



# III SIMPOSIO BOLIVARIANO

Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas  
Caracas, 13 al 16 de Marzo de 1988

OMAR COLMENARES

EVOLUCION TECTONOESTRATIGRAFICA DE LA SERRANIA  
DEL INTERIOR Y DE LA SUBCUENCA DE MATURIN

POR

T. SUBIETA

J. CARNEVALLI

V. HUNTER

LAGOVEN, S.A.

FILIAL DE PETRÓLEOS DE VENEZUELA, S.A.

## EVOLUCION TECTONOESTRATIGRAFICA DE LA SERRANIA DEL INTERIOR Y DE LA SUBCUENCA DE MATURIN

### RESUMEN

Las provincias morfotectónicas de la Serranía del Interior y la subcuenca de Maturín, que ocupan el borde noreste del continente suramericano, han sido formadas como resultado de una colisión oblicua entre las placas Caribe y América del Sur. Se reconocen cinco etapas principales en la evolución tectono-sedimentaria de estas provincias.

1. Mesozoico Temprano: un período de tectónica extensional a lo largo del borde norte del continente suramericano, que produjo fosas y pilares con fallas normales que afectan al basamento y parte de los sedimentos de la cobertura.
2. Cretácico Tardío a Eoceno Medio: un episodio pasivo durante el cual el borde norte del continente de América del Sur proporcionó una plataforma relativamente estable para que ocurriera una sedimentación ininterrumpida. En ella se reconocen tres secuencias progradantes mayores.
3. Eoceno Tardío a Mioceno Temprano: el ambiente tectónico pasivo del Terciario Temprano es interrumpido en el Eoceno Tardío por la aproximación de las placas Sur América y Caribe, produciendo el levantamiento inicial en la región de la Serranía del Interior y una depresión al sur que marca el comienzo de la formación de la subcuenca de Maturín.
4. Mioceno Medio a Tardío: la colisión oblicua entre las placas Caribe y América del Sur produjo una cadena ("fold-thrust belt") asimétrica, volcada hacia el sur y una cuenca ("foreland") elongada y profunda, paralela al borde sur de la cadena. La sedimentación en esta cuenca ha sido controlada por su evolución tectónica, como lo evidencian los esquemas intrincados de facies, las numerosas discordancias y el desplazamiento progresivo hacia el sur del eje depositacional. Los sedimentos en dicha cuenca han estado sujetos a plegamientos, cabalgamientos y deformación diapírica. Durante la colisión de las placas, los fluidos de los minerales hidratados asociados a sedimentos porosos son expulsados,

algunos emergen a la superficie, mientras que otros se quedan en las zonas de despegue y en el frente de deformación, proporcionando la lubricación de los cabalgamientos y los emplazamientos diapíricos.

5. Plio-Pleistoceno: Durante este período se intensifica el levantamiento de la cadena y la subcuenca de Maturín se rellena con aportes continentales. El diapirismo alcanza la superficie en algunos casos y finalmente los sedimentos del Pleistoceno son afectados por fallas normales. El régimen de colisión se desplaza hacia el este a las áreas de Trinidad y el arco de islas de las Antillas Menores.

El volumen de fluidos involucrado en los mecanismos de flujo tectónico y en particular el de los hidrocarburos, es consecuencia de la historia tectónico-sedimentaria, el porcentaje de acortamiento orogénico, el régimen de soterramiento y la maduración térmica de la roca madre. Todas estas condiciones son las que explican la generación, migración y entrapamiento de petróleo y gas en la subcuenca de Maturín.

#### ABSTRACT

The morphotectonic provinces of the Serrania del Interior and the Maturin Subbasin, which occupy the northeastern border of the South American continent, formed as a result of oblique collision between the Caribbean and South American plates. Five principal stages are recognised in the tectonosedimentary evolution of these provinces.

1. Early Mesozoic: a period of extensional tectonics along the northern border of the South American continent, which produced a horst and graben terrain dominated by normal faults extending into the basement.
2. Late Cretaceous to Middle Eocene: a passive episode during which the northern border of the South American continent provided a relatively stable platform for largely uninterrupted sedimentation. Three major progradational sequences are recognized.
3. Late Eocene to Early Miocene: the passive tectono-environment of the Early Tertiary is interrupted in Late Eocene time by an early collision phase between the Caribbean and South America plates which produced an initial uplift in the region of the Serrania del Interior and a depression to the south to form the Maturin Subbasin.
4. Middle to Late Miocene: oblique collision between the Caribbean and South America plates produced an asymmetric fold-thrust belt, overturned to the south, and an elongate deep foreland basin paralleling its southern border. Sedimentation within the basin was closely controlled by its tectonic evolution, as evidenced by the intricate facies patterns and numerous discordances and the progressive southward displacement of its depositional axis. The sediments in turn became subject to folding, thrusting and diapiric deformation. When plates collide the fluid content and associated hydrated minerals of the porous sediments are expelled.

Some emerge at the surface while others are left in zones of "décollement" and the deformation front to provide lubrication for thrusting and diapiric emplacements.

5. Plio-Pleistocene: uplift of the fold belt intensified into the Pleistocene as the Maturin Subbasin filled to the south. The sedimentary fill became increasingly continental, diapirism reached the surface, and finally the youngest sediments were subjected to normal faulting as the collision regime moved eastward to the Trinidad area and the Lesser Antilles island arc.

The volume of fluids under tectonic flow, especially that of the liquid hydrocarbons, is related to the tectono-stratigraphic history, the amount of orogenic shortening, the burial history and thermal maturity of the source rock. All these factors contributed to the distribution, migration and trapping of hydrocarbons in the Maturin Subbasin.

## INTRODUCCION

Hace casi un siglo, en el año 1890, se perforaron los primeros pozos en la subcuenca de Maturín. En esa época, la primera hipótesis geológica explicaba estos terrenos como un conjunto de bloques fallados. Posteriormente, se elaboraron nuevas hipótesis que nacieron como resultado del mayor conocimiento adquirido estudiando la superficie y el subsuelo. Así se dedujo que debajo de los sedimentos jóvenes continentales que cubren la subcuenca de Maturín, se encontraban terrenos plegados y con fallas inversas. Sin embargo, persistió una discusión largo tiempo: si los cabalgamientos buzaban con ángulo alto o si se horizontalizaban en profundidad. En la actualidad, sabemos que estas fallas se horizontalizan y que necesariamente se unen en uno o varios niveles de despegue. Es decir, que junto con el desarrollo exploratorio, aparecieron diferentes modelos geológicos para el frente de montaña.

El esfuerzo de exploración tuvo como consecuencia inmediata el desarrollo del conocimiento en la estratigrafía, la sedimentología y la paleontología de la región. Para el año 1965, ya se tenían ideas claras sobre estos aspectos, además se realizó la cartografía de toda la serranía y se elaboraron perfiles locales y regionales. También se levantaron columnas estratigráficas en la mayor parte de las quebradas y estos datos fueron resumidos en mapas paleogeográficos. Todo este material de gran interés se encuentra en informes en su mayor parte inéditos.

A partir de 1968, una de las primeras zonas donde se ensayaron las nuevas hipótesis de la tectónica de placas fue la región Caribe. En base a la distribución de terremotos, volcanes activos calco-alcalinos y zonas de expansión, se definieron cuatro placas: América del Norte, América del Sur, Caribe y Cocos. (P. Molnar y L. Sykes, 1969). Los estudios geológicos y sísmicos indican que la placa Caribe se desplaza hacia el este en relación a las Américas a una tasa de 2 a 4 cm/año (L. Sykes et al., 1982).

# III SIMPOSIO BOLIVARIANO MAPA DE UBICACION

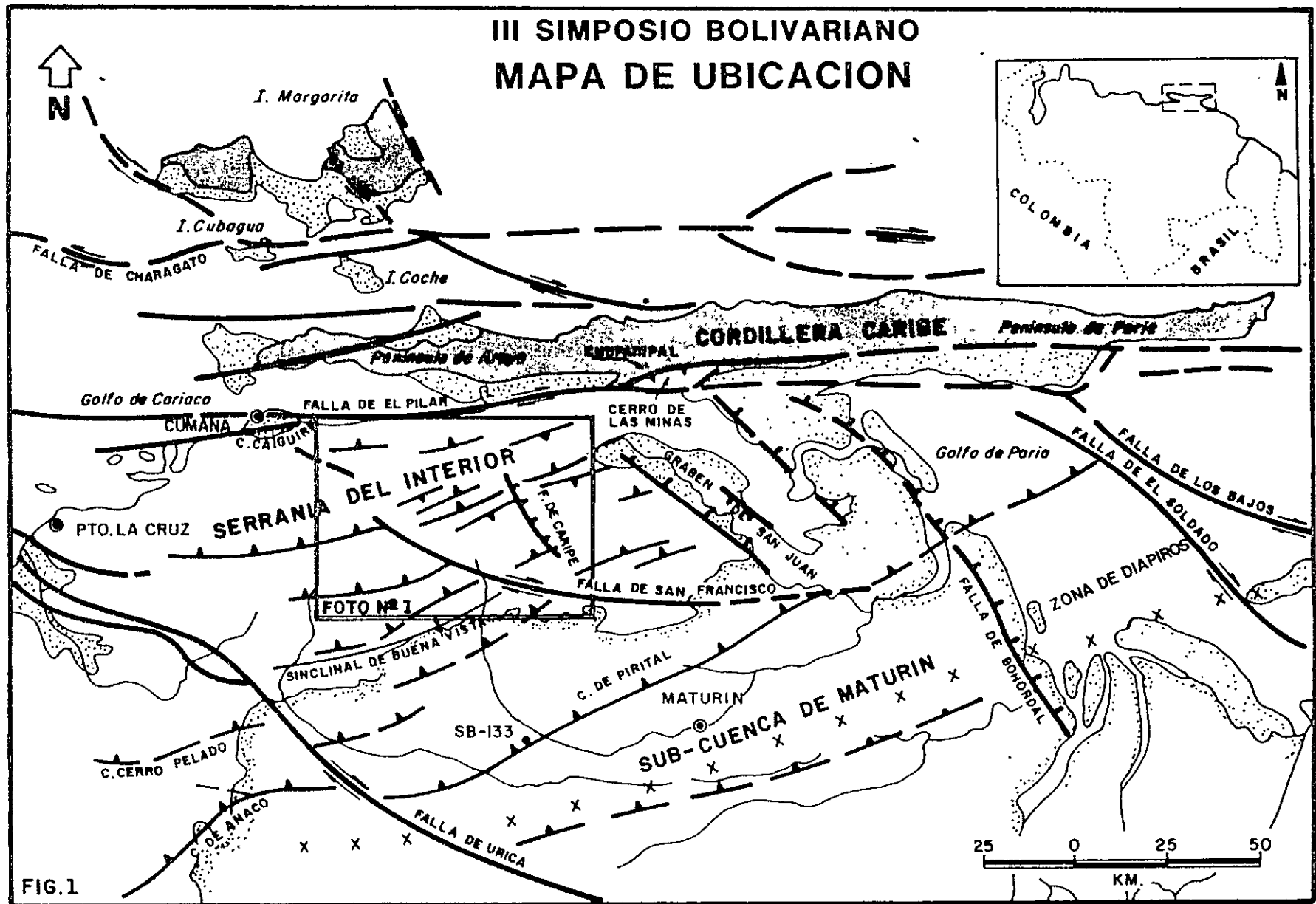


FIG. 1

- 552 -

En este período, para explicar el desplazamiento de la placa Caribe y las características de los límites de placas, los movimientos transcurrentes han sido ampliamente utilizados. Por lo tanto, se han esbozado varias hipótesis en relación a la significación geodinámica de la cadena Caribe y de la Serranía del Interior (J.F. Dewey y J.L. Pindell, 1985; R.C. Speed, 1985). Siguiendo esta línea de investigación, se publicaron algunas síntesis donde se describen las características de la región nororiental en el marco de la neotectónica del Caribe. (P. Mann y K. Burke, 1984; P. Mann, C. Schubert y K. Burke, 1986).

