



El Jurásico del Sector Noroccidental de Suramérica y Guía de la Excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1-4/95), Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia*.

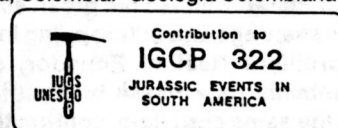
JAIRO MOJICA, ANDREAS KAMMER & GUILLERMO UJUETA

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Bogotá, Colombia

MOJICA, J., KAMMER, A. & UJUETA, G. (1996): El Jurásico del Sector Noroccidental de Suramérica y Guía de la Excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1-4/95), Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia. - *Geología Colombiana* No. 21, p. 3-40, 18 Figs., 3 Láminas, Santafé de Bogotá.

Palabras clave: Jurásico, Estratigrafía, Tectónica, Colombia, Ecuador, Venezuela

Key words: Jurassic, Stratigraphy, Tectonics, Colombia, Ecuador, Venezuela



RESUMEN

Se describen los rasgos generales del Jurásico Norandino (Ecuador, Colombia, Venezuela), y con mayor detalle los de la región del Valle Superior del Magdalena, objetivo de la excursión realizada con ocasión del IV Encuentro de Campo del Proyecto IGCP-UNESCO-IUGS 322 "Correlación de Eventos Jurásicos en América del Sur".

Setrata, por lo común, de acumulaciones subaéreas con predominio de rocas vulcanoclásticas y de capas rojas; localmente se encuentran también sedimentos marinos. La pobreza en fósiles, la frecuente discontinuidad del registro en las sucesiones, las difíciles condiciones de afloramiento y la falta de estudios detallados, permiten vislumbrar apenas un escenario difuso, susceptible de interpretaciones disímiles en cuanto a la paleogeografía y a la evolución tectónica, en las que caben modelos distensivos asociados con disgregación cortical ("rifting"), de compresión-subducción con arcos volcánicos principales y zonas de arco trasero ("back-arc basins"), y hasta aproximaciones tangenciales de bloques alóctonos (=bloques exóticos o "terrenos sospechosos") a lo largo de zonas de megacizalla. El estado actual del conocimiento parece, no obstante, favorecer la primera propuesta, que invoca la supuesta separación de Norte y Suramérica, a partir del Triásico Superior-Jurásico Inferior, con el subsecuente resquebrajamiento de los correspondientes bordes continentales, la apertura del "protocaribe" y la formación de corredores o depresiones supracorticales (aulacógenos o "rifts" "abortados") que permitieron el

ingreso, temporal y restringido, del mar durante el lapso arriba mencionado, y aún en el Jurásico Medio y Superior, con la depositación, por ejemplo, de las Formaciones Payandé, Batá, Morrocoyal, Jipi, Cajú y Cuiza.

Por otra parte, hallazgos recientes de metasedimentos (esquistos verdes) con flora del Jurásico Inferior, en el extremo SW de la Cordillera Real, y de fauna del Triásico tardío (bivalvos) contenida en xenolitos del Batolito de Zamora, en la parte centro-oriental de dicha cordillera, atestiguan la existencia de un océano paleopacífico, en el que se acumularon ante todo cherts y turbiditas arenosas; esta información tiene especial significado para la valoración de los modelos paleogeográficos propuestos por autores precedentes y abre la posibilidad de su existencia también en el flanco W de la Cordillera Central colombiana.

ABSTRACT

This work deals with the general features of the Jurassic in the Norandean Realm (Ecuador, Colombia and Venezuela); more details about its characteristics are given for the northern portion of the Upper Magdalena Valley selected area for the excursion prepared with occasion of the "IV Field Conference" of the IGCP-UNESCO Project 322 Correlation of Jurassic Events in South America, October 29–November 4, 1995, in Bogotá.

The Jurassic in this part of South America consists mainly of terrestrial and volcanogenic units that include different types of pyroclastics, effusives and thick intervals of red beds, as well as restricted marine deposits. Typical fossil scarcity, generalized incomplete stratigraphic sequences, difficult outcrop conditions and absence of detailed works have permitted to visualize only a diffuse scenario, which paleogeographically and

*Trabajo presentado en el IV Encuentro de Campo del Proyecto IGCP-UNESCO 322. "Correlación de Eventos Jurásicos en América del Sur, Octubre 29 - Noviembre 4/95, Bogotá, Colombia.

paleotectonically can be interpreted as been the result of rifting processes, compresion/subduction with main volcanic areas and associated back-arc basins, or oblique translation of exotic "suspected" terrains. However, the state of knowledge supports more the first postulate invocating a supposed separation of North and South America leading to the opening of the protocaribbean and of distensional supracrustal depressions, that permitted the accumulation of aulacogen similar sucesions including short time sea ingressions, like those registered in the Payandé, Batá, Morrocoyal and Jipi, Cajú and Cuisa Formations.

Recent findings of palinomorph bearing metacherts and metaturbidites (as green schists) indicating Early Jurassic age and outcropping in the SW extreme of the Cordillera Real of Ecuador, as well as xenoliths containing late triassic bivalves in the Zamora Batholith of the same cordillera, confirm the existence there of a deep paleopacific ocean, a fact of great relevance for the evaluation of the several paleogeographic models proposed by precedent authors and makes possible the presence of corresponding rocks on the western flank of the Colombian Central Cordillera.

CONTENIDO

1. INTRODUCCION.....	4
2. GENERALIDADES.....	4
3. EL JURASICO NORANDINO.....	8
3.1. COLOMBIA.....	8
3.1.1. Paleogeografía y Tectónica.....	12
3.2. ECUADOR.....	14
3.3. VENEZUELA.....	15
4. EL VALLE DEL MAGDALENA.....	17
4.1. MARCO GEOLOGICO.....	18
4.2. ESTRATIGRAFIA.....	20
4.3. REGION DE PAYANDE-ROVIRA.....	21
4.4. REGION DE PRADO-DOLORES.....	18
5. REFERENCIAS.....	26
6. ITINERARIO.....	30
6.1. Area de Payandé.....	32
6.2. Area de Prado.....	33

1. INTRODUCCION

La presente guía constituye un aporte para el IV Encuentro de Campo del Proyecto 322 "Correlación de Eventos Jurásicos en América del Sur" del Programa Internacional de Correlación Geológica (PIGG) auspiciado por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas y la UNESCO. El encuentro se realizó en Santafé de Bogotá, entre el 29 de octubre y el 4 de noviembre de 1995 y, además de las secciones técnicas y administrativas, incluyó una excursión de 3 y 1/2 días. Con ella se buscó brindar a los participantes la oportunidad de conocer algunos afloramientos característicos del Jurásico del Valle Superior del Magdalena (VSM), así como sus relaciones con las

unidades supra e infrayacentes.

