

Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia

JAIRO MOJICA

Profesor Asociado, Instituto de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias, Apartado 74-95, Bogotá

RICARDO FRANCO

Geólogo, Apartado 36227, Bogotá, Colombia

MOJICA, J. & FRANCO, R. (1990): Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena.- *Geol. Colombiana* 17, pp.41-64, 14 figs., 2 Tablas, Bogotá.

RESUMEN

Se describe y analiza la estructura y evolución geológica del Valle Superior y Medio del Río Magdalena, es decir la depresión geomorfológica que separa las Cordilleras Central y Oriental de Colombia. Se trata de una franja baja, orográficamente continua pero con marcadas diferencias en la estratigrafía y en la tectónica, cuya evolución se remonta a los comienzos del Mesozoico y que ha pasado por diversas etapas deformativas, principalmente de tipo distensivo durante el Mesozoico, y de tipo compresivo durante el Cenozoico.

El límite entre el Valle Superior (VSM) y el Valle Medio (VMM) debe encontrarse en el tramo comprendido entre un poco al norte de Girardot y la ciudad de Honda, y ha de estar marcado por elementos estructurales (e.g. Falla de Cambao-Falla de Ibagué, Línea Guataquí-Piedras) y/o diferencias en el tipo y edad del basamento económico.

El VSM se caracteriza por un estilo estructural compresivo, de cabalgamiento-plegamiento, que afecta por igual ambos costados del mismo, con transporte tectónico opuesto y convergente hacia el centro del valle, y con desplazamientos que pueden alcanzar decenas de kilómetros a lo largo de múltiples superficies de despegue localizadas dentro de las unidades más blandas e incompetentes de la cobertera sedimentaria (e.g., Grupos Villeta y Guaduas). Se forman así abanicos tectónicos imbricados, unas veces con escamación gruesa y nucleados por basamento, otras veces con escamación delgada que no afecta el fundamento precretácico.

En el VMM la tectónica compresiva, con fallamiento inverso y/o de ángulo bajo afecta sólo la mitad oriental, en tanto que hacia el occidente, contra la Cordillera Central, se

tienen fallas normales cuyo juego ha causado adelgazamientos y acuñaientos de las distintas formaciones meso y cenozoicas.

Por lo anterior, y desde el punto de vista de la prospección de hidrocarburos, es claro que en el VSM y en el costado oriental del VMM las trampas son ante todo de tipo estructural, en tanto que en el costado occidental del VMM estas han de ser más de tipo combinado, estratigráfico-estructural.

ABSTRACT

Present work concerns with the structure and evolution of the Upper and Middle Magdalena Valley, a geomorphological depression separating the Colombian Central and Eastern Cordilleras. It constitutes a fringe of an orographically continuous lower land but with conspicuous differences in stratigraphy and tectonics; its evolution goes back to early mesozoics times and is the result of diverse deformative events, mainly of distensional type during the Mesozoic, compressional during the Cenozoic.

The boundary between the Upper (UMV) and the Middle (MMV) Magdalena Valley is to be found in an area, just north of Girardot, and Honda; however, its location depends on the type of arguments used to define it, e.g. presence of major structural elements such as the oblique passing Cambao-Ibagué Fault-System, the narrowing of the valley due to crossing of fold axis along the Guataquí-Piedras line, or the marked differences in the characteristics and ages of the economic basement detected north and southwards of Honda.

The UMV shows a dominant compressive structural style, with combined thrusting and folding, that is present on both sides of the

valley. Tectonic displacements are directed toward the center of the depression and may reach up to tens of kilometers as result of accumulated movement along several detachment surfaces in soft and non competent units in the sedimentary cover, as those known in the Villeta and Guaduas Groups. These processes have generated diverse imbricated tectonic fans, some of which are thick-skinned and basement nucleated, other thin-skinned, thus not affecting the precretaceous fundament.

In the MMV compressive tectonics with reverse and/or low angle faulting is restricted to the eastern portion; on the contrary, to the west and near the Central Cordillera the deformation is mainly caused by normal faulting active in different episodes; therefore thinning and pinch outs of the distinct meso and cenozoic formations are common.

Accordingly and for oil prospecting purposes, it seems evident that in the UMV and in the eastern half of the MMV expected traps have to be more of structural type, thus contrasting with those combined stratigraphic-tectonic ones observed in the western portion of the MMV.

1. INTRODUCCION

Desde el punto de vista geológico, el Valle del Río Magdalena constituye una de las regiones mejor estudiadas del país, tanto por intereses económicos como científicos, en particular porque en él se encuentran importantes yacimientos productores de hidrocarburos (Fig. 1) y numerosos prospectos promisorios de los mismos. Al respecto, vale la pena recordar que la exploración petrolera del Valle Medio del Magdalena (en adelante VMM) se remonta al año 1916, cuando la Tropical Oil Company perforó el pozo Infantas-1 en el territorio de la Concesión De Mares, encontrándose producción comercial en el pozo Infantas-2, en 1918 (Govea & Aguilera, 1986). En el Valle Superior del Magdalena (en adelante VSM) las perforaciones se

iniciaron en los años 20, pero el primer descubrimiento lo realizó la Texas Petroleum Co., apenas en el año de 1951 en el Campo Ortega-Tetuán (Bueno, 1987); las reservas probadas son del orden de 500 millones de barriles.

La producción diaria, mensual y acumulada de petróleo y gas en las cuencas del VMM y VSM, a Noviembre de 1989, se resume en la Tabla 1. A escala nacional la producción de aceite del VMM representa un 20.4 % del total, y la del VSM un 13.7 %.

En las Figs. 2 y 3 se muestran las columnas estratigráficas generalizadas de ambas cuencas, a la vez que se indica en ellas las formaciones productoras de petróleo, que como puede verse, proviene sobre todo de rocas del Terciario en el VMM y de sedimentos cretácicos y terciarios en el VSM. Empero, en ambas cuencas las rocas generadoras de hidrocarburos son esencialmente lutitas bituminosas del Cretácico.

2. VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA

El VSM es una depresión alargada en la dirección NNE-SSW que separa la mitad meridional de las Cordilleras Central y Oriental (Mojica & Dorado, 1987), y se extiende desde Pitalito (en el sur), hasta Honda (en el norte), es decir por una distancia de aproximadamente 400 km y un área alrededor de 20.000 km cuadrados (Van Houten & Travis, 1968). En Honda, el fondo del valle está a unos 140 metros sobre el nivel del mar, en Neiva a 500 y a aproximadamente 1.200 en Pitalito. Si se toma como referencia la altura de 1.000 m.s.n.m., la anchura del valle se incrementa paulatinamente de Sur a Norte, hasta alcanzar un máximo de 65 km en la región entre Ibagué y Girardot.

Desde el punto de vista geológico, el VSM es una estructura bien marcada, delimitada en los bordes por fallas inversas, que ocupa el vértice interno de la bifurcación de las Cordilleras Central y Oriental hasta un poco al Norte de Girardot (Mojica & Dorado, 1987). El espesor de los sedimentos puede llegar en algunos lugares hasta unos 5.000 m. La posición del límite septentrional del VSM ha sido muy controvertido: Porta (1965-1969) lo sitúa en la Barrera de Guataquí-Piedras, donde el Cretácico de la Cordillera Oriental forma un haz de pliegues relativamente apretados que

TABLA 1
Producción diaria mensual y acumulada de petróleo y gas en el VMM y VSM

CUENCA	PETROLEO			GAS	
	Barriles diarios	Barriles mensuales	Acumulado miles de barriles	Mensual miles de barriles	Acumulado millones de barriles
VMM	86,714	2.601,417	1.753,262	4.921,046	2.126,596
VSM	58,537	1.756,099	186,130	655,504	41,607

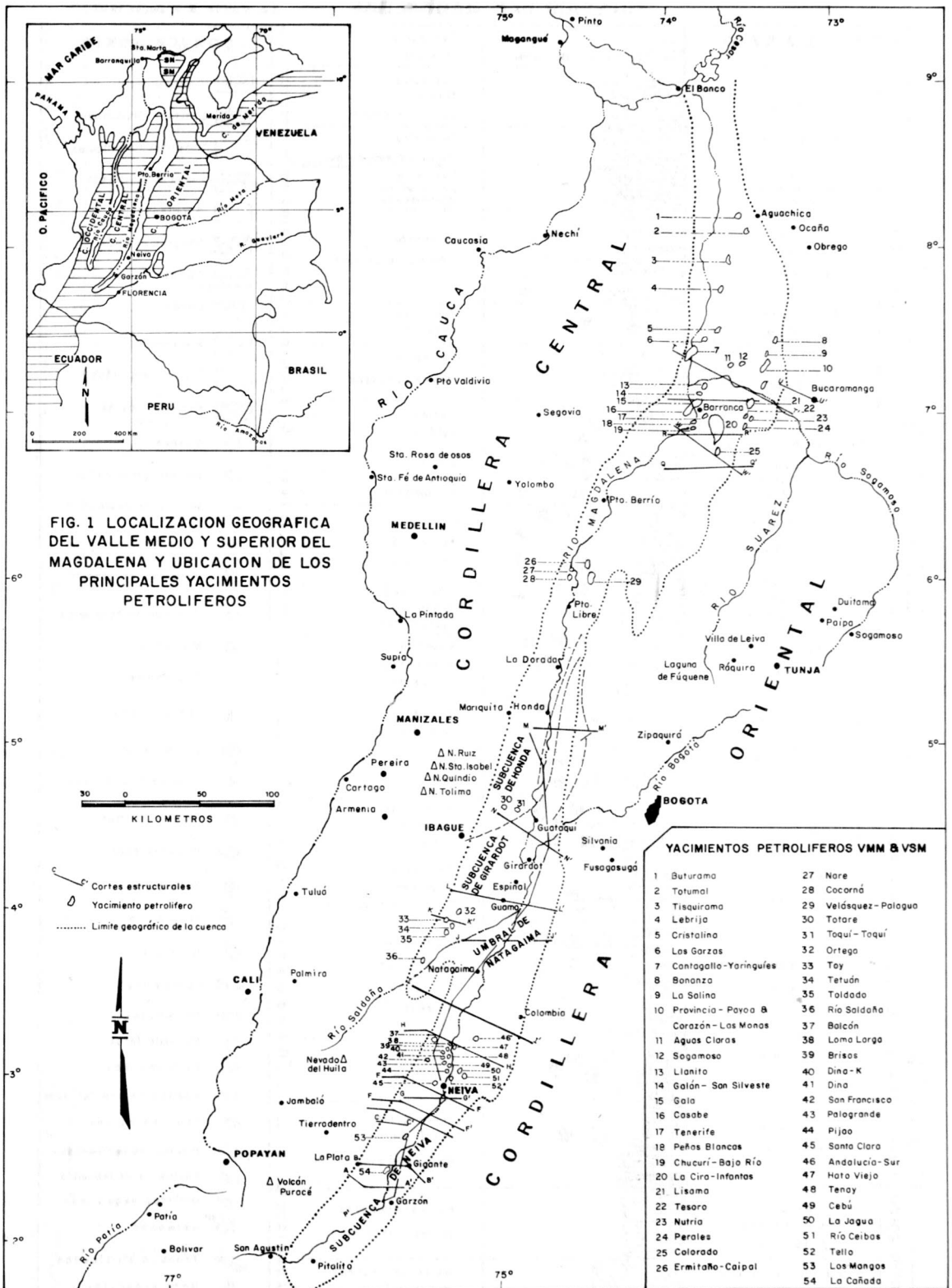


Fig. 2 COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DEL VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA (J. Mojica & K. Beyer 1987)