Paralelamente con la aparición de la tectónica de placas, se desarrolló una metodología originada en la geología estructural y aplicada a los frentes de montaña de muchas cadenas en el mundo. Estas técnicas fueron desarrolladas como consecuencia de la exploración petrolera. Consisten en la deducción de las características geométricas de los cabalgamientos en tres dimensiones y la aplicación de un conjunto de reglas para la elaboración de secciones balanceadas (C.D. Dahlstrom, 1969-1970; A.W. Bally et al., 1968 y D. Elliott, 1977).

En la actualidad, en diferentes conferencias internacionales (Thrust and Nappes Tectonics, Londres 1979, Thrust and Deformation, Toulouse 1984), se ha discutido sobre las herramientas claves en la interpretación correcta de los sistemas de cabalgamiento y en la elaboración de modelos geométricos para explicar este tipo de cadenas.

En este artículo se presentan observaciones estructurales cualitativas de superficie y subsuelo, a escala regional y de detalle, con el objeto de mostrar la evolución tectono-estratigráfica de la Serranía del Interior y de la subcuenca de Maturín. Finalmente se discuten aspectos relacionados con la elaboración de un modelo geológico cuantitativo y trabajos futuros.

## COMPONENTES DEL OROGENO

Los componentes del Orógeno Caribe en la región oriental se separan de sur a norte, según el grado de complejidad estructural progresiva, en una zona externa y otra interna. La zona externa comprende el Escudo de Guayana, la subcuenca de Maturín y la Serranía del Interior. La zona interna está constituida por la Cordillera Caribe. A continuación se describen estas unidades morfoestructónicas (Fig. 1).

### ESCUDO DE GUAYANA

El Escudo de Guayana está formado por rocas arqueozoicas y proterozoicas (3400 a 850 M.A.) de litología variada. Estas rocas forman parte de la placa América del Sur y constituyen el substratum que sostiene el edificio de pliegues y cabalgamientos de la Serranía del Interior y una fosa rellena de sedimentos denominada subcuenca de Maturín.

Estas rocas a lo largo de su historia, han pasado por varias etapas de deformación. En el Triásico-Jurásico tuvo lugar una fase de estiramiento y adel-

guzamiento del margen norte del Escudo de Guayana, durante la apertura del Tetys. Por otra parte, el Escudo de Guayana corresponde a la zona emergente y estable y ha sido la fuente de sedimentos del margen pasivo instalado desde el Cretácico al Terciario y también de parte de los sedimentos que han rellenado la subcuenca de Maturín.

### SUBCUENCA DE MATURIN

Es una cuenca alargada de dirección N 50° E paralela a la Serranía del Interior, asimétrica, que presenta un flanco sur pasivo apoyado en el Escudo de Guayana y un flanco norte activo.

Esta región ha recibido sedimentos de forma casi ininterrumpida desde el Cretácico Inferior al Reciente. Presenta un espesor variable, ubicándose la parte más profunda próxima al frente de montaña, sobrepasando los 10.000 m de espesor de sedimentos encima del Basamento.

La subcuenca propiamente dicha se formó a partir del Eoceno, encima de una cuenca de margen pasivo. La interpretación de las líneas sísmicas de la zona y los trabajos de correlación de pozos han permitido reconstruir la geometría de las secuencias sedimentarias que rellenan esta cuenca. En ella se presentan cambios de facies y discordancias. La cuenca tiene un carácter marino dominante con algunas turbiditas en el flanco norte, depósitos sedimentarios sintectónicos y sedimentos continentales. También presenta fanglomerados (Morichito, Quiriquire) que revelan momentos de erosión del relieve topográfico que fue desarrollándose hacia el norte hasta constituir la actual Serranía del Interior.

A partir de las líneas sísmicas también se pueden deducir las direcciones de aporte del relleno sedimentario, las cuales son axiales del suroeste al noreste y transversales tanto del norte como del sur.

Los esfuerzos tectónicos han deformado el relleno de la cuenca formando principalmente cabalgamientos, pliegues, fallas rumbo-deslizantes, fallas normales y diapiros.

La interpretación de perfiles sísmicos y el análisis de información de pozos de la subcuenca de Maturín muestran:

- Una falla importante, denominada cabalgamiento de Pirital. Ella presenta un desplazamiento a lo largo del plano de falla de aproximadamente 2.000 metros, considerando como dato de referencia la base de la Formación Carapita. En efecto, el pozo SB-133 atraviesa la sección y por debajo de las rocas de edad cretácica (Formación San Antonio), entra nuevamente en rocas terciarias (Formación Carapita).

- Al sur de Pirital se desarrolla un conjunto de cabalgamientos imbricados que se horizontalizan en profundidad. El frente de deformación es de un particular interés, ya que da indicios de la zona de despegue y también permite deducir que la secuencia ha progresado de manera conforme del norte hacia el sur, con excepción de algunos cabalgamientos con sentido inverso.

Los cabalgamientos pueden ser seguidos y correlacionados con la sismica existente. Tienen un rumbo general N 60° E; algunos no son continuos, desapareciendo y dando lugar a la aparición de otros. Es decir, el desplazamiento representado por una de estas estructuras va disminuyendo, mientras que en otras adyacentes, aumenta. Por estas observaciones se pone en evidencia la existencia de zonas de transferencia, las cuales sólo son posibles si los cabalgamientos involucrados se unen a una falla común en profundidad.

- Los pliegues son paralelos a los cabalgamientos, rectilíneos, de escala kilométrica, con longitud de onda entre 5 y 7 km y declive en general hacia el suroeste. Casi todos los anticlinales presentan el flanco sur cortado por cabalgamientos.

- Los cambios de espesor observados dentro de la Formación Carapita permiten arreglos geométricos tipo duplex de segundo y tercer orden en relación a las grandes estructuras. Estos pueden encontrarse en los núcleos de anticlinales o en la zona frontal de rampas anticlinales (S. Mitra, 1986).

- Los volcanes de barro son conocidos en las cercanías de Maturín desde el comienzo de la exploración petrolera. Algunos llegan a la superficie, otros son vistos sólo en secciones sísmicas. Se acomodan en general en la parte superior de estructuras anticlinales y forman un alineamiento general denominado línea de diapiros que llega hasta Trinidad. Existe una variedad de volcanes de barro descritos en Trinidad (G.E. Higgins y J.B. Saunders, 1981). El origen de estos diapiros es en parte tectónico, y están relacionados a la existencia en profundidad de arcillas subcompactadas y a la depositación rápida de una cobertura de sedimentos con permeabilidad inicial baja. Los esfuerzos tectónicos aumentan la presión de fluido de los poros y determinan el inicio del diapirismo. Las formaciones La Pica y Las Piedras presentan abombamientos de gran dimensión, ocasionados por diapiros activos que no llegan a la superficie.

El origen de la subcuenca de Maturín puede ser explicado por sobrecarga de cabalgamientos encima del Escudo de Guayana, lo cual dio como resultado una diferencia en la compensación isostática produciendo el arqueamiento hacia el norte de la superficie de la placa América del Sur. Este fenómeno, conocido en otras cuencas similares como Subducción A, puede dar una explicación a la anomalía de Bouguer negativa más importante de América del Sur.

## **SERRANIA DEL INTERIOR**

La Serranía del Interior está formada por una cuña de sedimentos no metamorfizados de margen pasivo, de edad cretácica a terciaria.

Esta cuña ha sido acortada por compresión en el Mioceno Medio. Una parte del acortamiento se realizó de forma frágil, originando cabalgamientos, fallas rumbo-deslizantes, fallas normales y pequeñas estructuras como grietas de tensión, estilolitas tectónicas y diaclasas. Otra parte del acortamiento dio origen a pliegues isópacos que evidencian un comportamiento plástico de las rocas.

Las estructuras mencionadas son características de la parte baja del nivel estructural medio (M. Mattauer, 1973). En efecto, sólo las capas de lutitas y margas presentan clivaje o esquistosidad, evidenciando el paso hacia el nivel estructural inferior. En la imagen de radar de visión lateral (SLAR, hoja NC-20-6) de un sector de la Serranía del Interior ubicada entre Guanaguana y el Golfo de Cariaco, se observa gran parte de las estructuras anteriormente nombradas (Foto N° 1).

La falla de San Francisco es uno de los rasgos más evidentes; aparece como un trazo continuo hasta el "pull-apart" de Cumanacoa. Ella separa el bloque Caripe al noreste del bloque de Bergantín al suroeste.

Los cabalgamientos más prominentes tienen rumbo N 70°-80° E. Los más importantes de sur a norte son: Las Misiones, Tierra Blanca, el Cantón, Clavellino, Río Grande y La Blascoa. También se pueden apreciar diferentes pliegues N 70°-80° E como los anticlinales de Irital, Río Chiquito, San Francisco, La Elvira, Periquito, Cerro Grande, etc. Finalmente, otro rasgo visible es la falla de Caripe de dirección N 150°.

La cartografía y la denominación de todas las estructuras de la Serranía del Interior se encuentran en los mapas geológicos D-10 y D-11 de Creole Petroleum Corporation del año 1965. Las observaciones en la imagen de radar descrita y estos mapas evidencian que la Serranía del Interior tiene un estilo con pliegues y cabalgamientos. Los pliegues tienen longitudes de onda de 5 a 7 km y son más amplios hacia el sur, mostrando un amortiguamiento frontal de las estructuras. El sentido de vergencia de los pliegues y cabalgamientos es hacia el sureste. Las fallas rumbo-deslizantes más importantes son las de San Francisco y Urica que cortan oblicuamente a pliegues y cabalgamientos. Las fallas normales como la de Caripe, son casi perpendiculares a los mismos.