A pesar de que este trabajo se refiere más que todo al Jurásico de Colombia, con el ánimo de lograr una visión más amplia, y contar con mejores elementos de juicio para las comparaciones regionales, a continuación se intenta una reseña de las características del Jurásico de Ecuador y Venezuela donde, respectivamente, se tienen las continuaciones hacia el sur y hacia el norte de las unidades observadas en las regiones fronterizas de Colombia. Comparaciones regionales similares, pero referidas a Colombia, Ecuador y Perú se encuentran en GEYER (1979, 1980, 1982) y en JAILLARD *et al.* (1990).

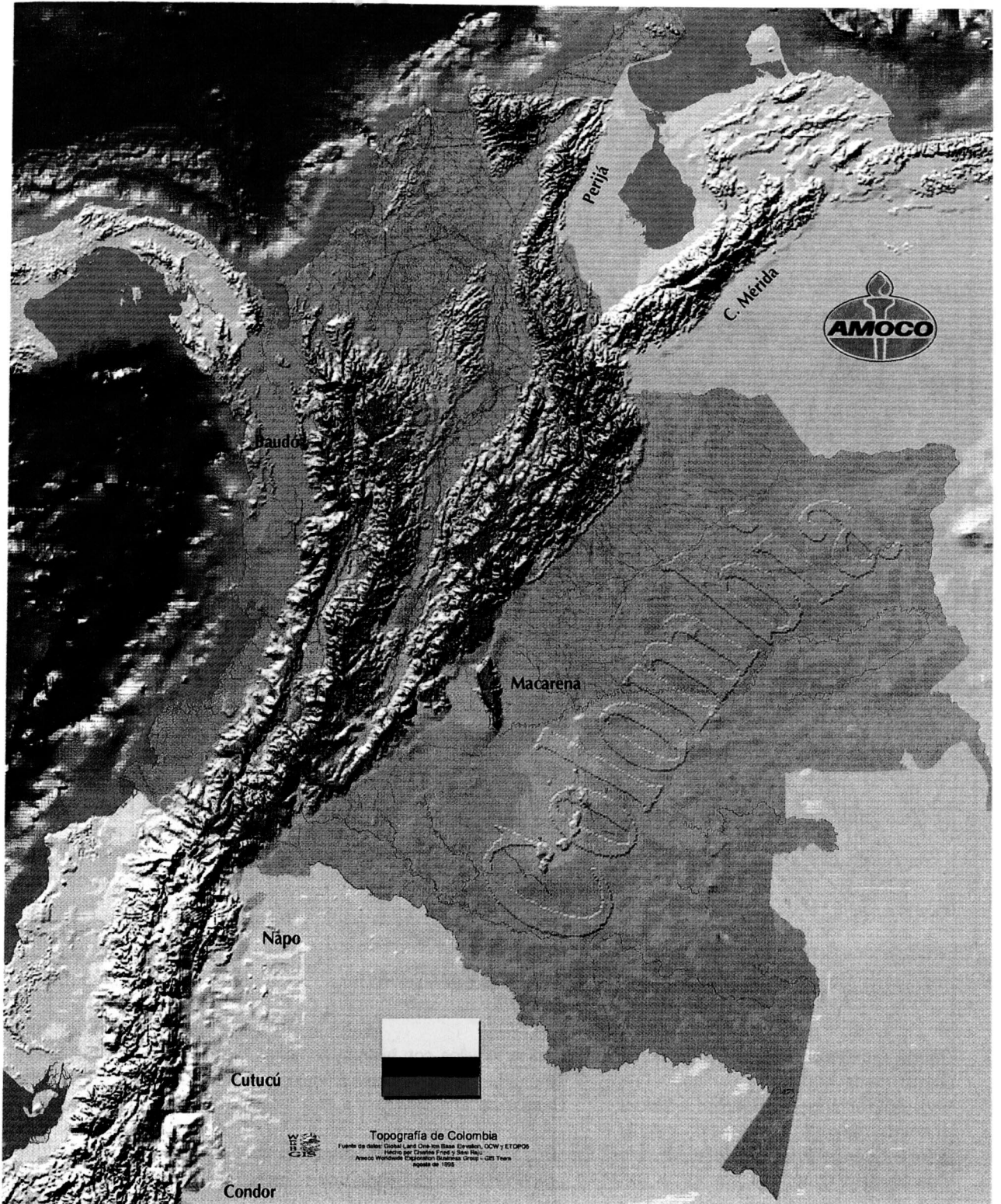
2. GENERALIDADES

Colombia, con una extensión continental de 1'138.000 km², puede ser dividida, desde el punto de vista geológico, en un buen número de provincias geomorfológicas (Fig. 1), cada una de ellas con características geológicas, estratigráficas y estructurales propias (Fig. 2).

Así, en términos generales, y como se aprecia en el mapa fisiográfico cedido gentilmente por AMOCO para este evento y en las citadas figuras 1 y 2, el país se divide básicamente en dos sectores:

a - la región extra andina, con alturas menores de 300 m, que ocupa aproximadamente la mitad oriental y comprende los Llanos Orientales, la Orinoquia y la Amazonia colombianas. Dicha región está constituida por una cobertera sedimentaria fanerozoica, relativamente delgada, que recubre de manera desigual, con mayor espesor en el área subandina, al basamento precámbrico; éste, a su vez, constituye el borde occidental del Escudo de Guayanas. La cobertera sedimentaria aquí se compone principalmente por sedimentitas del Paleozoico Inferior, del Cretácico y el Cenozoico. Hasta donde se sabe, el Jurásico no está representado, ya que esta región estuvo sometida a erosión durante ese tiempo. Los únicos hallazgos, en el subsuelo, se refieren a la franja subandina de la Cuenca del Putumayo (Fm. Motema) y la del Casanare.

b - la región andina, incluyendo los valles intercordilleranos del Magdalena, Cauca y Atrato, integrada por rocas cristalinas, metamórficas y sedimentarias con edades entre el Proterozoico y el Reciente. A diferencia de los demás países suramericanos, en los Andes colombianos se dividen en tres cordilleras (Oriental, Central y Occidental), además de elementos menores como la Sierra de Perijá, la Sierra Nevada de Santa Marta, la Alta Guajira, la Serranía de San Jacinto, y Serranía de