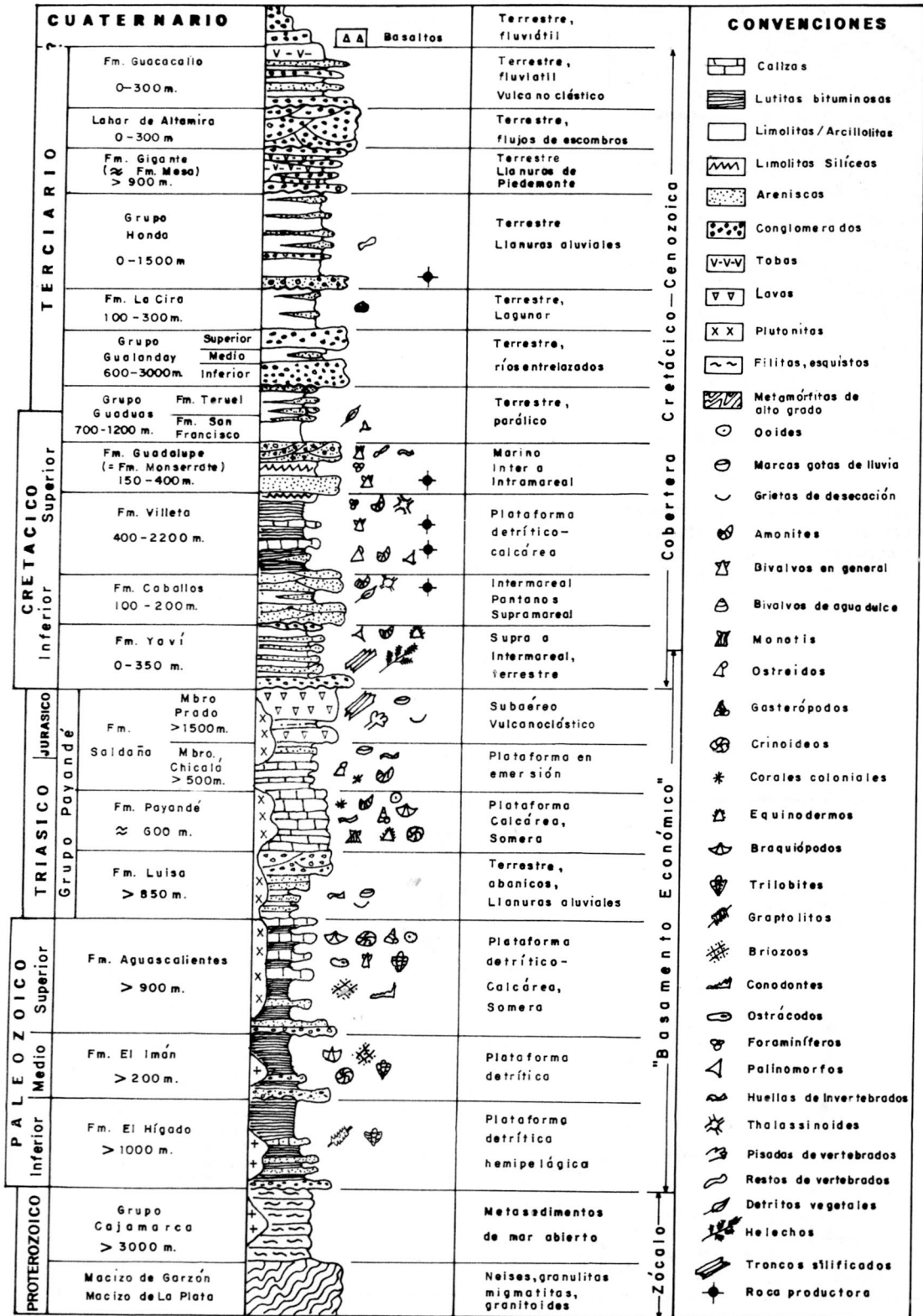
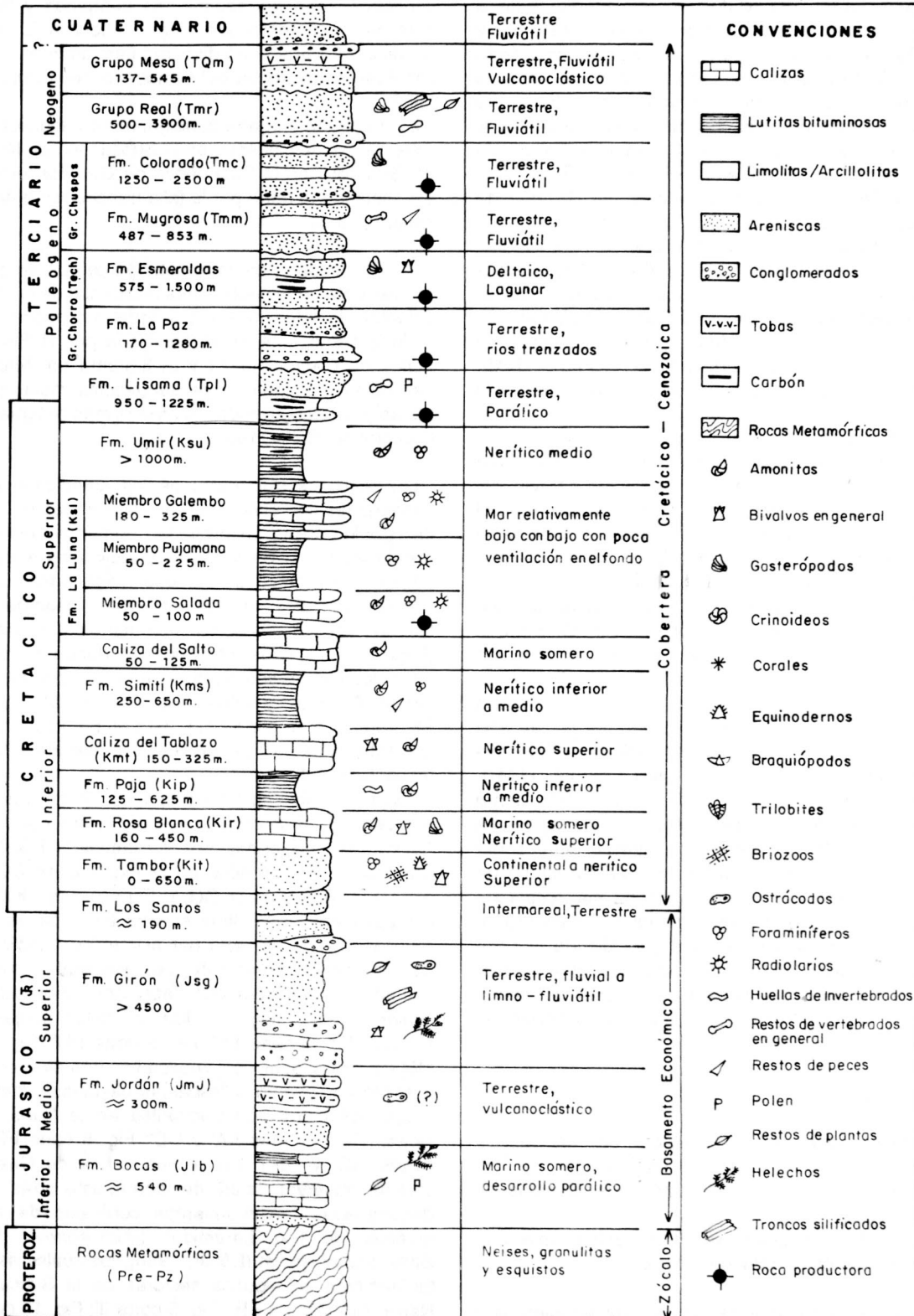


FIG. 3 COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA

(Modificada de Morales, 1958.)



atravesan el valle; Corrigan (1967) coloca el límite VSM-VMM en un quiebre estructural-estratigráfico, la Falla de Cambao o Cambrás (o Falla de Belta según Olson, 1954) en donde dicha fractura se desvía del piedemonte de la Cordillera Oriental y cruza diagonalmente el valle hacia el Abanico de Ibagué y alcanza el borde oriental de la Cordillera Central, donde recibe el nombre de Falla de Ibagué. Así, el Sinclinal de Guaduas, que contiene una espesa secuencia cretácico-terciaria y se encuentra al este de la Falla (o mejor decir, Sistema de Fallas) de Cambao, vendría a ser parte del VSM, en contraposición a la situación observada al occidente del Sistema de Fallas de Cambao, donde los depósitos cenozoicos yacen directamente sobre el "basamento económico" precretácico. Por su parte Mojica & Bayer (1987) consideran que cuando se tiene en cuenta el tipo de basamento económico (rocas intrusivas y vulcanosedimentarias triásico-jurásicas de la Formación Saldaña en el VSM, y capas rojas de la Formación Girón en el VMM), el límite VSM-VMM debería ubicarse a la altura de la Ciudad de Honda.

De todas maneras, es claro que, como se aprecia en las secciones geológicas que acompañan esta nota (Figs. 6 a 13), el paso de la Falla de Ibagué a través del Valle del Magdalena determina un cambio radical en el estilo estructural, ya que es a partir de dicha línea hacia el norte, donde se encuentra el fallamiento normal que caracteriza el costado occidental de VMM.

El VSM ha sido subdividido en dos unidades: la Subcuenca de Neiva, al sur, y la Subcuenca de Girardot, al norte, las cuales están separadas por el umbral o alto del basamento económico de Patá (Butler, 1969) o de Natagaima (Mojica & Bayer, 1987); este último habría iniciado su movimiento de ascenso durante el Terciario Tardío según Bucheli & González (1986), a fines del Eoceno según Méndez & Rubio (1984) o durante el Mioceno según Cristancho & Hernández (1989). En nuestro concepto, y en virtud de que el Grupo Honda reposa en la región del Arco de Natagaima directamente sobre rocas de la Formación Saldaña, la edad (o tiempo de exposición subaérea) del mismo ha de ser ante todo Oligoceno. De otra parte Van Houten & Travis (1968) separan una Subcuenca de Honda, localizada al norte de la Subcuenca de Girardot; empero, se podría aceptar que la Subcuenca de Honda representa el sector transicional entre el Valle Superior y el Valle Medio del Magdalena.

2.1 Estructura

Para tener claro los conceptos de los estilos estructurales de que se hablará en adelante, se han incluido algunos gráficos que aclaran los términos en cuestión (Fig. 4).

En el VSM se pueden observar básicamente dos sistemas de estructuras diferentes (Fig. 5):

1. Una cadena plegada cabalgante de antepaís con vergencia al E (*east-verging foreland fold and thrust*

belt) de edad oligocena media a tardía, que se presenta en el piedemonte oriental de la Cordillera Central (Butler, 1986). Esta edad se basa en la observación de que los contactos entre los sedimentos neógenos y las escamas del basamento que vergen hacia el E, desde la Cordillera Central, son discordantes; además, las fallas cabalgan sobre rocas del Oligoceno Temprano (Butler, 1986).

Esta cadena plegada cabalgante se subdivide en dos sistemas: el de Chusma, en la Subcuenca de Neiva, y el de Girardot, en la Subcuenca de Girardot; este último está limitado al norte por la falla transcurrente dextral de Ibagué (Fig. 5).

2. Una cadena plegada cabalgante con vergencia al W, presente en el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, de edad miocena temprana a pliocena. Esta cadena cabalgante está constituida por el Sistema de Fallas de Garzón-Suaza y el Sistema del Magdalena. Las fallas cabalgan sobre secuencias molásicas neógenas y desplazan todas las rocas más antiguas que el Cuaternario (Butler, 1986).

Los estilos estructurales de las antedichas cadenas cabalgantes son similares: Las trayectorias de las fallas de cabalgamiento se propagan comúnmente en forma escalonada, con peldaños muy inclinados a través del basamento precretácico y, que luego pasan a planos casi horizontales en los intervalos incompetentes o blandos de la sucesión stratigráfica suprayacente (Figs. 7 a 11). Los intervalos en donde se producen tales despegues son generalmente las unidades de los Grupos Guaduas y Villeta (Fig. 7 corte CC'; Fig. 8, corte EE' y FF'; Fig. 9, corte HH'), pero en particular hacia sus contactos con las Formaciones Monserrate y Caballos, respectivamente.

Los cabalgamientos se propagan de tal manera que producen "anticlinales en rampa" (*ramp anticlines*) o "anticlinales nucleados por basamento" (ESRI, 1986), como se puede apreciar en la Fig. 7 corte CC', Fig. 8 corte FF', Fig. 9 corte GG' y Fig. 10 corte KK'. Cada cabalgamiento, que tiene su raíz en el basamento, es responsable por un solo par asimétrico anticlinal-sinclinal frontal; comúnmente, el sinclinal frontal está bastante modificado por "abanicos imbricados", los cuales pueden llegar a formar "fallas ciegas" (*blind thrusts*) (Fig. 8 corte FF'; Fig. 9 corte HH'; Fig. 11 corte MM'). Estos abanicos imbricados frontales conforman fajas de corrimiento o "escamas delgadas" (*thin-skinned thrust belts*) que son frecuentes en la Subcuenca de Neiva (Fig. 7 cortes AA' y CC'; Fig. 8 corte FF'; Fig. 9 cortes GG' y HH'). En la Subcuenca de Girardot, es común observar fajas de corrimiento más gruesas denominadas "levantamientos corticales de escamas gruesas de tipo Larámido" (*thick-skinned Laramide Style crustal uplifts*) (Butler, 1986), los cuales se presentan también en algunos sectores de la Subcuenca de Neiva (Fig. 7 corte BB'; Fig. 9 corte II'; Fig. 10 cortes KK' y LL').