C. Dahlstrom (1970) ha mostrado que un ambiente geológico específico tiene un conjunto limitado o "familia" de estructuras. La familia de estructuras en frentes de montaña comprende pliegues concéntricos, "decollements", cabalgamientos, fallas rumbo-deslizantes y fallas normales tardías.

### Pliegues concéntricos

En la Serranía del Interior se observa una gran variedad de pliegues. La forma de los mismos, bajo iguales condiciones de esfuerzo y sobrecarga de sedimentos, está principalmente relacionada con las características reológicas de los materiales y la litología y espesor de los estratos.

Las formaciones El Cantil y San Juan constituyen el esqueleto de las estructuras mayores en la Serranía del Interior. Estas estructuras son de escala kilométrica (sinclinal de Buena Vista: 70 km de largo por 5 km de ancho; anticlinal de Cerro Grande: 45 km de largo por 4 km de ancho, Foto N°2) y vienen acompañadas por pliegues menores de origen tectónico y otros pliegues formados por colapsos gravitacionales.

Una forma de determinar los mecanismos de deformación de las estructuras mayores es estudiar los pliegues menores de origen tectónico. A continuación,

GOLFO DE CARIACO

Mariguitar

San Antonio del Golfo

CABALG. DE LA BLASCOA

CABALG. DE RIO GRANDE

CABALG. DE CLAVELLINO

EMBALSE DE CLAVELLINO

F. DE CARIPE

Cumanacoa

BLOQUE DE CARIPE

CABALG. DE EL CANTON

CABALG. DE TIERRA BLANCA

FALLA DE SAN FRANCISCO

A. CERRO GRANDE

A. PERIQUITO

Caripen

A. LA ELVIRA

BLOQUE DE BERGANTIN

CABALG. LAS MISIONES

San Antonio de Maturin

A. SAN FRANCISCO

A. RIO CHIQUITO

A. IRITAL

Guanaguana

FOTO Nº 1



- 557 -

N →

- 558 -

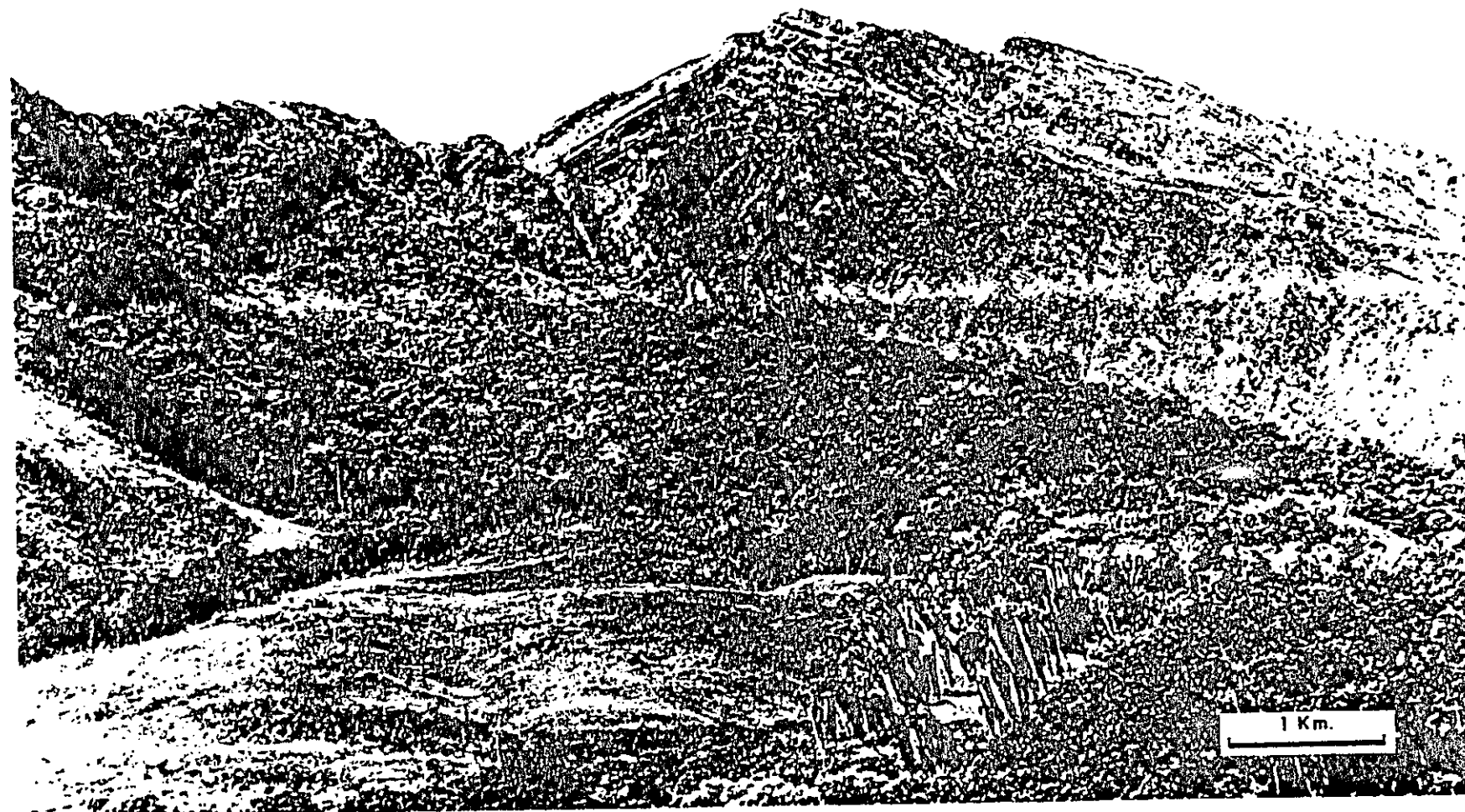


FOTO Nº 2 ANTICLINAL DE CERRO GRANDE

se mostrarán algunos ejemplos que dan una idea de los diferentes modos de resolver el problema de espacio que se crea en el plegamiento de tipo flexural con resbalamiento capa sobre capa, característico de la Serranía del Interior (Fig. 2).

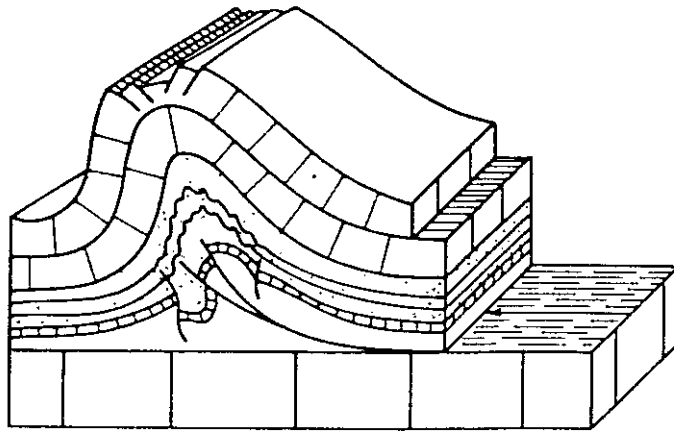
a) En el camino a Las Misiones se observan rocas estratificadas del Grupo Guayuta, del Cretácico Superior. Una asociación de estructuras se formó durante la fase de compresión del Mioceno Medio. En orden cronológico se han formado las siguientes estructuras (Fig. 3).

- Estilolitas paralelas a la estratificación, originadas durante la diagénesis y un conjunto de diaclasas verticales formadas cuando las rocas ya estaban consolidadas (a.1).
- Los esfuerzos compresivos produjeron movimientos diferenciales a lo largo de los planos de diaclasas, formándose pequeñas fallas rumbo-deslizantes, grietas conjugadas en escalera y estilolitas tectónicas perpendiculares al plano de estratificación. El efecto de disolución a lo largo de los planos estilolíticos ha producido la migración de una cantidad importante del material rocoso que ha ido a rellenar los huecos formados durante la deformación como son las grietas de tensión y los planos de movimiento de las fallas rumbo-deslizantes (a.2).
- Al continuar la compresión, los estratos comienzan a plegarse mediante un mecanismo de flexión y resbalamiento. Durante esta etapa, los planos estilolíticos anteriormente perpendiculares a la estratificación presentan rotaciones que acompañan al plegamiento. De esta manera, las estilolitas se ordenan formando un abanico (Foto N° 3).
- Durante el desplazamiento asociado a la formación de un cabalgamiento, se reactivan las estructuras preexistentes. Algunas de ellas sufren estiramientos, por ejemplo las juntas estilolíticas se separan y se rellenan con calcita o cuarzo. En los flancos del pliegue se producen movimientos de cizallamiento que reutilizan las juntas estilolíticas formando pequeños desplazamientos. Estos desplazamientos producen distensión en los estratos y en el núcleo del pliegue se acentúa la compresión produciendo la aparición de estructuras complejas como superficies de despegue y repliegamientos. Nuevas estilolitas se forman durante los estados a.2 y a.3.

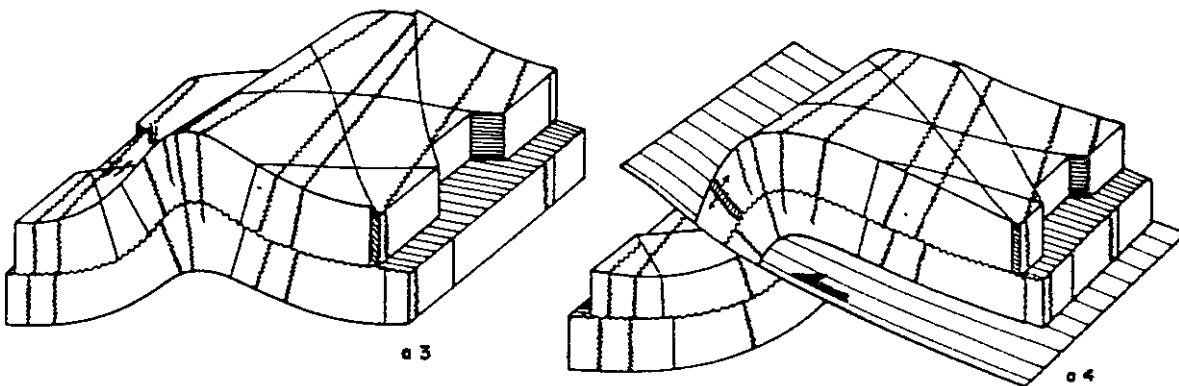
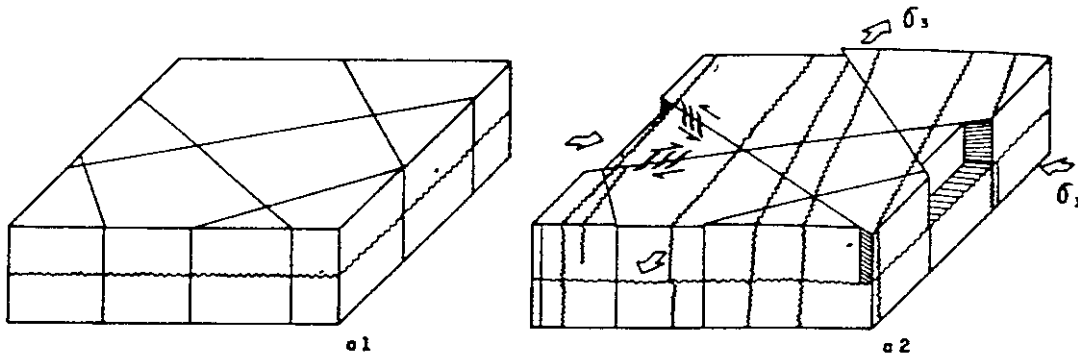
b) En el río Aragua, cerca de Aparicio, se observan pliegues en lutitas del Grupo Guayuta. En la foto N° 4 se observa un anticlinal de rumbo N 70° E y declive 60° al suroeste, que tiene dos planos axiales que se unen en uno solo hacia el tope. Esto muestra la forma en que la materia se acomoda en un espacio que se va reduciendo a medida que se aproxima al núcleo del pliegue. Como consecuencia, hacia la base del anticlinal aparece un plano de despegue.