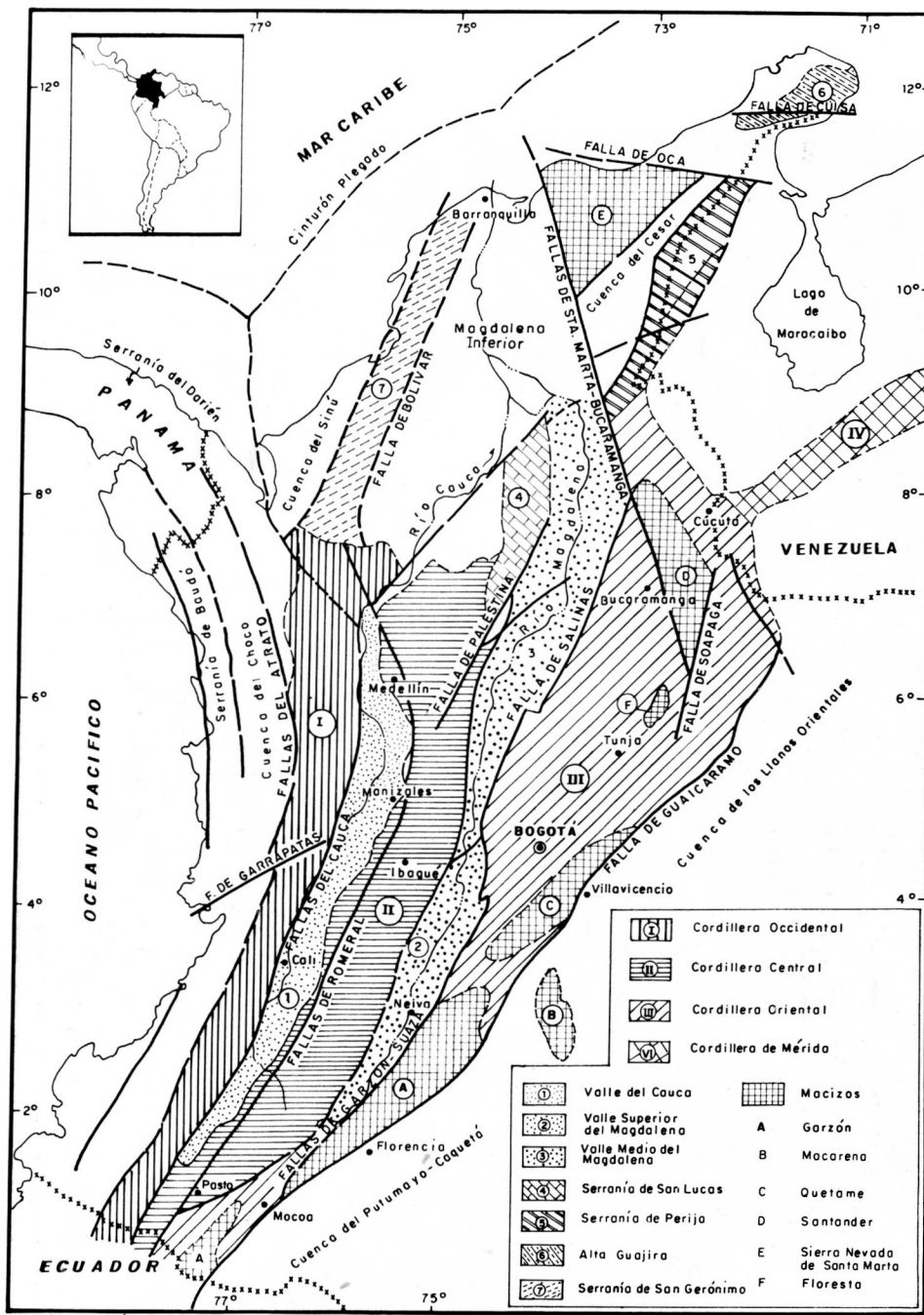


Fig. 1. Principales provincias geológicas de Colombia (según MOJICA & DORADO 1987).

Occidental y una "Oriental" o mejor, Cordillera Real, separadas entre sí por una depresión o "graben interandino" (ACOSTA 1983). La Cordillera Real corresponde en mucho con la Cordillera Central de Colombia. Al oriente se tienen las Serranías de Cónдор y Cutucú, así como el Levantamiento de Napo, que en conjunto parecen constituir una especie de "subcordillera oriental" ecuatoriana (v. mapa fisiográfico de Colombia, pg. 5), con características geológicas muy similares con las de la Cordillera Oriental colombiana.

En Venezuela, los Andes se componen de las Serranías de Perijá (compartida con Colombia) y Mérida, y de la Cadena Costera, que se prolonga, en la práctica, hasta Trinidad-Tobago, y que constituye un elemento tectónico especial, por su estilo estructural de mantos de corrimiento, provenientes del norte, y por la consecuente aloctonía de las unidades (v. GONZÁLEZ DE JUANA et al. 1980).

Baudó (=cadena costera Pacífica). La Sierra de la Macarena constituye un fragmento andino enclavado en la llanura oriental y sirve de separación parcial entre la Cuenca de los Llanos, al NE, y la Cuenca del Putumayo-Caquetá, al SE. Los Andes colombianos representan

frangas móviles con historia compleja, emergidas definitivamente a finales del Cenozoico.

En Ecuador, los Andes constituyen prácticamente una masa única, en la que se diferencian una Cordillera

Como se verá más adelante, en Colombia el Jurásico está presente en extensas áreas de la región cordillerana al oriente de la Falla de Romeral, una megasutura que al parecer marca el límite occidental

