

BOLETIN GEOLOGICO



Fallas Activas en Colombia

G. París y J. A. Romero L.

Some new palynomorphs from the Silurian of the Quetame Massif,
Cordillera Oriental, Colombia, South America

K. F. Prössl., J. R. Grösser.,

Actividad histórica y actual del Volcán Puracé

B. Pulgarín A., M. L. Monsalve B.,
M. M. Arcila R. y H. Cepeda V.

BOLETIN GEOLOGICO

CONTENIDO GENERAL

Página

G. París y J. A. Romero L.	Fallas Activas en Colombia3 - 25
K. F. Prössl, J. R. Grösser,	Some new palynomorphs from the Silurian of the Quetame Massif, Cordillera Oriental, Colombia, South America.27 - 38
B. Pulgarín A., M. L. Monsalve B., M. M. Arcila R. y H. Cepeda V.	Actividad histórica y actual del Volcán Puracé39-53

Derechos reservados por:

INGEOMINAS: Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química.

Diagonal 53 No. 34-53, A. A. No. 4865.

Santafé de Bogotá, D. E., Colombia S. A.

El Boletín Geológico se publica en tres (3) números cada año.

Formato de publicación 17 x 24 cm

Editor:

ALBERTO VILLEGAS BETANCOURT

Geólogo

Editado e impreso por INGEOMINAS

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y
QUIMICA

INGEOMINAS

FALLAS ACTIVAS EN COLOMBIA

Por:

GABRIEL PARIS, MSc.

y

JAIME A. ROMERO L.

1993

CONTENIDO

0. PRESENTACION	6
1. INTRODUCCION	6
2. SISTEMA GEOTECTONICO DE COLOMBIA	10
2.1 AMBIENTE CRATONICO Y PERICRATONICO	11
2.2 CINTURON MOVIL DE AFINIDAD CONTINENTAL	11
2.3 CINTURON MOVIL DE AFINIDAD OCEANICA	12
3. NEOTECTONICA	12
3.1 INTRODUCCION	12
3.2 FALLAS REGIONALES	13
3.3 FALLA FRONTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL.....	13
3.4 FALLA DE SANTA MARTA - BUCARAMANGA	14
3.5 FALLAS DEL VALLE DEL MAGDALENA	15
3.6 SISTEMA DE FALLAS DE ROMERAL	16
3.7 FALLAS DE LA COSTA PACIFICA	19
3.8 AMAZONIA COLOMBIANA	20
4. VULCANISMO ACTIVO	20
5. CONCLUSIONES	21
6. BIBLIOGRAFIA	21

LISTA DE ILUSTRACIONES

FIGURA 1. DISTRIBUCION GENERAL DE TERRENOS	7
FIGURA 2. MAPA TECTONICO-ESTRATIGRAFICO SIMPLIFICADO DE COLOMBIA	8
FIGURA 3. LOCALIDADES GEOGRAFICAS Y GEOLOGICAS	9
MAPA NEOTECTONICO PRELIMINAR DE COLOMBIA (en bolsillo)	

PRESENTACION

El proyecto "Sismotectónica del Territorio Colombiano", que se ejecuta de manera conjunta entre las subdirecciones de Geofísica e Ingeniería Geoambiental, tiene como objetivos entre otros, realizar un mapa de fallas susceptibles de ser fuentes de terremotos dentro del territorio colombiano y compendiar la información necesaria para el estudio geofísico detallado del territorio nacional.

La elaboración de un mapa sismotectónico requiere de un enfoque multidisciplinario para integrar información sobre las estructuras geológicas, la geología del Cuaternario, la tectónica reciente, la sismicidad histórica e instrumental, la geomorfología, la geodesia, la geofísica y la identificación de los esfuerzos deformantes de la corteza terrestre.

Con el Mapa Neotectónico de Colombia el proyecto busca aportar un elemento de análisis fundamental al estudio sismotectónico del territorio nacional y contribuir así, para actualizar la zonificación de la amenaza sísmica del País. Esta primera versión es el resultado de una investigación bibliográfica adelantada en las principales bibliotecas especializadas en el tema, de los aportes regionales de proyectos específicos de evaluación de riesgo sísmico y de la experiencia adquirida durante la vida profesional del compilador principal.

Se logra con esta monografía, una compilación y síntesis de los segmentos de fallas geológicas, con alguna evidencia de ruptura en superficie, las cuales se presentan en un mapa a escala 1:1'500.000 y un resumen de los atributos e indicios neotectónicos de los trazos más destacados de fallas geológicas activas.

1. INTRODUCCION

Colombia, por su posición geotectónica en la esquina noroccidental de Suramérica (figura 1), está sometida a la interacción de las placas del Caribe, Nazca y Suramérica. Tal interacción da como resultado campos de esfuerzos con diferentes orientaciones, que en forma variada gobiernan el sentido de movimiento y la frecuencia de eventos sísmicos de las fallas activas, dependiendo del contexto geológico y geográfico de cada región particular. Las principales fallas del país posiblemente se desarrollaron a partir del Paleozoico, con los procesos de acrecimiento continental, y la influencia del emplazamiento de la placa del Caribe a partir del Cretáceo. La posterior presión del Caribe hacia el sureste, durante el Mioceno tardío, generó las estructuras cenozoicas y el patrón tectónico regional, como parte de los procesos de la Orogénesis Andina.

Algunas de las grandes fracturas que actúan localmente como fallas activas o sismógenas, se concentran en corredores tectónicos de dirección general NNE a NNW, y limitan la cadena de los Andes o Bloque Andino, al oriente y occidente, o constituyen sistemas de fallas que bordean los grandes valles intramontanos (figuras 2 y 3). En muchos casos marcan la zona limítrofe de terrenos exóticos acrecidos al continente.

La distribución general de las fallas en el país se ilustra en la plancha 1: Mapa neotectónico preliminar de Colombia (en bolsillo); en él se destacan los tramos de falla, que en el terreno muestran evidencias e indicios de actividad tectónica cuaternaria.

La sismicidad cortical, con rupturas del

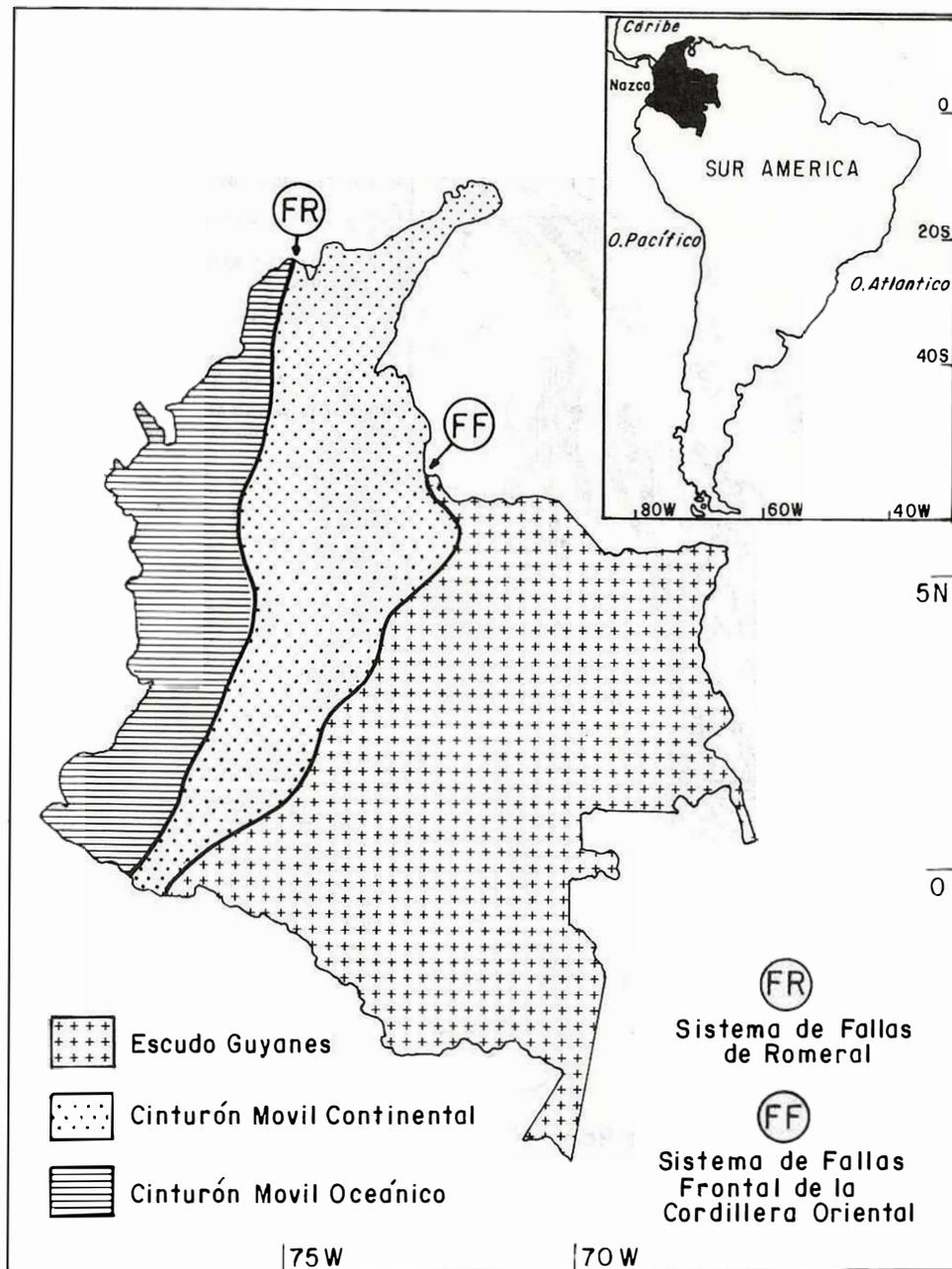


FIGURA 1. Distribución general de Terrenos.

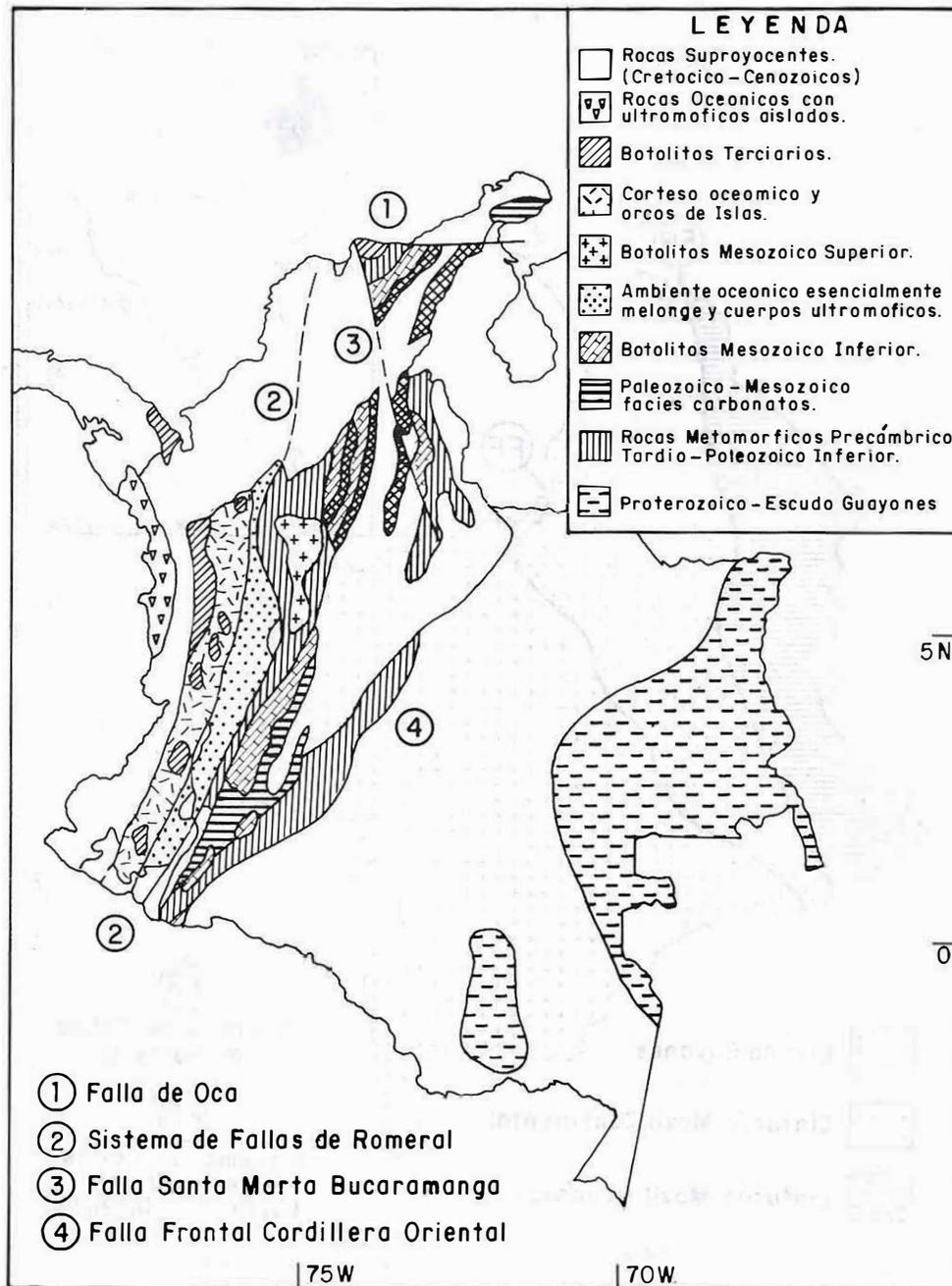


FIGURA 2. Mapa Tectónico - Estratigráfico simplificado de Colombia.

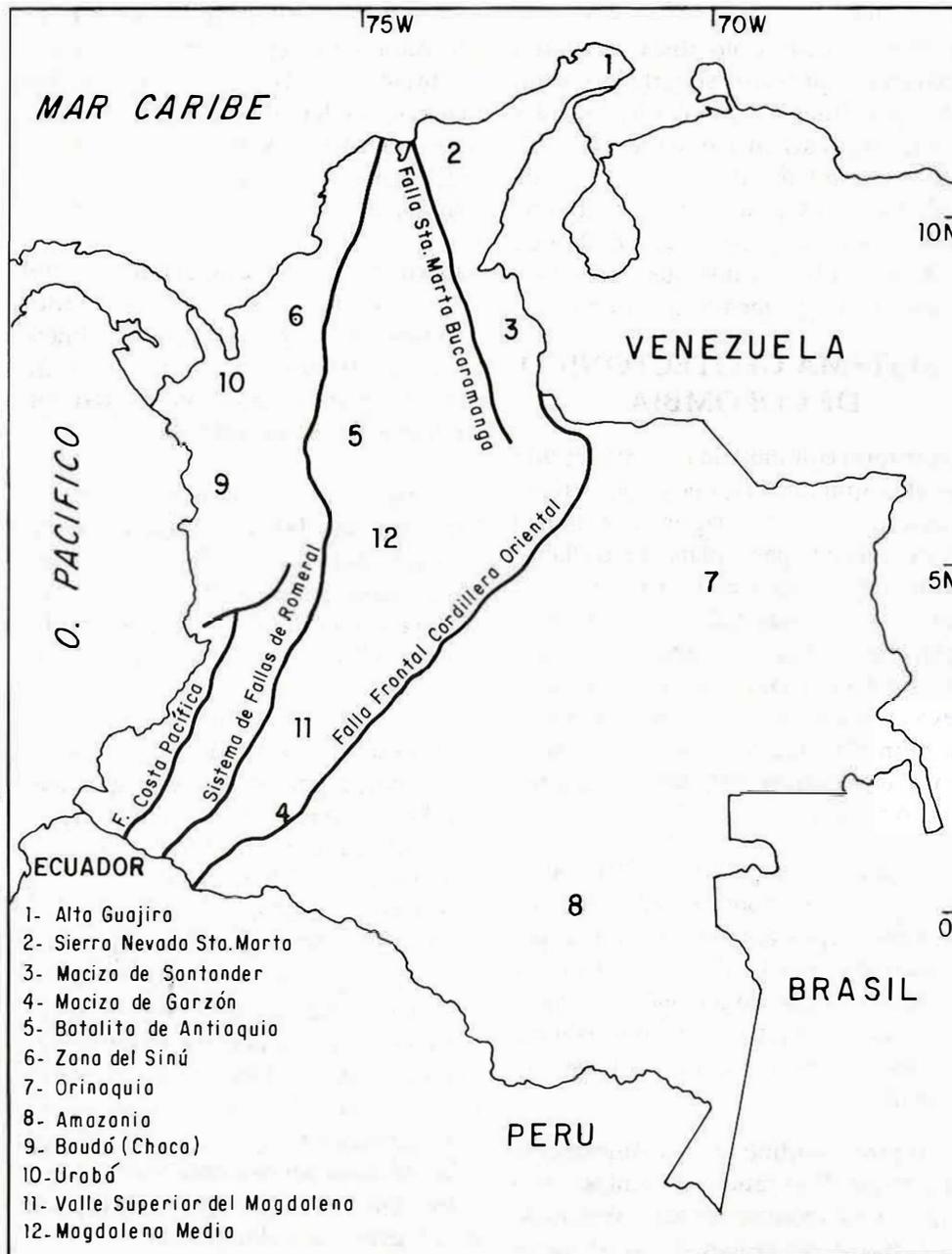


FIGURA 3. Localidades geológicas y geográficas referidas en el texto.

terreno, ha sido registrada desde la época de la colonia en diferentes sectores tectónicos del territorio nacional (ESPINOSA, 1993). En los últimos 26 años se han presentado en Colombia varios terremotos con rupturas en superficie, producidos por fallas activas corticales, tales como Algeciras (Huila) en febrero de 1967, Bahía Solano (Chocó) en septiembre de 1970, Tumaco (Nariño) en diciembre de 1979 y Murindó (Chocó) en octubre de 1992, que cubren diferentes ambientes geotectónicos del territorio nacional.