Otro tipo de pliegue que aparece en la Serranía del Interior se caracteriza por tener flancos verticales que pasan bruscamente a una zona horizontal, adquiriendo una forma en caja anticlinal o sinclinal. Estos pliegues tienen la característica de preservar el espesor de los estratos.

III SIMPOSIO BOLIVARIANO  
**PLEGAMIENTO CONCENTRICO**



- Anticlinal mostrando zona de despegue, resbalamiento capa sobre capa, distensión en los estratos y discordancia en los intrados



- a1) Estilolitos paralelos a la estratificación y diaclasas
- a2) Grietas de tensión, fallas rumbo - deslizantes y estilolitos tectónicas.
- a3) Comienzo de la flexión, resabatamiento capa sobre capa.
- a4) Cobalgamiento que desplaza al bloque superior hacia arriba, reutilizando las estructuras preexistentes.

FIG. 2



FOTO N° 3 DETALLE DE ANTICLINAL EN EL CAMINO A LAS MISIONES

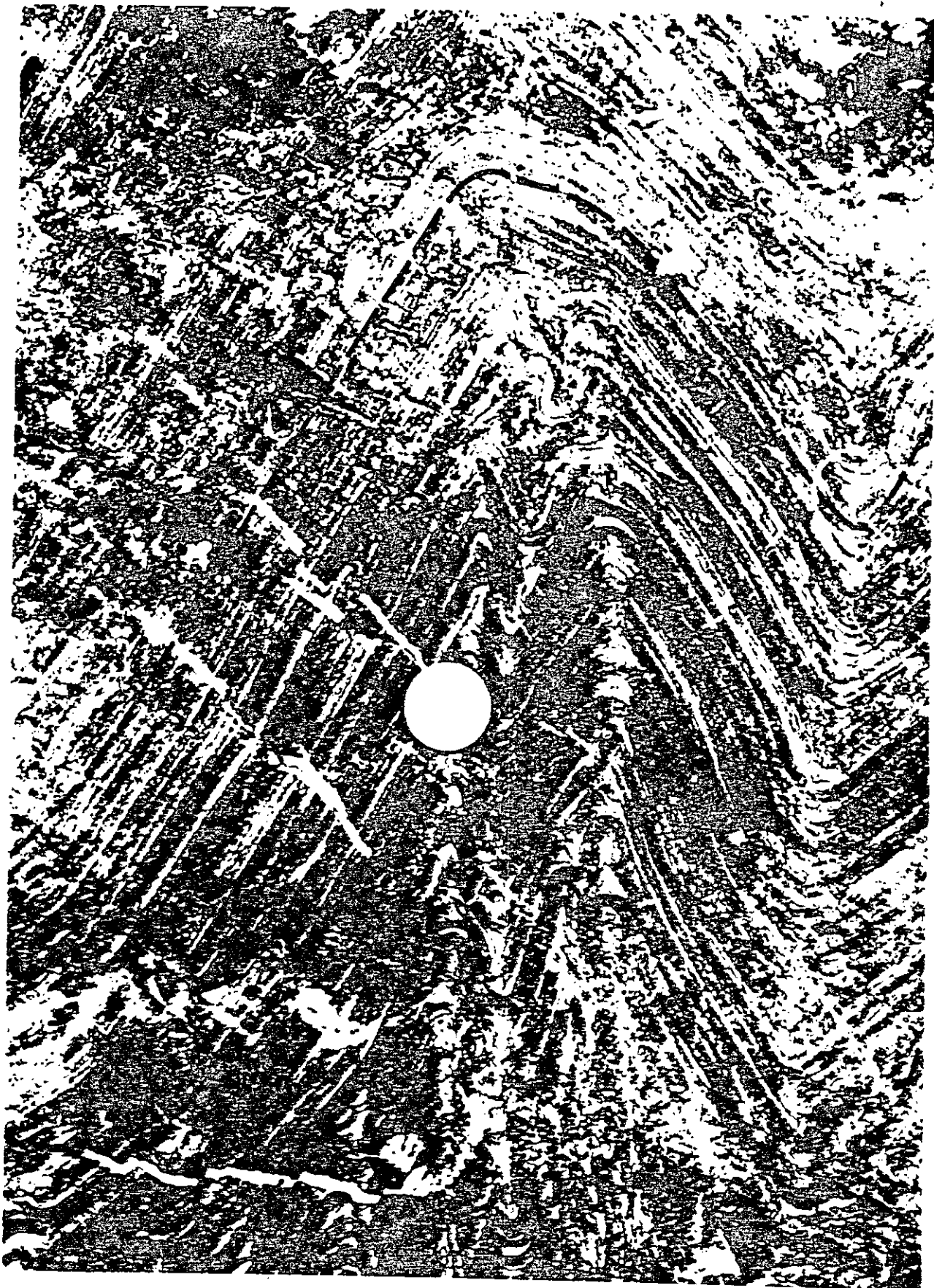


FOTO N°4 ANTICLINAL EN RIO ARAGUA

De los ejemplos mostrados se puede deducir que el estilo de plegamiento varía. Desde el frente de deformación en la subcuenca de Maturín hasta las zonas internas, el plegamiento muestra todos los estados intermedios entre pliegues sencillos con acortamiento poco importante a pliegues con flancos verticales o volcados, desplazados por cabalgamientos. También se observa que la frecuencia de los cabalgamientos se hace mayor hacia el norte.

La mayor parte de los pliegues formados por el mecanismo de flexión y resbalamiento antes mencionado tienen problemas de espacio en profundidad y necesitan de planos de despegue. Por otra parte los cabalgamientos con buzamiento importante en superficie, pasan con estilo en escalera a buzamientos subhorizontales. Esta afirmación está relacionada a observaciones de terreno y también es deducida a partir de las líneas sísmicas. La variedad de pliegues y cabalgamientos y el estilo de deformación en la cobertura indican un reemplazo progresivo de diferentes mecanismos de deformación.

Los pliegues concéntricos y las otras variaciones de plegamiento observadas en la Serranía del Interior presentan posibilidades para el balance. En secciones transversales el balance es una verificación que se hace para asegurar que el volumen total de roca permanece constante a través de la historia geológica de una estructura particular o una cadena entera. En el momento actual se vienen realizando estudios en esta dirección con pliegues individuales tanto en la Serranía del Interior como en la subcuenca de Maturín. Los estudios de secciones balanceadas a escala regional y a escala de la corteza presentan gran interés desde el punto de vista científico y práctico, aunque aún algunos métodos se encuentran en estado de experimentación (métodos magnetotélúricos, Intevp, S.A.). Cuando la sedimentación es contemporánea con los cabalgamientos como es el caso en la subcuenca de Maturín, es necesario utilizar técnicas sofisticadas de balance de área y volumen, así como también restauraciones detalladas.

### Cabalgamientos

Los trabajos de C. Dahlstrom (1969, 1970) sobre las Montañas Rocosas canadienses han tenido una gran influencia en el estudio de otras cadenas de pliegues y cabalgamientos, y como consecuencia ha aumentado la terminología técnica correspondiente. Esta terminología, en la actualidad abundante, no tiene aún una traducción exacta al castellano.

En las reuniones internacionales anteriormente mencionadas, de 1979 y 1984, se discutió el problema de la terminología y existe un gran número de publicaciones (C. Dahlstrom, 1969-1970; K.R. McClay y N.J. Price, 1981; J.G. Dennis *et al.*, 1981; D.E. Elliott, 1976; S.E. Boyer y D.E. Elliott, 1982; A.W. Bally, *et al.*, 1966; y R.W. Butler, 1982-1987) donde se definen los términos y las características geométricas, tanto de las estructuras como de las posibles secuencias de cabalgamientos. También se han suscitado numerosas discusiones sobre los mecanismos que las originan.

La Serranía del Interior es una cadena que presenta ejemplos magníficos de cabalgamientos. A continuación se describen dos de ellos:

En la cantera de Santa María (Foto N° 5), cortando sedimentos de la Formación San Antonio, se encuentran dos cabalgamientos. En la base de la fotografía se observa un cabalgamiento con 20° de buzamiento hacia el norte paralelo a la estratificación del bloque inferior. El cabalgamiento superior presenta ondulaciones. Entre ambos se observa un pliegue anticlinal asimétrico. El bloque limitado por la falla inferior y superior se denomina "horse" y sugiere la existencia de duplex en la Serranía del Interior.

Otro ejemplo espectacular se encuentra a lo largo de la carretera Urica-Mundo Nuevo (Foto N° 6). Allí, rocas de la Formación Naricual muestran alternancias de areniscas y lutitas con algunos niveles de carbón. Estas rocas han sido deformadas por cabalgamientos de dirección N 70° E, buzando 30° hacia el norte. En el plano del cabalgamiento se observan estrías de falla, que muestran movimientos de dirección sureste; y estrías rumbo-deslizantes que ponen en evidencia la relación que existe entre las fallas rumbo-deslizantes y los cabalgamientos. En el bloque superior existe un pliegue muy bien definido por los estratos más competentes. Además, en el afloramiento existen otros cabalgamientos menores en el bloque inferior que no se observan en la fotografía y que tienen trayectoria en escalera, es decir cortan la estratificación a través de una rampa casi perpendicularmente a las capas de areniscas; después continúan horizontales y paralelos a la estratificación en capas más lutíticas, y mucho más al sur, vuelven nuevamente a cortar los estratos. Los estudios sobre la reconstrucción de los cabalgamientos en tres dimensiones de la Serranía del Interior, encierran claves importantes sobre las leyes que rigen la formación de estas estructuras. Estos estudios se encuentran en progreso.