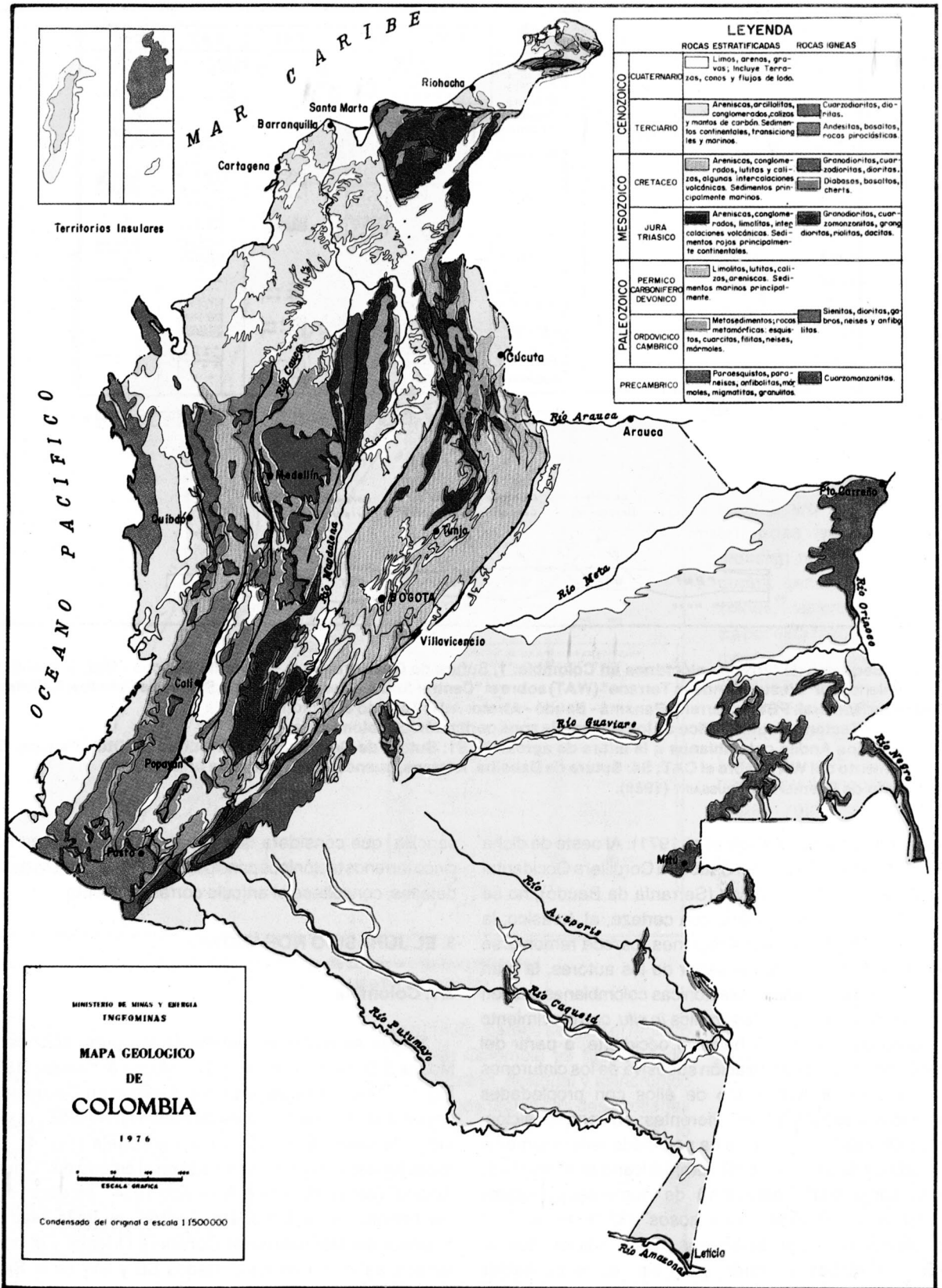


Fig. 2

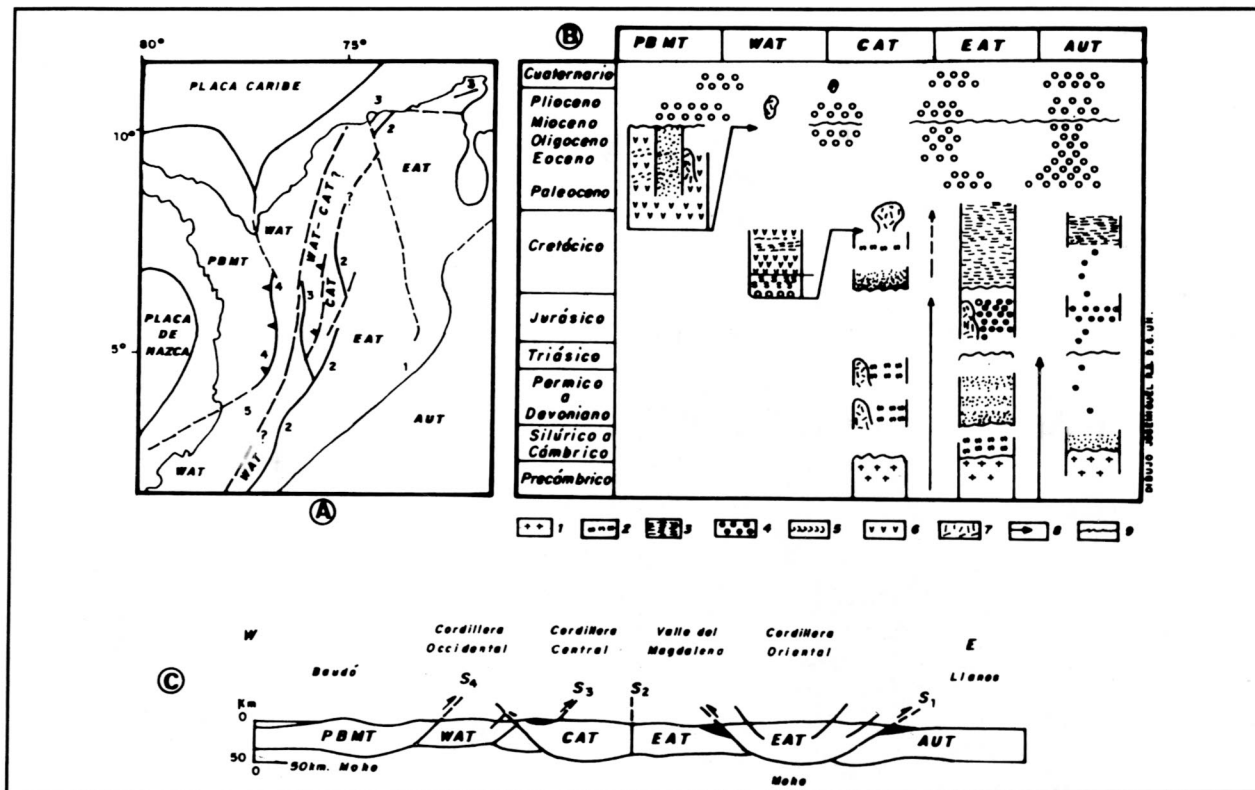


Fig. 3. A: Esquema de terrenos alóctonos en Colombia: 1, Sutura de Gualcaramo; 2, Sutura de Pericos - Otú; 3, Frente de cabalgamiento del "Western Andean Terrane" (WAT) sobre el "Central Andean Terrane" (CAT); 4, Sutura de Dabeiba; 5, Sistema de fallas de Romeral. PBMT: Terreno Panamá - Baudó - Atrato. AUT: Terreno autóctono. B: Esquema Tectono-Estratigráfico de los Andes y la zona pericratónica colombiana. C: Corte de los Andes colombianos a la altura de aprox. 6°; S₁: Sutura de Gualcaramo; S₂: Sutura de Otú - Pericos; S₃: Cabalgamiento del WAT sobre el CAT; S₄: Sutura de Dabeiba. A trazos, cuencas sedimentarias principales. Redibujado de RESTREPO & TOUSSAINT (1988).