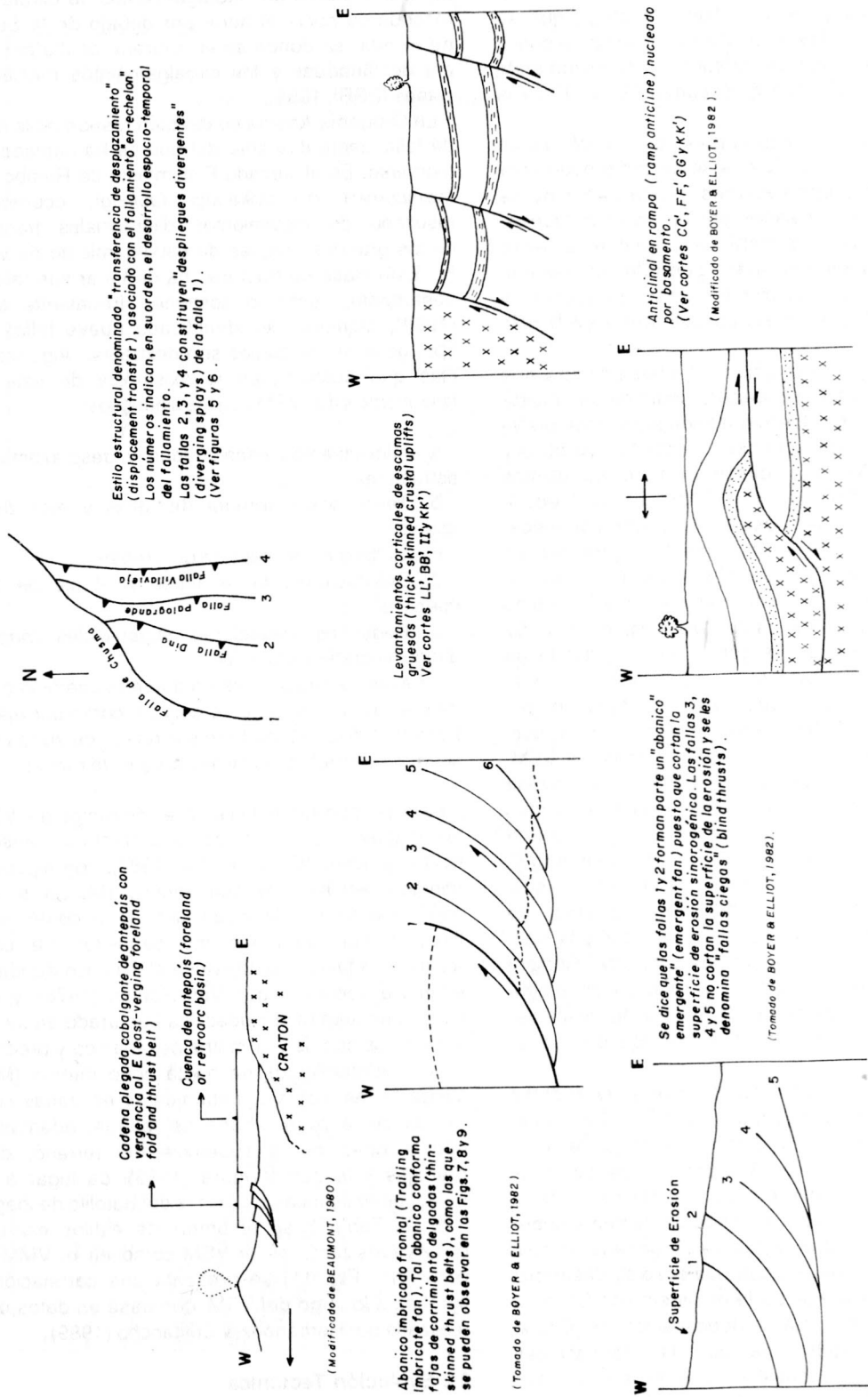


FIG. 4- Definición gráfica de algunos conceptos Estructurales utilizados en este trabajo

Otro tipo de estructura importante, ligada a las grandes fallas de cabalgamiento es el denominado "fallamiento de retrocabalgamiento" (*back thrusting*), que se produce después del desarrollo del cabalgamiento principal; ejemplos de este tipo de fracturas se muestran en la Fig. 7 (corte AA' y BB'), la Fig. 8 (cortes DD' y EE'), y la Fig. 9 (corte II').

Todos los grandes anticlinales del VSM están nucleados por basamento, lo que se ha comprobado por trabajo de campo y perforaciones. Hasta ahora no se sabe de anticlinales nucleados por un sistema "duplex" que involucre secuencias cretácicas, aunque tal estilo estructural no se debe descartar y podría estar presente en algunos de los anticlinales más pequeños y restringidos detectados en el subsuelo del VSM (ESRI, 1986).

Las estructuras que se originan en el basamento y que tienen su expresión en la cobertera sedimentaria mesozoica, siguen dos direcciones longitudinales preferenciales (NE-SE y NS), conocidas desde tiempo atrás y una transversal (NW-SE), descubierta en los últimos años (v. Gómez, 1990; Ujueta, 1990). Estas direcciones pueden reflejar orientaciones y anisotropías mecánicas preexistentes en el basamento precretácico (Butler, 1983; Mojica & Dorado, 1987), las cuales controlarían otro estilo estructural importante en el VSM, como es el fallamiento y plegamiento "en-echelon" (Fig. 5); este estilo de estructuras es común en la mayoría de cadenas plegadas cabalgantes y es llamado "transferencia de desplazamiento" (*displacement transfer*) por Dahlstrom (1970, en ESRI, 1986), estilo estructural que, ciertamente, se observa en ambos márgenes del VSM. Este patrón de cabalgamiento *en-echelon* se habría formado como resultado de esfuerzos E-W que habrían actuado sobre un basamento cuya estructura tenía una dirección preferencial NE-SW. Según Kroonenberg & Diederix (1982), tales esfuerzos podrían haber sido consecuencia de procesos subductivos; empero, de acuerdo con Mojica & Dorado (1987), se trataría de fracturas originadas por efectos tafrogénicos (de "rifting") ocurridos durante el Mesozoico, y reactivados luego, como fallas inversas, de cabalgamiento o de desplazamiento horizontal, en diferentes momentos del Cenozoico.

El Sistema de Fallas de Chusma puede extenderse hacia el norte más de lo que muestra la Fig. 5 y puede, entonces, yacer por debajo del Sistema del Magdalena.

El Sistema de Fallas de Girardot parece ser más antiguo que el de Chusma, puesto que las rocas de la Fm. Gualanday Inferior reposan discordantemente sobre sedimentos plegados poco antes del Oligoceno, lo cual indica que el Sistema de Girardot comenzó su desarrollo en el Eoceno Tardío; por su parte el Sistema de Chusma parece ser bien posterior a la depositación del Grupo Gualanday (ESRI, 1986), ya que las formaciones terciarias afectadas no muestran que el mismo haya actuado como borde de cuenca, es decir que en sus proximidades se produzcan adelgazamientos importantes, acuñaientos, o desarrollo persistente de

conglomerados brechosos (= fanglomerados). Por otra parte el Sistema de Cabalgamientos de Girardot podría extenderse hacia el norte por debajo de la Subcuenca de Honda, en donde se encontraría oculto por el Sinclinal de Guaduas y los cabalgamientos miocenos asociados (ESRI, 1986).

La Orogenia Andina es también responsable de un tipo de fallamiento diferente del que se ha hablado hasta el momento. Es el llamado Fallamiento de Rumbo (*wrench, transcurrent or strike-slip faulting*), ocurrido como resultado de movimientos diferenciales transversales de los grandes bloques de cabalgamiento de vergencia E. Esta clase de fracturas ha de tener sus raíces en el basamento, como lo sostiene Benavente & Burrus (1988), quienes han identificado nueve fallas de este tipo, ocho de las cuales son dextrales. Algunas evidencias que sustentarían la existencia de este tipo de fallamiento en el VSM son las siguientes:

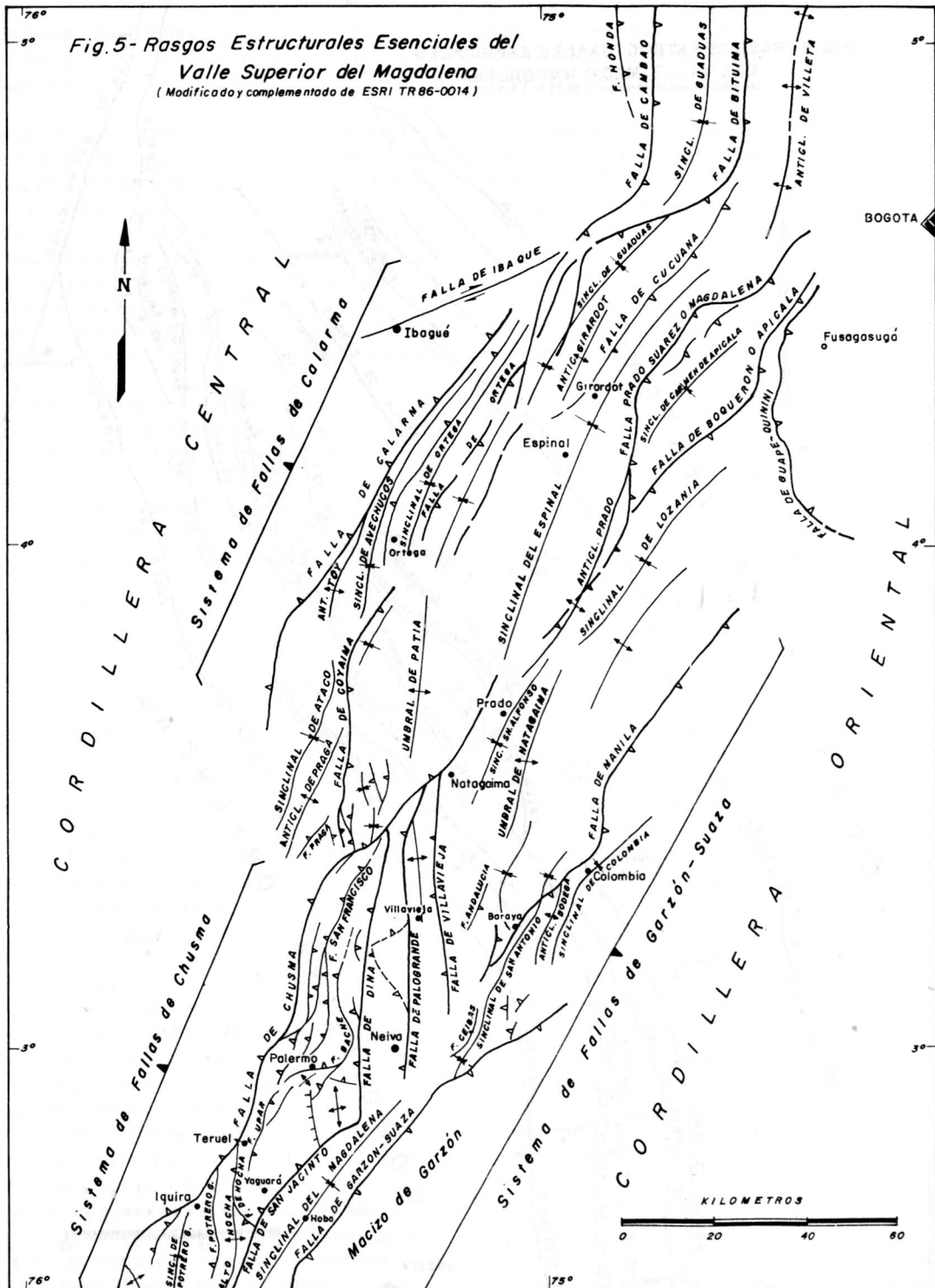
- a. Afloramientos escalonados y desplazamientos de estructuras.
- b. Terminación abrupta de fallas y ejes de plegamiento.
- c. Cambios en la dirección del drenaje.
- d. Desviaciones en el límite y el eje de las subcuencas.
- e. Pequeñas elevaciones superficiales (*ridges*) con dirección preferencial E-W.
- f. Fallas de cabalgamiento que en superficie o en vista de planta, convergen o se curvan (como por ejemplo, la Falla de Chusma), podrían ser reflejo de zonas de intersección con profundas fallas oblicuas de rumbo.