### Fallas rumbo-deslizantes y fallas normales tardías

Dentro del conjunto limitado de estructuras características de frentes de montaña, se observan dos tipos de fallamiento: rumbo-deslizante y normal. La historia tectónica de la Serranía del Interior se encuentra íntimamente relacionada con la actividad de un conjunto de sistemas de fallas rumbo-deslizantes entre las cuales las más importantes son las fallas de El Pilar-Casanay, Urica, San Francisco y Los Bajos (Fig. 1).

Estos rasgos tectónicos tienen una gran importancia desde el punto de vista teórico. Es indispensable tomar en consideración las características geométricas y la dinámica de estos elementos en la elaboración de los modelos de deformación. También presentan mucho interés desde el punto de vista práctico. Las fallas de San Francisco y Los Bajos parecen haber servido de vías de migración y entrampamiento de hidrocarburos (H. Rosales, 1969 y C.C. Wilson, 1968).

La falla de El Pilar ha sido estudiada por H.C. Metz (1964), R.C. Vierbuchen (1978), R.C. Speed (1985) y C. Schubert (1979, 1982). Es vertical y tiene más de 200 km de largo, y dirección E-O. El desplazamiento a lo largo del rumbo es de 20 a 70 km (R.C. Vierbuchen, 1978).

En la región de Cerro de Las Minas, se observa un "push-up" o zona en compresión que muestra una separación de 6 km entre las fallas de El Pilar y la de Casanay, y un recubrimiento de 30 km entre las mismas. Esta zona en compresión

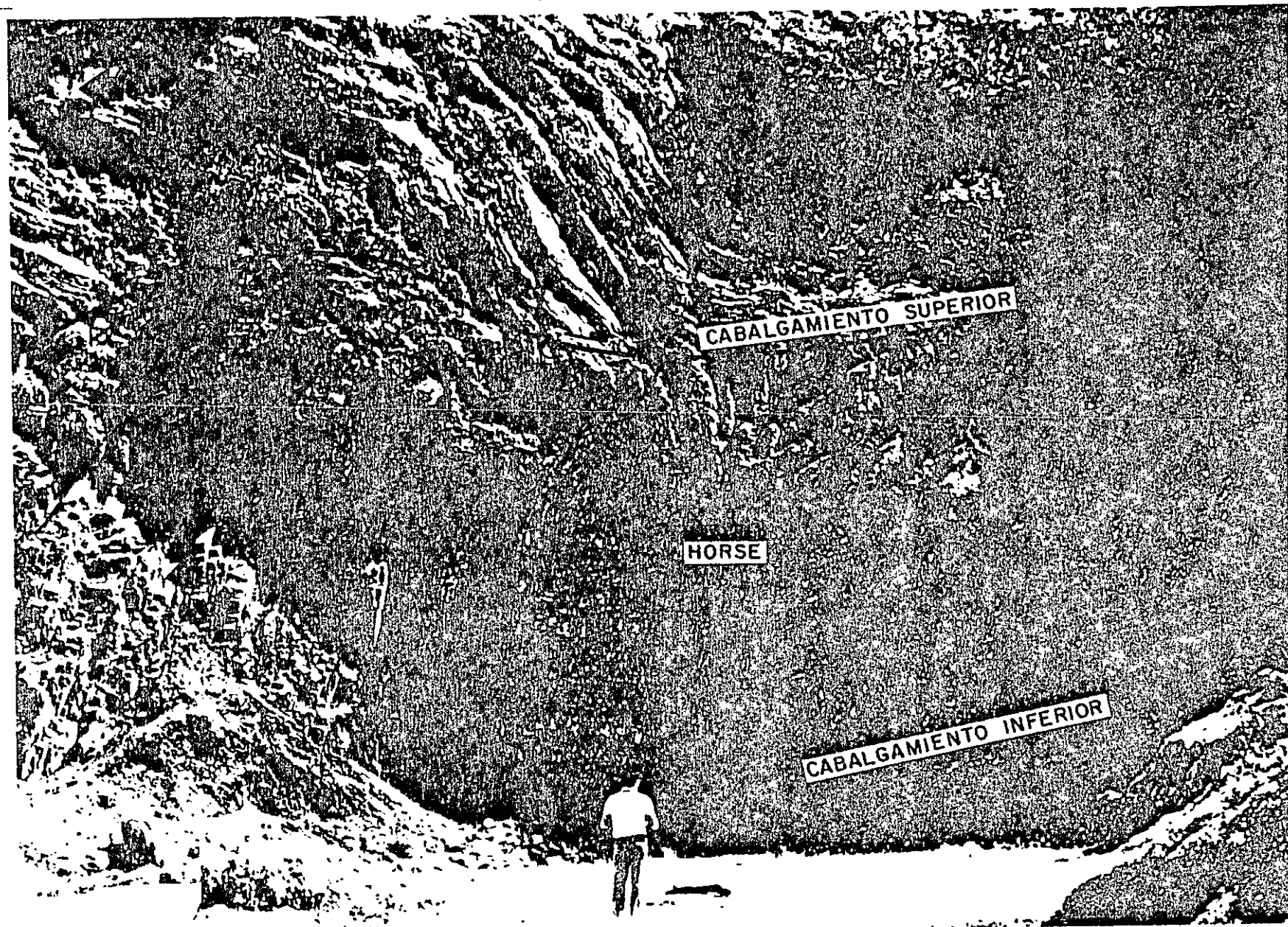


FOTO Nº 5 CANTERA DE SANTA MARIA

- 566 -

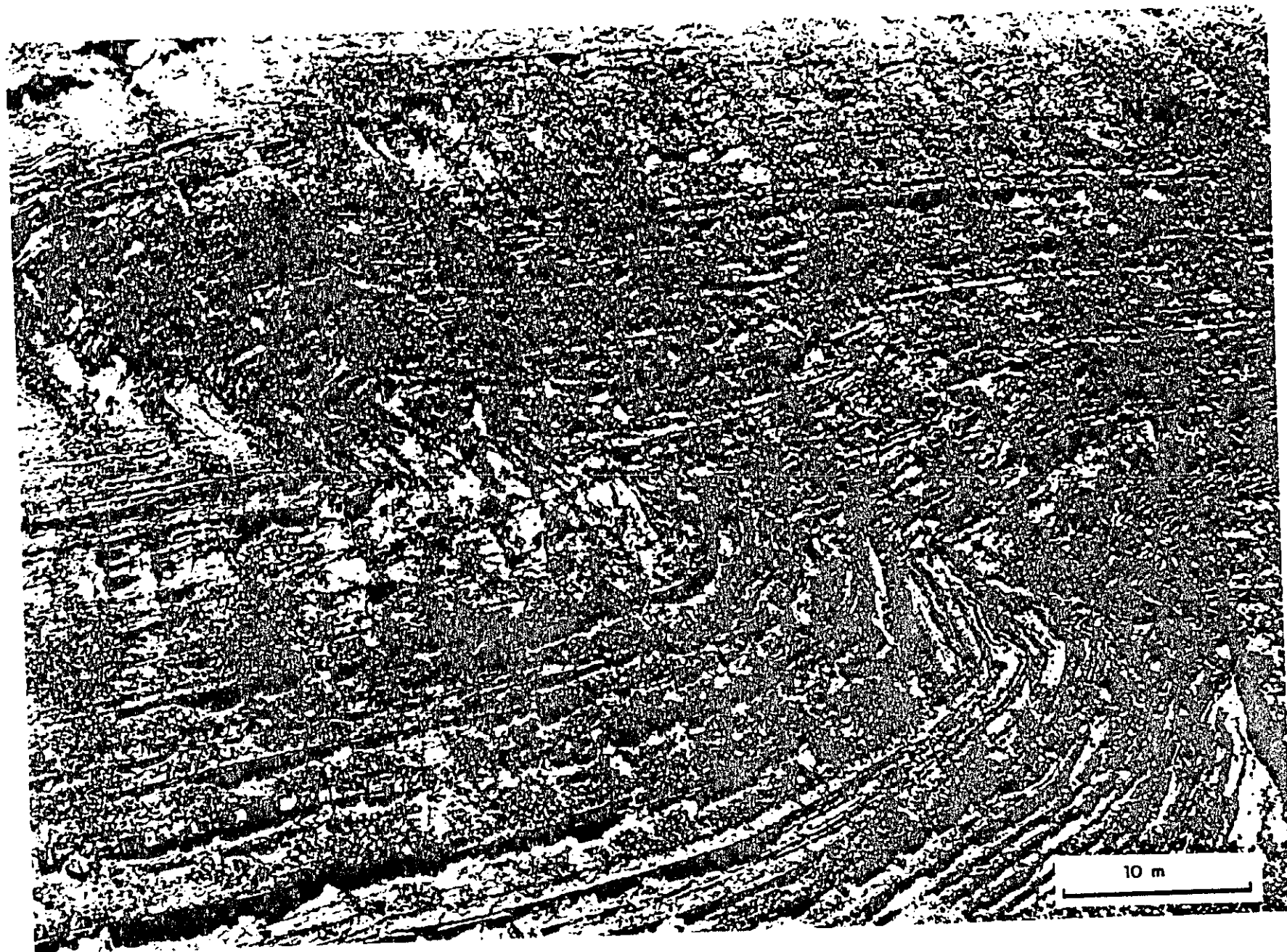


FOTO N° 6 CABALGAMIENTO CARRETERA URICA - MUNDO NUEVO

sión se encuentra a una altura de 640 metros sobre el nivel del mar, en una depresión conocida como graben de Humboldt. Al norte del push-up, se ha descrito un cabalgamiento (Chuparipal) que desplaza sedimentos del Mio-Pleistoceno.

La falla de El Pilar se ha interpretado de varias formas. En algunas publicaciones se considera como una falla transformante que serviría como límite de placas (P. Molnar y R.L. Sykes, 1969; C. Schubert, 1978). Otra interpretación dada por R.C. Speed, 1985, sugiere que la falla corresponde a la sutura entre un arco de islas y la placa de América del Sur. La falla de El Pilar no separa los terrenos metamórficos del norte de las rocas no metamórficas de la Serranía del Interior al sur, ella corta indistintamente ambos terrenos. En este sentido, se cree que el contacto entre estas zonas es definido por un cabalgamiento importante.