de la corteza siálica (v. CASE *et al.* 1971). Al oeste de dicha falla, es decir, en el Valle del Cauca, la Cordillera Occidental y la cadena costera pacífica (Serranía de Baudó), no se conocen rocas adjudicables, con certeza, al Jurásico; la historia geológica, en esas regiones, parece remontarse apenas al Cretácico. En el sentir de los autores, la gran mayoría de las unidades geotectónicas colombianas pueden ser consideradas como desarrollos *in situ*, con crecimiento paulatino del continente hacia el occidente, a partir del Precámbrico, por cratonización sucesiva de los cinturones móviles andinos, cada uno de ellos con propiedades tectónicas y estratigráficas diferentes; en contraposición, en las últimas 2 décadas se ha postulado reiteradamente que esta parte del continente suramericano es el resultado de la conjunción ("acreción") de numerosos bloques alóctonos, o "terrenos sospechosos" (32 terrenos y 2 supraterranos, según INGEOMINAS 1986), adicionados en diferentes etapas al cratón, pero sin datos confiables acerca de su origen y paleoposición inicial. Por su parte, RESTREPO & TOUSSAINT (1988) presentan una división

sencilla que considera que el país está dividido en sólo cinco terrenos tectónicos principales (v. Fig. 3); para mayores detalles, consúltese el artículo correspondiente.

3. EL JURASICO NORANDINO

3.1. Colombia

Según se ilustra en detalle en las publicaciones de MOJICA & DORADO (1984: Fig. 1) y MOJICA & KAMMER (1995: Fig. 1), los registros seguros del Jurásico en Colombia se encuentran en una franja de dirección NNW-SSE, que se extiende desde Ecuador hasta Venezuela (Fig. 4). Las rocas jurásicas ocurren ante todo en el ámbito del "Oriente Andino" (*sensu* HUBACH & ALVARADO 1934), es decir, en el pie oriental de la Cordillera Central, el Valle Medio y Superior del Magdalena, la Cordillera Oriental y el borde llanero, así como en los costados SE y SW de la Sierra Nevada de Santa Marta, en la Serranía de Perijá y en el extremo nororiental de la Península de La Guajira ("Surco

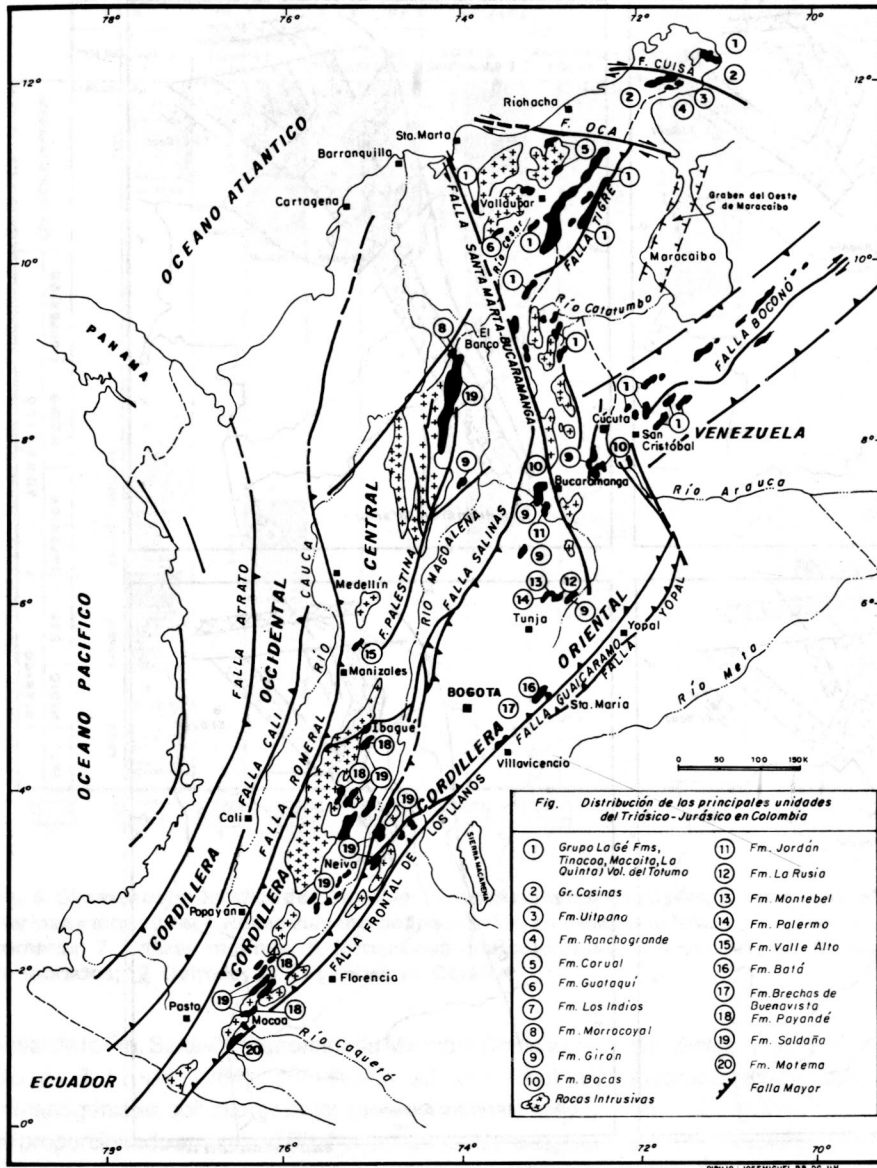


Fig. 4. Afloramientos de las principales unidades del Triásico-Jurásico en Colombia.

de Cocinas”).

Se trata por lo común, de rocas vulcano sedimentarias acumuladas en un ambiente continental, subaéreo a límnico-salobre, muchas veces con abundante participación de capas rojas (“red beds”) y una pobreza generalizada de macro y microfósiles que refleja condiciones adversas para la vida y un medio oxidante.

Asimismo, según lo proponen MOJICA &

KAMMER (1995), parece ser que el registro Jurásico en Colombia es producto del relleno paulatino, desigual y asincrónico de depresiones tectónicas desarrolladas localmente a partir del Triásico (Fig. 5), lo cual sumado a la escasez de fósiles guía para la edad, constituye un factor de constante incertidumbre para las correlaciones regionales.