2. SISTEMA GEOTECTONICO DE COLOMBIA

El territorio colombiano está constituido por dos grandes regiones fisiográficas resultado de su origen e historia geotectónica: la parte plana de los llanos al oriente y la región andina al occidente; esta última con sus valles intermontanos y planicies costeras del Caribe al norte y el Pacífico al occidente (figura 3). La Sierra Nevada de Santa Marta, parte de la Guajira y la Serranía de La Macarena, corresponden a topografías aisladas del sistema andino principal.

La región de los Llanos Orientales, Orinoquia y Amazonia, está cubierta por extensos depósitos continentales que suprayacen rocas del Paleozoico y Mesozoico, y que se adelgazan hacia el oriente cubriendo parcialmente las rocas cristalinas precámbricas del escudo Guayanés.

El cinturón andino geotectónicamente comprende dos grandes dominios: rocas continentales precámbricas y paleozoicas al oriente, en contacto regional a lo largo de la gran sutura de Romeral con rocas oceánicas cretácicas al occidente.

Las rocas Precámbricas y Paleozoicas

andinas constituyen el basamento de las cordilleras central y oriental sobre el cual se formaron depósitos continentales y marinos, Triásicos y Jurásicos, y rocas sedimentarias epicontinentales del Cretácico y Terciario. Episodios magmáticos del Triásico al Terciario originaron numerosos batolitos y stocks. El vulcanismo andesítico Cenozoico predomina en la cordillera central de los Andes.

Las rocas volcánicas oceánicas del Cretáceo y sus intercalaciones sedimentarias conforman principalmente la Cordillera Occidental, y están intruidas por cuerpos ígneos predominantemente del Terciario.

Las depresiones tectónicas intermontanas han sido ocupadas por molasa del Terciario y depósitos volcanoclásticos. Las amplias fajas semiplanas y bajas de las costas Pacífica y del Caribe, están conformadas por depósitos sedimentarios cenozoicos.

Se han propuesto varios modelos para explicar la evolución de los Andes Colombianos, especialmente su región más occidental; se pueden citar entre otros, a Toussaint y Restrepo (1976), Lonsdale y Klitgord (1978), Barrero (1979), París y Marín-Rivera (1979) y Mc Court, W, y Aspden, T, (1983), quienes concuerdan en la teoría fundamental de que varias secuencias litológicas de corteza oceánica, fueron acrecidas a la corteza sílica continental, a partir del Paleozoico. Varios de los conceptos de evolución tectónico-estratigráfica a los que se refiere este capítulo están basados en la obra Marín-Rivera (1986), enfocada al análisis de las épocas metalogénicas colombianas.

Los ambientes geológicos en que se puede dividir el país, como se muestran en la figura 1, son: A) El cratón o escudo

Guayanes y sus cuencas pericratónicas, B) El cinturón móvil de afinidad continental, el cual contiene metamorfitas del Precámbrico tardío y Paleozoico inferior; Facies carbonato del Paleozoico y Mesozoico, y los batolitos del Mesozoico inferior y superior; C) el cinturón móvil más occidental que se subdivide en: Corteza oceánica y arcos de islas, batolitos terciarios, rocas oceánicas profundas con cuerpos ultramáficos aislados; y D) las rocas suprayacentes del Cretáceo al Cenozoico, dentro de las cuales merece destacarse la cuenca cretácica del oriente andino y las rocas volcánicas cenozoicas de los Andes centrales. Así, los distintos ambientes presentan un ordenamiento de Este hacia el Oeste, característica que conjuga perfectamente con la tectónica global (DEWEY Y BIRD, 1971) y más exactamente, con procesos similares de acrecimiento de terrenos exóticos en la costa occidental de los Estados Unidos.

2.1 AMBIENTE CRATONICO Y PERICRATONICO

La región oriental de Colombia o Llanos Orientales, constituye la parte de corteza siálica más estable del noroccidente de Suramérica; en el país su límite occidental está expresado por la paleosutura asociada al margen Este de la Cordillera Oriental, denominada Fallas del Borde Llanero en el sur, Falla de Guaicaramo al norte, o también conocida como Falla Frontal de la Cordillera Oriental.

La región estable siálica del escudo está conformada por un basamento Pre-Parguazan migmatítico de unos 1780 a 1560 m.a (PRIEM 1979), y rocas metamórficas de alto grado y cuerpos graníticos cuyas edades varían de 1560 a 1450 m.a (KROONEMBERG, 1980;

GAUDETTE, et al, 1978). Según Priem (op. cit.) un magmatismo básico está registrado en 1200 m.a.

Los depósitos sedimentarios del Proterozoico superior y del Paleozoico inferior cubrieron parte de las formaciones más antiguas del Escudo. Hacia el límite occidental de éste (borde llanero), se encuentran las rocas sedimentarias plegadas del Mesozoico y Cenozoico.

2.2 CINTURON MOVIL DE AFINIDAD CONTINENTAL

Geográficamente este cinturón corresponde a la Cordillera Oriental, Sierra Nevada de Santa Marta, Serranía de la Alta Guajira y parte de la Cordillera Central; sus límites geológicos son la Falla fundamental de Romeral al occidente (BARRERO 1979, PARÍS Y MARÍN 1979, McCOURT y ASPDEN, 1983) y la paleosutura del borde llanero o Falla Frontal de la Cordillera Oriental, al oriente.

El cinturón móvil siálico o de afinidad continental, comprende rocas metamórficas del Precámbrico tardío y del Paleozoico inferior, cuyas edades oscilan entre 1670 m.a. en Antioquia, (RESTREPO y TOUSSAINT, 1978) y 680 m.a. en Santander (GOLDSMITH et al, 1971), batolitos del Mesozoico, rocas sedimentarias del Paleozoico y Mesozoico, y los depósitos volcánicos del Terciario y Cuaternario.

Los procesos de metamorfismo de alto grado en las rocas del Precámbrico tardío y Paleozoico inferior originaron secuencias litológicas, que a grandes rasgos son correlacionables entre sí. Entre las más notables tenemos los macizos de Garzón, Quetame y Santander en la Cordillera Oriental y la Sierra Nevada de Santa Marta.

La **Orogénesis Caledónica** con su evento culminante en el Tacónico, dió lugar al metamorfismo regional en la facies esquisto verde.

Con posterioridad a este evento tiene lugar una sedimentación principalmente rudítica, y a finales del Triásico una facies esencialmente de carbonato epicontinental, seguida por una facies volcanoclástica que se prolongó durante el Jurásico.

La actividad magmática en los cinturones móviles de Los Andes colombianos, ha tenido una variabilidad muy amplia a través del tiempo geológico; la podemos asociar a los mayores eventos orogénicos en la evolución de Los Andes.

Los batolitos del Mesozoico inferior se presentan en el flanco oriental de la Cordillera Central y asociados a los diferentes macizos de la Cordillera Oriental (Garzón, Santander, Alta Guajira) y en la Sierra Nevada de Santa Marta.

Las edades radiométricas conocidas para algunos de los principales batolitos de este grupo oscilan entre 142 y 227 m.a. (GOLDSMITH et al, 1971; FABRE y DELALOYE, 1982) y se pueden ubicar hacia el comienzo de la **Orogénesis Andina** (Alpina Temprana).

Los batolitos del Mesozoico superior están localizados al este de la Falla de Romeral. Un ejemplo notable es el Batolito Antioqueño, que se presenta en la parte más ancha de Los Andes colombianos. El resto de batolitos o stocks afloran en el borde de la Cordillera Central. La edad del emplazamiento de estos cuerpos está comprendida entre 199 y 68 m.a. (GONZÁLEZ, 1980; SILLITOE et al, 1982; BROOK, 1984).

2.3 CINTURON MOVIL DE AFINIDAD OCEANICA

El cinturón móvil de afinidad oceánica comprende ambientes de corteza oceánica, arcos de islas y meseta oceánica en la Cordillera Occidental y rocas oceánicas profundas en la Serranía de Baudó (MARÍN-RIVERA, 1986).

Los batolitos y cuerpos ígneos menores del Terciario reflejan el magmatismo que se presenta principalmente en el Occidente andino, con predominio en el sector de la Falla de Romeral y al occidente de esta. Sus edades varían entre 17 y 58 m.a. (RESTREPO et al, 1982; BROOK, 1984)

Las fallas del sistema fundamental de Romeral constituyen discontinuidades que facilitaron el emplazamiento de los diferentes complejos ultramáficos, ofiolitas y localmente, esquistos azules.

La Serranía del Baudó está compuesta principalmente por sedimentos oceánicos profundos, asociados al vulcanismo básico, y algunos complejos ultramáficos; posiblemente se trata de corteza oceánica y arcos de islas acrecidos al continente (BARRERO, 1979; PARÍS Y MARÍN, 1979; y DUQUE-CARO, 1984), a finales del Terciario junto con el bloque de Panamá-Choco, dentro de los procesos evolutivos de la **Orogénesis Andina**.

3. NEOTECTONICA

3.1 INTRODUCCION

En Colombia los estudios de neotectónica se remontan a principios del decenio del 1980, cuando algunas compañías particulares ejecutaron investigaciones sobre amenaza sísmica, para el desarrollo de los grandes proyectos hidroeléctricos del Instituto de Interconexión Eléctrica (ISA).

El Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química (INGEOMINAS) realizó el primer trabajo de tectónica cuaternaria en los Santanderes y el Borde Llanero vecinos a Venezuela, dentro del Proyecto Geofísico del Nordeste Colombiano 1985 - 1988; con la participación de ISA, la Universidad de los Andes de Bogotá, Funvisis de Venezuela y las universidades de Estrasburgo y París, de Francia.

Posteriormente, con el proyecto del «Grupo de Estudio de Riesgo Sísmico del SW Colombiano» (Gersco), realizado a partir de 1988, INGEOMINAS aportó el conocimiento de la neotectónica del SW Colombiano, en una investigación conjunta con la Universidad de Ginebra (Suiza), la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca (C.V.C.) y la Universidad de Valle.

Entre los años 1988-1991, con el apoyo financiero de la Unión Europea, la participación del Servicio Geológico de Francia (BRGM) y la Universidad de los Andes, se llevó a cabo el estudio de «Microzonificación Seismogeotécnica de Popayán». Para tal efecto INGEOMINAS contribuyó con el conocimiento de la neotectónica regional, y detallado en la zona de Popayán, ciudad destruida por el terremoto de Marzo de 1983.

Otros trabajos fueron adelantados por el antiguo Centro Interamericano de Fotointerpretación (CIAF), hoy perteneciente al Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y por algunas oficinas regionales de INGEOMINAS, la Universidad Industrial de Santander (UIS) y la Universidad EAFIT de Medellín, cuya información está incluida dentro del contexto general de este informe.

La descripción neotectónica general que

se presenta en este trabajo (ver mapa neotectónico), incluye someramente la zona Cratónica, donde aún no se han realizado trabajos sistemáticos en el tema de las fallas activas.

3.2 FALLAS REGIONALES

La mayoría de las grandes fallas en los Andes Colombianos tienen su origen en los diferentes procesos de subducción, acrecimiento e interacción de placas que han ocurrido posiblemente desde el Triásico-Jurásico hasta el Cenozoico.

En la zona andina de Colombia, las fallas de carácter regional tienen una dirección general NNE a NNW paralelas al sentido de las cordilleras. Sin embargo, el sistema de falla Santa Marta -Bucaramanga, en la parte septentrional de la Cordillera Oriental, tiene dirección N-NW. paralela al rumbo de la cordillera en este sector. Sistemas transversales menores con dirección WNW y ENE son comunes en la región Andina.

Dentro de los sistemas de dirección NNE, se destacan por sus evidencias e indicios locales de actividad tectónica cuaternaria, las fallas del Borde Llanero o Falla Frontal de la Cordillera Oriental, las fallas que bordean el Valle del Magdalena, y el notable sistema de fallas de Romeral y Calipatía que corre entre las Cordilleras Central y Occidental. Hacia el litoral Pacífico algunas fallas con actividad reciente han contribuido al modelado actual de la costa.

3.3 FALLA FRONTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL

Constituye un sistema de fallas, que se extiende desde el Ecuador, (Cuadrícula M1 y F7, mapa neotectónico), hasta el empate con el Sistema de Fallas de Boconó

en el límite con Venezuela. Tiene una longitud aproximada de 1000 Km, con una dirección general N 30° a 40° E; hacen parte de este sistema los segmentos de fallas de **Florencia, El Zorro, Mocoa, Servitá, Guaicáramo y Yopal**, entre otras.

El sistema se desarrolló posiblemente en el Paleozoico como una serie de fracturas distensivas que durante el Mesozoico constituyeron el borde oriental de una cuenca de depósito de espesas secuencias sedimentarias, presentes hoy día en la Cordillera Oriental. Los levantamientos producidos por la Orogénesis Andina bajo las compresiones derivadas de la interacción de las placas Suramericana, Caribe y Nazca, transformaron las fracturas distensivas, en fallas inversas o cabalgamientos, que actualmente limitan el Sistema Andino, al oriente, con las planicies de los Llanos Orientales.

El sistema tiene por lo tanto un gran desplazamiento inverso o cabalgante con un componente horizontal en sentido lateral derecho. Su tasa de actividad es moderada a baja.

El mejor conocimiento del comportamiento neotectónico de estas fallas se tiene en la parte norte del país hacia la frontera con Venezuela, en donde el sistema empata con la falla de Boconó a través de la curvatura de las fallas de **Pamplona y Chitagá** (PARÍS y SARRIA, 1980).

Los rasgos neotectónicos predominantes, son los escarpes de falla de algunas decenas de km de longitud por 2 a 10 m de altura, desarrollados en abanicos cuaternarios. Son comunes las terrazas basculadas, los pliegues recientes y los cabalgamientos de las rocas sedimentarias del Terciario sobre las gravas cuaternarias del borde llanero. Localmente se obser-

van remanentes de varias terrazas superpuestas cada una con diferente ángulo de inclinación.

La falla frontal de la Cordillera Oriental en superficie pone en contacto rocas del Cenozoico al oriente, con rocas desde precámbricas al sur, como en la **falla de Florencia**, hasta cretácicas al norte, como en la **falla de Guaicáramo**.

3.4 FALLA DE SANTA MARTA BUCARAMANGA

Esta falla tiene una longitud aproximada de 550 km con una dirección N20°W, excepcional dentro del sistema andino (Cuadr F6). El plano de falla presenta un buzamiento que varía desde 60° al Este hasta vertical; la resultante del movimiento es inverso lateral izquierdo.

El sector con mejores rasgos neotectónicos se presenta principalmente al norte de Bucaramanga y en algunos sectores al sur de esta ciudad. Los rasgos más notables son los lomos de flexión o ganchos, las corrientes de agua desplazadas, lagunas de falla (sag ponds), escarpes y lomos de falla indicativos de un desplazamiento lateral izquierdo. Su principal actividad cuaternaria es pre-holocena. Tiene una tasa de desplazamiento moderada, calculada con base en la geometría resultante de rasgos morfo neotectónicos (PARÍS y SARRIA, 1987).

La falla produce el desplazamiento vertical en más de 1200 m de una antigua superficie de erosión. La meseta de Bucaramanga cuya edad se ha logrado establecer con métodos paleomagnéticos en no mayor de 730.000 años, está afectada por la actividad de la falla.

A unos 50 a 70 km al Sureste y Este de

Bucaramanga, se presentan las fallas de Chitagá y Labateca que parecen ser la continuación de la falla de Boconó en Colombia (Gcominas Ltda, 1982). Son fallas de cabalgamiento hacia el W.

La Falla de Suárez tiene una longitud de 120 km, con una dirección de N20°E; intercepta la Falla de Bucaramanga a pocos kilómetros al norte de la ciudad. Es una falla inversa lateral izquierda, que ha desplazado flujos de escombros cuaternarios. Produce control direccional de drenajes y bloqueo. Desplaza más o menos 600 m una superficie de erosión del Terciario y su tasa de movimiento es de media a alta.