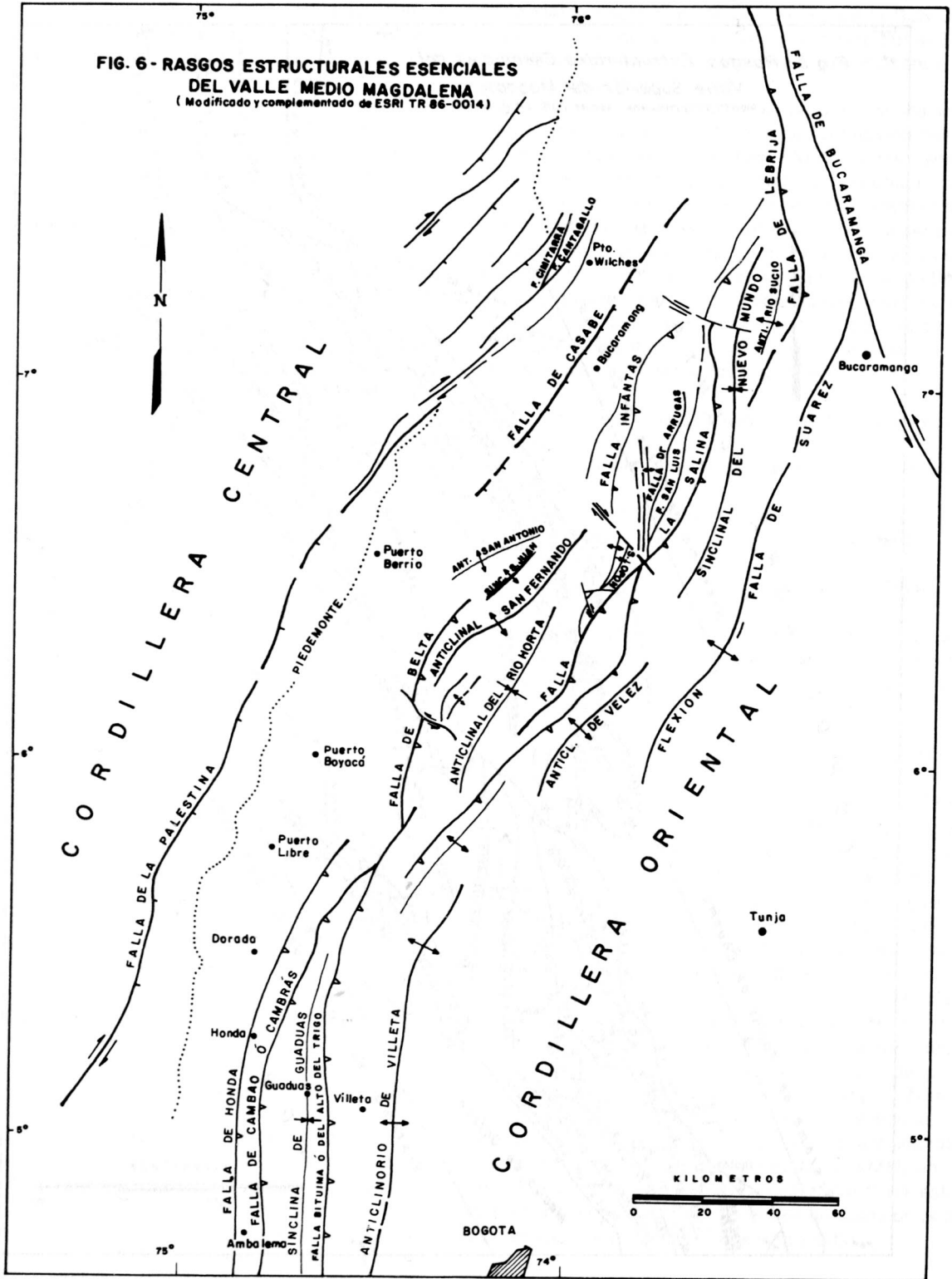
La más importante de las fallas de rumbo del VSM es la de Ibagué. Se trata de una fractura transcurrente dextral y activa (Diederix *et al.* 1987), con algunos movimientos recientes de tipo inverso (Murcia & Vergara, 1987), y a lo largo de la cual se tiene un cordón de lomos lineares que deforman los depósitos de cobertera aluvial. La falla, que atraviesa el Abanico de Ibagué -de edad pleistocena según Van Houten (1976), y sobre el cual se encuentra la ciudad- ha fracturado en su línea de acción, los cantos y la matriz del abanico y producido en éste, levantamientos de hasta ocho metros (Murcia & Vergara), así como agrietamientos en varias construcciones de la zona urbana de Ibagué; además, causa ondulaciones de la superficie del terreno, desplaza drenajes y, según Vergara (1989), da lugar a facetas triangulares en rocas cristalinas del Batolito de Ibagué.

En la Tabla 2 se resumen los estilos estructurales observados tanto en el VSM como en el VMM; en el corte PP' (Fig. 11) se presenta una correlación estratigráfica a lo largo del VSM, con base en datos de pozo, realizada por Hernández & Crisancho (1989).

2.2 Evolución Tectónica

El análisis de la información conocida por nosotros, sugiere que el VSM es producto de diversos eventos





tectónicos acaecidos entre finales del Paleozoico y el Reciente, y que constituyen fundamentalmente dos ciclos:

A. Tectónica Distensiva: Paleozoico Tardío o Mesozoico Temprano y Terciario Temprano, y que incluiría los siguientes eventos tafrogénicos:

- Formación de un graben o "rift" supracontinental en el ancestral VSM (Macía *et al.* 1985; Mojica & Herrera, 1986) a finales del Paleozoico o a comienzos del Triásico (Villaruel & Mojica, 1987).

- Subsistencia intermitente del graben (por fallamiento normal y tectónica de bloques) y relleno del mismo con materiales ante todo continentales, durante el Triásico y el Jurásico Inferior a Medio?

- Período de no depositación y/o erosión entre el Jurásico Medio a Superior y buena parte del Cretácico Inferior.

- Reactivación de la tafrogénesis e iniciación del avance marino durante el Aptiano, que condujo luego a la acumulación de las Formaciones Yaví-Caballos y del Grupo Villeta.

- Regresión o retiro paulatino del mar a fines del Cretácico, con la depositación de la Formación Guadalupe (= Monserrate) y del Grupo Guaduas (= Guaduala).

Algunos hechos que sustentan la idea de la tafrogénesis son los siguientes:

- Desarrollo más o menos sincrónico de plutonismo granodiorítico (Mojica, 1984) y vulcanismo predominantemente ácido durante el Jurásico Inferior a Medio (Mojica & Dorado, 1987; Kroonenberg & Diederix, 1982) como posible consecuencia de la profundización paulatina de las fallas normales y/o adelgazamiento de la corteza continental en la franja interesada por el graben. La iniciación de los eventos volcánicos está registrada en los niveles de piroclastitas de lapilli, cenizas y polvo volcánico intercalados en el Miembro Chicalá de la Formación Saldaña, de ambiente marino muy somero, hasta subaéreo, con fósiles del Triásico Terminal (Mojica & Llinás, 1984).

- La presencia de grietas sinsedimentarias de la Formación Luisa, que podrían estar relacionadas con fuerzas de distensión actuantes en dirección NW-SE, perpendiculares a la dirección preferencial NE-SW determinada de las grietas (Mojica & Herrera, 1980).

- La aparición de conglomerados brechosos en el tope de la subaérea Formación Luisa, que han de reflejar bruscos hundimientos en los sectores de acumulación y/o elevaciones relativas de las regiones de aporte; así se explicaría que sobre dichos conglomerados aparezcan, sin fases de transición, sedimentos marinos de la Formación Payandé (Mojica & Herrera, 1986).

- El regreso rápido a condiciones subaéreas y de colmatación de la cuenca por efecto de la extrusión de grandes cantidades de material volcánico, entre fines del Triásico y mediados del Jurásico (Formación

Saldaña), lo cual es propio del desarrollo final de las regiones de "rift".

- La ocurrencia de olistostromas calcáreo-limosos en el límite entre las Formaciones Payandé y Saldaña, que refleja el inicio de procesos tectónicos que precedieron el vulcanismo que dió lugar a las potentes acumulaciones de la Formación Saldaña (Mojica & Llinás, 1984).

B. Tectónica Compresiva: Entre el Terciario Temprano y el tiempo presente, comprende los distintos eventos (o fases) que determinan la estructura y morfología actual del VSM y las cordilleras adyacentes, así:

- A comienzos del Terciario, es decir, durante el Paleoceno-Eoceno, comienzan levantamientos rápidos en sectores de la Cordillera Central, y emersiones lentas y locales en la Cordillera Oriental, a través de fallas inversas cuyos planos principales pudieron ser heredados de la etapa de distensión anterior (Mojica & Bayer, 1987); como consecuencia, el mar debió retirarse hacia el NE y SE a partir de un punto de divergencia coincidente más o menos con el lugar de la actual bifurcación de las Cordilleras Central y Oriental, dando paso así a la acumulación, a veces acelerada, de sedimentos continentales molásicos con aportes preferenciales de la Cordillera Central (Mojica & Bayer, 1987). Butler (1983) se refiere a estos depósitos como "*molasa sinorogénica*" (Grupo Gualanday) y "*sedimentos molásicos no-marinos de la sucesión neógena*" (Formación Barzalosa - o La Cira -, Grupo Honda y Formación La Mesa).

- A finales del Terciario Medio y durante el Terciario Tardío, el levantamiento de las cordilleras alcanzó su máxima intensidad, generando el Sistema de Fallas de Chusma-Girardot en primer lugar, y luego el Sistema de Garzón, lo cual ocasiona cabalgamientos acentuados que exponen el zócalo (Grupo Cajamarca, Macizo de Garzón, Macizo de La Plata) y el Paleozoico (Formaciones El Hígado, El Imán y Aguas Calientes) en los bordes de las cordilleras, quedando concentrados el Mesozoico y el Cenozoico hacia el centro de la depresión (Mojica & Bayer, 1987; Butler & Schamel, 1987).

- Vulcanismo calcoalcalino que se inicia desde el Mioceno (Van Houten & Travis, 1968; Kroonenberg & Diederix, 1982). La principal fase de plegamiento se llevó a cabo a finales del Plioceno, cuando la Cordillera Oriental estaba levantada, pero menos que a la altura actual (Kroonenberg & Diederix, 1982).

Algunos criterios que podrían sustentar la tectónica compresiva serían los siguientes:

- Formación del sistema cabalgante de Chusma-Girardot y de Garzón-Suaza.

- A nivel regional, los estilolitos horizontales conocidos en las rocas cretácicas de la Cordillera Oriental, y que según Mojica (1985) fueron generados por fuerzas compresivas con dirección preferencial NW-SE, durante eventos deformativos tempranos de la Orogenia Andina, o sea, aquellos acaecidos durante el Eoceno Medio a

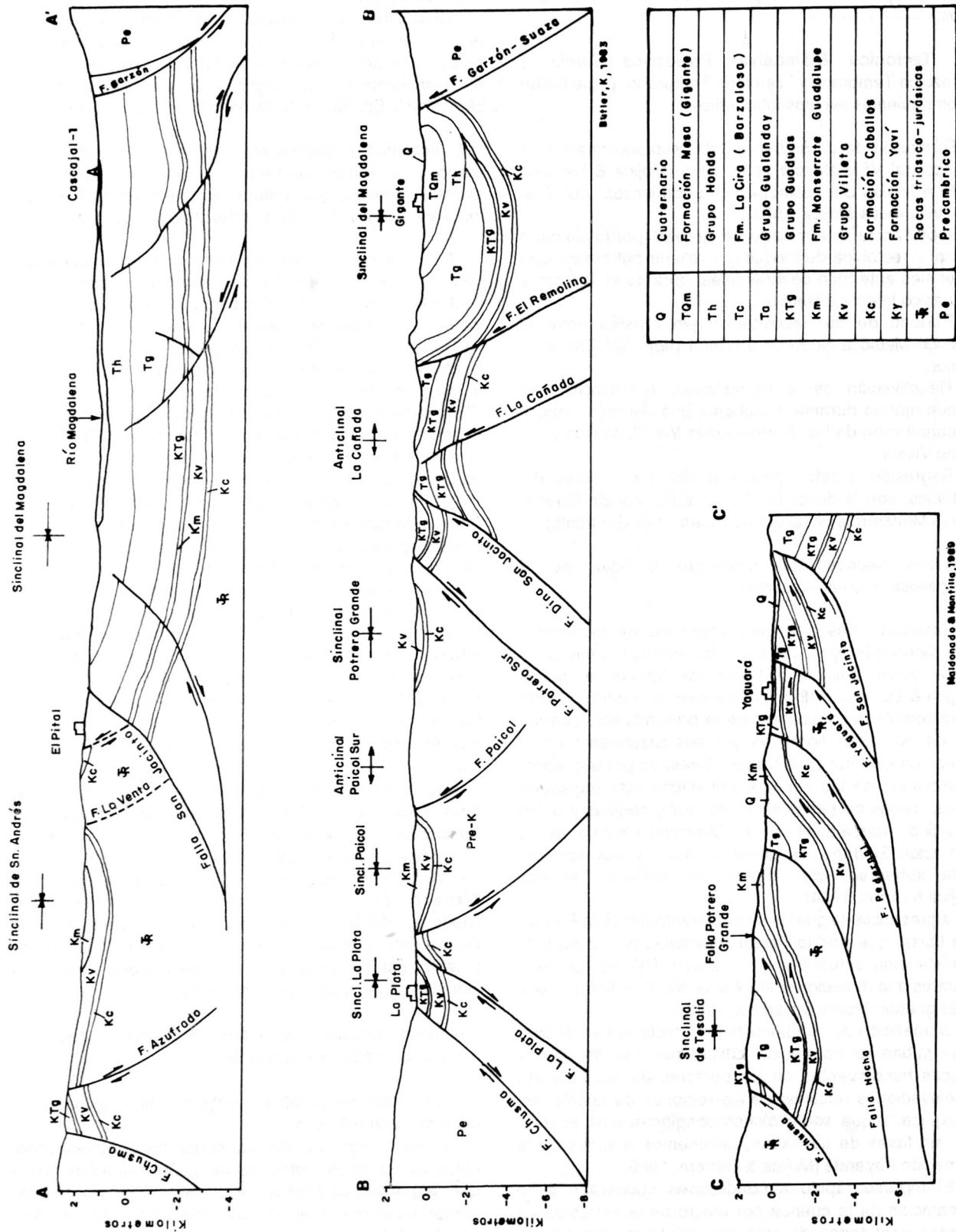
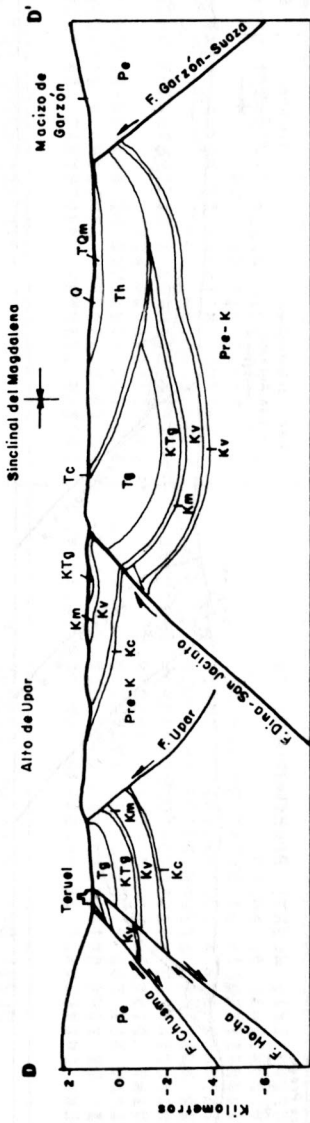
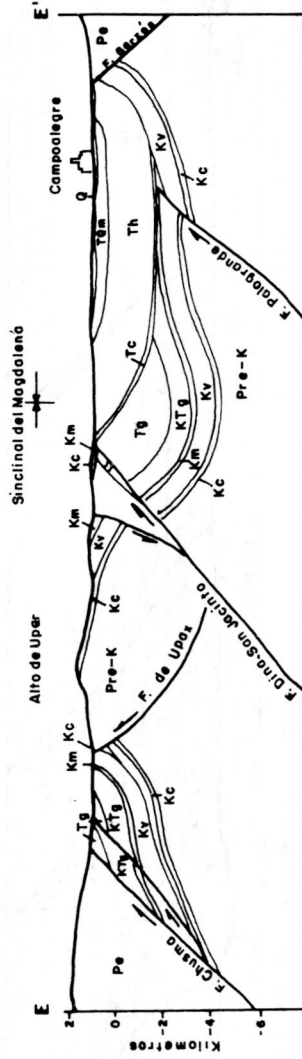