En las publicaciones que tratan el Jurásico de Colombia, se involucran a

veces conjuntos litológicos que, según el conocimiento actual, pueden abarcar también parte del Triásico o del Cretácico; esto se debe en mucho, al predominio de unidades continentales (e.g. Formaciones Girón, Jordán, Saldaña, Motema, La Mojana, Montebel, Guatapurí, Corual, La Quinta, Ranchogrande), constituidas en gran parte por rocas vulcanoclásticas y capas rojas, todas ellas con exiguo o ningún contenido fósil, lo cual dificulta enormemente la ubicación temporal de las mismas, y obliga a deducir su edad con base en su posición estratigráfica, por encima y/o por debajo de unidades fosilíferas cuya datación no ofrece mayores dudas, generalmente paleozoicas, triásicas o cretácicas. Es por esta razón que comúnmente se encuentran en la literatura términos genéricos como “Triásico-Jurásico, Jura-Triásico, Jura-Cretácico, Infra-Cretáceo”. Las facies continentales vulcanogénicas y de capas rojas, además de algunos conjuntos oscuros también continentales (ej. Fms. Bocas, Montebel), cubren un 90% de los afloramientos jurásicos conocidos en el país. Estos conjuntos jurásicos, de origen terrestre, sobrepasan en algunos lugares, estimativamente, los 3000 m de espesor.

El Jurásico marino, con fauna identificada como tal (v. GEYER 1973), se restringe a afloramientos locales y está representado por unidades del Liásico (Fms. Batá, Morrocoyal) y del Jurásico Medio a Superior (Fms. Cuisa, Jipi y Cajú). Se conocen además

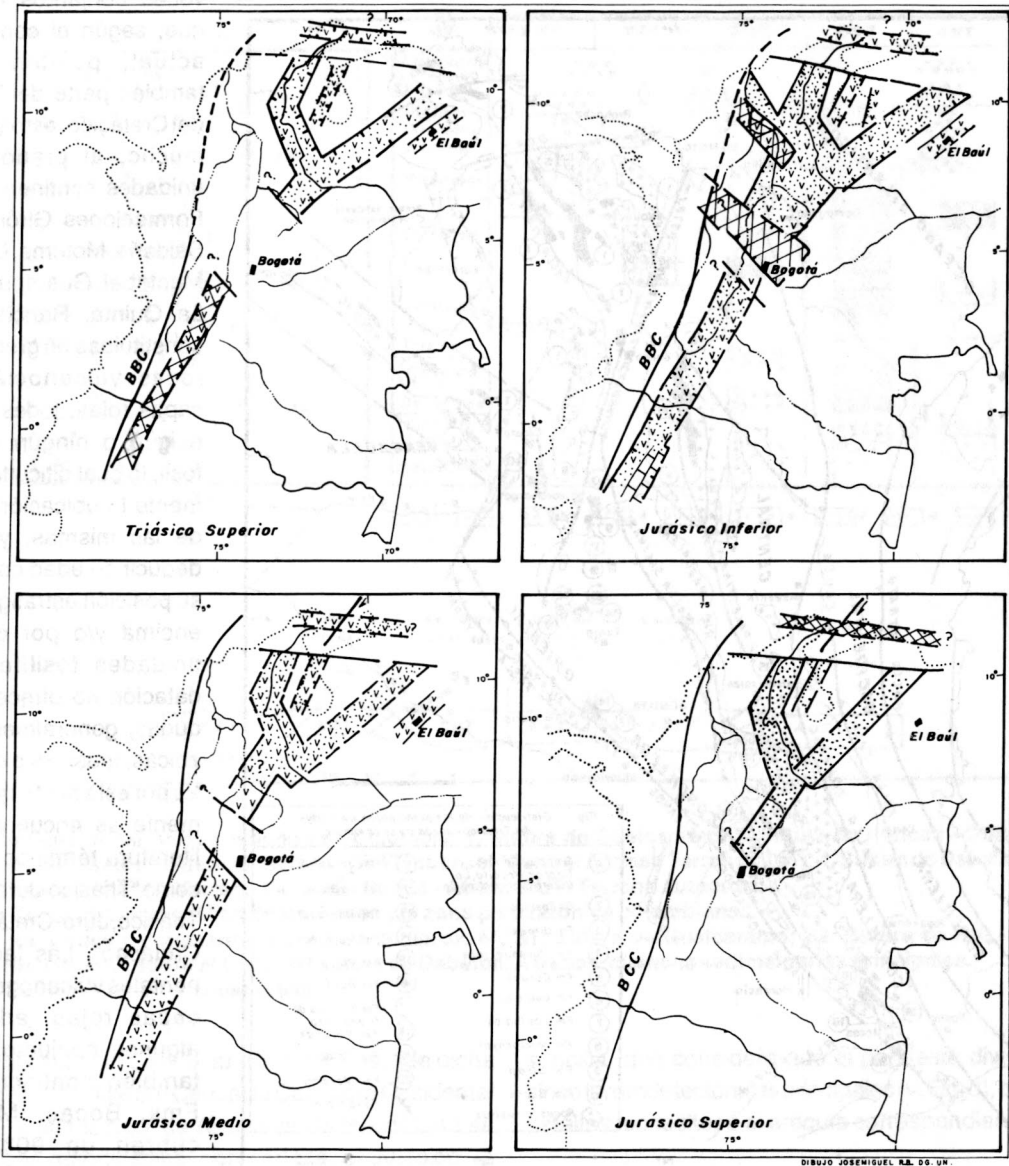


Fig. 5. Desarrollo de depresiones tafrogénicas entre el Triásico terminal y el Jurásico Superior en Colombia.

conjuntos que por su posición estratigráfica, o contenido fósil, corresponden al límite Jurásico-Cretácico, como las Areniscas de Arcabuco (INGEOMINAS 1983, RENZONI *et al.* 1983), las Brechas de Buenavista (DORADO 1984) y parte de la Fm. Valle Alto (GONZÁLEZ *et al.* 1980).

Algunos hallazgos fosilíferos logrados en las últimas décadas han permitido, en algunos casos, una mejor delimitación temporal de las formaciones. Entre ellos se cuentan los de *Glossopteris* sp. y *Classopollis* sp. (REMY *et al.* 1975), que señalan una edad jurásica para la Fm. Bocas (antes considerada como paleozoica o triásica) y restringen las Fms. Jordán y Girón, suprayacentes al

Jurásico Medio? y Superior, respectivamente, según lo indica RABE (1974); *Batrachopus* sp. cf. *gracilis*, un fósil que según BAIRD (comunicación escrita), es característico del Liásico, particularmente del Sinemuriano, en el Supergrupo Newark de Norteamérica, y que permite suponer una edad semejante para las sedimentitas rojas, intercaladas entre vulcanitas y piroclastitas de la Fm. Saldaña, en la región de Prado-Dolores (v. MOJICA & MACIA 1982). Sin embargo, en la opinión de LEONARDI (1987), se trata de *Batrachopus* cf. *dewey*, con rango temporal entre el Triásico Superior y el Jurásico Medio?