3.5 FALLAS DEL VALLE DEL MAGDALENA

En la margen oriental del Valle Superior del Magdalena (Región sur) existen las grandes fallas de Algeciras, Suaza y Sibundoy (Cuadr. L3-K4). Las dos últimas se prolongan en la Falla de Afiladores, que en el Ecuador corresponde a la Falla del río Chingual. En la margen occidental del valle están las fallas de Dina y La Plata.

La Falla de Algeciras tiene aproximadamente 220 km de longitud, con dirección NE. Es del tipo rumbo deslizante lateral derecho. Entre las evidencias de actividad se tienen desplazamiento de abanicos cuaternarios, lomos de presión, drenajes decapitados, ganchos de flexión, facetas triangulares, cuencas de tracción y alineamientos de rasgos morfotectónicos. La tasa de desplazamiento es moderada (VERGARA, 1993).

La Falla de Ibagué tiene una longitud de 80 km, con una dirección WSW - ENE. Es una falla transcurrente en sentido lateral derecho (DIEDERIX, et al, 1987). En unos

40 km afecta el Cuaternario medio a tardío; presenta lomos de presión, entre 50 y 800 m de longitud y 20 y 50 m de altura; control direccional de drenajes (quebradas) y escarpes de línea de falla, alineados con los lomos de presión. Afecta depósitos hasta de una edad de 3.500 años. El bloque sur por lo general está levantado con respecto al bloque norte. Su actividad es de grado moderado a alto (PAGE, 1986)

En el Valle Medio del Magdalena al norte de Ibagué, hacia el frente montañoso oriental de la Cordillera Central, están las fallas de La Palestina, Mulato, Jetudo, Cimitarra (Cuadr. H5-G5), y en la Cordillera Oriental la Falla de Salinas.

La Falla de La Palestina tiene una longitud de unos 250 km, con una dirección N 10° E, desplaza principalmente una superficie de erosión terciaria Pre-Mesa (24 millones de años). Tiene movimiento lateral izquierdo inverso, cabalgando al oriente. Presenta manantiales alineados, colinas aisladas lineales, corrientes desplazadas, lomos de obturación (shutter ridge), silletas y escarpes erosionados. La tasa de desplazamiento es baja a muy baja. La posible edad de los depósitos rotos está entre 1 y 5 millones de años, pero principalmente están dentro del Cuaternario.

En el extremo septentrional, Departamento de Antioquia, tiene un carácter dextrolateral con desplazamiento calculado de 15 km (FEININGER et al 1972, en VERGARA, 1988), posiblemente pre-Cuaternario.

La Falla de Mulato tiene una longitud aproximada de 185 km, desplaza depósitos Plio-Cuaternarios y una superficie de erosión extensa del Terciario pre-Mesa; la falla es inversa con posible movimiento oblicuo. La tasa de desplazamiento es muy lenta.

Las Fallas de Jetudo tienen unos 50 km de longitud, desplazan la superficie de erosión Pre-Mesa al igual que La Palestina, con movimiento lateral izquierdo e inverso, cabalgando al E. La tasa de desplazamiento es muy baja.

La Falla de Cimitarra de 120 km de longitud, desplaza depósitos del Cuaternario tardío; su tasa de desplazamiento es desconocida.

La Falla Salinas de 250 km de longitud es de tipo inverso (TABORDA, 1965); a esta falla se asocian registros instrumentales de actividad (SARRIA, 1990).

3.6 SISTEMA DE FALLAS DE ROMERAL

El sistema de fallas de Romeral es un conjunto de fallas paralelas y sub-paralelas, localmente trenzadas, que se extiende desde la dorsal de Grijalba y Alvarado en el Pacífico ecuatorial, hasta el mar Caribe en la parte norte de Colombia. El sistema de Romeral en términos regionales, marca el límite entre las rocas de afinidad oceánica al occidente, con las rocas continentales o continentalizadas al Oriente. Según las interpretaciones de Case et al (1971) y Meissner et al, 1976 (en PARIS, 1993), con base en estudios de gravedad y en los gradientes de velocidades sísmicas, Romeral es el rasgo que separa materiales oceánicos, densos y de alta velocidad al occidente, de materiales continentales menos densos y de menor velocidad al oriente.

Campbell, 1965 (en CASE, 1971), trata esta falla en términos generales como un «dextral megashear», que incluye de hecho, un conjunto de varias fallas, próximas entre sí y con desplazamiento lateral derecho.

Las fallas de Romeral posiblemente han tenido un movimiento dextral durante el Cretáceo, derivado del emplazamiento de la placa del Caribe y del acrecimiento continental, cuya deriva principal fue en dirección NE. Con el cambio general en la resultante de los esfuerzos debido a la compresión hacia el SE del arco Panamá-Baudó durante el Mioceno-Plioceno, las fallas regionales de orientación NE y NS desarrollaron un movimiento lateral izquierdo. Este, aún se conserva hacia el noroccidente del país, mientras que en el suroccidente los movimientos de las fallas son de tendencia también inversa pero con componente lateral derecho (PARIS y SAURET, 1993).

De igual manera, Duque-Caro (1980) se refiere a Romeral como a una zona de falla en la cual una de las características más importantes es que separa dos ambientes o provincias geológicas: una continental al Oriente y la otra oceánica al Occidente; aún más, Duque-Caro (op. cit.) considera a Romeral como algo más que una simple falla, que conlleva características estructurales, tectónicas y petrológicas-sedimentarias claramente indicativas de un contacto con rango mayor estructural entre las cortezas continental y oceánica; por lo tanto, Duque-Caro en su análisis se acerca ya al concepto de una **zona de sutura**.

Por otra parte, París y Marín-Rivera (1979), denominan falla de Bolívar-Almaguer, la que pone en contacto las metamorfitas paleozoicas al Este, con el grupo de rocas volcánicas básicas del Cretáceo, al occidente. En algunos cortes y diagramas, tratan esta falla como la fundamental de Romeral, y prácticamente le dan el carácter de una **gran sutura en evolución**.

En el suroccidente del país, la falla principal del sistema no muestra evidencias

contundentes de actividad cuaternaria; en algunos sectores su trazo morfológico es imperceptible y en tramos cortos muestra alguna expresión topográfica pronunciada; sin embargo, numerosas trazas satélites o paralelas presentan evidencias de actividad tectónica cuaternaria.

A continuación se describen algunas fallas del sistema de Romeral al SW del país que muestran fuertes indicios y evidencias de ruptura cuaternaria, tales como las de Piendamó, Julumito y Rosas-Julumito, Guabas-Pradera, Potrerillos, Silvia-Pijao, Buesaco, Cali-Patía, Dagua-Calima y Río Bravo. (Cuadr. K3-J3).

La Falla de Piendamó es una falla inversa con una dirección N15° W a N 20° W. El segmento de Piendamó tiene 35 km. Su edad es menor que 4,1 millones de años (WOODWARD & CLYDE CONSULTANTS, 1983b), con movimiento inverso lateral derecho y desplazamiento de bajo a moderado.

La Falla de Julumito puede tener una longitud de 30 a 50 km en dirección variable de NS a NNW. Tiene un segmento posiblemente más activo, de unos 15 a 17 km. La falla muestra actividad desde el Plioceno, con alternancia de episodios compresivos y distensivos tal como se dedujo para las formaciones cenozoicas en vecindades de la ciudad de Popayán (BLES et al, 1989).

Según las observaciones en trincheras la falla es inversa con el bloque W levantado y con componente de movimiento dextral. Este fenómeno con episodios repetitivos a través del Cuaternario, produjo el represamiento de por lo menos cinco ríos, dando lugar posteriormente a valles de colmatación. El trazo de falla muestra además algunos lomos lineales, silletas, y drenajes rectilíneos. Es posible que una

falla satélite, la de Rosas-Julumito, sea la responsable del terremoto de Popayán del 31 de Marzo de 1983.

Las fallas del sistema Romeral entre el sur de Popayán y el norte de Cali muestran tasas de desplazamiento de muy bajas a moderadas (PAGE, 1983b; PARIS, 1993) La Falla Guabas-Pradera y algunos segmentos satélites de la falla principal, tales como Potrerillos al Este de Cali, presentan trazos con evidencias de ruptura cuaternaria; los rasgos neotectónicos predominantes son los escarpes hasta de 15 metros de altura, por varios kilómetros de longitud, las líneas de falla, corrientes desplazadas, silletas y facetas triangulares. Estos rasgos, están presentes casi en su totalidad en abanicos aluviales del Pleistoceno, que ocupan la base del frente montañoso de la Cordillera Central hacia la depresión del Valle. La tasa de desplazamiento es baja a moderada (PARIS et al, 1990).

La Falla Silvia - Pijao en el sistema de Romeral, es la que presenta la mayor relevancia de sus rasgos morfo neotectónicos (PARIS, 1993). Su longitud total puede alcanzar unos 600 km, con dirección general N-S a NE.

En el Departamento de Nariño, la Falla de Buesaco presenta como características morfotectónicas: corrientes desplazadas, lomos de obturación, depósitos cuaternarios confinados y lagunas de falla (ROMERO, 1993).

Hacia el centro del país en la región de Manizales, son comunes los escarpes erodados, los lomos de presión, pasos de falla (silletas) y lomos de flexión (ganchos) que indican un posible movimiento lateral derecho. Regionalmente, Silvia Pijao marca el límite W del Grupo

Quebradagrande (basaltos y turbiditas) con las metamorfitas del Grupo Arquía. **Fallas Cali-Patia.** En términos geotectónicos el grupo de fallas de Cali-Patia (Cauca - Patia) hace parte del **Megashear de Dolores** (CAMPBELL 1965). Su desarrollo, como sistema morfológicamente independiente del de Romeral, es más evidente en el suroeste del país.

La Falla Dagua-Calima tiene una longitud de unos 100 km, con una dirección general N-S pero variable al NW y NE. La falla presenta como característica regional, el desplazamiento de una superficie de erosión terciaria (2,4 m.a.) que puede alcanzar algo más de 400 m. La falla es normal con el bloque occidental levantado (WOODWARD-CLYDE CONSULTANTS, 1983 b). Son notables las facetas triangulares, las estructuras en «copa de vino», típicas de falla normal y línea de falla pronunciada. En trincheras excavadas por la Woodward-Clyde Consultants (op. cit), se observan capas de ceniza y suelos de 10.000 a 20.000 años, desplazados por la actividad neotectónica del sistema. Su tasa de desplazamiento es moderada a baja (PARIS 1993).

Al noroccidente del país, en el sistema de Romeral, se presentan los ramales de **Cauca occidental, Sabanalarga, Romeral, Espiritu Santo, Santa Rita, Cauca, Murruí-Mutatá y Tucurá** (hacia el Valle del Sinú). (Cuadrs. G3, G4-F3, F4).

Al Occidente de Medellín, se presentan las fallas de **Heliconia, Cauca Occidental, Sabanalarga, y Cañafisto**, las cuales muestran actividad tectónica entre el Holoceno y el Pleistoceno tardío.

La Falla de Heliconia tiene una longitud de unos 75 km, con dirección general

NNW. Al occidente y noroccidente de Medellín presenta deformaciones del Cuaternario reciente, con tasas de desplazamiento de moderadas a bajas (WOODWARD & CLYDE CONSULTANTS, 1979).

La Falla de Cauca Occidental tiene una longitud aproximada de 60 km, con dirección N 10° W a N 10° E; la geometría es de tipo inverso sinextral. Al occidente de Medellín presenta un escarpe de falla en un abanico de un flujo de lodo, cuya edad es de 50.000 años. También en otros sectores corta depósitos cuya edad está entre 1.800 y 700.000, con tasas de desplazamiento bajas (WOODWARD & CLYDE CONSULTANTS, 1979).

La Falla de Sabanalarga tiene una longitud aproximada de 50 km. Corta depósitos del Cuaternario y del Holoceno; su tasa de desplazamiento por lo general es moderada y localmente alta (WOODWARD & CLYDE CONSULTANTS, 1980). La resultante de movimiento es lateral derecha e inversa con el bloque occidental levantado. Son característicos los drenajes desplazados. Al norte de Liborina tiene una tasa de desplazamiento alto, pero en general es moderada a baja.

Con la instalación de una red temporal de sismógrafos en el área de las fallas Cauca, Romeral, Santa Rita al W y NW de Medellín, se obtuvieron mecanismos focales que indican que las fallas del sistema de Romeral en esta región, tienen movimiento lateral izquierdo (HUTCHINGS, et al 1980).

La Falla de Romeral en la depresión del Sinú es inversa de alto ángulo con el bloque occidental levantado. Su actividad es baja a moderada. Tiene un terremoto histórico de 6,2 en la escala de Richter.

La **Falla de Espíritu Santo** tiene una longitud aproximada de 90 km y una dirección de N 20° a 30° E. Afecta por varios kilómetros una superficie de erosión posiblemente terciaria. Presenta características morfoestructónicas tales como silletas de falla y pequeños lomos de obturación; su desplazamiento es lateral izquierdo, con una tasa de baja a moderada.

Las **Fallas de Santa Rita** tienen una longitud aproximada de 70 km. Están conformadas por dos ramales uno al W y otro al E; ambos muestran coluviones fracturados con dirección N - S. La tasa de desplazamiento es baja y registra un sismo histórico de 4,8 en la escala de Richter.

Fallas de Murrí - Mutata (Sinú). La **Falla de Murrí** de 180 km de longitud, tiene dirección N-S. La geometría de la falla es inversa de muy alto ángulo, con el bloque W levantado. Desplaza flujos de lodo aluviales cuya edad esta entre 10 mil y 50 mil años. La tasa de desplazamiento es de baja a moderada.

La **Falla Mutatá** tiene una longitud de 150 km, con dirección de N-S a NW. Esta falla es inversa de ángulo alto con el lado oriental levantado y afecta flujos de lodo cuaternarios. Las dos fallas constituyen un sistema local.

En la Región Atrato San Juan, la **Falla de Murrí - Mutatá** tiene una longitud de 210 km; es una falla de alto ángulo, con componente lateral izquierda; corta depósitos cuya edad varía entre 10 mil y 50 mil años, muestra lagunas de falla (sag ponds), sobre los lineamientos y sobre los flujos de lodo; la tasa de desplazamiento es moderada.

Falla de Murindó tiene una longitud aproximada de 100 km, con un rumbo

general N 10° a 15° W. Hacia el extremo norte la falla queda enmascarada por los depósitos recientes del río Atrato. Puede tener por lo tanto más de 100 Km de longitud. Hacia su tramo sur, la falla muestra un ligero lineamiento topográfico, con quebradas controladas y series de silletas alineadas hacia el borde montañoso. La geometría indica que la falla tiene el bloque occidental levantado con un posible componente sinetral. Su grado de actividad puede ser moderado. Sobre esta falla se presentó el terremoto de Murindó (F-3) en octubre de 1992 con una magnitud de 7,2 en la escala de Richter.

Falla de Tucurá (Sinú). Su tramo activo tiene una longitud aproximada de 50 km, con dirección regional N-S y un buzamiento de 70° a 80° al E, en el valle del Sinú. Muestra control del drenaje, lomos lineares o lineamientos topográficos que se extienden al sur de Dabeiba, donde afecta una terraza cuaternaria con un escarpe de 4 m de alto; el bloque Este sube. Sus ramales forman un «pop down valley» con componentes de movimiento horizontal y vertical moderadas.

La **Falla de Montería**, tiene unos 200 km. de longitud aproximada, con dirección general N-NE. Su geometría es inversa de alto ángulo, con el lado oriental levantado. Desplaza depósitos de 5000 años (WOODWARD & CLYDE CONSULTANTS, 1982) con actividad moderada.

3.7 FALLAS DE LA COSTA PACÍFICA

En la Costa Pacífica se destacan las fallas de **Remolino-El Charco**, **Naya-Micay** y **Tambor** al sur, y la de **Bahía Solano** al norte (Cuadrs. K1,J2,H2). La línea Tumaco-Buenaventura, presenta una expresión geomorfológica característica de

las costas afectadas por control estructural. Entre los rasgos neotectónicos más prominentes está la generación de cuencas y domos alargados y paleosuelos plegados (GOMEZ, 1988).

Falla Naya-Micay. Esta falla junto con la de Remolino-El Charco que en la práctica constituye un sistema, tiene una longitud mínima dentro del territorio colombiano de unos 300 km; su dirección es de N 30° a 40° E. Entre las evidencias geomórficas de actividad tectónica reciente, la más destacada es el control del drenaje (ríos Satinga, La Tota, El Charco y Guapi) y su desplazamiento local en sedimentos cuaternarios. Un caso especial es el cambio de curso del río Patía de norte a sur, dando lugar al delta actual (GOMEZ, op. cit.). La falla hacia el sector de Tumaco-El Charco, muestra expresión topográfica típica de movimientos muy recientes originados en parte por el terremoto de Tumaco del 12 de diciembre de 1979.

Falla de Bahía Solano. Tiene una longitud aproximada de unos 155 km con dirección general N-S a N10°W. La falla muestra segmentos hasta de 50 km con expresión topográfica marcada. La falla limita al occidente un valle estructural entre las bahías de Solano y Utría, con evidencias de subsidencia cuaternaria; existen desplazamientos del terreno de 6 a 7 m. Las características topográficas tienden a indicar que la falla es normal con el bloque W levantado; sin embargo, los mecanismos focales del terremoto del 16 de Agosto de 1993, de magnitud 6,5, indican que la falla principal es inversa; la tasa de desplazamiento es de 5 mm/año en el Holoceno. (PAGE, 1986).