Al oeste de la península de Araya, la falla de El Pilar forma el "pull-apart" de Cariaco, estudiado por C. Schubert (1982). Al este de la península de Paria, entre la falla de El Pilar y Casanay, existe una cuenca paralela al rumbo de la falla, que tiene 4.000 m de espesor de sedimentos de edad Oligoceno (?) a Reciente (K.M. Persád, 1977).

Presentando características y significación geodinámica diferentes a la falla de El Pilar, se observan de oeste a este las fallas de Urica, San Francisco y Los Bajos.

La falla de Urica estudiada por E. Rod, 1959, de dirección NO-SE, es vertical con movimiento dextral. La separación de rocas cretácicas a miocenas a ambos lados de la falla evidencian un desplazamiento de 40 km. Esta falla es un rasgo anterior al Cretácico que ha tenido varios momentos de reactivación, especialmente durante la formación de los pliegues y cabalgamientos (Mioceno Medio), lo cual se demuestra por el pliegue cónico de Capaya.

La falla de San Francisco ha sido estudiada por H. Rosales, 1969; su dirección es NO-SE, pasando progresivamente a E-O. Al norte, desaparece en el "pull-apart" de Cumanacoa. Esta falla es vertical en la parte norte y se horizontaliza al sur, cerca del campo Quiriquire donde se une con el cabalgamiento de Pirital. A partir de los estudios de los isópacos de la Formación San Juan, H. Rosales ha calculado un desplazamiento de 25 a 30 km. El mismo autor subraya que el desplazamiento de la falla es contemporáneo con la formación del plegamiento, razón por la cual no existe una correspondencia absoluta entre los pliegues de uno y otro lado de la falla. Estas observaciones son corroboradas en los afloramientos cercanos a la represa de Guamo (Foto N° 1). En efecto, allí existen espejos de falla, que muestran varias generaciones superpuestas de estrías (T. Rossi, 1986). Las primeras son acanaladas grandes y paralelas a los planos de estratificación y las últimas son casi horizontales, mostrando evidencia de movimiento dextral. La falla ha estado activa cuando las capas estaban en posición horizontal, dando origen a estrías paralelas a la estratificación. Luego, durante la formación de los pliegues, continuó su desplazamiento produciendo diferentes generaciones de estrías superpuestas. Finalmente, una vez formados los pliegues, continuó su desplazamiento originando las últimas estrías horizontales. La falla ha servido de límite en el desarrollo del plegamiento. El acortamiento ha actuado independientemente sobre los lados opuestos de la falla.

La falla de Los Bajos ha sido estudiada por C.C. Wilson, 1968, haciendo referencia a datos de superficie, estudios de subsuelo, mapas isópacos y comparación de pliegues a ambos lados de la falla. Se demuestra que la falla ha desplazado sedimentos neógenos a lo largo de 11 km.

Las fallas normales más importantes cortan la Serranía del Interior en forma perpendicular a las estructuras. Entre ellas se encuentran la de Caripe, el sistema de Azagua, y Bohordal, las cuales no han sido estudiadas con suficiente atención. El graben de San Juan está relacionado con la actividad de las mismas, mostrando una distensión tardía posterior a la compresión.

## CORDILLERA CARIBE

La cordillera Caribe corresponde a un elemento alóctono formado por la superposición de varias napas. Estas están formadas por rocas volcánicas ultrabásicas, rocas intrusivas y sedimentarias de edades jurásico-cretácicas. Se encuentran deformadas intensamente, mostrando varias fases de plegamiento superpuestas y al menos dos fases de metamorfismo (A. Bellizia, 1972 y A. Bellizia *et al.*, 1980).

En forma general, las ideas de aloctonía están relacionadas con:

- La existencia de ofiolitas.
- Apilamiento tectónico de varias unidades.
- Cinturones contiguos con metamorfismo diferente.
- Rotaciones importantes de bloques, mostradas por estudios paleomagnéticos.
- Edades de trazas de fisión en zircón que muestran eventos separados en el tiempo para las zonas autóctonas y alóctonas.

Las penínsulas de Araya-Paria y la isla de Margarita corresponden a la parte aflorante de la cadena Caribe en la región oriental. Como en las partes internas de otras cadenas, en esta región los cabalgamientos y napas se han desarrollado en un ambiente que ha producido reacciones metamórficas, donde la propagación y los desplazamientos han resultado en períodos locales y transitorios de movimientos diferenciales, dando como resultado una historia de deformación compleja. Por estas razones se hace difícil atribuir a las estructuras una cronología precisa y correlacionable con otras partes de la cordillera Caribe. Sin embargo, en forma general los eventos más importantes se pueden separar de la siguiente forma:

- a) Una obducción en el Cretácico Temprano de un pedazo de litosfera oceánica sobre rocas de un paleo-margen continental acompañada por metamorfismo AP/BT.
- b) Una etapa de colisión senoniense que produjo la tectónica mayor de la cordillera Caribe. En la isla de Margarita, Y. Chevalier (1987) ha reconocido ocho napas, las más elevadas de Cerro Chico-Pedro González y Matasiete-Guayamure se encuentran superpuestas y truncando las seis inferiores,

constituidas de arriba a abajo por Los Robles, El Piache, El Chorro, El Salado, La Rinconada y Santa Ana. Estas estructuras se habrían formado durante una colisión de arco insular y margen continental presentando dos fases de deformación importantes:

Fase 1: Las rocas presentan foliación  $S_1$  de tipo regional, lineación de estiramiento  $L_1$ , pliegues con ejes curvos que tienden a ponerse paralelos a  $L_1$ , acompañados por metamorfismo AP/BT y BP/BT.

P. Guillet y M. Cannat 1984, al estudiar la cinemática y emplazamiento del Cerro Matasiete reconocen que el macizo de peridotitas se emplazó en su posición actual por un cabalgamiento de sentido NNE-SSO. Las conclusiones provienen de un estudio preferencial de ejes C de cuarzo en las milonitas de la trondhjemita ubicada debajo de las peridotitas. Sin embargo, Y. Chevalier, aunque está de acuerdo con esta conclusión cree que estos resultados son locales y que en la zona comprendida entre Araya y la Isla de Margarita el sentido de vergencia de las estructuras es SO a NE. Estos datos contradictorios muestran la necesidad de realizar estudios en las rocas del dominio interno, para determinar el sentido de vergencia de las estructuras y su relación con la cadena en su totalidad.

Fase 2: Está caracterizada por una esquistosidad  $S_2$  de tipo "strain-slip", y pliegues relacionados a movimientos de fallas rumbo-deslizantes. Esta fase de edad Cretácico Superior está acompañada por metamorfismo retrógrado. La fase 2 repliega las estructuras de la fase anterior produciendo esquemas de superposición de plegamientos con direcciones diferentes.

Fase 3: En el intervalo Eoceno Inferior a Oligoceno, numerosas fallas rumbo-deslizantes cortan las megaestructuras cretácicas. Estos movimientos vienen acompañados de la formación de "pull-aparts" que han dado origen a la cuenca Eoceno Inferior a Medio de Carúpano. La fase compresiva de edad Eoceno Superior de dirección N-S pliega los sedimentos del flysch Eoceno de la cuenca.

A lo largo de esta fase, habría continuado el movimiento de traslación hacia el este y al sur de la placa Caribe.

Durante el Terciario (Mioceno-Plioceno), se produce la colisión oblicua entre los terrenos jurásico-cretácicos de la cordillera Caribe (ya deformados y metamorfizados con anterioridad), con la placa América del Sur y sus terrenos de margen pasiva, dando de esta manera origen a la Serranía del Interior y a la subcuenca de Maturín. En este intervalo, los movimientos compresivos en la zona interna se expresan principalmente por la actividad de fallas rumbo-deslizantes y la reactivación de fallas anteriores que producen inverciones tectónicas y en la zona externa, originan plegamientos y cabalgamientos. Finalmente, la actividad reciente de las fallas rumbo-deslizantes en la zona interna es bien conocida a partir de sismos históricos muy violentos con intensidades MCS iguales o superiores a 10 (1530, 1776, 1853 y 1929). Dos zonas privilegiadas que muestran deformaciones recientes, son los cerros de Caigüire en Cumaná, y el desplazamiento espectacular de la punta norte de la isla Cubagua cortado en forma senestral por la falla de Charagato.

## EVOLUCION TECTONOESTRATIGRAFICA DE LA SERRANIA DEL INTERIOR Y DE LA SUBCUENCA DE MATURIN

### Mesozoico Temprano, tectónica extensional.

#### a) Jurásico.

La fase del "rifting" a lo largo del borde norte del continente suramericano ha sido citada en numerosas publicaciones (H.F. Kleijn, 1977; V.F. Pümpin, 1979).

En las líneas sísmicas al oeste de Maturín, estas estructuras aparecen en forma de semi-grabens de dirección E-O. Las perforaciones no han alcanzado estos sedimentos, razón por la cual se desconoce si estas rocas son de edad Triásica o más antiguas. Tampoco se sabe cuál puede ser la influencia de estas estructuras en la evolución subsecuente, pudiendo producirse reactivación de las fallas e inversión tectónica de la cuenca.

De esta manera, se forma un relieve irregular cortado por fallas normales con estructuras en pilares y fosas. Posteriormente, se produce el levantamiento del cratón y la erosión de gran parte de los sedimentos triásico-jurásicos.

Encima de la placa continental, adelgazada y rebajada por erosión, un sistema de margen pasivo se hace dominante (Fig. 4).

#### b) Cretácico Temprano.

Una sedimentación caracterizada por depósitos de plataforma con clásticos basales (Formación Barranquín) es recubierta hacia el norte por carbonatos de plataforma (formaciones El Cantil y Chimana), poniendo en evidencia una transgresión hacia el sur sobre el Escudo de Guayana.

### Cretácico Tardío, Eoceno Medio.

Un episodio pasivo durante el cual el borde norte del continente de América del Sur proporcionó una plataforma relativamente estable donde hubo una sedimentación ininterrumpida. En ella se reconocen tres secuencias progradantes mayores.

#### a) Cenomaniense-Santonense.

En la parte norte de la cuenca se depositan sedimentos batiales formados por "cherts", radiolaritas y calizas pelágicas (Formación Querecual), que atestiguan el hundimiento del borde continental. Hacia el sur y con cambios de facies, la Formación Querecual pasa a sedimentos de plataforma marina marginal a continental del Grupo Temblador (Formación Tigre).

En este período se produce la fragmentación de la plataforma externa y la subsidencia que marca la transgresión mayor (Turoniense).

#### b) Campaniense-Maestrichtiense.

La sedimentación de ambiente batial se continúa al norte con "cherts", radiolaritas, calizas pelágicas y un aumento progresivo de capas de areniscas (Formación San Antonio). A continuación, se produce la progradación de sur a norte de abanicos clásticos fuera de la plataforma (Formación San Juan). Cuando termina el aporte de clásticos gruesos, se produce la sedimentación de lutitas (Formación Vidoño).