De otro lado, en la región de Payandé (Tolima), la parte

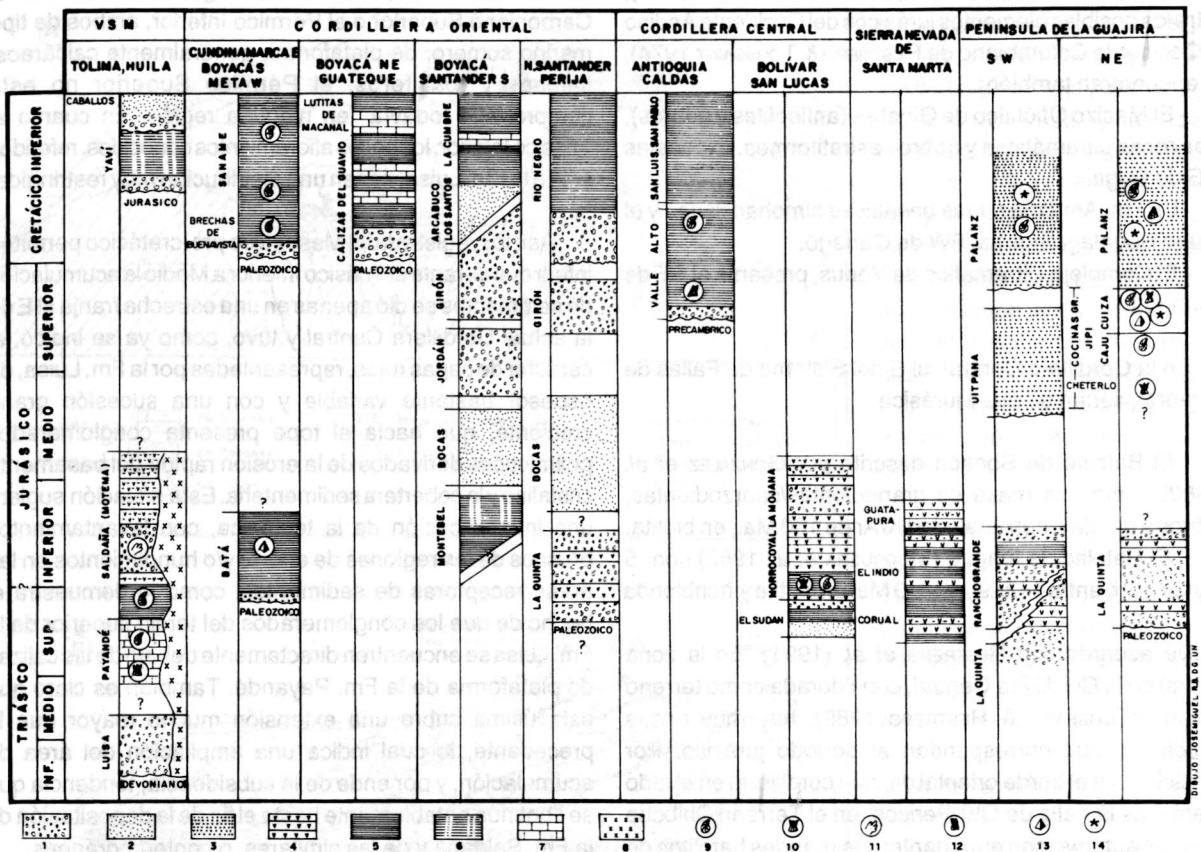


Fig. 6. Síntesis estratigráfica de Colombia. 1. Capas rojas continentales; 2. Facies terrestres grises; 3. Areniscas cuarcíticas, marinas y terrestres; 4. Rocas vulcano-sedimentarias, ante todo continentales; 5. Facies parálico-fluviátiles; 6. Facies marinas someras; 7. Calizas marinas; 8. Intrusiones granodioríticas; 9. Amonitas; 10. Bivalvos indiferenciados; 11. Huellas de vertebrados; 12. Ostreas; 13. Trigonias; 14. Corales.

basal de la Fm. Saldaña (denominada Miembro Chicalá por MOJICA & LLINÁS 1984), constituida allí por limolitas vulcanogénicas, con intercalaciones de calizas nodulosas, ha proporcionado amonitas (*Rhabdoceras* sp., *Sandlingites* sp., y otras en estudio), propias según WIEDMANN & MOJICA (1980) y GEYER (1982: 29) del Retiano, lo cual indica que el "Vulcanismo Saldaña" (un evento regional que se extiende desde el N del Ecuador hasta Venezuela) comenzó, al menos localmente, a finales del Triásico, y continuó durante el Liásico, según lo demuestran: a) la presencia de amonitas del Sinemuriano en la vulcano-sedimentaria Fm. Morrocoyal (GEYER 1973); y b) algunas dataciones radiométricas K/Ar de vulcanitas de la Sierra Nevada de Santa Marta (v. INGEOMINAS 1983). Una visión de conjunto se resume en la Fig. 6, tomada de MOJICA & DORADO 1987).

En cuanto al régimen geológico imperante durante el Jurásico en el ámbito del "Occidente Andino" -es decir al occidente de la cresta actual de la Cordillera Central, o al W

del Sistema de Fallas de Romeral-, la mayoría de los autores que han tocado el tema suponen la existencia de un dominio oceánico "paleopacífico" (BÜRLG 1964, GEYER 1973 y 1979, BARRERO 1979, MOJICA 1982, MOJICA & DORADO 1987, DENGÓ & COVEY 1993, BAYONA *et al.* 1994) sometido a compresión y a procesos de subducción (BARRERO 1979)/ obducción (RESTREPO & TOUSSAINT 1974, AGUIRRE 1989; BOURGOIS *et al.* 1982, 1987) durante el Jurásico Superior - Cretácico Inferior. De dicho dominio oceánico quedarían sólo vestigios puntuales, en forma de complejos básicos a ultrabásicos, o complejos ofiolíticos, emplazados al occidente de las Fallas de Romeral (e.g. Complejo Ofiolítico del Cauca *sensu* RESTREPO & TOUSSAINT, *op. cit.*), y aún al oriente de la misma, como el "Unidad Metaofiolítica de San Francisco" (BOURGOIS *et al.* 1987: Fig. 8).

De acuerdo con los esquemas estratigráficos contenidos en los mapas geológicos de McCOURT (1984), DE ARMAS (1984), ASPDEN & McCOURT (1985), McCOURT & VERDUGO

(1985), McCOURT *et al.* (1984a) y McCOURT *et al.* 1984b), entre los posibles elementos jurásicos del Occidente Andino (= Occidente Colombiano de RESTREPO & TOUSSAINT 1974), se encuentran también:

- El Macizo Ofiolítico de Ginebra (anfíbolitas y gabros), y las rocas ultramáficas y gabros estratiformes, expuestas al E de Buga.