3.8 AMAZONIA COLOMBIANA

Investigaciones neotectónicas de carácter

preliminar en el área de la Amazonia (CRUZ, J. F., 1993), indican la presencia de rupturas cuya edad máxima puede tener 22.500 años (Pleistoceno superior). Existe desarrollo de escarpes en terrazas y otros rasgos morfoTECTÓNICOS indicadores de actividad reciente. Su tasa de desplazamiento se desconoce.

4. VULCANISMO ACTIVO

En Colombia el vulcanismo activo corresponde a la segunda etapa del vulcanismo Cenozoico (CEPEDA, 1986) y ocurre en tres segmentos bien definidos, que de sur a norte son: el primero, con los volcanes de la Cordillera Occidental y el Volcán Galeras (Cuadr. L2), el cual representa el paso a la Cordillera Central de los volcanes activos; el segundo segmento, desde el Volcán Doña Juana hasta el Volcán Nevado del Huila (Cuadr. L3-J4); y el tercer segmento desde el Volcán Machín hasta el Volcán Cerro Bravo (Cuadr. I4-J4).

Los volcanes Chiles, Cumbal y Azufral, conforman el eje de Cordillera Occidental y ocurren al occidente del Sistema de fallas activas que define el límite Oriental de dicha cordillera. El Volcán Galeras ocurre aparentemente en lo que corresponde hacia el sur, de la depresión interandina Cauca-Patía (CEPEDA, 1987), haciendo parte de un complejo volcánico elongado en sentido SW - NE, asociado básicamente al segmento activo de la Falla de Buesaco del Sistema de Romeral (ROMERO, 1993).

Desde el Volcán Doña Juana hasta el Volcán Nevado del Huila ocurren varios volcanes también activos, que reflejan procesos corticales en condiciones tectónicas y estructurales diferentes. En

este segmento la actividad volcánica ocurre al oriente del sistema de fallas de Romeral; los mecanismos de erupción varían desde explosivos hasta totalmente efusivos como en el Volcán Nevado del Huila. El fallamiento al cual esta asociado este vulcanismo, en general ha sido cubierto por sus productos, y solo recientemente se ha iniciado la búsqueda de los indicios en los depósitos afectados.

Continuando hacia el norte, en la Cordillera Central ocurre un intervalo entre los 3° 00' N y los 4° 29' N, en el que no hay vulcanismo; el eje de la cordillera en este segmento esta constituido por rocas plutónicas de composición intermedia del Mesozoico y metamórficas del Paleozoico superior.

El Parque Nacional Natural de los Nevados es el segmento más septentrional; los extremos son el Volcán Machín al sur, sobre los 4° 29' N y el Volcán Cerro Bravo al norte, sobre los 5° 02' N. El principal centro activo es el Volcán Nevado del Ruiz, el cual se encuentra sobre la Falla de La Palestina. El Volcán Machín esta ubicado sobre una falla que tiene una dirección general de N45°E, afecta en diagonal la cordillera y es subparalela a la Falla de Chapetón - Pericos.

5. CONCLUSIONES

Los estudios de Neotectónica en Colombia han permitido detectar segmentos de falla con indicios morfoneotectónicos de actividad cuaternaria, en climas donde la tasa de erosión o la cobertura vegetal no se presta para la adecuada preservación de estos rasgos; en consecuencia es posible que exista un mayor número de segmentos activos en las zonas estudiadas, que los detectados hasta el presente. Las investigaciones de paleosismicidad

en trincheras muestran rupturas preholocenas, con predominio de dislocaciones en el Pleistoceno.

Las tasas de actividad son por lo común bajas a moderadas y en muy pocos casos, excepcionalmente altas. La mayor sismicidad cortical asociada a fallas activas se presenta en el borde Llanero (SARRIA, 1990) por debajo de la Cordillera Oriental de Colombia; le sigue la de la faja de fallas de Romeral especialmente hacia el sector norte (Caldas, Antioquia) y el corredor del Pacífico.

En términos regionales las grandes fallas al sur del país tienen por lo general desplazamiento lateral derecho, inversas o normales y al norte del país por lo común son de movimiento sinetral e inverso.

El cubrimiento de investigación neotectónica en Colombia no sobrepasa el 10% de los trazos de falla con posibilidades de conformar estructuras sismógenas; la mayoría de las fallas activas detectadas, se encuentran en regiones con historia de episodios sísmicos catastróficos, que han conducido a realizar investigaciones sismotectónicas locales. Las regiones con eventos potenciales de grandes magnitudes y de recurrencias mayores aún se desconocen.

Los sistemas principalmente investigados han sido los de dirección general NNE y NNW; los sistemas WNW y ENE son menos conocidos en la actualidad.

6. BIBLIOGRAFIA

BARRERO - LOZANO, D., 1979, *Geology of the central western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia*. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, N° 4, 75 p.

- BLES, et al. 1989, *Primeros resultados del proyecto Microzonificación Sismogeotectónica de Popayán*. Memorias Seminario Taller Sobre Desastres Naturales, Noviembre 1-4/89, Popayán. (en prensa)
- BONILLA, M. G., MARK, R. K., and LIENKAEMPER, J. 1984, *Statistical relations among earthquakes magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement*. Bulletin of the Seismological Society of America vol. 74 (6) pp. 2379-2411.
- BROOK, M, 1984, *Whole rock and mineral data on the Santa Bárbara Batolith Cordillera Central Colombia South America*. Inst. Geol. Sci Isotope Geology Unit. Rep. N° 82/13
- BUCKMAN, R., and ANDERSON, R.E. 1979, *Estimation of fault escarp ages from a scarp-height-slope-angle relationship*. Geology vol. 7, pp. 11-14.
- CAMPBELL, C.J. and BÜRGL, H. 1965, *Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America*. Geol. Soc. America Bull. vol. 76, (5) pp. 567-590.
- CASE, J.E., DURANS, L.G., LOPEZ R., A., and MOORE, W.R., 1971, *Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panamá*. Geol. Soc. Am. Bull. vol. 82 pp. 2685-2712.
- CEPEDA, H. 1986, *Investigaciones petrológicas en el ámbito de las Planchas 429 y 410, con especial énfasis en el Complejo Volcánico Galeras*. INGEOMINAS, Medellín
- _____, 1987, *El vulcanismo moderno en Los Andes de Colombia*. Memorias Seminario Gerardo Botero Arango. pp. 1-11. Medellín.
- CISTERNAS, A., DOREL, J., y GOULON. 1982, *Models of the complex source of the El Asnam earthquake*. Bull. Seism. Soc. Am. vol. 72, (4) pp. 1111-1128.
- COLLINGS, D.E., BENALCAZAR, G., PAGE, W.D. 1981, *Quaternary Activity on Palestina fault zone, northwestern Colombia*. Revista CIAF vol.6 (1-3), Bogotá, Colombia.
- CRUZ, J. F. 1993, *Tectónica Cuaternaria en la Amazonía Colombiana* I.G.A.C. - Subdirección de Docencia e Investigación. Proyecto ORAM (Orinoquía-Amazonía Colombianas). Tesis de Grado.
- DEWEY, J.F., and BIRD, J.M., 1971, *Mountain belts and the new global tectonics*. Journal of Geophysical Research, v. 75, N° 6, p. 2625 - 2642.
- DIEDERIX, H., GÓMEZ, H., KHOBZI, J. y SINGER, A. 1987, *Indicios Neotectónicos en la falla de Ibagué, sector Ibagué - Piedras, Departamento del Tolima, Colombia*. Revista CIAF, 11 (1-3): p. 242-252, Bogotá.
- DUQUE-CARO, H. 1980, *Geotectónica y evolución de la región Noroccidental Colombiana*. Bol. Geol. Ingeominas Vol 23(3) pp. 4-37. Bogotá.
- _____, 1984, *Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland*. Geological Society of America Mem. 162, p. 303 to 316, 11 figs. Boulder, Colorado.
- ESPINOSA, A. 1990, *La importancia de las investigaciones históricas en los proyectos de geología ambiental*. Memorias 1ª Conferencia Colombiana de Geología Ambiental. AGID Report número 13, pp 207 - 212, Medellín.

- _____, 1993, *El terremoto de Buga del 9 de Julio de 1766. Análisis histórico y geotectónico*. Revista INGEOMINAS. En prensa.
- FABRE, A., Y DELALOYE, M., 1982, *Intrusiones básicas cretácicas de la Cordillera Oriental*. Geol. Norandina, 6: 19-28, 5 figs, 4 tab. Bogotá.
- FEININGER, T., BARRERO, D., and CASTRO, N., 1972, *Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-zona IIA, oriente de Antioquia)*. Servicio Geologico Nacional, Boletín Geológico v. 20, N° 2, 173 p.
- GAUDETTE, H.E., HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W., ESPEJO, A., and DAHLBERG, E.H., 1978, *Older Guiana basament south of the Imataca Complex in Venezuela, and in Surinam*. Geol. Soc. Am. Bull. 89 (9): 1290-1294, 5 figs, 3 tab. Boulder, Colorado.
- GEOMINAS Ltda. 1982, *Geología y Sismología del Alto Afauca, Etapa I - Estudio Regional*. Informe final Vol. 1.
- GOLDSMITH, R., MARVIN, R.F., and MEHNERT, H.H., 1971, *Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes*. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 750-D: D44-D49, 2 figs, 2 tab, Washington.
- GOMEZ H. 1988, *Algunos aspectos Neotectónicos hacia el suroeste del litoral Pacífico surcolombiano*. Revista CIAF vol. 11 (1-3),
- GONZALEZ, H., 1980. *Geología de las Planchas 167 (Sonson) y 187 (Salamina)*. Bol. Geol. INGEOMINAS Bog. Vol. 23 (1), 174 p.
- HUTCHINGS, L., TURCOTTE, T., Mc BORDE, J. y OCHA, H., 1980, *Microsismicity along and near the Dolores shear zone in Antioquia, Colombia*. Memorias del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia. Bogotá, agosto 25 al 29 de 1980. CIAF.
- IRVING, E., 1971, *Evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia*. Boletín Geológico vol. 19(2) 90 p. Ingeominas, Bogotá.
- ISA - INTEGRAL, 1979, *Proyecto Hidroeléctrico de Cañafisto. Cuenca del río Cauca en la zona del embalse*. Informe interno Interconexión Eléctrica S.A. Medellín.
- JAMES, A. 1985, *Evidencia de colisión entre la miniplaca del Bloque Andino y la placa Norteamericana desde el Mioceno medio*. Memorias Sexto Congreso Latino Americano de Geología. Bogotá, Colombia.
- JAMES, M., 1986, *Estudio Sismotectónico en el área del Viejo Caldas*. Informe interno, Ingeominas, Medellín.
- KROONENBERG, S., 1980, *Petrografía y edad de algunos gneises cordieríticos del Guainía - Amazonia Colombiana*. Revista CIAF. Vol. (5)1, 213-218, Bogotá.
- KROONENBERG, S.B., and DIEDERIX, H., 1982, *Geology of south-central Huila, Uppermost Magdalena Valley, Colombia: a preliminary note*. Colombia Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, 22nd Annual Field Conference, 39 p.
- LONSDALE, P., and KLITGORD, D., 1978, *Structural and tectonic history of the eastern Panama basin*. Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1 - 9.

- MARIN-RIVERA, P., 1986, *Configuración Tectono-Estratigráfica de las diferentes Epocas Metalogenéticas Colombianas*. Ingeominas. Bogotá.
- McCOURT, W., and ASPDEN, J., 1983, *A plate tectonic interpretation of the phanerozoic geology of southwestern Colombia*. 10th Caribb. Geol. Conf., Abs.: 52-53. Cartagena, Colombia.
- MEISSNER, P.O., FLUEH, E.R., STIBANE, F., and BERG, E., 1976, *Dynamics of the active boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements*. Tectonophysics, v. 35, Nº 1 - 3, p 113 - 136.
- PAGE, W.D., 1983a, *Quaternary faulting in Northwestern Colombia*. Transactions 10th Caribbean Geological Conference. Cartagena, Colombia.
- _____, 1983b *The Popayán earthquake of March 31, 1983, geologic and seismologic aspects*. Newsletter, Earthquake Engineering Institute, vol. 17 (4) pp. 51-53.
- _____, 1986, *Geología Sísmica y sismicidad del Noroeste de Colombia*. ISA. INTEGRAL. WCC. pp. 1 - 281.
- PARIS, G. 1993 *Investigación Neotectónica en los Sistemas de Romeral y Cali - Patía, Departamento del Valle, Colombia*. Sexto Seminario Internacional de Ingeniería Sísmica UNIANDES, Bogotá (en imprenta).
- PARIS, G., Y SAURET, B., 1993, *Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán*. Subproyecto Neotectónica. Proyecto Colombo Europeo No. CCE NA 84/03. INGEOMINAS - BRGM - ADK - KS (en preparación).
- PARIS, G., Y SARRIA, A., 1988, *Neotectónica del Nororiente de Colombia*. Informe de INGEOMINAS a Interconexión Eléctrica ISA, Cali.
- PARIS, G., MARIN-RIVERA, P., 1979 *Generalidades acerca de la Geología del Departamento del Cauca*. INGEOMINAS, Popayán, 39 p.
- PARIS, G., MARIN, W., ROMERO, J., WAGNER, J. J., 1989 *Actividad Neotectónica en el Suroccidente de Colombia*. Memorias 5º Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga.
- PARIS, G., MARIN, W., SAURET, B., BLES, J.L, y VERGARA, H., 1990, *Rasgos Morfotectónicos y Microtectónicos en la zona de Popayán y alrededores*. Memorias I Seminario Andino de Geología Ambiental. I Conferencia Colombiana de Geología Ambiental. III Conferencia de Riesgos Geológicos del Valle de Aburrá, Medellín, Colombia.
- PRIEM, H.N.A., 1979, *Isotopic dating in the Complejo Migmatítico de Mitú*. Interim Report PRORADAMZWO Lab. Voor Isotopengeologie, 5 p.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., 1978, *Recopilación de dataciones radiométricas en el occidente colombiano, hasta 1977*. Publicación Especial Geología 17, Facultad Ciencias, Universidad Nacional, Medellín, 8 p.
- ROBERTSON, K., 1989, *Actividad Neotectónica del piedemonte de la Cordillera Oriental, sector Villavicencio-Tauramena, Colombia*. Memorias, V Congreso Colombiano de Geología, Marzo 14-17. Tomo I. Bucaramanga.
- ROMERO, J.A. 1986, *Contribución al estudio de los sismos tectónicos al Oriente del Volcán Nevado del Ruiz*. Informe O.V.C.-Ingeominas Manizales.

- _____, 1993, *Indicios de actividad neotectónica en la falla de Buesaco y el volcán Galeras*. 1 Taller Internacional del Complejo Volcánico Galeras, Enero/1993. Resumen (trabajo en preparación)
- SARRIA, A. 1990, *Ingeniería Sísmica*. Universidad de Los Andes, Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil. Ediciones Uniandes, Bogotá.
- SARRIA, A., y VARGAS, F., 1981, *Atenüación de la velocidad de las partículas del mediotransmisor de la energía sísmica en Colombia*. Memorias del Tercer Seminario Internacional sobre Ingeniería Sísmica. Bogotá.
- SILLITOE, R.H., JARAMILLO, L., DAMON, P.E., SHAFIQULLAH, M., ESCOVAR, R., 1982. *Setting, characteristics and age of the andean Porphyry Coper Belt in Colombia*. Econ. Geol. Vol. 77 p. 1837 - 1850.
- TABORDA, B.A. 1965 *Guidebook to the Geology of the De Mares concession, field trip of february 26-28*. Colombian Soc. Petr. Geol. & Geoph. 25 p. Bogotá.
- TOUSSAINT, J.F., and RESTREPO, J.J., 1976. *Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos*. Bol. de Ciencias de la Tierra. N°1 Univ. Nac. Colombia. Medellín.
- VERGARA, H., 1988 *Rasgos neotectónicos en el noreste del departamento del Tolima*. INGEOMINAS. Boletín Geológico vol. 30 (1), pp. 21-42, (1989) Bogotá.
- _____, 1989 *Actividad Neotectónica de la Falla de Ibagué*. Memorias V Congreso Colombiano de Geología, Marzo 14-17 Tomo I, Bucaramanga.
- _____, 1993 *Rasgos Neotectónicos de la Falla de Algeciras*. (Trabajo en preparación).
- WALLACE, R. E. 1980, *Discussion: Nomograms for estimating components of fault displacement from measured height of scarps*. Bulletin of the Association of Engineering Geologists. vol. 17, pp. 39-45.
- WOODWARD & CLYDE CONSULTANTS, 1979, *Preliminary Seismic Hazard Study, Cañafisto sites, Cauca river hydroelectric project Colombia*. Unpublished report for Integral, Ltda., ISA, 97 p. Medellín.
- _____, 1980, *Phase I, Preliminary Seismic Hazard Study Ituango Project, Colombia*. Unpublished report for Integral, Ltda., and ISA, 152 p. Medellín.
- _____, 1982, *Seismic Hazard evaluation, Alto Sinu project, Colombia*. Unpublished report for Corelca and Gómez-Cajiao y Asociados, Cia Ltda. 105 p. Bogotá.
- _____, 1983 a, *Geología Sísmica y Sismicidad del Noroccidente de Colombia*. Informe preparado para INTEGRAL Ltda., 116 p. Medellín.
- _____, 1983 b, *Seismic Hazard Evaluation Calima III proyect*. Consorcio Integral-Planes, Ltda. Ingenieros Consultores 1a parte. Corporación Autónoma Regional del Cauca (CVC). Colombia. p.116.
- _____, 1983 c, *Initial seismic hazard evaluation, Rio Porce Project, Colombia*. Report to ASCON, Ltda., and Empresas Publicas de Medellín (EEPP), Medellín, 36 p.