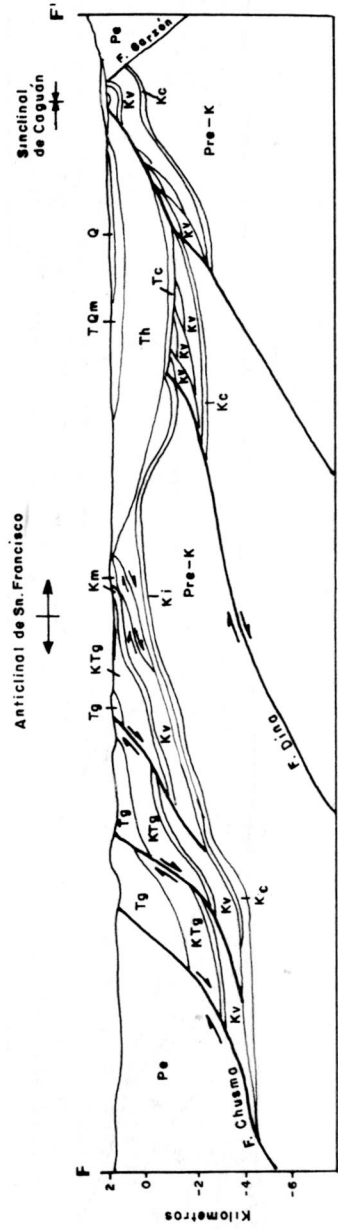
FIG. 7 - CORTES GEOLOGICOS A-A', B-B', C-C' (VSM)



Butler, K., 1983

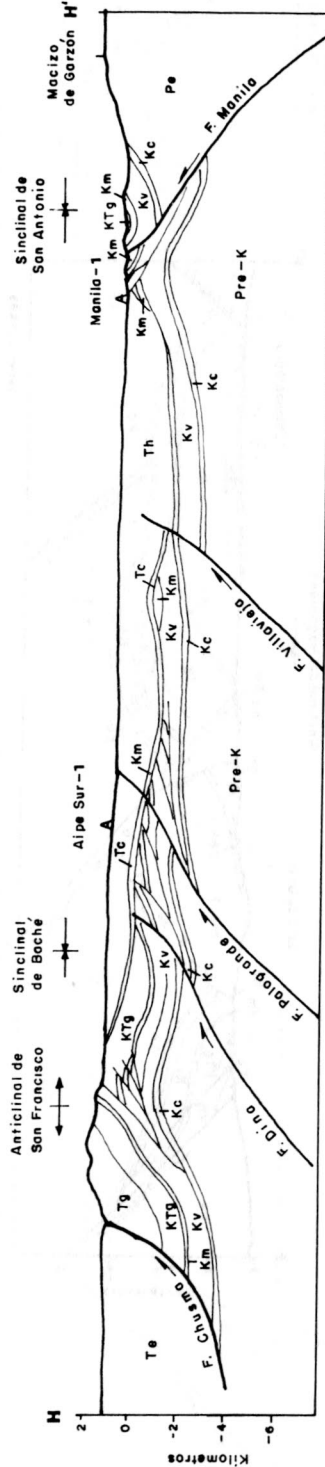
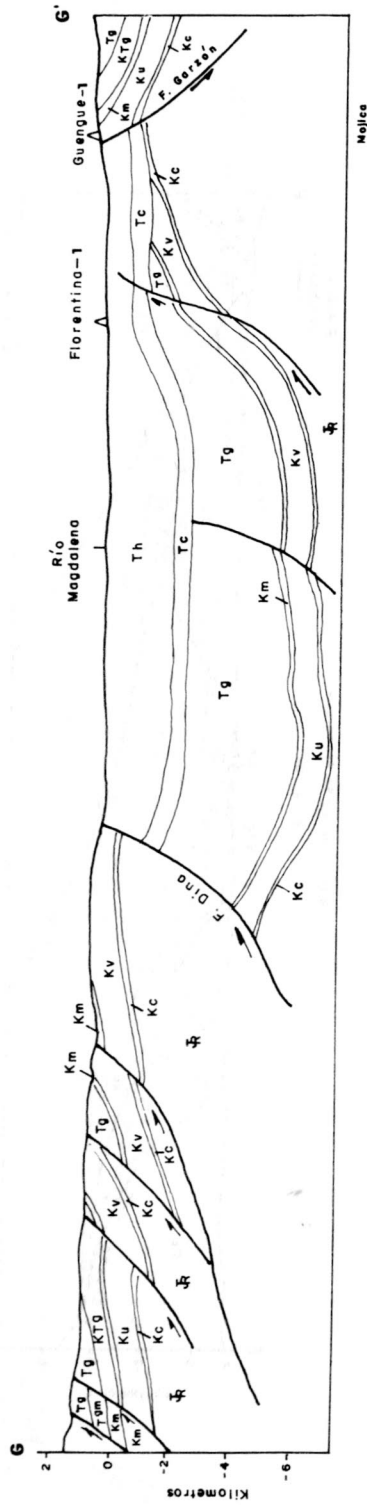


Butler, K., 1983

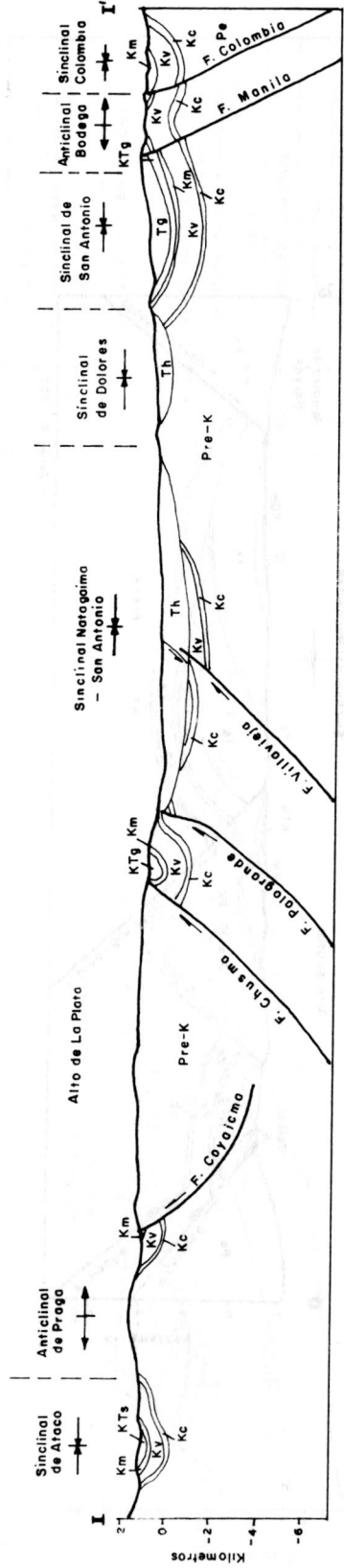


Butler, K., 1983

FIG. 8 - CORTES GEOLOGICOS D-D', E-E', F-F' (VSM)



Butler, K., 1983



Butler, K., 1982

FIG. 9- CORTES GEOLOGICOS G-G', H-H', I-I' (VSM)

ESTILOS ESTRUCTURALES		ESTE DEL VALLE DEL MAGDALENA	ESTE DEL VALLE DEL MAGDALENA
ESTILOS	PLANTA	<p>CADENA CABALGANTE DE ANTEPAIS CON VERGENCIA AL ESTE, DE EDAD OLIGOCENA MEDIA A TARDIA, REPRESENTADA POR LOS SISTEMAS DE FALLAS DE CHUSMA Y CALARMA (GIRARDOT). LA CADENA PRESENTA:</p> <ul style="list-style-type: none"> - ANTICLINALES ESTRECHOS ASOCIADOS A SINCLINALES AMPLIOS (PLIEGAMIENTOS EN RAMPA) - PLEGAMIENTOS Y FALLAMIENTOS EN-ECHILON (TRANSFERENCIA DE DESPLAZAMIENTO) - FALLAMIENTO DE RUMBO - FALLAMIENTO NORMAL EN MENOR ESCALA 	<p>CADENA PLEGADA CABALGANTE CON VERGENCIA AL OESTE, DE EDAD MIOCENA TEMPANA A PLIOCENA; CONSTITUIDA POR LOS SISTEMAS DE GARZON-SUAZA Y LA MAGDALENA, CARACTERIZADA POR:</p> <ul style="list-style-type: none"> - PLEGAMIENTOS Y FALLAMIENTOS ASIMÉTRICOS "EN ECHELON" - FALLAS INVERSAS DE ANGULO ALTO A MODERADO - FALLAMIENTO DE RUMBO - FALLAMIENTO NORMAL EN MENOR ESCALA
	SECC. TRANS.	<ul style="list-style-type: none"> - LEVANTAMIENTOS CORTICALES DE ESCAMAS GRUESAS (MAS COMUNES EN LA SUBCUENCA DE GIRARDOT QUE EN LA DE NEIVA) - CABALGAMIENTOS CIEGOS, EXPRESADOS EN SUPERFICIE POR PLEGAMIENTOS ESTRECHOS - ANTICLINALES NUCLEADOS POR BASAMENTO - ABANICOS IMBRICADOS FRONTALES QUE CONFORMAN FAJAS DE CORRIMIENTO DE ESCAMAS DELGADAS (COMUNES EN LA SUBCUENCA DE NEIVA) 	<ul style="list-style-type: none"> - LEVANTAMIENTOS DE ESTILO LARAMIDO (ESCAMAS GRUESAS) - CABALGAMIENTOS CIEGOS - ANTICLINALES NUCLEADOS POR BASAMENTO - ABANICOS FRONTALES (SUBCUENCA DE HONDA)
ESTRUCTURALES	PLANTA	<ul style="list-style-type: none"> - FALLAMIENTO NORMAL, CON PLANO BUZANTE AL ESTE QUE PUEDE TENER COMPONENTE IMPORTANTE DE MOVIMIENTO DEXTRAL Y SER ANTIÉTICO A LA FALLA DE BUCARAMANGA - FALLAS DE ESTE TIPO SON LAS DE CASABE, CIMITARRA, CANTAGALLO, SAN BLAS A SANTO DOMINGO, ETC. 	<ul style="list-style-type: none"> - CADENA PLEGADA CABALGANTE CON VERGENCIA AL OESTE DE EDAD MIOCENA, CONFORMADA POR LOS SISTEMAS DE FALLAS DE HONDA, CAMBRAS, BITUIMA Y LA SALINA. - FALLAMIENTOS Y PLEGAMIENTOS ASIMÉTRICOS "EN-ECHILON" - FALLAMIENTO TRANSCURRENTE MENOR (NM-SI)
	SECC. TRANS.	<ul style="list-style-type: none"> - FALLAMIENTO NORMAL, BLOQUE ORIENTAL COLGANTE HUNDIDO CON RELACION AL BLOQUE YACIENTE OCCIDENTAL. - ALGUNAS DE ESTAS FALLAS NO LLEGAN A LA SUPERFICIE. 	<ul style="list-style-type: none"> - ABANICOS IMBRICADOS FRONTALES, QUE CONFORMAN FAJAS DE CORRIMIENTO DE ESCAMAS DELGADAS. - ANTICLINALES EN RAMPA NUCLEADOS POR BASAMENTO PRE-CRETACICO (E.G. ANTICLINALES DE SAN LUIS - COLOZADO, LA CIRA - INFANTAS, CASANARE - GALAN, ETC.) - FALLAMIENTO CIEGO

Tabla 2. Síntesis de las características estructurales del UMM y del USM, y de los sectores orientales vs. occidentales.