Al sur de la cuenca, la sección está truncada por el Mioceno.

III SIMPOSIO BOLIVARIANO  
ESQUEMA DE EVOLUCION TECTONOESTRATIGRAFICA  
DE LA SERRANIA DEL INTERIOR Y DE  
LA SUBCUENCA DE MATORIN

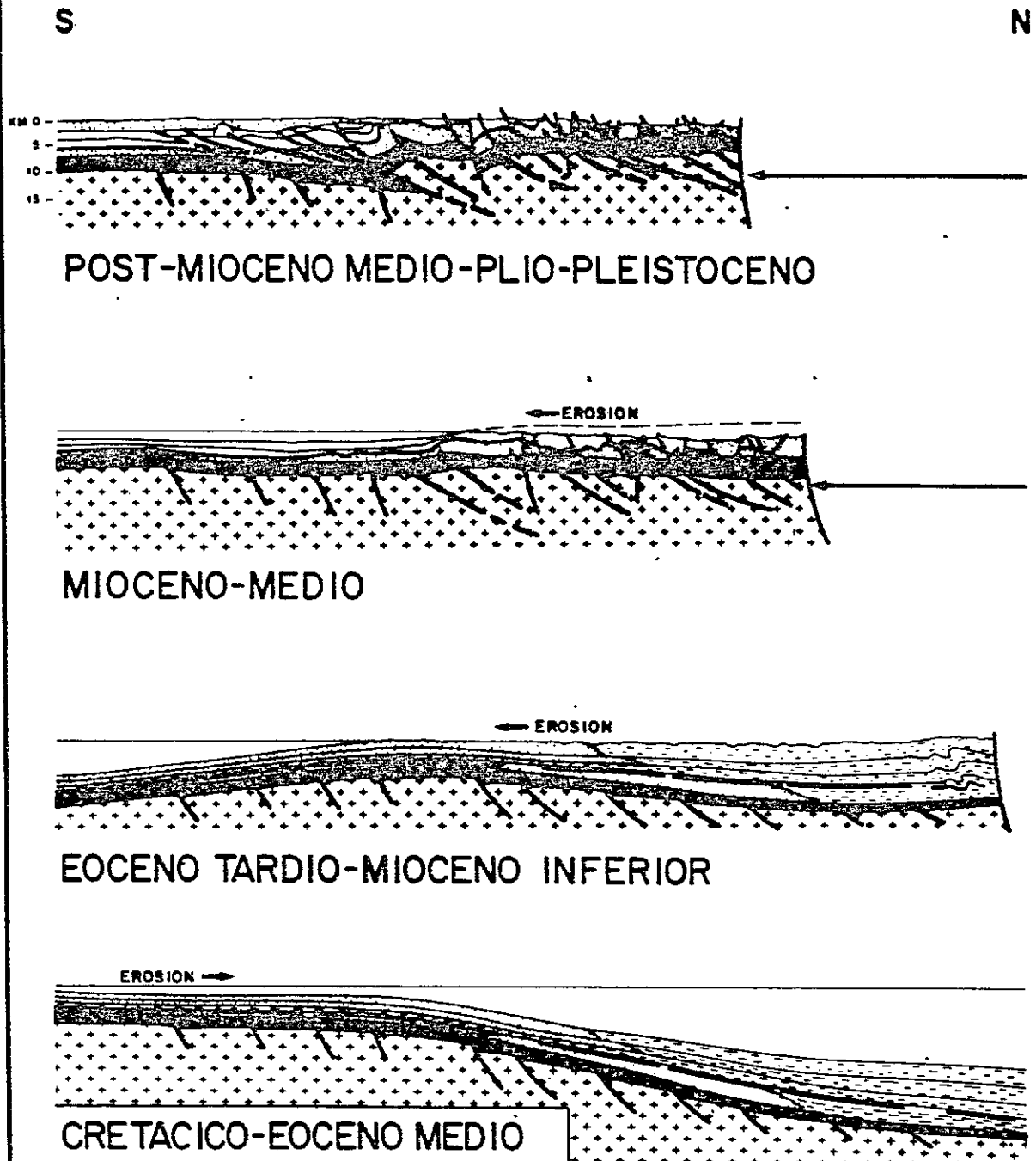


Fig. 3 (VER EXPLICACION EN TEXTO)

c) Paleoceno a Eoceno Medio.

Durante este período, continúa en el norte la sedimentación en ambientes batiales. Los clásticos progradan de sur a norte formando depósitos de talud de plataforma (Fm. Caratas).

Finalmente, el ciclo termina con calizas de plataforma exterior (Miembro Tinajitas), indicando un levantamiento y el comienzo de una etapa nueva de sedimentación, no representada en el flanco sur.

**Eoceno Tardío a Mioceno Temprano.**

El ambiente tectónico pasivo del Terciario Temprano es interrumpido en el Eoceno Tardío por la aproximación entre las placas Sur América y Caribe, produciendo un levantamiento inicial en la región de la Serranía del Interior y una depresión al sur que marca el comienzo de la formación de la subcuenca de Maturín. Se producen los primeros aportes provenientes del norte, mostrando que la Serranía del Interior ha estado sujeta a erosión a partir de esta época. De esta forma la evolución de la subcuenca de Maturín se puede seguir a través de los depósitos terciarios (Fig. 5).

a) Eoceno Tardío.

Este nuevo ciclo comienza con la sedimentación de arenas de plataforma (Formación Los Jabillos) provenientes de la Serranía del Interior. Hacia el sur y en transgresión, se depositan las arenas marinas marginales del Grupo Merecure.

b) Oligoceno.

Este período está caracterizado por el hundimiento pronunciado de la subcuenca de Maturín. Una flexión elástica del basamento hacia el norte y el efecto compresivo de la placa Caribe, dan como resultado cambios de facies intrincados.

Por encima de la Formación Los Jabillos, se depositaron los clásticos marginales de la Formación Naricual. Hacia el centro de la Cuenca, con cambio de facies, pasa a las lutitas batiales de la Formación Areo.

En el flanco sur de la cuenca y sobre una plataforma estable, continua la depositación de las arenas marginales del Grupo Merecure.

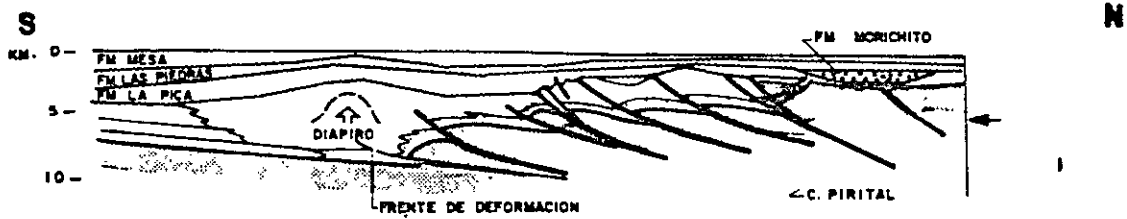
c) Mioceno Inferior.

Comienza la sedimentación de lutitas batiales (Formación Carapita Inferior), las cuales pasan al oeste a facies más someras (Formación Capaya). La presencia de fauna de aguas someras dentro de lutitas batiales muestra actividad tectónica en el borde norte.

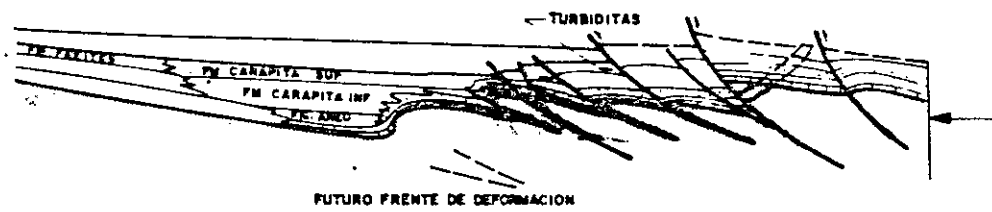
En el borde sur, se depositaron clásticos de plataforma marina interna (Formación Oficina), derivados de sistemas fluviales existentes más al sur.

III BIMPOSIO BOLIVARIANO

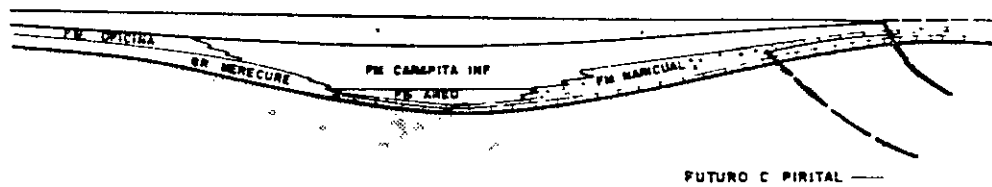
ESQUEMA DE EVOLUCION TECTONOESTRATIGRAFICA DE  
LA SUBCUENCA DE MATORIN



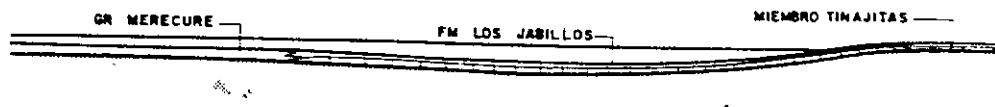
MIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO



MIOCENO MEDIO



EOCENO TARDIO - MIOCENO INFERIOR



EOCENO SUPERIOR

FIG. 4

## Mioceno Medio-Tardío, colisión oblicua.

### a) Mioceno Medio.

La estructuración de la Serranía del Interior viene acompañada por el desplazamiento progresivo del frente de deformación hacia el sur y el desplazamiento del eje de la cuenca en la misma dirección.

Desde el punto de vista estratigráfico en el norte de la cuenca se depositaron lutitas batiales con areniscas turbidíticas de la Formación Carapita Superior. Hacia el sur continúa la sedimentación de plataforma (formaciones Oficina y Freites), produciéndose de esta manera una asimetría marcada en la cuenca (más profunda hacia el norte).

Desde el punto de vista tectónico, el levantamiento gradual con la erosión subsecuente está relacionado a discordancias intraformacionales y cabalgamientos imbricados. Estos cabalgamientos cortan el conjunto de sedimentos hasta la paleosuperficie existente.

En este período se formaron pliegues asimétricos contemporáneos a los cabalgamientos.

Tanto pliegues como cabalgamientos afectan únicamente el flanco norte de la cuenca, pues el flanco sur está marcado por un período de estabilidad dominante.