**Some new palynomorphs from the Silurian of the
Quetame Massif, Cordillera Oriental, Colombia, South
America.**

Por:

Prössl, K.F. * & Grösser, J.R. **

- * Institut für Angewandte Geowissenschaften, Diezstr. 15, D-6300 GIESSEN, Germany
- ** Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Senckenbergstr. 3, D-6300 GIESSEN, Germany



CONTENIDO

ABSTRACT	29
1. GEOLOGY	29
2. LABORATORY TECHNIQUES	30
3. PALYNOMORPHS	31
4. DESCRIPTION OF PALYNOMORPHS	34
5. SUMMARY	36
6. ACKNOWLEDGMENTS	36
7. REFERENCES	36

TABLES

1. Stratigraphic distribution of selected spores after Richardson & Ioannides	31
---	----

FIGURES

1. Geological sketchmap of the area with sample location at km 88 of the Bogotá - Villavicencio road	30
2 and 3. Photographs from samples of Palynomorphs	32 - 33

ABSTRACT

During a palynological investigation of Paleozoic series in the Colombian Cordillera Oriental Silurian-indicating fossils were found in Colombia. In this paper we describe four palynomorphs which were significant for the Silurian of the Quetame Massif.

Resumen

Durante investigaciones palinológicas en la Cordillera Oriental de Colombia se encontraron palinomorfos de edad Silúrica. Estas formas representan la primera evidencia de rocas de dicha edad documentadas en Colombia. En este artículo se describen cuatro palinomorfos de estas series, las cuales son características para el Silúrico del Mazico de Quetame.

Zusammenfassung

Während einer palynologischen Bearbeitung wurden silurische Palynomorpha in der kolumbianischen Ostkordillere gefunden. Es werden hier vier unbekannte Mikrofossilien beschrieben, die offensichtlich charakteristisch für das Silur des Quetame Massives sind.

1. Geology

Lower Paleozoic metamorphic rocks, known up to now as Grupo Quetame (the «Quetameschichten» sensu Hettner (1892), are widespread in the southern parts of the Quetame-Massif of the Cordillera Oriental of Colombia. These metamorphic rocks were dated as ?Cambrian to ?Silurian, due to the fact they are overlain by unmetamorphic Middle Devonian sediments (Renzoni 1968, Stibane 1968). The Grupo Quetame, as defined up to now (Hettner 1892, Renzoni 1968, Cortes & De La Espirella 1984), includes chloritic to sericitic schists, phyllites, quartzites, and conglomeratic quartzites with intercalations of grey to yellowish-grey shales. The rocks of the Grupo Quetame show a slight metamorphism up to the greenschist facies.

The palynoflora was found in two samples belonging to the very slight metamorphic grey to yellowish-grey shales interbedding conglomeratic quartzites situated at km 88 on the road Bogota - Villavicencio west of the Quebrada Susumuco. An overall description of the flora is part of another publication (Grösser & Prössl 1991).

Field work carried out by one of the authors (J.R.G.) in November and December 1990 indicates that conglomeratic quartzites with intercalations of shales should be excluded from the Grupo Quetame. The Grupo Quetame shows a higher metamorphism and does not have a gradational contact with the quartzitic rocks (also pers. comm. with O. Pulido, Ingeominas Bogota). So these quartzites may represent the base of dated Middle Devonian rocks. They seem to postdate the metamorphism of true Grupo Quetame rocks, thus restricting the Grupo Quetame to being older than Lower Silurian (Grösser & Prössl 1991).

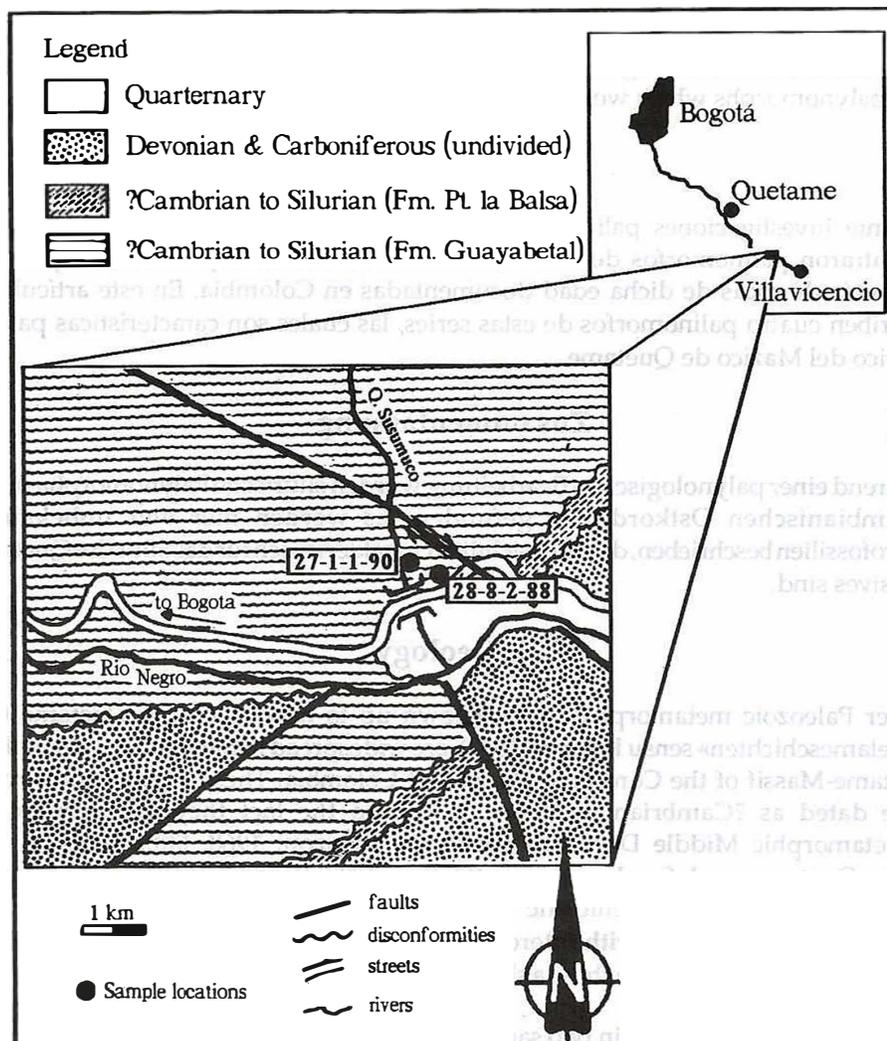


FIGURE 1. Geological sketchmap of the area with sample location at km 88 of the Bogotá - Villavicencio road. Geological map modified after Renzoni (1968) and Cortes & De La Espriella (1984).

2. Laboratory Techniques

The phyllite samples were treated using conventional techniques (Kaiser & Ashraf 1974). From more than 45 samples only two (sample No.: 27-1-1-90 and 28-8-2-88) contained spores and other structured plant remains. Although the palynomorphs were completely carbonized, they were well preserved. Because the specimen are opaque the photographs were taken according to the method described by Pflug & Reitz (1987). The identification was based on the overall shape and the ornament of the

visible face. The reverse of the figured specimens were also examined by turning over the slides. As far as possible the specimens were then also compared with SEM photomicrographs from other authors.

3. Palynomorphs

Three groups of palynomorphs occurred: 1. Spores and acritarchs, 2. tubes and 3. cuticle-like sheets.

The following spores were identified and allowed the dating of the samples as Silurian, most probably Ludlovian age (see Table 1):

Ambitisporites avitus Hoffmeister 1959

Ambitisporites cf. *avitus* Hoffmeister 1959

Ambitisporites dilutus (Hoffmeister 1959) Richardson & Lister 1969

Ambitisporites cf. *dilutus* (Hoffmeister 1959) Richardson & Lister 1969

Archaeozonotriletes cf. *chulus* var. *nanus* Richardson & Lister 1969

?*Latosporites* sp. A (Fig. 2.4, 2.9)

?*Latosporites* sp. B (Fig. 2.5, 2.8; Fig. 3.1, 3.4, 3.5)

?*Leschikisporites* sp. A (Fig. 2.1, 2.2, 2.3, 2.6)

?*Leschikisporites* sp. B (Fig. 2.7)

Retusotriletes minor Kedo 1963

Retusotriletes cf. *minor* Kedo 1963

Retusotriletes cf. *warringtonii* Richardson & Lister 1969

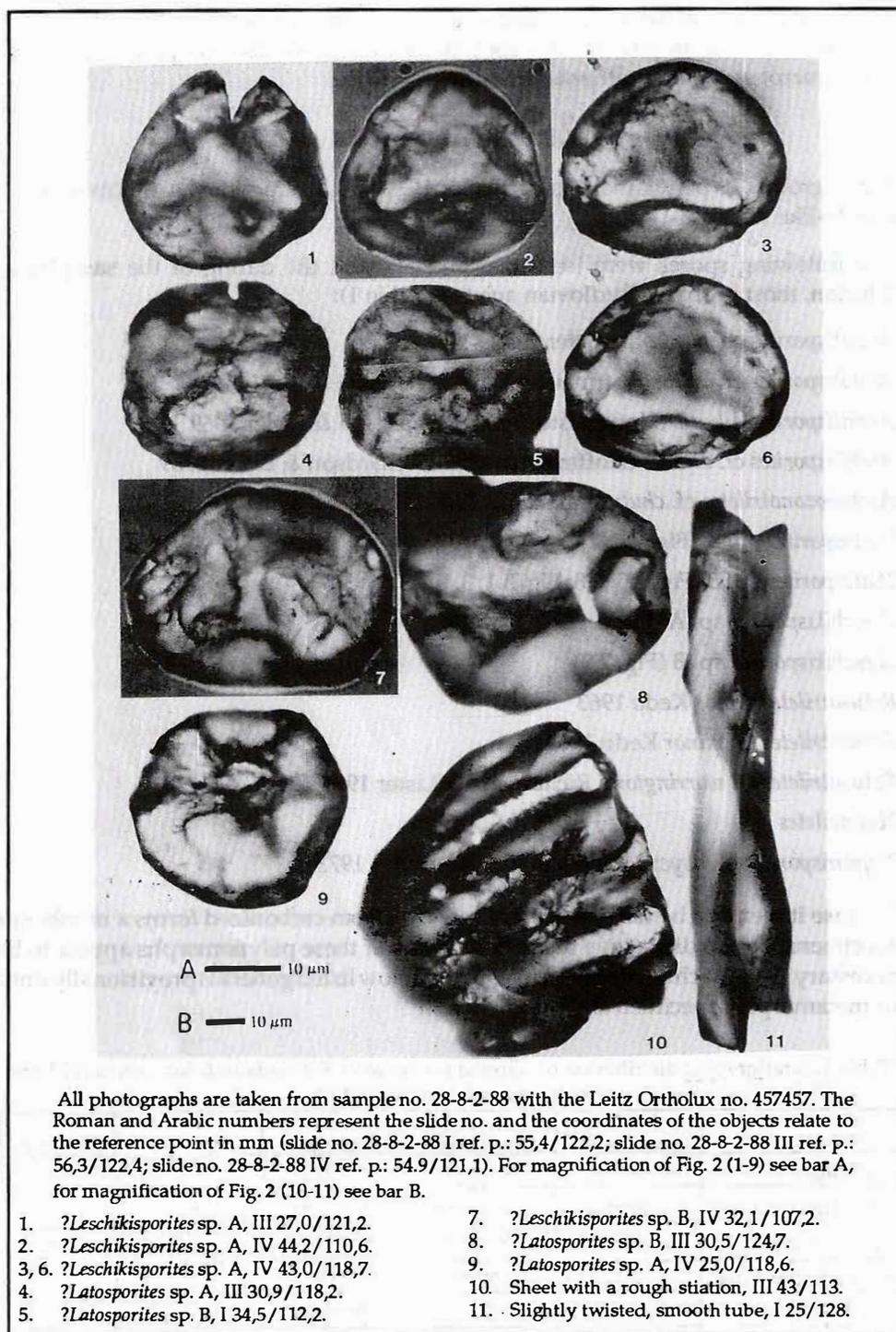
?*Leiotriletes* sp.

?*Synorisporites* cf. *libycus* Richardson & Ioannides 1973

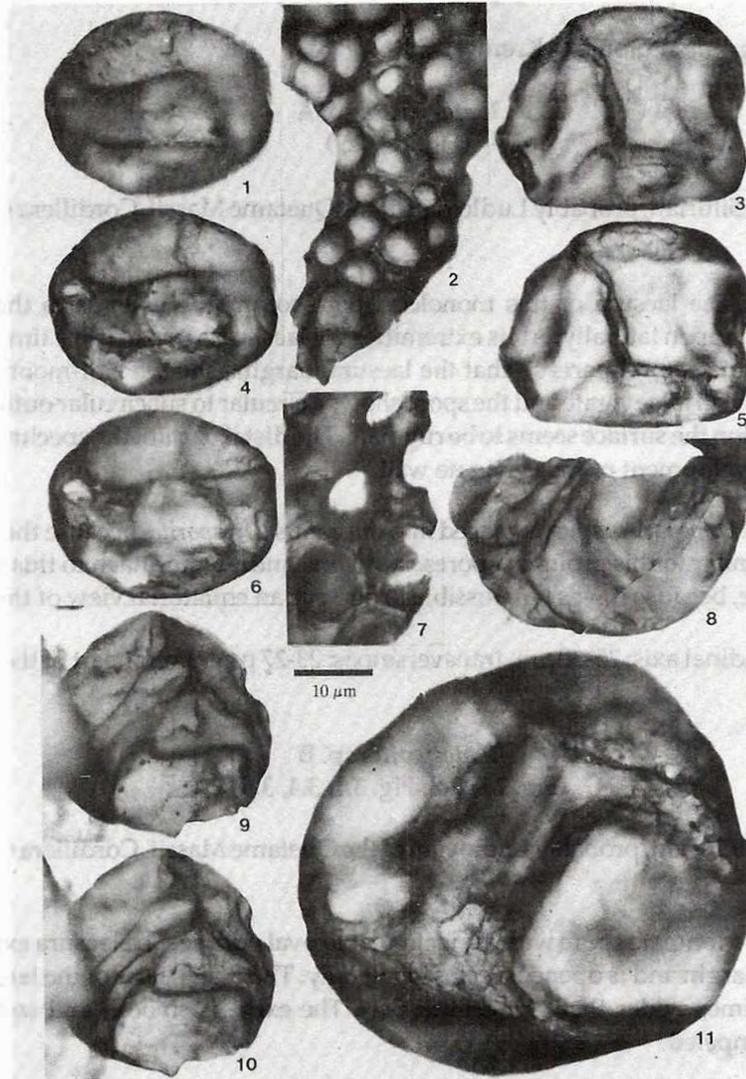
Because it seems to be unwise to erect new taxa from carbonized forms a number of specimens look so distinctive that a description of these palynomorphs appear to be necessary. The attachment of the fossils to the below listed genera is provisionally until unmetamorphic specimen are found.

Table 1. Stratigraphic distribution of selected spores after Richardson & Ioannides 1973 and Richardson & McGregor 1986.

	Llandoveryan	Wenlockian	Ludlovian	Pridolian	Devonian
<i>A. avitus</i>	*****	*****	*****	***	
<i>A. dilutus</i>	*****	*****	*****	**	
<i>R. warringtonii</i>	***	*****	*****	*****	**
<i>A. chulus</i> var. <i>nanus</i>	**	*****	*****	*****	**
? <i>S. libycus</i>		**	*****	**	
<i>R. minor</i>			*****	*****	**



FUGURE 2 (1 - 11). Photographs from samples of Palynomorphs



All photographs are taken from sample no. 27-1-1-90 with the Leitz Ortholux no. 457457. The Roman and Arabic numbers represent the slide no. and the coordinates of the objects relate to the reference point in mm (slide no. 27-1-1-90 I ref. p.: 54,7/117,5). For magnification of the Fig. 3 (1-11) see bar left of Fig. 3 (9).