Tardío.

- En los valles de los ríos de La Plata y Páez, se han evidenciado desplazamientos recientes de la Falla de Chusma sobre depósitos cuaternarios y conos aluviales, lo que permite comprobar que esfuerzos compresivos siguen actuando hasta hoy (París *et al.*, 1989; Maldonado & Mantilla, 1989).

- La actividad reciente de la Falla de Ibagué, que ha desplazado secuencias sedimentarias holocenas.

La Fig. 14.a resume, en rasgos generales la tectónica compresiva, la evolución tectónica del VSM.

3. VALLE MEDIO DEL MAGDALENA

El VMM se localiza entre las Cordilleras Central y Oriental, y está limitado al norte por la Falla de Bucaramanga, en cercanías de la población de El Banco, y al sur por la Falla de Cambao, en inmediaciones de Jerusalén. El VMM cubre un área de 28.300 kilómetros cuadrados; su altitud, a nivel del Río Magdalena, fluctúa entre 150 m y 50 m.s.n.m. aproximadamente. El VMM es bien estrecho al norte y sur de Honda, pero se ensancha bastante entre La Dorada y El Banco.

Desde el punto de vista geológico, se trata de una cuenca intracordillerana basculada hacia el oriente, con tendencia homoclinal (Figs. 12 y 13), perturbada por algunos pliegues y fallas (Pérez & Valencia, 1977). El espesor de sedimentos promedio es de 8.500 m. La nomenclatura estratigráfica que se usa comúnmente en el sector meridional del VMM, es decir en la subcuenca de Honda, es la misma usada para el VSM. Sin embargo en los tercios central y septentrional, aparecen unidades estratigráficas bien diferentes de las conocidas en el VSM, y que exigen por lo tanto una nomenclatura aparte, según se muestra en la Fig. 4.

Por otro lado, es preciso mencionar aquí que la información geológica publicada sobre el VMM no es tan abundante como para el VSM; por lo tanto, para la redacción de los capítulos siguientes nos hemos tenido que basar en los trabajos de Olson (1954), Morales (1958), Julivert (1961a, b), Taborda (1965), Bueno (1971), los informes de Pérez & Valencia (1977), Velandia & Aguilera (1977), Acosta & Obando (1984), y los mapas del Servicio Geológico Nacional (1966a, b).

3.1 Estructura

El VMM constituye una depresión tectónica asimétrica con dos márgenes bien diferentes. Así, al occidente se tiene un borde pasivo, instalado en parte sobre materiales de la Cordillera Central, y que se caracteriza por una geometría monoclinial, con notables truncaciones de las formaciones cretácicas, que desaparecen en dirección a la cordillera bajo un progresivo recubrimiento ("on lap") de los sedimentos terciarios, que buzan preferencialmente hacia el oriente, pero con algunas interrupciones causadas por flexuras y fallas (Taborda, 1965). Por el contrario, hacia la Cordillera Oriental la defor-

mación se incrementa de manera continua y se pasa a un complicado margen compresional (Martínez *et al.*, 1989).

Visto en detalle, el VMM exhibe cuatro importantes grupos de estructuras (v. Fig. 6 y Tabla 2):

1. Una serie de pares anticlinal-sinclinal, asimétricos y *en-echelon* a lo largo del borde occidental de la Cordillera Oriental, al sur de Bucaramanga (ESRI, 1986). Los estilos de estas estructuras cabalgantes son similares a las del VSM, observándose una cadena plegada cabalgante con vergencia al W, de edad miocena, conformada por los Sistemas de Fallas de Honda, Cambrás, Bituima y La Salina, los cuales producen anticlinales en rampa (Fig. 11, corte NN'), abanicos imbricados frontales (Fig. 11, cortes MM' y NN'; Fig. 12, corte QQ'; Fig. 13, corte WW') y fallas ciegas (Fig. 11, cortes MM' y NN'; Fig. 13, corte TT'). Los intervalos de despegue se encuentran en el sur en los Grupos Guaduas, Gualanday (Fig. 11, corte MM'); en el norte en las formaciones La Luna y Umir (Fig. 13, corte TT').

2. Una megafalla de rumbo sinistral (Falla de Bucaramanga), a la que se asocian pliegues cabalgantes marginales (ESRI, 1986).

3. Un juego de fallas normales, poco espaciadas, con sus bloques orientales hundidos, a lo largo del borde oriental de la Cordillera Central. Estas fallas pueden tener un componente importante de movimiento dextral y ser antitéticas de la Falla de Bucaramanga (ESRI, 1986). A este grupo corresponden, por ejemplo, las fallas de Casabe, Cimitarra y Cantagallo.

4. Un conjunto de fallas transcurrentes menores que se aprecian claramente en algunas áreas como las de Opón y Las Monas (Fig. 6), que según Bartok (1983) y Asamera (1985, en Govea & Aguilera, 1986) son consecuencia del rejuvenecimiento de antiguas fallas de basamento con dirección preferencial NW-SE. Este fallamiento transcurrente puede ser la causa de los cambios de orientación observados en la cadena plegada y cabalgante

Las perforaciones hasta ahora realizadas indican que en el subsuelo el Cretácico es cada vez más antiguo en sentido E-W, de manera que el Cretácico Superior está restringido a la parte más oriental del VMM; sobre las rocas anteriores y aún sobre rocas del Grupo Girón reposan discordantemente unidades terciarias del Eoceno hasta el Plioceno, que se acuñan hacia el occidente (Velandia *et al.*, 1977). El Cretácico discordante bajo el Terciario, buza al oeste, lo cual sugiere una tendencia de elevación del basamento hacia el oriente, manifiesta aún desde el Cretácico (Velandia *et al.*, 1977).

Es de notar que en el sector sureste del VMM, el desplazamiento de las fallas (Bituima, Cambao, Honda) decrece notoriamente de este a oeste (Fig. 11, corte MM'); a estas fallas se asocian otras menores que, de otra parte, llegan a conformar sistemas; los tres sistemas principales guardan una estrecha relación con la distribución de los sedimentos postpaleocenos. Así,

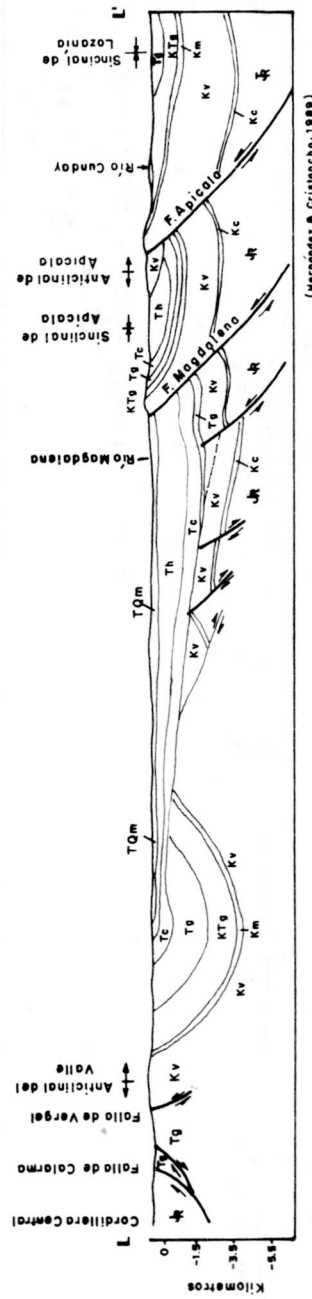
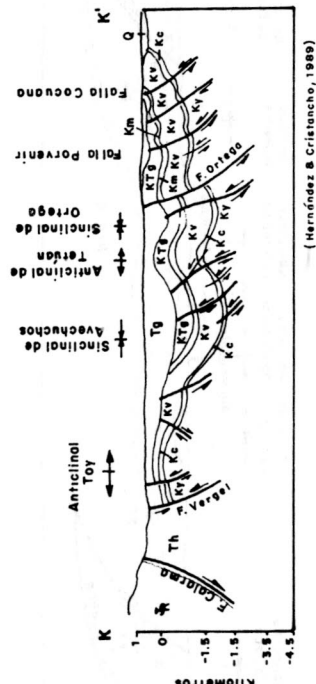
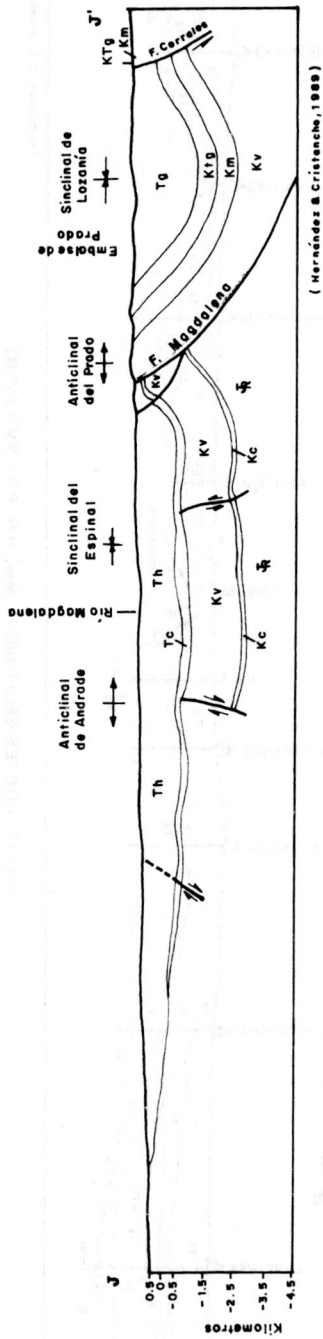


FIG. 10-CORTES GEOLOGICOS J-J', K-K', L-L' (VSM)

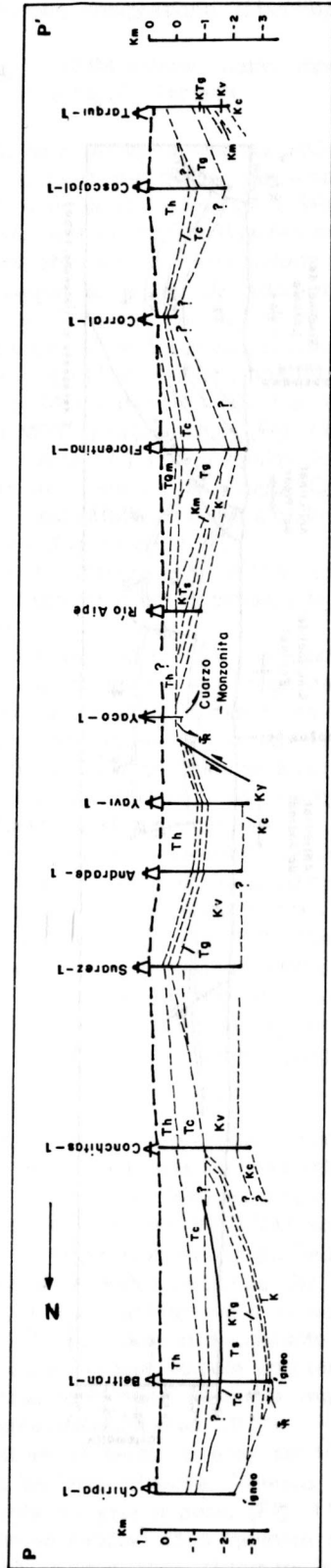
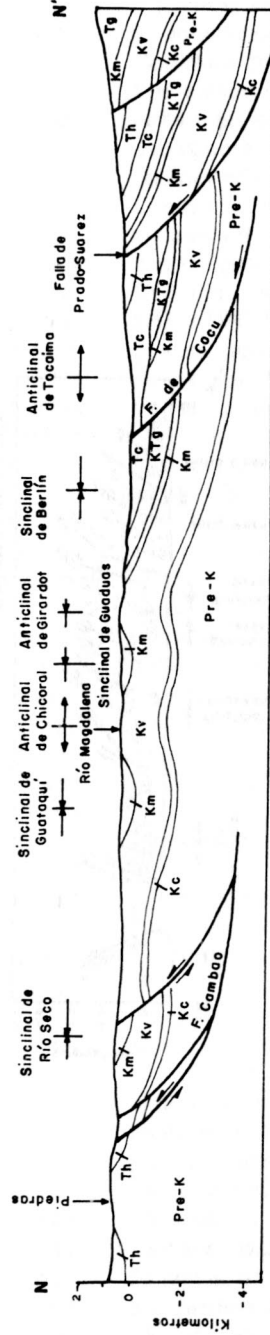
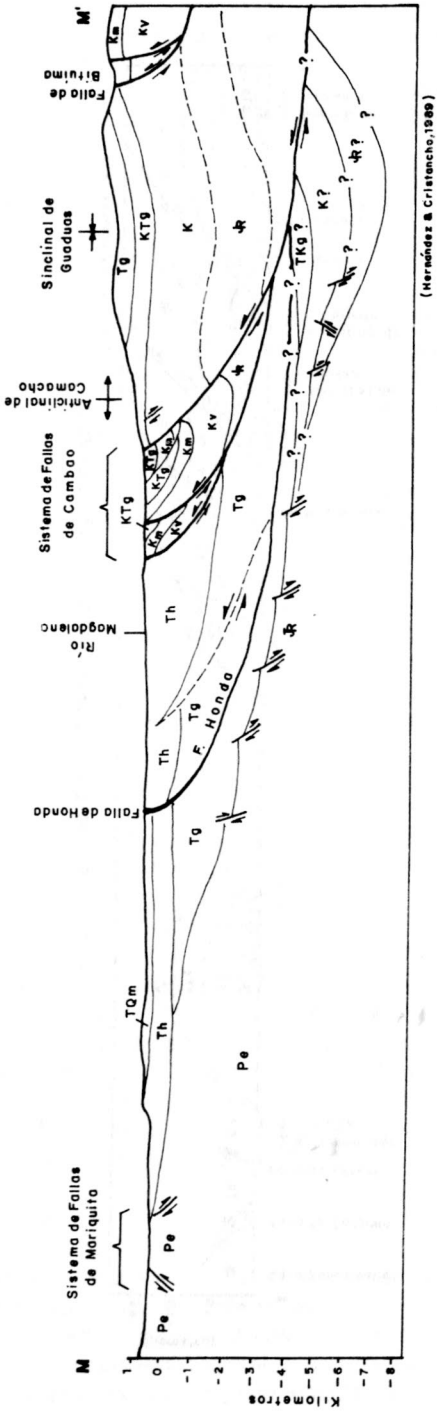