### b) Mioceno Superior.

Después de la sedimentación de la Formación Carapita Superior se produce durante el Mioceno Superior, el rejuvenecimiento del alto de Pirital. Esto queda evidenciado por el fanglomerado de Morichito con sedimentos provenientes de la Serranía del Interior, los cuales nunca pasaron al sur del alto y por el cambio brusco de facies existente entre las formaciones Carapita y La Pica. Por otra parte, estos movimientos contemporáneos a la sedimentación se traducen en un cambio en el estilo y dirección de los aportes.

El levantamiento de la cuenca y la erosión produce la truncación de parte de la sección de Carapita y pre-Carapita.

Durante este período, el sistema de drenaje del Paleo-Orinoco cambia a su actual dirección SO-NE.

### c) Plio-Pleistoceno.

Finalmente el mar se retira de la cuenca hacia el este. El crecimiento del régimen fluvial Proto-Orinoco contribuye en gran parte al relleno de la cuenca y da como resultado la formación de ambientes progresivamente más continentales (formaciones Las Piedras y Mesa).

Tectónicamente, el frente de deformación activo se desplaza, formando los últimos cabalgamientos que cortan las series sin llegar hasta la superficie. Es en este período que los diapiros de barro encuentran movilidad y producen con su empuje abombamiento de estas últimas series continentales.

El régimen de colisión parece haberse desplazado hacia el este a las áreas de Trinidad e islas de las Antillas Menores.

## DISCUSION Y ESTUDIOS FUTUROS

Los estudios actualmente en progreso en el frente de montaña están dirigidos a la cuantificación de parámetros físicos, que permiten predecir las características geométricas del subsuelo en zonas con poco control geológico. Esto comprende la confección de secciones balanceadas, y el modelaje de la Serranía del Interior y de la subcuenca de Maturín.

### Secciones balanceadas.

A partir de sismica moderna y datos de superficie se elaboran secciones regionales balanceadas y mapas palinspásticos de la cadena y la subcuenca. Esto permite obtener un esquema geológico tridimensional.

### Modelos de propagación

La propagación de los cabalgamientos puede realizarse en la dirección del transporte tectónico ("piggy-back") o contraria a éste ("over-step"), adoptando en cada caso una geometría característica.

En el frente de montaña se evidencia una propagación de tipo "piggy-back". Esto puede ser demostrado por la aparición de cabalgamientos progresivamente más jóvenes hacia el sur. La cronología de las fallas es obtenida a partir de la edad de los sedimentos afectados.

### Modelos de deformación

Un modelo "thin-skinned" estaría soportado por los siguientes argumentos: el cabalgamiento frontal en la región occidental está formado por fallas de ángulo bajo, el zócalo se encuentra muy cerca (arco de El Baúl) y las napas de la Cadena Caribe tienen buzamientos de ángulo bajo presentando klippen y ventanas. En la zona oriental, pueden existir uno o varios niveles de "decollement" más profundos que en la zona central, sobre un basamento poco deformado.

En el modelo "thick-skinned" el basamento se encuentra involucrado y los cabalgamientos pasan a fallas dúctiles en profundidad.

La utilización de uno u otro modelo tiene influencia en el cálculo del acortamiento orogénico. En el modelo "thin-skinned", el acortamiento sería mayor del 30% calculado por T. Rossi (1986).

### Modelos cuantitativos

La organización geométrica de los cabalgamientos sobre el Escudo de Guayana y la subsidencia de la subcuenca de Maturín pueden ser tratados de una manera cuantitativa. Actualmente se encuentran en ensayo dos aproximaciones, mediante la utilización de los modelos de Davis et al. (1983) y Stockmal et al. (1986).

Para establecer un modelo cuantitativo integrado de la Serranía del Interior y la subcuenca de Maturín se requiere la utilización de nuevos métodos como los magnetotelúricos y la sismica profunda.

## BIBLIOGRAFIA

- BALLY A.W., GORDY P.L. and STEWART G.A. (1968): Structure, Seismic Data and Orogenic Evolution of Southern Canadian Rocky Mountains: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Vol. 14 p. 337-381.
- BEAUMONT C. (1981): Foreland Basins. Geophys. J.R. Astr. Soc. Vol. 65, p. 291-239.
- BELLIZZIA A. (1979): Sistema Montañoso del Caribe, Borde Sur de la Placa Caribe. Es una Cordillera Alóctona? VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, p. 247.
- BELLIZIA A, BLANCHET R., BECK C. et STEPHAN J.F. (1980): La Chaîne Caraïbe du Mésozoïque à l' Actuel: Tectogénèse et Modèle d'Évolution Géodynamique Reun. Ann. Sci. Terre 8e Marseille Soc. Geol. Fr. p. 34.
- BOYER E. and ELLIOTT D. (1982): Thrust Systems. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bulletin. Vol. 66 p. 1196-1230.
- BUTLER R.W.H. (1982): The Terminology of Structures in Thrust Belts. Journal of Structural Geology, Vol. 4, No. 3 p. 239-245.
- BUTLER R.W.H. (1987): Thrust Sequences. Journal of the Geological Society of London, Vol. 144, p. 619-634.
- CRANE R.C. (1987): Use of Fault Cut-offs and Bed Travel Distance in Balanced Cross-sections. Journal of Struc. Geol. Vol. 9, No. 2, p. 243-246.
- CHEVALIER Y. (1987): Les Zones Internes de la Chaîne Sud-Caraïbe sur le transect Ile de Margarita - Péninsule d' Araya. Thèse de doctorat Université de Bretagne Occidentale (Inédit).
- DAHLSTROM C.D.A. (1969): Balanced Cross Sections. Canadian Journal of Earth Science. Vol. 6 p. 743-757.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970): Structural Geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Vol. 18 p. 332-406.
- DAVIS D., SUPPE J. and DAHLEN F.A. (1983): Mechanics of Fold and Thrust Belts and Accretionary Wedges. Jour. Geophys. Res., Vol. 88, p. 1153-1172.
- DENNIS J.G. et al (1981): What is a Thrust? What is a Nappe?. In: Thrust and Nappes Tectonics. The Geological Society of London. p. 7-9.
- DEWEY J.F. and J.L. PINDELL (1985): Neogene Block Tectonics of Turkey and Northern South America: Continental Applications of the Finite Difference Method. Tectonics, vol. 4 No. 1, p. 71-83.

- ELLIOTT D. (1976): The Energy Balance and Deformation Mechanisms of Thrust Sheets. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, V.A. 283. p. 289-312.
- GUILLET P. et, CANNAT M. (1984): Cinématique Mise en Place del l'Unité Ultrabásique du Cerro Matasiete, de Margarita, Venezuela. C.R. Acad. Sci. Paris. T. 299, serie II, 3, p. 133-138.
- HIGGINS G.E. and SAUNDERS J.B. (1981): Mud Volcanoes-Their Nature and Origin. Geotermia 4, p. 69-72
- KLEIJN H.F. (1977): West Lake Maracaibo. Preliminary Evaluation of the Tertiary on the Basis of Western Geophysical's Seismic Survey of 1976, EPC. 5741
- MANN P. and BURKE K. (1984): Neotectonics of the Caribbean. Reviews of Geophysics and Space Physics. Vol. 22 No. 4, p. 309-362.
- MANN P., SCHUBERT C., and BURKE K. (1986): Review of Caribbean Neotectonics. Contribution to Caribbean D.N.A.G.
- MATTAUER M. (1973): Les Déformations des Matériaux de l'Ecorce Terrestre. Herman, Editeur des Sciences et des Arts., Paris.
- McCLAY K.R. and PRICE N.J. (1981): Thrust and Nappe Tectonics. Special Publication of the Geological Society of London 9, 539 p.
- METZ H.C. (1964): Geology of the El Pilar Fault Zone, State of Sucre, Venezuela, Tesis doctoral. Universidad 'de Princeton U.S.A. 102 p. No publicada.
- MITRA S. (1986): Duplex Structures and Imbricate Thrust Systems: Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. Vol. 70, No. 9, p. 1087-1112.
- MOLNAR P. and SYKES L.R. (1969): Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. Geol. Soc. of America Bull., Vol. 80 p. 1629-1684.
- PERSAD K.M. (1977): Hydrocarbon Potential of the Trinidad area-1977. En: H.J. Mac. Gillavry and D.J. Beets (eds.): The 8th Caribbean Geological Conference (Willemstad 1977) Geol. Mijnbouw, 57, p. 277-285.
- PUMPIN V.F. (1978): Marco Estructural de Venezuela Nor-occidental. Informe Interno, Maraven, S.A.
- ROD E. (1959): West End of Serranía del Interior, Eastern Venezuela. Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull. Vol. 43, N° 4, 772-789.
- RODRIGUEZ ERASO, G. (1955): Some Geological Problems of Northern Maturin Basin, Eastern Venezuela. Proceedings of Conf. on Latin-American Geology Dept. Geol. Univ. Texas, Austin.

- ROSALES, H. (1969): La Falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela. IV Cong. Geol. Venez. Caracas. Mem. Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp. 5 (IV) p. 2322-2336.
- ROSSI, T. (1986): Contribution a l'Etude Géologique de la Frontière Sud-est de la Plaque Caraïbe, la Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le Transect Cariaco-Maturín. Synthèses paléogéographique et Géodynamique. Universidad de Bretaña Occidental, Francia. Tesis inédita, 340 p.
- SCHUBERT, C. (1979): El Pilar Fault Zone, Northeastern Venezuela: brief review. *Tectonophysics*, Vol. 52 (1-4) p.447-455.
- SCHUBERT, C. (1982): Origin of Cariaco Basin Southern Caribbean Sea. *Marine Geology*, Vol. 47, p. 345-360.
- SPEED, R.C. (1985): Cenozoic Collision of the Lesser Antilles Arc and Continental South America and the Origin of the El Pilar Fault. *Tectonics*, Vol 4, No. 1, p. 41-69.
- STOCKMAL G.S., BEAUMONT C.Y. and BOUTILIER R. (1986): Geodynamic Models of Convergent Margin Tectonics: Transition from Rifted Margin to Overthrust Belt and Consequences for Foreland-Basin Development. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, Vol. 70, No. 2, p. 181-190.
- SYKES L.R., MC. CANN W.R. and KAFKA A.L. (1982): Motion of Caribbean Plate During Last 7 Million Years and Implications for Earlier Cenozoic Movements: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87 No. B 13, p. 10.656-10.676
- VIERBUCHEN, R.C. (1978): The Tectonics of Northeastern Venezuela and Southeastern Caribbean Sea. Tesis doctoral inédita. Univ. de Princeton, 175 p.
- VIERBUCHEN, R.C. (1984): The Geology of the El Pilar Fault Zone and Adjacent Areas in Northeastern Venezuela. *Geological Society of America Memoir* 162. p. 189-212.
- WILSON, C. C. (1968): The Los Bajos Fault, *Trans. 4th Carib Geol. Conf., Port of Spain, Trinidad & Tobago*, p. 87-89.