- | | |
|---|--|
| 1, 4, 6. ? <i>Latosporites</i> sp. B, I 36,6/116,0. | 8. Broken trilete spore showing <i>curvaturae perfectae</i> which are sometimes coincident with the equator, I 33,4/123,7. |
| 2. Cuticle-like sheet with small polygonal fields, I 35,2/119,4. | 9, 10. Trilete spore, a very thick labrum is possible, I 34,6/114,5. |
| 3, 5. Trilete spore with compressed outline, I 36,8/123,2. | 11. Tetrade of spores, I 36,6/116,0. |
| 7. Cuticle-like sheet with big polygonal fields, sometimes perforated by holes, I 37,0/118,0. | |

FIGURE 3 (1 - 11). Photographs from samples of Palynomorphs

4. Description of palynomorphs

Genus *Latosporites* Potonié & Kremp 1954

?*Latosporites* sp. A
(Fig. 2.4, 2.9)

Occurrence: Silurian, probably Ludlovian of the Quetame Massif, Cordillera Oriental, Colombia.

Description: The laesura of this monolete spore commonly extends to the lateral margin and is open laterally. At its extremities the laesura is two to three times wider than it is in the central parts so that the laesura margins show a half-moon shaped outline. The wall is laevigate and the spore shows a circular to subcircular outline. Due to compression the surface seems to be rugulate. The distal parts of the specimen show the same development of the laevigate wall.

Discussion: ?*Latosporites* sp. A is placed into the genus *Latosporites* because the general outline is similar to this group of spores. Notwithstanding the attach to this genus is questionable, because it was not possible to observe an equatorial view of this spore.

Size: longitudinal axis: 25-30 μm , transverse axis: 23-27 μm , central part of the laesura 4-8 μm .

?*Latosporites* sp. B
(Fig. 2.5, 2.8; Fig. 3.1, 3.4, 3.5)

Occurrence: Silurian, probably Ludlovian of the Quetame Massif, Cordillera Oriental, Colombia.

Description: Monolete spore with a subcircular to oval outline. The laesura extends to the lateral margin and is opened or closed laterally. The distal parts of the laesura are up to two times wider than the central part. The exine is smooth and sometimes slightly crumpled.

Discussion: This species differs from ?*Latosporites* sp. A in having a more oval outline and the more parallel edges of the laesura.

Size: longitudinal axis: 26-35 μm , transverse axis: 23-30 μm , central part of the laesura 3-8 μm .

Genus *Leschikisporites* Potonié 1958

?*Leschikisporites* sp. A
(Fig. 2.1, 2.2, 2.3, 2.6)

Occurrence: Silurian, probably Ludlovian of the Quetame Massif, Cordillera Oriental, Colombia.

Description: The spore is subtriangular and possesses a Y-shaped laesura which has two longer axes and one shorter axis. The longer ones extend 2/3 to 3/4 of the spore radius the shorter one 1/4 to 1/3 of the radius. Therefore the longer axes are three to four times longer than the shorter one. The laesura is only represented by a morphological depression. There is no labrum or commissure visible. The wall is laevigate.

Discussion: At first view ?*Leschikisporites* sp. A may be assigned to the genus *Leschikisporites* Potoniç 1958, but the latter is a monolete spore with a crack (?) in the wall.

Size: longitudinal axis: 25-30 μm , transverse axis: 24-26 μm , width of the laesura: 3-6 μm .

?*Leschikisporites* sp. B
(Fig. 2.7)

Occurrence: Silurian, probably Ludlovian of the Quetame Massif, Cordillera Oriental, Colombia.

Description: Subtriangular to oval spore with a Y-shaped laesura. The longer axes are two times longer than the shorter one. The exine is smooth and sometimes slightly crumpled.

Discussion: Only one specimen was found. It differs from ?*Leschikisporites* sp. A by being bigger and more oval in outline.

Size: longitudinal axis: 34 μm , transverse axis: 27 μm , width of the laesura 3-4 μm .

Together with the above mentioned spores some acritarchs also occurred. *Micrhystridium* sp. and *Veryhachium* sp. were only found in very poor preserved fragments. Green algae which seem to belong to the genera of *Cymatiosphaera* Wetzel 1933, *Leiosphaeridia* Eisenack 1958, and *Muraticavea* Wicander 1974 were better preserved. However, they were very rare.

Most of the organic material belongs to tubes (Fig. 2.11) and to structures which were called cuticle-like sheets (Fig. 3.2, 3.7) previously reported in deposits of Silurian age (Banks 1975, Johnson 1985, McGregor & Narbonne 1978, Pratt et al. 1978, Strother & Traverse 1979, Niklas & Smocovitis 1983, Al-Ameri 1984, Smelror 1987) as well as of Ordovician age (Gray et al. 1982).

The tubes are represented by four different kinds:

1. smooth, sometimes veined tubes (Fig 2.11)
2. tubes with a muro-vermiculate structure
3. tubes with a fine striation
4. tubes with cuticle-like structures

The tubular fragments have a diameter of 8 - 26 μm with a length up to 150 μm .

The cuticle-like sheets show a polygonal reticulum. Those cell areas have diameters from 2 μm up to 15 μm . Very rare were sheets with a rough striation (Fig 2.10).

5. Summary

The well known and former described spores found in the Quetame Massif of the Cordillera Oriental of Colombia indicate Silurian. This palynoflora postdate the main regional metamorphism in the Cordillera Oriental of Colombia and also the metamorphic rocks of the Grupo Quetame.

Besides these spores and plant remains some unknown but significant palynomorphs were present. They seem to be restricted to the Silurian of Colombia, because none of them was reported in other associations.

Although they are carbonized the description of the palynomorphs may be an important help for further palynological work in the Paleozoic of Colombia.

6. Acknowledgments

The authors are indebted to F. Stibane for helpful comments and discussions on the geologic framework. Special thanks to W. Riegel for revising the comments on the determination of the palynomorphs. One of the authors (J.R.G.) is grateful to the Universidad Nacional at Bogota and the teaching staff for logistic help and to the Ingeominas Bogota. The geologist J.I. Diaz is thanked for field assistance during the field work in the Quetame Massif. M. Schorge is thanked for photographic work and J. Schwarz for work carried out in the laboratory. Miss M. Lavin is thanked for revising the English text. The critical reading of the text by Dr. G. Sarmiento (Ingeominas, Bogotá) and Dr. H. Dueñas (BIOSS Ltda., Bogotá) is acknowledged.

The project was supported by the Deutsche Akademische Austauschdienst (DAAD) and the Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG; grant no. GR 944/1-1).

The material is stored in the collection of Grösser & Prössl, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Justus-Liebig-Universität, Diezstr. 15, 6300 Giessen, Germany.

7. References

- Al-Ameri, T. K. (1984): *Microstructures of possible early land plants from Tripolitania, North Africa*. - Rev. Palaeobot. Palynol. 40, 375-386.
- Banks, H. P. (1975): *The oldest vascular plants: a note of caution*. - Rev. Palaeobot. Palynol. 20, 13-25.
- Cortes, R. & De La Espriella, R. (1984): *Contribucion al conocimiento del Paleozoico superior en la seccion Quetame - Villavicencio*. - Bol. Geol., UIS 16 (30), 83-101. Bucaramanga.
- Eisenack, A. (1958): *Tasmanites Newton 1875 und Leiosphaeridia n. gen. als Gattung der Hystrichosphaeridea*. - Palaeontographica Abt. A 110, 1-24, pls. 1-12.

- Gray, J., Massa, D. & Boucot, A. J. (1982): *Caradocian land plant microfossils from Libya*. - *Geology* 10, 197-201.
- Grösser, J.R. & Prössl, K.F. (1991): *First evidence of Silurian in Colombia: Palynostratigraphical data for the Grupo Quetame, Cordillera Oriental*. - *J. South Amer. Earth Sci.* 4 (3/4): 231-238, fig. 1-4.
- Hettner, A. (1892): *Die Kordillere von Bogotá*. - Ergänzungsheft Nr. 104 zu Petermanns Mitt.. J. Perthes Verlag, Gotha.
- Hoffmeister, W. S. (1959): *Lower Silurian plant spores from Libya*. - *Micropaleontology* 5 (3), 331-334.
- Johnson, N.G. (1985): *Early Silurian palynomorphs from the Tuscarora Formation in central Pennsylvania and their paleobotanical and geological significance*. - *Rev. Palaeobot. Palynol.* 45, 307-360.
- Kaiser, H. & Ashraf, R. (1974): *Gewinnung und Präparation fossiler Sporen und Pollen sowie anderer Palynomorphae unter besondere Betonung der Siebmethode*. - *Geol. Jb. A* 25: 85-114.
- Kedo, G. I. (1963): *Tournaisian spores from the Pripyat Depression and their stratigraphic significance*. - *Tr. Inst. Geol. Nauk. B.S.S.R., Ser. Stratigraf. Palaeontol.* 4, 3-121 [in Russian].
- McGregor, D. C. & Narbonne, G. M. (1978): *Upper Silurian trilete spores and other microfossils from the Read Bay Formation, Cornwallis Island, Canadian Arctic*. - *Canad. J. Earth Sci.* 15, 1292-1303.
- Niklas, K. J. & Smocovitis, V. (1983): *Evidence for a conducting strand in early Silurian (Llandoveryan) plants: implications for the evolution of the land plants*. - *Paleobiology* 9 (2), 126-137.
- Pflug, H. D. & Reitz, E. (1987): *Palynology in metamorphic rocks: Indication of early land plants*. - *Naturwissenschaften* 74, 386-387.
- Potonié, R. (1958): *Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. II. Teil*. - *Beih. Geol. Jb.* 31, 1-114, pls. 1-11.
- Potonié, R. & Kremp, G. (1954): *Die Gattungen der palaeozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie*. - *Geol. Jb.* 69, 111-194, pls. 1-17.
- Pratt, L. M., Phillips, T. L. & Dennison, J. M. (1978): *Evidence of non-vascular land plants from the Early Silurian (Llandoveryan) of Virginia, USA*. - *Rev. Palaeobot. Palynol.* 25 (2), 121-149.
- Renzoni, G. (1968): *Geologia del Macizo de Quetame*. - *Geol. Colombiana* 5, 75-127. Bogotá.

- Richardson, J. B. & Ioannides, N. (1973): *Silurian palynomorphs from the Tanezzuft and Acacus formations, Tripolitania, North Africa*. - *Micropaleontology* 19 (3), 257-307.
- Richardson, J. B. & McGregor, D. C. (1986): *Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions*. - *Geol. Surv. Can. Bull.* 364, 1-79.
- Richardson, J. B. & Lister, T. R. (1969): *Upper Silurian and Lower Devonian spore assemblages from the Welsh Borderland and South Wales*. - *Palaeontology* 12 (2), 201-252.
- Smelror, M. (1987): *Llandovery and Wenlock miospores and spore-like microfossils from the Ringerike district, Norway*. - *Norsk Geologisk Tidsskrift* 67, 143-150.
- Stibane, F. (1968): *Zur Geologie von Kolumbien, Südamerika. Das Quetame- und Garzon-Massiv*. - *Geotekt. Forsch.* 30, 1-85. Stuttgart.
- Strother, P. K. & Traverse, A. (1979): *Plant microfossils from Llandoveryan and Wenlockian rocks of Pennsylvania*. - *Palynology* 3, 1-21.
- Wetzcl, O. (1933): *Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des Baltischen Kreide-Feuersteins*. - *Palaeontographica Abt. A* 77, 141-188.
- Wicander, E. R. (1974): *Upper Devonian-Lower Mississippian acritarchs and prasinophycean algae from Ohio, U.S.A.*. - *Palaeontographica Abt. B* 148, 9-43, pls. 5-19.

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y
QUIMICA

INGEOMINAS

UNIDAD OPERATIVA POPAYAN

**ACTIVIDAD HISTORICA Y ACTUAL DEL VOLCAN
PURACE, COLOMBIA**

Por:

BERNARDO PULGARIN A.

MA. LUISA MONSALVE B.

MA. MONICA ARCILA R.

HECTOR CEPEDA V.

Popayán, mayo de 1993

CONTENIDO

RESUMEN	41
1. INTRODUCCION	41
2. VULCANOGRAFIA.....	41
2.1 DESCRIPCION DEL EDIFICIO VOLCANICO	41
2.2 ASPECTOS GEOLOGICOS	43
3. ACTIVIDAD HISTORICA	44
4. VIGILANCIA	48
5. DISCUSION	52
6. CONCLUSIONES	52
7. BIBLIOGRAFIA	52

FIGURAS

1: Localización geográfica del Volcán Puracé.....	42
2: Cadena de Los Coconucos. (Fotografía G. Cajiao, 1958).....	43
3: Número promedio de eventos/hora registrados en la Estación Sismológica Puracé.....	48
4: Temperatura de fumarolas en el Volcán Puracé	49
5: Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica potencial del Volcán Puracé	50

TABLAS

1. Erupciones históricas del Volcán Puracé	45
2. Resultados de análisis químicos de gases colectados en las fumarolas laterales del Volcán Puracé, el 28 de noviembre de 1992	51
3. Temperaturas de las Fuentes Termales en el área del Volcán Puracé	51

ACTIVIDAD HISTORICA Y ACTUAL DEL VOLCAN PURACE, COLOMBIA

Pulgarín, B. A., Monsalve, M. L., Arcila, M. M., Cepeda, H.

Ingeominas Unidad Operativa Popayán
Grupo de Vulcanología

RESUMEN

El volcán Puracé es un estrato-volcán activo en estado de reposo, cuyo registro geológico más reciente, muestra actividad predominantemente explosiva. Se tienen descripciones de erupciones históricas desde 1816, algunas de ellas con generación de flujos piroclásticos. En los últimos 150 años el Puracé ha presentado cinco períodos eruptivos, con intervalos de reposo entre 10 y 20 años. La última erupción, que consistió en una pequeña emisión de ceniza, ocurrió en marzo de 1977.

El Puracé cuenta con vigilancia sísmica desde 1986. Los dos últimos años de registro muestran un patrón de cinco sismos diarios, con predominio de actividad de largo período. Del seguimiento de la temperatura, en fuentes termales y fumarolas, se concluye que el comportamiento es constante. La composición química de los gases, en las fumarolas laterales, evidencia componente magmática.

El prolongado período de reposo actual, desde 1958, (considerando la actividad de 1977, como menor), la actividad sísmica, la presencia de fuentes termales y fumarolas y la composición de las mismas, pueden indicar que el volcán estaría sobrepasando su estado de reposo.

1. INTRODUCCION

El volcán Puracé (4650 m s.n.m.) es un

estrato-volcán activo de la Cordillera Central de Colombia, ubicado en el extremo NW de la Cadena Volcánica de Los Coconucos, dentro del Parque Nacional Natural del Puracé.

Varias poblaciones del Departamento del Cauca se sitúan en cercanías al volcán, incluyendo su capital, Popayán, localizada 26 km al NW. Los ríos Cocuy, San Francisco, Vinagre y Anambío, tributarios del río Cauca, nacen en las laderas de este volcán (Figura 1).

Considerando que es uno de los volcanes más activos de Colombia, INGEOMINAS, con su Unidad Operativa Popayán, ha desarrollado desde 1987, estudios geológicos, de evaluación de amenaza y labores de monitoreo del volcán con el fin de conocer el comportamiento eruptivo y su estado de actividad actual.

El objetivo de este trabajo es dar a conocer algunos resultados sobre la actividad histórica y actual del volcán Puracé.

2. VULCANOGRAFIA

2.1 DESCRIPCION DEL EDIFICIO VOLCANICO.

El edificio más reciente del Puracé (Figura 2), tiene forma de cono truncado, con laderas de 30° de inclinación. Presenta un cráter interno y otro externo, concéntricos, de 500 y 900 m de diámetro, respectiva-

mente. Las paredes del cráter interno son bastante inclinadas y en su fondo se presenta una grieta en dirección E-W, con separación del orden de 20 m; a esta grieta se encuentra asociado un grupo de fumarolas.

El Puracé actual se desarrolló sobre un edificio anterior denominado Pre-Puracé, el cual se construyó, en el extremo SE de la caldera de Chagartón (MONSALVE y PULGARIN, 1993), estructura de 4 Km de diámetro; de estos últimos edificios sólo se conservan remanentes.

2.2 ASPECTOS GEOLOGICOS

El basamento del área está conformado por rocas volcánicas básicas del Cretácico. El volcán Puracé actual se edificó sobre rocas volcánicas de composición intermedia a ácida del Terciario Superior-Cuaternario (KURODA and PARIS, 1978).

Según los registros geológicos, está constituido por intercalaciones de productos lávicos y piroclásticos de composición andesítica (KURODA and PARIS, op. cit.; ACEVEDO et al, 1987).

