda una serie de pequeños abanicos aluviales y conos muy recientes.

AGRADECIMIENTOS

El autor deja testimonio de su especial agradecimiento a Marbella Dugarte y Hans Reinthaler, quienes leyeron una versión preliminar del presente trabajo y cuyas sugerencias contribuyeron a mejorar sus alcances. Así mismo debo agradecer a Nidia Linares por la diagramación y a Luis Dugarte por la elaboración de los gráficos que acompañan este trabajo. Este estudio fue financiado por el Consejo Científico, Humanístico y Tecnológico de la Universidad de Los Andes (CDCHT: Proyecto FO-224) y por la Comisión Especial de Asesoría Para el Riesgo Sísmico (CEAPRIS).

REFERENCIAS CITADAS

Bezada, M. y Schubert, C. 1987. Cronología Cuaternaria en Venezuela: algunos problemas metodológicos y pedológicos. *Acta Cien. Venez.*, 38: 1-12.

Christie-Blick, N. y Biddle, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. En: K.T. Biddle y N. Christie-Blick (editores). *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*: 1-34. Soc. of Econom. Paleontol & Mineral., Sp. Pub. N2 37.

Cabello, O. 1966. Estudio geomorfológico de Mérida y sus alrededores. Escuela de Geografía, Universidad de Los Andes, Mérida; Trabajo Especial de Grado, 110 p. Inédito.

Ferrer Oropeza, C. 1990. Evolución geológica de un abanico aluvial Pleistocénico en Los Andes venezolanos. *Acta Cient. Venez.* 41 Sup. 1: p. 58 (Resumen).

- 1991a. Tres grandes deslizamientos asociados con un segmento de la falla de Boconó (Andes venezolanos). Mem. 3er. Encuentro de Geógrafos de América Latina: 15-32; Toluca, México (18-22 de marzo).

- 1991b. Condiciones geomorfológicas y neotectónicas de un segmento de la falla de Boconó ubicado entre la ciudad de Mérida Lagunillas de tiran y La Palmita, estado Mérida. Guía de la Excursión. Publicaciones del Postgrado en Ordenación Territorial, Curso de Actualización Profesional: Geomorfología Aplicada y Riesgos naturales, Mérida: 26 p.

_____ 1991 e, Posibles relaciones entre movimientos de masa y fallamiento activo en un segmento de la falla de Boconó, Venezuela. *Rev. Geog. Venez.*, 32: 49-88.

_____ 1991d. Algunas características físico-geográficas del trayecto Mérida-Pico Espejo, estado Mérida, Venezuela. *Rev. Geog. Venez.*, 32: 149-164.

_____ 1991e. Geomorfología de una secuencias de flujos de detritus en Los Andes venezolanos. XLI Convención Anual ASOVAC: Maracaibo, Venezuela (24-29 noviembre).

Ferrer Oropeza, C., Giraldo, O. Y Schubert C. 1992. Guía de la Excursión a lo largo de la Falta de Boconó. Segundo Simposio de Pallas Activas y Deformaciones Cuaternarias en la Cordillera de Los Andes: 45 págs.: Mérida, Venezuela (20-24 enero).

Fiedler, O. 1961. Áreas afectadas por terremotos en Venezuela. *Boletín de Geología (Venezuela)*, Pub. Esp. 3, T.IV: 1791-1814.

Giegengack, II. 1984. Late Cenozoic tectonic environment of the central venezuelan Andes. *Ceo1. Seo. Amer. Mem.*, 162:348-364.

Hasegawa, S. 1991. Large-scale rock slides in the Early to Middle Pleistocene along the fault scarps of the Median Tectonic Line in Northern Shikoku, Southwest Japan. *Landslide News*, 5: 14-18.

Keefer, O.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95:406-421.

Okusa, S., Anma, S. y Majima, H. 1987. A gigantic avalanche resulting from the 1984. Naganoken - Seiku earthquake, central Japan. En: V. Gardiner (editor), *International Geomorphology 1986. Part 1.*: 407-430. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. (Proceedings of the First International Conference on Geomorphology).

Rengifo, M. 1982. Sismicidad en los alrededores de Mérida. Departamento de Física, Universidad de Los Andes, Trabajo de Ascenso, 102 p. Inédito.

Schubert, C. 1976. Terrazas fluviales del valle medio del río Motatán (estados Mérida y Trujillo): primera evidencia absoluta de su edad. *Rev. As. Ven. Geol. Mm. y Pet.*, 19: 87- 90.

_____ 1980a. Late Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuelan Andes. *Jour. of Struct. Geol.*, 2:463-468.

_____ 1980b. Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la Cumbre de Boconó. *Acta Cient. Venez.*, 31:98-111.

_____ 1982 a- Neotectonics of Boconó fault, western Venezuela. *Tectonophysics*, 85: 205-220.

_____ 1982b. Cuencas de tracción en Los Andes meridionales y en las montañas del Caribe, Venezuela. *Acta Cient. Venez.*, 33:369-395.

_____ 1984. Basin formation along Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. *J. Geophys. Res.* 89:5711-5718.

_____ 1992. Hermann Karsten (1851) y Wilhelm Sievers (1888); las primeras descripciones e interpretaciones sobre el origen de las terrazas aluviales en la Cordillera de Mérida. *Rev. de Historia de la Geociencias en Venezuela*, 44: 15-19.

Schubert, C. y Vaz, J.E. 1987. Edad termoluminiscente del complejo aluvial Cuaternario de Timoles, Andes venezolanos. *Acta Cient. Venez.*, 38: 285-286.

Schubert, C., Estévez, R. y Illenbergh, H. 1992. Tectónica cuaternaria de la Cordillera de Mérida. Segundo Simposio de Fallas Activas y Deformaciones Cuaternarias en la Cordillera de Los Andes: 1-18; Mérida; Venezuela (20-24 enero).

Shagam, R. 1972. Evolución tectónica de Los Andes venezolanos. Bol. de Geología (Venezuela), Pub. Esp. 5, 1'. 2:1201-1261.

Singer, A. y Montes, J., 1980. Sismicidad y morfogénesis en el tramo nororiental de la falla de Boconó; evaluación de los efectos geológicos del terremoto del año 1950. Acta Cient. Venez., 31: p. 62 (Resumen).

Singer, A., Rojas, O. y Lugo, M. 1983. Inventario Nacional de Riesgos Geológicos. Estado Preliminar. Caracas, Fundación Venezolana de Investigaciones Científicas (FUNVISIS): 128

Tricart, J. Michel, M. 1963. Monographie et carte geomorphologique de la région de Lagunillas (Andes vénézuéliennes) Rev. de Géom. Dynamique, XVe Année: 1-33.

Twidale, C.E., Schubert, O. y Campbell, E.M. 1991. Dislodged blocks. Rev. de Géom. Dynamique, XIe Année: 199-129.

Weingarten, J. 1977. Tectonic and paleoclimatic significance of a Late Cenozoic paleosol from the central Andes, Venezuela. Department of Geology, University of Pennsylvania; M. Sc Thesis, 67 p. Inédita.

Von der Osten, E. y Zozaya, O. 1957. Geología de la parte suroeste del estado Lara, región de Quilbor. Bol. de Geol., IV: 3-52