FIG.11- CORTES GEOLOGICOS MM', N-N', P-P' (VMM/VSM)

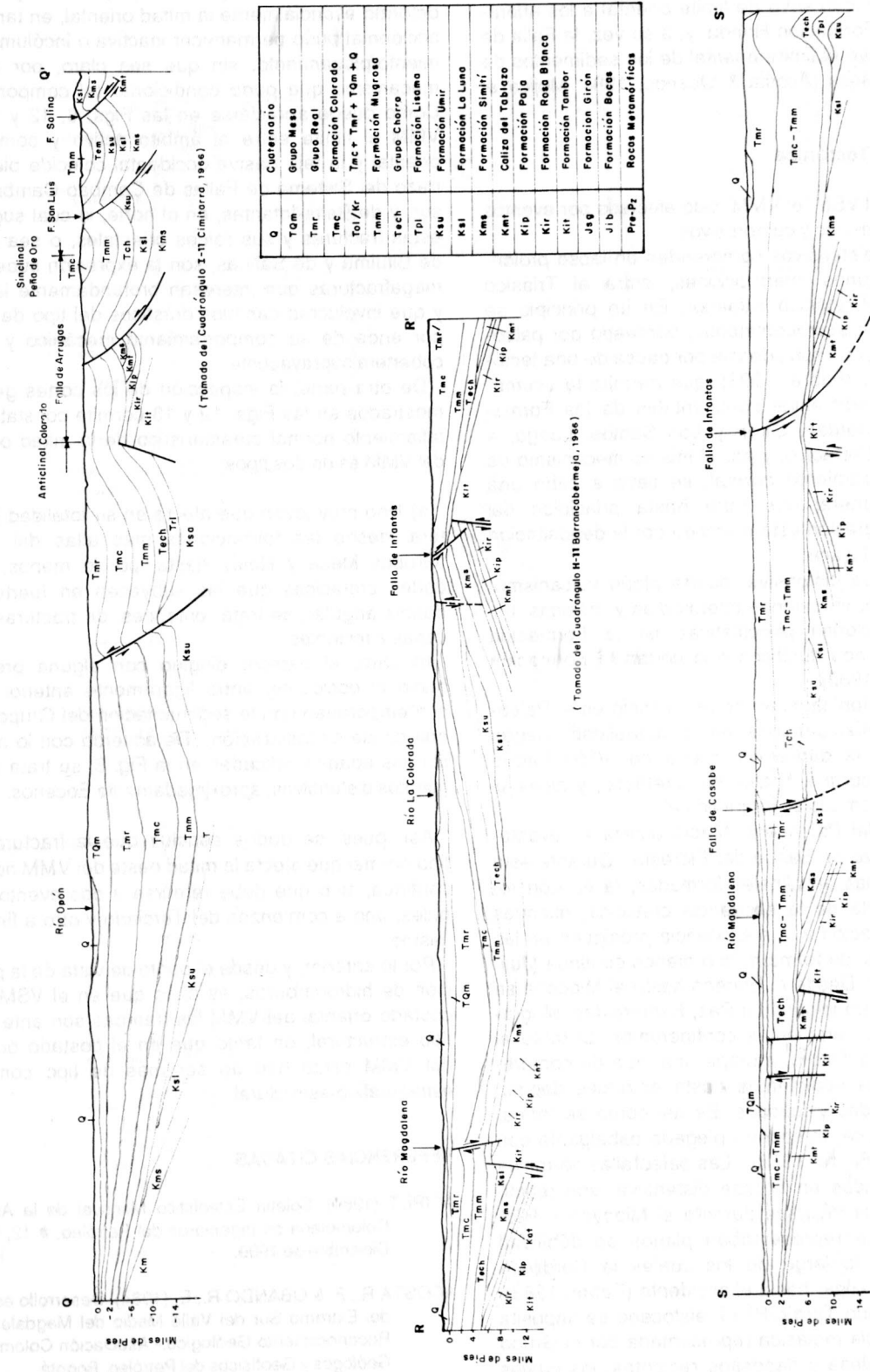


FIG. 12.- CORTES GEOLÓGICOS Q-Q', RR', SS' (VMM)

(Tomado del Cuadrángulo T-11 Cimitorro, 1966)

(Tomado del Cuadrángulo H-11 Barrancabermeja, 1966)

(Tomado del Cuadrángulo H-11 Barrancabermeja, 1966)

la Falla de Bituima marca el límite oriental de los afloramientos de la Formación Hoyón y del Grupo Gualanday; la Falla de Cambao sirve de límite oriental a los afloramientos de la Formación Honda; y, a su vez, la Falla de Honda constituye el límite oriental de los sedimentos de la Formación Mesa (Acosta & Obando, 1984; Mojica *et al.*, 1989).

3.2 Evolución Tectónica

Al igual que el VSM, el VMM sido afectado por eventos tectónicos distensivos y compresivos.

Los eventos distensivos comprenden un lapso prolongado, con algunas interrupciones, entre el Triásico Tardío(?) y el Cretácico Superior. En un principio se forma un graben supracontinental, bordeado por paleofallas normales, con subsidencia por causa de una tectónica de bloques (Fabre, 1983), que permite la acumulación de los sedimentos continentales de las Formaciones Bocas, Jordán, Girón y Los Santos. Luego, a comienzos del Cretácico, y por el mismo mecanismo de distensión y fallamiento normal, se lleva a cabo una transgresión general que dura hasta principios del Terciario. La regresión está marcada por la depositación de la Formación Lisama.

Durante la fase distensiva, ocurre algún vulcanismo, representado por intrusiones intermedias y básicas, así como intercalaciones piroclásticas en la Formación Jordán; de pórfidos dacíticos que cortan la Formación Tambor (Fabre, 1983).

La fase de tectónica compresiva se inició en el Paleoceno y sigue efectuándose en la actualidad. Según Morales (1958) la depresión misma del VMM habría comenzado a ocurrir a finales del Cretáceo, y hasta el Mioceno habría tomado su forma actual.

A mediados del Paleoceno Medio ocurre el levantamiento del macizo de Santander-Floresta. Durante esta fase, en las zonas anticlinales formadas, la erosión remueve gran parte de la secuencia cretácica, mientras que la sedimentación y la subsidencia prosiguen en las zonas sinclinales, de forma más o menos continua (Julivert, 1961a y b). Desde el Eoceno hasta el Mioceno se depositan las Formaciones La Paz, Esmeraldas, Mugrosa y Colorado en ambientes continentales. Durante el Mioceno Medio a Tardío, irrumpe una fase de compresión mayor y los sedimentos hasta entonces depositados son plegados y fallados. Es así como se forma, durante esta época, la cadena plegada cabalgante con vergencia al W (Fabre, 1983). Las paleofallas normales del zócalo formadas en la fase distensiva, son reactivadas como fallas inversas durante el Mioceno y Plioceno, puesto que representaban planos de debilidad preferenciales a lo largo de los cuales la Cordillera Oriental pudo cabalgar hacia el occidente (Fabre, 1983). Durante el Mioceno Tardío-Plio-Pleistoceno se deposita la última secuencia molásica representada por el Grupo Real, el Grupo Mesa y depósitos recientes, los cuales se observan poco o nada deformados.

La Fig. 14 b muestra de una manera generalizada, el

desarrollo estructural del extremo meridional del VMM durante la fase compresiva que, como ya se dijo, deformó esencialmente la mitad oriental, en tanto que la occidental pudo permanecer inactiva o incólume al fallamiento/plegamiento, sin que sea claro, por ahora, el mecanismo que pudo condicionar tal comportamiento. Como puede apreciarse en las Figs. 6, 12 y 13, en el VMM el límite entre el ámbito activo y compresional oriental y la faja pasiva occidental coincide bien con el trazo del Sistema de Fallas de Cambao-Cambrás, en el sur, y de Belta-Infantas, en el norte, lo cual sugiere que estas fracturas y sus raíces orientales, o sea las fallas de Bituima y de Salinas, son la expresión superficial de megafracturas que interesan profundamente la corteza y que involucran cambios drásticos del tipo de zócalo y por ende de su comportamiento mecánico y el de la cobertera suprayacente.

De otra parte, la inspección de los cortes geológicos mostrados en las Figs. 12 y 13 permite constatar que el fallamiento normal característico de la mitad occidental del VMM es de dos tipos:

a) Uno muy joven que afecta en su totalidad la cobertera, desde las formaciones más altas del Terciario (Grupos Mesa y Real), hasta, por lo menos, las unidades cretácicas que las subyacen en fuerte discordancia angular; se trata, entonces, de fracturas pleistocenas a recientes.

b) Otro, al parecer dirigido con alguna preferencia hacia el occidente, entre ligeramente anterior y hasta contemporáneo con la sedimentación del Grupo Chorro, que causa su fosilización. De acuerdo con lo anterior y con las edades indicadas en la Fig. 3, se trata de movimientos distensivos, aproximadamente Eocenos.

Así, pues, se podría concluir que la fracturación de tipo normal que afecta la mitad oeste del VMM no ha sido continua, sino que debe referirse a dos eventos principales, uno a comienzos del Terciario y otro a finales del mismo.

Por lo anterior, y desde el punto de vista de la prospección de hidrocarburos, es claro que en el VSM y en el costado oriental del VMM las trampas son ante todo de tipo estructural, en tanto que en el costado occidental del VMM estas han de ser más de tipo combinado, estratigráfico-estructural.

REFERENCIAS CITADAS

- ACIPET (1989): Boletín Estadístico Mensual de la Asociación Colombiana de Ingenieros del Petróleo, # 12, Vol. 270, Diciembre de 1989.
- ACOSTA R., F. & OBANDO R., E. (1984): Desarrollo estructural del Extremo Sur del Valle Medio del Magdalena. XXIII Reconocimiento Geológico.- Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Bogotá.
- BENAVENTE, V. & BURRUS, M. (1988): Wrench Faults in the Upper Magdalena Valley in Colombia. Sun Exploration &

Production Co. International Div.- III Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas, 13 al 16 de marzo de 1988.