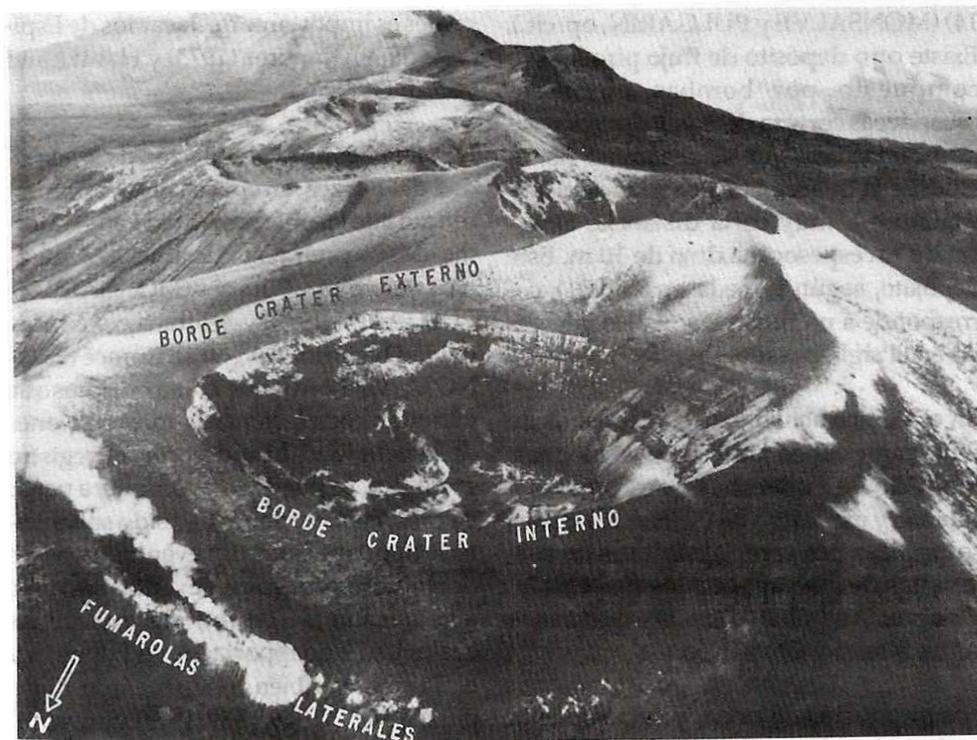


Figura 2. Cadena de Los Coconucos. En primer plano el volcán Puracé (Fotografía G. Cajiao, 1958)

Las coladas de lava del Puracé actual se localizan principalmente hacia los flancos NNW y NE, presentan estructura masiva, en bloques y ocasionalmente columnar, su longitud generalmente no sobrepasa los 7 km y su espesor promedio es de 20 m.

Los productos piroclásticos presentes son de flujo y caída. Los depósitos de flujo piroclástico encontrados son de varios tipos, siendo más abundantes los de ceniza y escoria, de los cuales existen, al menos, 4 eventos; el más potente (80 m) y antiguo, pertenece al estadio Pre-Puracé y ocupa la parte media del río San Francisco. Otros de estos flujos, con espesores menores de 12 m, rellenan los cañones de los ríos Vinagre, Anambío y San Francisco, éste último con edad de 2000 años (C-14) (MONSALVE y PULGARIN, op. cit.). Existe otro depósito de flujo piroclástico compuesto por bombas pumítico-escoriáceas corteza de pan y de composición andesítica, que se encaminó por el valle de la quebrada Agua Blanca, depositándose a muy corta distancia, alcanzando un espesor máximo de 10 m. Este depósito, según Cepeda et al (1991), corresponde a un flujo piroclástico generado en el siglo pasado.

En el Puracé actual existen depósitos de flujo piroclástico de ceniza y bloques, producto de avalanchas de escombros y colapso y explosión de domos, los cuales se localizan preferencialmente en las partes altas de los valles de los ríos Cocuy, Vinagre, Anambío y de las quebradas Agua Blanca y Chagartón.

Los piroclastos de caída, principalmente ceniza y lapilli, se encuentran cubriendo la superficie con distribución muy irregular. Además, cerca al cráter, se presentan bloques y bombas corteza de pan y col-

lor, que alcanzan diámetros hasta de 5 m, cuya eyección se asocia a erupciones históricas.

Los depósitos de flujo de lodo no son comunes en el registro geológico del volcán actual, aun cuando éstos se mencionan en las descripciones de erupciones históricas.

3. ACTIVIDAD HISTORICA

La actividad histórica del volcán Puracé ha sido reportada desde la época de la colonia (PATIÑO, 1983), pero es a partir del siglo XVI que se tiene un registro más completo de ella.

Varios trabajos han recopilado los datos sobre las erupciones del Puracé, entre los cuales es importante destacar los de Espinosa (1989), Ramírez (1975) y Hantke and Parodi (1966).

La Tabla 1 es una compilación de la actividad del Puracé, en épocas históricas, modificada de la tabla presentada en el informe «Mapa preliminar de amenaza volcánica del volcán Puracé» (MONSALVE y PULGARIN, 1993) y del trabajo sobre actividad histórica del volcán Puracé (ESPINOSA, 1989). Aunque faltan estudios que permitan correlacionar las descripciones de la actividad histórica con el registro geológico, se puede concluir que, a partir de 1816, las erupciones han sido solamente de tipo explosivo, con eventos menores de emisiones de ceniza y eventos mayores que, además de ceniza, algunas de las cuales han sido reportadas en Popayán y El Tambo, también han generado flujos piroclásticos (1849, 1869, 1949) y proyectiles balísticos. Como productos secundarios se han inducido flujos de lodo, especialmente en las erupciones anteriores a 1849, cuando el volcán presentaba nieve

perpetua.

En la Tabla 1 se observa que han sido reportadas, de 1816 a 1977, 41 erupciones que han tenido como foco el volcán Puracé. En un primer análisis de los datos, éstas se podrían agrupar en 15 períodos eruptivos, con duración entre 4 y 8 años y períodos intraeruptivos o de reposo de 5 a 20 años. Sin embargo, también se observa en la Tabla, que la mayor concentración de datos es para el siglo XX, especialmente para el período 1936-1958 que podría constituir un período eruptivo de 23 años.

Factores como el difícil acceso al volcán en época pasada, los pocos observadores y naturalistas que lo visitaron, la carencia de adecuados medios de comunicación, la falta de visual directa al volcán desde las poblaciones de Puracé y Coconucos y las condiciones climáticas adversas a las que normalmente está sujeto, llevan a pensar que en el Puracé han ocurrido varios eventos eruptivos, representados por pequeñas emisiones de ceniza, que han podido pasar desapercibidos en esa época.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, se piensa, que el Puracé, a partir de 1816, ha tenido 5 períodos eruptivos mayores con duraciones entre 6 (?) y 25 años y períodos de reposo de 10 a 20 años, los cuales se resumen a continuación, destacando la fecha de la posible erupción paroxismal:

-1816-1827

Erupción paroxismal: noviembre 18 de 1827 (Banco de la República, 1985). Aunque no se ha determinado el (los) depósito (s) generado (s), posiblemente se trató de una erupción que causó deshielo y generación de flujo de lodo en el río Anambío.

-1847-1852

Erupción paroxismal: 1849. Al parecer la mayor erupción del Puracé en épocas históricas, la cual destruyó la cima del volcán (RAMIREZ, 1975). Según las descripciones y depósitos encontrados en campo, esta erupción generó flujos de ceniza y bloques producto de explosión de domo. Todos los depósitos de esta erupción aún no han sido diferenciados, por falta de dataciones y correlaciones estratigráficas.

Tabla 1. Erupciones históricas del Volcán Puracé (Modificada de Monsalve y Pulgarín, 1993 y Espinosa, 1989)

FECHA	OBSERVACIONES	REFERENCIAS
1977 marzo 19	Emisión pequeña de ceniza	El Liberal (marzo 22 de 1977)
1958 septiembre 8	Proyectiles balísticos?, incendios	El Liberal (septiembre 10 de 1953)
1956 junio 21	Explosión	Espinosa (1989)
1955	Cuatro explosiones	Castrillón (1989)
1954 mayo	Explosión	El Liberal (mayo 22 de 1954)
1952 mayo	Explosiones	El Liberal (mayo 9 de 1952)

Continuación Tabla 1. Erupciones históricas del Volcán Puracé

FECHA	OBSERVACIONES	REFERENCIAS
1950 julio 26, enero 10	Explosiones, emisión de ceniza	El Liberal (enero 11 y julio 27 de 1950)
1949 mayo 26	Explosión de domo, generación de flujos piroclásticos, bombas, ceniza. 16 muertos	El Liberal (mayo 28 de 1949)
1947 abril 27	Ceniza en Popayán	Oppenheim (1950)
1946 diciembre 28	Explosión	El Liberal (diciembre 29 de 1946)
mayo 30,29	Explosión	Castrillón (1989)
abril 1	Dos explosiones, sismo	Espinosa (1989)
marzo 29	Explosión, sismo	Espinosa (1989)
1944 febrero	Sismo atribuido a actividad del volcán	Espinosa (1989)
1941 agosto 12	Ceniza en Popayán	El Liberal (agosto 13 de 1941)
1939 septiembre 19	Ceniza, sismo	Espinosa (1989)
1936 agosto 3	Efectos de onda de choque en Popayán ²	Espinosa (1989)
1927 octubre 8	Explosión	Espinosa (1989)
1926 septiembre	Ceniza	Friendlaender (1927)
agosto	Explosión	Hantke and Parodi (1966)
junio 21	Explosión	Espinosa (1989)
1925 noviembre 5	Explosión	Openheim (1950)
octubre 12	Explosión	
1920 enero 5	Ceniza y efectos de onda de choque en Popayán ²	Espinosa (1989)
1919 enero	Ceniza en Popayán	Espinosa (1989)
1914 agosto 5	Pequeña emisión de ceniza ²	Fotografía Gustavo Luna (en Arboleda, 1990)

² Interpretación dada por los autores de este trabajo

Continuación Tabla 1. Erupciones históricas del Volcán Puracé

FECHA	OBSERVACIONES	REFERENCIAS
1907 enero 12	Ceniza, sismo	Espinosa (1989)
1906 noviembre 21 septiembre 29	Ceniza Explosión	Espinosa (1989)
1902	Explosiones	Hantke and Parodi (1966)
1885 mayo 25	Explosión, sismo	Espinosa (1989)
1878 septiembre 11 agosto 31	Ceniza Ceniza en Popayán	Ramírez (1975), Espinosa (1989)
1870 octubre	Explosión	Hantke and Parodi (1966)
1869 octubre 4	Flujos de lodo, flujo piroclástico ² , ceniza y sismo	White (1955); Cepeda, et al (1991)
1852	Explosiones	Hantke and Parodi (1966)
1849 diciembre	Explosión de domo ² . La más fuerte erupción conocida del Puracé	Ramírez (1974)
1827 noviembre 18	Flujo de lodo, producido probablemente por flujo piroclástico ² . Represamiento del Río Cauca	En: Memorias de Boussingault Banco de La República N°5 (1985)
1816 diciembre 12 julio 19	Explosiones y sismo	Ramírez (1975)
1789	Emisiones de ceniza ² , actividad fumarólica	Castrillón (1989)
1559-1560, 1583	Se habla de la frecuente actividad del volcán	Patíño (1983)
?	Puracé: Montaña de Fuego	Tradición Puracé (en Arboleda, 1990)

² Interpretación dada por los autores de este trabajo

1869-1885

Erupción paroxismal: octubre 4 de 1869. Por correlación de datos de campo con descripciones históricas, esta erupción produjo un pequeño flujo piroclástico de pómez-escoria (CEPEDA et al, 1991).

-1902-1928

Erupción paroxismal: aún no determinada por escasez de datos.

-1936-1958

Erupción paroxismal: mayo 22 de 1949. Generación de flujos piroclásticos de ceniza y bloques, proyectiles balísticos y ceniza, causando la muerte de 16 estudiantes.

De los datos históricos, es interesante lo referente a la última actividad reportada del Puracé, en marzo 19 de 1977 (El LIBERAL, marzo 22 de 1977, página 6); ésta, según las descripciones, se trató de una pequeña emisión de cenizas que ocurrió después de 19 años de quietud, sin reportarse actividad posterior. A partir de esta fecha, hasta el presente (1993), se tiene un nuevo lapso de reposo de 16 años. Si se toma el episodio de 1977 como un evento menor, se puede considerar que el volcán lleva 34 años con actividad fumarólica solamente.

4. VIGILANCIA

En el volcán Puracé se han realizado labores de vigilancia, que han incluido registro de actividad sísmica, seguimiento a fumarolas y fuentes termales y elaboración del mapa de amenaza volcánica potencial.

Se cuenta con registro de la actividad sísmica, desde octubre de 1986, con información de la estación Puracé, del Observatorio Sismológico del Suroccidente (OSSO), la cual es registrada en las instalaciones de Ingeominas Regional Sur (Popayán) desde junio de 1991, gracias a un acuerdo con dicha institución.

Dentro de la actividad sísmica hay predominio de eventos de largo período, ocasionados por el tránsito de fluidos de un conducto a otro o por realimentación magmática y ocurrencia esporádica de eventos de fractura. Según Mejía et al (1993), la actividad se concentra en los alrededores del cono volcánico, con profundidades entre 10 y 20 km, lo que interpretan como una fase temprana de ascenso de material magmático.

Con la información procesada desde junio de 1991, se estableció que el nivel base del comportamiento volcánico, tiene un promedio diario de 0,22 eventos/hora (Figura 3).

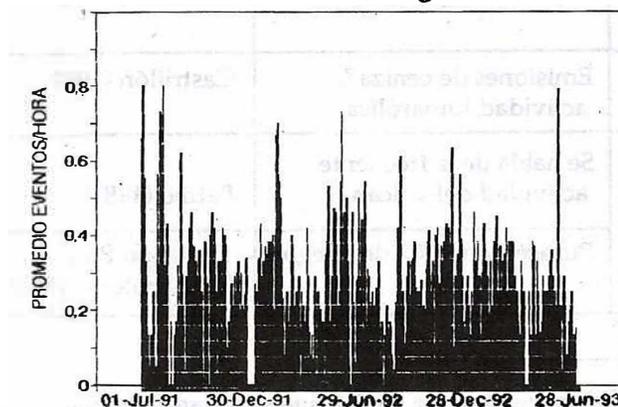


FIGURA 3. Número promedio de eventos/hora registrados en la Estación Sismológica Puracé

Para el seguimiento de fumarolas se tienen datos esporádicos sobre temperatura desde 1986 hasta 1992. Se ha realizado mayor número de medidas de temperatura en las fumarolas del flanco N (laterales), por facilidad de acceso y por ser las

más calientes, con valores entre 85° C (las más externas) y 185° C (las más internas). Las fumarolas, en el interior del cráter, presentan temperaturas de 83° C a 90° C, sin variaciones importantes desde 1987 (Figura 4).

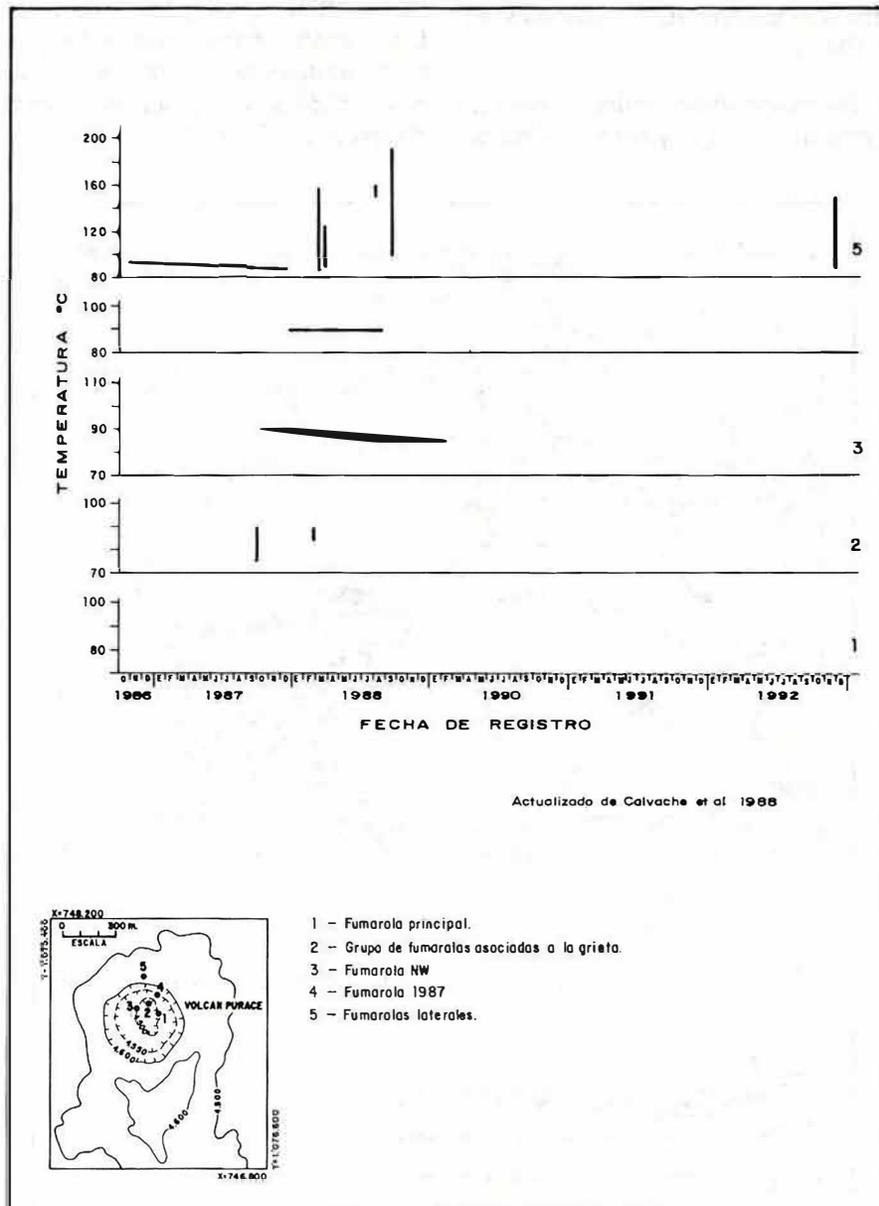


FIGURA 4. Temperatura de Fumarolas en el Volcán de Puracé.