- BOYER, S.E. & ELLIOT, D. (1982): Thrust Systems.- Bulletin Am. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 66, #9.
- BUCHELI, I. U. & GONZALEZ P., M.P. (1986): Geología de los alrededores de Natagaima, Tolima, Colombia.- Trabajo de Grado, Univ. Nal., Depto. Geociencias, Bogotá.
- BUENO, R. (1971): A Geological Section between Bucaramanga and La Uribe, Middle Magdalena Valley.- 12th Annual Field Trip, Col. Soc. Petr. Geol. Geophys. Reprinted in: Field Trips, Colombia, Col. Soc. Petr. Geol. Geophys., Geotec (Edit.), 1984, Bogotá.
- BUENO, R. (1987): Presente y futuro de la exploración petrolera en Colombia.- Temas Energéticos # 8, Ecopetrol, Bogotá.
- BUTTLER, K. R. (1983): Andean-Type Foreland Deformation: Structural Development of the Neiva Basin, Upper Magdalena Valley, Colombia.- Ph.D. Thesis, University of South Carolina.
- BUTTLER, K. R. & SCHAMEL, S. 1987. Structural Along the Eastern Margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia.- Jour. South Am. Earth Sci. Vol 1, #1.
- CORRIGAN, H. T. (1967): The Geology of the Upper Magdalena Valley (Northern portion).- 8th Field Conf. Col. Soc. Petr. Geol. Geophys. Reprinted in: Field Trips, Colombia, Col. Soc. Petr. Geol. Geophys., Geotec (Edit.), 1984, Bogotá.
- DE PORTA, J. (1974): Colombie (deuxieme partie).- Lexique Stratigraphique International, Vol. 5, Fasc. 4b. Centr. Nat. Rech. Sci., Paris.
- DIEDERIX, H., GOMEZ, H., KHOBZI, J. & SINGER, A. (1987): Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, Departamento del Tolima, Colombia.- Revista CIAF, Vol. 11, 2 (1-3), Bogotá.
- EARTH SCIENCES & RESOURCES INSTITUTE (ESRI) (1986): Technical Report 86-0014, University of South Carolina.
- FABRE, A. (1983): La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Segunda parte: Esquema de la Evolución Tectónica.- Geol. Norandina # 8, Bogotá.
- GOMEZ, H. (1990): Lineamientos de dirección NW-SE en el Valle Superior del Magdalena deducidos del estudio de imágenes de radar y de Landsat, con verificación de campo. Mscr.- CIAF, Bogotá.
- GOVEA, C. & AGUILERA, H. (1985): Cuencas sedimentarias de Colombia.- Mem. VI Congr. Latinoam. Geol., T.2, Bogotá.
- _____ (1986): Cuencas sedimentarias de Colombia.- Cuadernos Técnicos Ecopetrol, # 4, Bogotá.
- HERNANDEZ, J. & CRISTANCHO, M. (1989): Contribución al conocimiento de la estructura del Valle Superior del Magdalena, a partir de cortes geológicos basados en información del subsuelo y de datos de superficie.- Trabajo de Grado, Univ. Nal., Depto. Geociencias, Bogotá.
- JULIVERT, M. (1961a): Las estructuras del Valle Medio del Magdalena y su significación.- Bol. Geol., UIS, # 6, Bucaramanga.
- _____ (1961b): Geología de la vertiente occidental de la Cordillera Oriental en el sector de Bucaramanga.- Vol. Geol. UIS # 8, Bucaramanga.
- _____ (1968): Colombie (premiere partie). Lexique Stratigraphique International, Vol. 5, Fasc. 4a.- Centr. Nat. Rech. Sci., Paris.
- KROONENBERG, S. & DIEDERIX, H. (1982): Geology of South Central Huila, Uppermost Magdalena Valley, Colombia. (first part).- 19th Annual Conf. Col. Soc. Petr. Geol. Geophys.- Reprinted in: Field Trips, Colombia, Col. Soc. Petr. Geol. Geophys., Geotec (Edit.), 1984, Bogotá.
- MACIA, C., MOJICA, J. & COLMENARES, F. (1985): Consideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y las áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el VSM, Colombia.- Geol. Colombiana # 14, Bogotá.
- MALDONADO, A. & MANTILLA, J. (1989): Evaluación estratigráfica, estructural y geoquímica de ocurrencias de hidrocarburos en superficie, en un área de 450 km², al occidente de la ciudad de Neiva, Huila.- Trabajo de Grado, Univ. Nal., Depto. Geociencias, Bogotá.
- MARTINEZ, W, MENDEZ, A., RUBIO, W., & TABORDA, A. (1988): Ideas sobre la geología estructural del noreste de Colombia y su relación con los campos de petróleo.- III Simp. Bolivariano Explor. Petr. Cuencas Subandinas, Caracas.
- MENDEZ, A. & RUBIO, W. (1984): Estructura del Valle Superior del Magdalena al norte de Neiva, Huila.- Trabajo de Grado, Univ. Nal., Depto. Geociencias, Bogotá.
- MINMINAS- ECOPETROL (1986): Distrito de producción El Centro, Valle Medio del Magdalena.- Ecopetrol, Bogotá.
- MOJICA, J. (1984): An Outline on the Jurassic in Colombia.- Geol. Colombiana # 13, Bogotá.
- _____ (1985): Estilolitos horizontales en sedimentitas del Cretácico de la Cordillera Oriental, y su significado Tectónico.- Geol. Colombiana # 14, Bogotá.
- MOJICA, J. & BAYER, K. (1987): Características esenciales del Valle Superior del Magdalena, una cuenca Cretácica interandina de Colombia.- Aporte Proyecto IGCP-UNESCO 242, Cuencas Petrolíferas Cretácicas de América Latina, Tucumán.
- MOJICA, J. & DORADO, J. (1987): El Jurásico anterior a los movimientos intermálicos en los Andes Colombianos. Parte A: estratigrafía.- En: VOLKHEIMER, W., Edit.

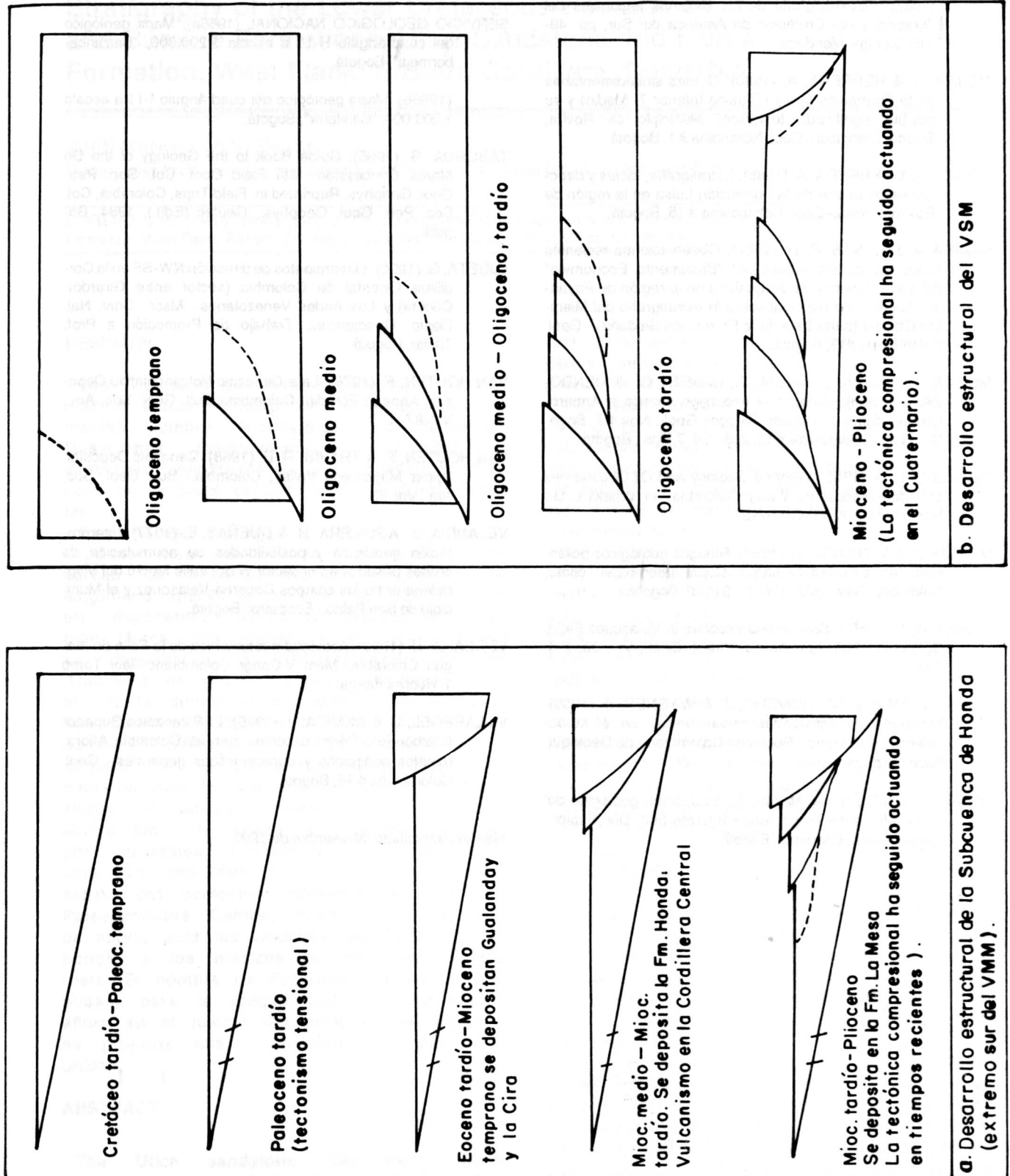


Fig. 14- Desarrollo de las cadenas plegadas cabalgantes en el VMM y VSM, durante el Cenozoico.

- (1987): Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y del Cretácico de América del Sur, pp. 49-110, 32 Figs, Mendoza.
- MOJICA, J. & HERRERA, A. (1980): Grietas sinsedimentarias en la Formación Luisa (Triásico Inferior ?- Medio) y su posible significado tectónico. Municipio de Rovira, Tolima, Colombia.- Geol. Norandina # 1, Bogotá.
- MOJICA, J. & HERRERA, A. (1986): Estratigrafía, facies y direcciones de aporte de la Formación Luisa en la región de Rovira, Tolima.- Geol. Colombiana # 15, Bogotá.
- MOJICA, J. & LLINAS, R. D. (1984): Observaciones recientes sobre las características del "Basamento Económico" del Valle Superior del Magdalena en la región de Payandé-Rovira, y en especial sobre la estratigrafía del Miembro Chicalá (parte baja de la Formación Saldaña).- Geol. Colombiana #13, Bogotá.
- MOJICA, J., BRIEVA, J., MACIA, C., UJUETA, G. & MENDOZA, J. (1989): Guía de la excursión técnica a Armero-Lérida, I Simp. Latinoam. Riesgos Geol., Nov./87, Bogotá.- Geol. Colombiana # 16, 205-236, 7 Figs., Bogotá.
- MORALES, L. G. (1958): General Geology and Oil Occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia.- In: Weeks L. G., Habitat of Oil, A.A.P.G., Tulsa.
- MURCIA, A. & VERGARA, H. (1987): Riesgos geológicos potenciales en la ciudad de Ibagué, Departamento del Tolima, Colombia.- Rev. CIAF, Vol. 11, 2 (1-3), Bogotá.
- OLSON, W. S. (1954): Source-bed Problem in Velasquez Field, Colombia.- Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 38, # 8, Tulsa.
- PARIS, G., MARIN, W., ROMERO, J. & WAGNER, J. (1989): Evidencia de actividades neotectónicas en el suroccidente colombiano.- Sociedad Colombiana de Geología, Bucaramanga.
- PEREZ, G. & VALENCIA, M. (1977): Evaluación geológica del Valle Medio del Magdalena.- Informe 588, Div. Explor., Depto. Geol., Ecopetrol, Bogotá.
- SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL (1966a): Mapa geológico del cuadrángulo H-11 a escala 1:200.000, "Barranca-bermeja", Bogotá.
- _____ (1966b): Mapa geológico del cuadrángulo I-11 a escala 1:200.000, "Cimitarra", Bogotá.
- TABORDA, B. (1965): Guide Book to the Geology of the De Mares Concession.- 6th Field Conf. Col. Soc. Petr. Geol. Geophys. Reprinted in: Field Trips, Colombia, Col. Soc. Petr. Geol. Geophys., Geotec (Edit.), 1984, Bogotá.
- UJUETA, G. (1990): Lineamientos de dirección NW-SE en la Cordillera Oriental de Colombia (sector entre Girardot-Cúcuta) y Los Andes Venezolanos.- Mscr., Univ. Nal. Depto. Geociencias, Trabajo de Promoción a Prof. Titular, Bogotá.
- VAN HOUTEN, F. (1976): Late Cenozoic Volcanoclastic Deposits, Andean Fore dip, Colombia.- Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 87, 4.
- VAN HOUTEN, F. & TRAVIS, R. B. (1968): Cenozoic Deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia.- Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 52.
- VELANDIA, J., AGUILERA, H. & DUEÑAS, E. (1977): Interpretación geológica y posibilidades de acumulación de crudos pesados en el sector W del Valle Medio del Magdalena entre los campos Cocorná-Velásquez y el Municipio de San Pablo.- Ecopetrol, Bogotá.
- VERGARA, H. (1989): Actividad neotectónica de la Falla de Ibagué, Colombia.- Mem. V Congr. Colombiano Geol. Tomo 1, Bucaramanga.
- VILLARROEL, C. & MOJICA, J. (1989): El Paleozoico Superior (Carbonífero-Pérmico) sedimentario de Colombia. Afloramientos conocidos y características generales.- Geol. Colombiana # 16, Bogotá.

Manuscrito recibido, Noviembre de 1990