Análisis químicos de gases en las fumarolas #3 se han efectuado en junio de 1988 (CALVACHE et al, 1988) y en noviembre de 1992, en una de las del campo fumarólico lateral (Figura 4). Los resultados del último de los análisis se han interpretado como presencia de componente magmática (MARTINI, comunicación escrita, 1992).

Sobre fuentes termales se tienen datos de temperatura (Tabla 2) y composición, to-

mados en 1982, 1983 (KOLLER and AUCOTT, 1986); 1990, 1991 (GARCIA, 1991) y 1992 (ARCILA, 1992).

Complementando la vigilancia básica se elaboró el mapa preliminar de amenaza volcánica potencial (MONSALVE y PULGARIN, op. cit.), donde de acuerdo a la topografía, distribución de los productos recientes y descripciones de erupciones históricas, se establecieron tres zonas de amenaza (Figura 5).

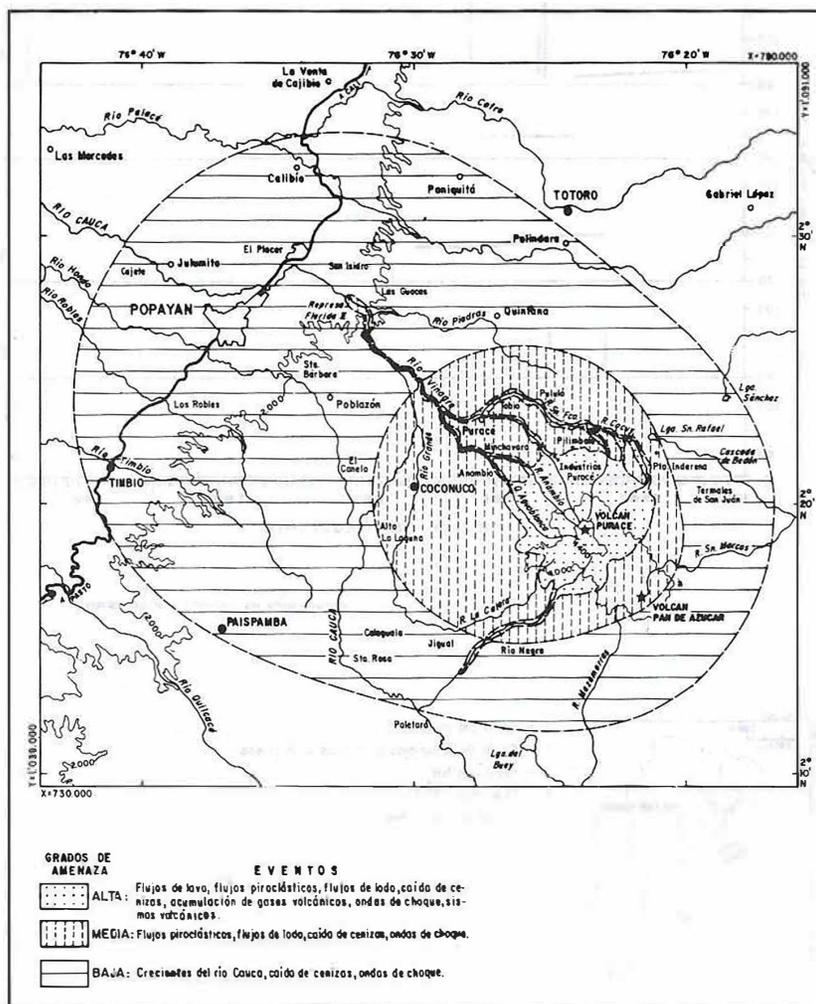


FIGURA 5. Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica potencial del Volcán Puracé.

Tabla 2. Resultados de análisis químicos de gases colectados en las fumarolas laterales del volcán Puracé, el 28 de noviembre de 1992 (Tomado de Smithsonian Institute, G.V.N., 1993).

GAS	PURACE (%)
CO ₂	73,84
SO ₂	14,66
H ₂ S	3,25
HCl	7,53
HF	0,041
H ₂	0,0034
CO	0,0005
N ₂	0,62
H	—
B	0,042

Tabla 3. Temperaturas de Fuentes Termales en el área del volcán Puracé (Tomado de: Koller and Aucott, 1986; García, 1991; Arcila, 1992)

FUENTE	Altitud (m)	Fecha	T°C	pH
Pilimbalá	3.400	31-03-82	32	2.0
		15-04-83	32	2.1
		20-04-83	32	2.4
		11-05-83	30	2.3
		19-10-90	31	2.3
		08-11-91	31	2.2
		17-09-92	30	2.3
La Mina (cabaña)	3.600	05-04-82	50	3.0
		15-04-83	47	2.0
		20-04-83	47	2.1
		11-05-83	48	2.0
		1-10-90	45	2.3
		8-11-91	45	2.0
		17-09-92	46	2.1

5. DISCUSION

De acuerdo al tratamiento de los datos de la actividad histórica, se ha encontrado un período máximo de reposo de 20 años; sin embargo, se crea un interrogante sobre su próxima reactivación, ya que ha presentado dos períodos largos de quietud sin un período eruptivo importante entre ellos (1958-1977 y 1977 al presente); lo que indica, posiblemente, una mayor acumulación de energía al interior del volcán.

Aunque la actividad sísmica se ha mantenido en niveles bajos y estables, la interpretación de los datos históricos, el resultado de los análisis químicos y la localización de sismos, podrían estar indicando que el volcán está superando el estado de reposo. Se espera que haya un cambio en el patrón de comportamiento de la sismicidad, previo a una crisis del volcán, además de otras manifestaciones superficiales y resultados de otros métodos de vigilancia.

6. CONCLUSIONES

- El volcán Puracé es un estrato-volcán activo, actualmente en estado de reposo, cuyo registro geológico muestra predominio de actividad explosiva.
- En los últimos 150 años ha presentado al menos cinco períodos eruptivos, generando flujos piroclásticos y caídas de ceniza.
- La actividad actual del volcán Puracé está evidenciada, en superficie, por la existencia de fumarolas y fuentes termales; instrumentalmente, por el registro de la actividad sísmica y el resultado de análisis de gases.
- La actividad sísmica entre 1991 y 1993 ha mostrado niveles bajos estables, con

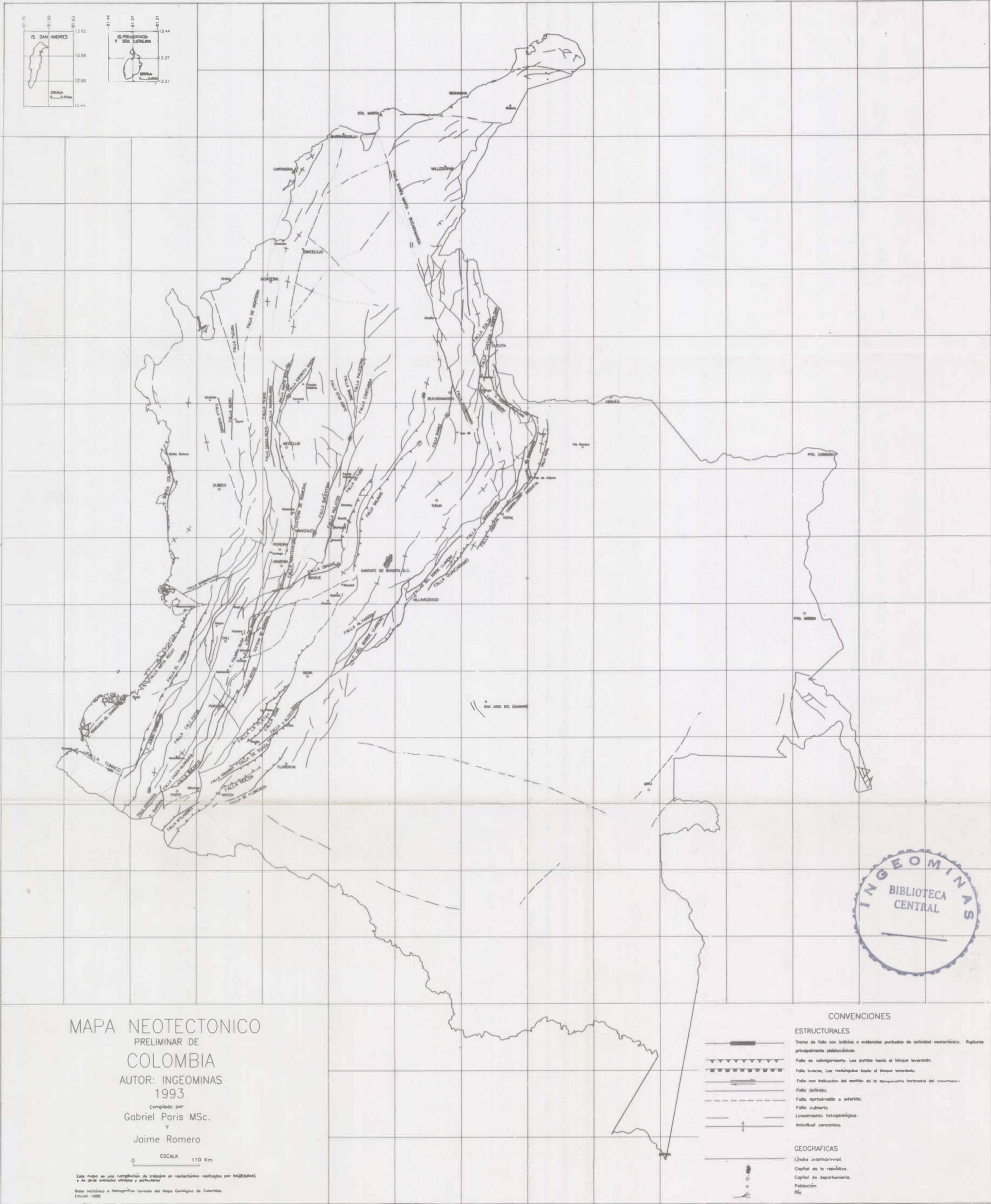
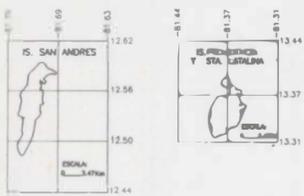
promedio de cinco eventos diarios y se ha caracterizado por la presencia de eventos de largo período que indican circulación de fluidos en el conducto o realimentación magmática.

Con el conocimiento y la vigilancia básica que se tiene del volcán, se ha identificado el comportamiento base, en estado de reposo, que permitirá detectar una futura crisis volcánica.

7. BIBLIOGRAFIA

- ACEVEDO, A. P., MONSALVE, M. L. y CEPEDA, H., 1987. *Petrografía de algunas lavas de la cadena volcánica de Los Coconucos*. Informe (Inédito). Ingeominas. 8 p. Popayán.
- ARBOLEDA, J. E., 1990. *En la montaña del hielo y el fuego. La mina de azufre de Puracé en la visión de los habitantes de la región*. (Tesis de grado, inédita). Universidad del Cauca. Popayán.
- ARCILA, M., 1992. *Informe de comisión al volcán Puracé*. Informe (Inédito). Ingeominas, Regional Sur. 3 p. Popayán.
- BANCO DE LA REPUBLICA, 1985. *Del Chocó al Ecuador. El Puracé, Quito, el Chimborazo, mi regreso*. Memorias de Boussingault. Colección Bibliográfica, Libro N° 5, capítulo XIII. Bogotá.
- CALVACHE, M. L., LONDOÑO, A., MENDEZ, R. A., MONSALVE, M. L., PARRA, E. y RODRIGUEZ, L., 1988. *Actividades y datos obtenidos en el muestreo de fumarolas en los volcanes Puracé, Galeras y Cumbal*. Observatorio Vulcanológico de Colombia. Informe (Inédito). 39 p. Manizales.
- CASTRILLON, D., 1989. *Muros de Papel*. Popayán.

- CEPEDA, H., MONSALVE, M. L. y PULGARIN, B., 1991. *Origen y mecanismo eruptivo del flujo piroclástico de Agua Blanca, volcán Puracé*. En: Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico. Manizales, Colombia. Memorias, Tomo II. p. 39-57. Manizales.
- CEPEDA, H., 1991. *Informe de comisión a los volcanes Nevado del Huila y Puracé*. Informe (Inédito). Ingeominas, Regional Sur. 13 p. Popayán.
- EL LIBERAL: agosto 13-1941, diciembre 29-1946, mayo 28-1949, enero 11-1950, julio 27-1950, mayo 9-1952, mayo 22-1954, septiembre 10-1958, marzo 22-1977.
- ESPINOSA, A., 1989. *Datos sobre la actividad del volcán Puracé en épocas históricas*. Informe (Inédito). Ingeominas. 22 p. Popayán.
- FRIEDLAENDER, I., 1927. *Ueber einige Vulkane Columbiens Teil II*. Zeitschr. F. Vulkanologie X.
- GARCIA, F., 1991. *Resultados de análisis químicos en fuentes termales asociadas al volcán Puracé*. Informe (Inédito). Ingeominas. Bogotá.
- HANTKE, G. AND PARODI, A., 1966. *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part XIX Colombia, Ecuador and Perú*. International association of vulcanology. p. 1-25.
- KOLLER, B. y AUCOTT, J., 1986. *Algunas observaciones sobre los posibles cambios morfológicos del volcán Puracé y geoquímica de sus aguas termales después del sismo del 31 de marzo de 1983*. Informe (Inédito). Ingeominas, Regional Popayán. 22 p.
- KURODA, N. AND PARIS, G., 1978. *Petrographical notes of some dacites and andesites of Puracé volcano, Cauca Colombia. Report of Andean studies*. Shizuoka University. Special volume p. 21-32.
- MEJIA, J., MARTINELLI, B. y MEYER, H., 1993. *Discriminación de señales volcánicas en el marco de la observación sismológica regional - Experiencias en el volcán Puracé*. En: Taller Internacional sobre El Complejo volcánico Galeras. San Juan de Pasto.
- MONSALVE, M.L. PULGARIN, B., 1993. *Mapa Preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Puracé. Memoria Explicativa*. En: Revista Ingeominas, Volumen 1, N° 2 (1993): p. 3-27. Bogotá.
- OPENHEIM, V., 1950. *The volcano Puracé*. American Journal of Science, Volumen 248. p. 171-179.
- PATÍÑO, V. M., 1983. *Memorias de los pueblos de la gobernación de Popayán, 1583, por Francisco Guillén Chaparro*. En: CESPEDESIA. Suplemento N° 4, N°s 45-46.
- RAMIREZ, J. E., 1974. *Los Volcanes de Colombia*. In: Bulletin Volcanologique, 1975, Supplement to Volume 38 (1974).
- RAMIREZ, J. E., 1975. *Historia de los terremotos en Colombia*, 2ed. IGAC. 250 p. Bogotá.
- WHITE, R. B., 1955. *El Puracé, sobre la explosión del 4 de octubre de 1869*. Boletín de la Sociedad Geográfica de Colombia. XIII. p. 90-96.



10 N

5 N

0

5 S



MAPA NEOTECTONICO
PRELIMINAR DE
COLOMBIA
AUTOR: INGEOMINAS
1993
Completado por:
Gabriel Paris MSc.
y
Jaime Romero

ESCALA 1:100,000

Este mapa es una compilación de trabajos en neotectónica realizados por INGEOMINAS y de otros investigadores afines y particulares.
Bases tectónicas e hidrográficas tomadas del Mapa Geológico de Colombia, Escala 1:500,000

CONVENCIONES

ESTRUCTURALES

- Zona de falla con indicios o evidencias puntuales de actividad neotectónica. Rupturas principalmente pleistocénicas.
- Falla de desplazamiento. Las flechas hacia el bloque levantado.
- Falla inversa. Las flechas hacia el bloque levantado.
- Falla con indicación del sentido de la convergencia horizontal del movimiento.
- Falla desfilada.
- Falla apraxista o inversa.
- Falla cubierta.
- Lineamiento fotogeológico.
- Anticlinal cenozoico.

GEOGRAFICAS

- Límite internacional.
- Capital de la república.
- Capital de departamento.
- Población.
- C.