- La Fm. Amaime (lavas basálticas almohadilladas y el Grupo Bugalagrande) al SW de Cartago.

- El Complejo Ultramáfico de Venus, presente al SE de Cartago.

En la Cordillera Central, al E del Sistema de Fallas de Romeral, serían de edad jurásica:

- El Batolito de Sonsón descrito por GONZÁLEZ *et al.* (1980) como una masa de granodioritas/cuarzodioritas, gabros y dioritas, con una edad K/Ar de 160 Ma., en biotita.

- El Batolito de Ibagué (MOSQUERA *et al.* 1982) con 5 fechas K/Ar, entre 142 ± 9 y 143 ± 9 Ma, en biotita y honblenda

De acuerdo con RESTREPO *et al.* (1991) "En la zona central de la Cordillera Central, considerada como terreno Tahamí (TOUSSAINT & RESTREPO 1989), hay muy pocas dataciones que correspondan al período jurásico. Por oposición, en el borde oriental de esta cordillera, en el lado oriental de la Falla de Otú-Pericos, en el Terreno Chibcha de estos autores, son abundantes los grandes batolitos de edad jurásica, en particular el Batolito de Ibagué (VESGA & BARRERO 1978)".

De otra parte, BOURGOIS *et al.* (1987: 319-324) apoyándose en las edades radiométricas de 163 ± 10 y 131 ± 9 Ma. obtenidas por RESTREPO & TOUSSAINT (1974) en el "Complejo Ofiolítico del Cauca", postulan la ocurrencia de un evento de subducción-obducción durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que habría causado la intrusión de algunos de los batolitos de la Cordillera Oriental y, casi simultáneamente, habría emplazado algunos complejos ofiolíticos hacia el pie W de la Cordillera Central.

3.1.1. Paleogeografía y Tectónica (Fig. 7a y b)

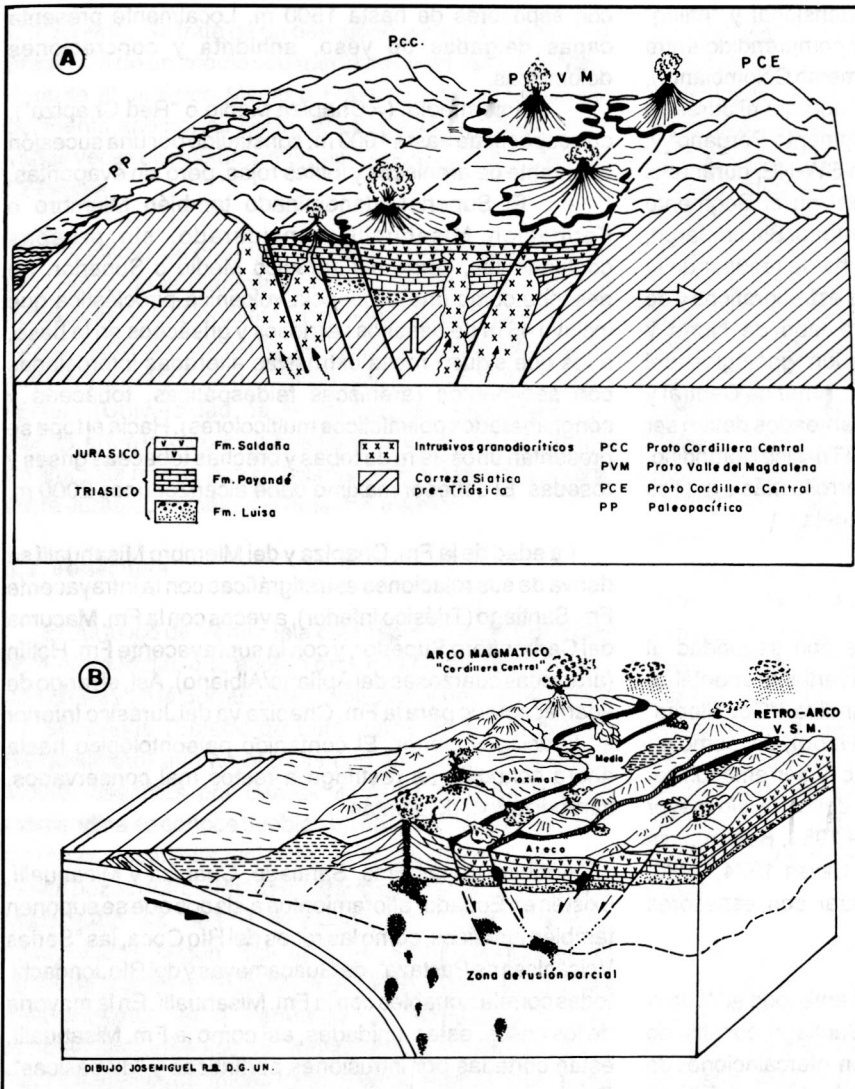
El conocimiento que se tiene de las características y distribución del Paleozoico Superior en la zona andina colombiana (v. VILLARROEL & MOJICA 1989) y de la presencia y distribución de las rocas mesozoicas más antiguas, sugiere que a comienzos del Mesozoico en el ámbito comprendido entre la Cordillera Oriental, el Valle del Magdalena y la Cordillera Central, dominó un paisaje continental, de clima cálido y seco, donde alternaban bloques tectónicos sujetos a erosión, con áreas aledañas sometidas a acumulación. Lo anterior porque en Colombia, los registros

del Paleozoico Superior terminan generalmente con el Carboniano Superior o el Pérmico Inferior, ambos de tipo marino somero, de plataforma, generalmente calcáreos, limosos y fosilíferos; el Pérmico Superior no está comprobado todavía en ninguna región. En cuanto al Triásico Inferior, los pocos afloramientos conocidos, referidos sólo a la Fm. Luisa, tienen una distribución muy restringida.

Así, los registros del Mesozoico pre-cretácico permiten inferir que durante el Triásico Inferior a Medio la acumulación de sedimentos se dió apenas en una estrecha franja al E de la actual Cordillera Central y tuvo, como ya se indicó, el carácter de capas rojas, representadas por la Fm. Luisa, de espesor bastante variable y con una sucesión grano creciente, que hacia el tope presenta conglomerados polimícticos derivados de la erosión rápida del basamento cristalino y la cobertera sedimentaria. Esta situación sugiere una intensificación de la tectónica, con levantamientos bruscos de las regiones de aporte y/o hundimientos en las áreas receptoras de sedimentos, como lo demuestra el hecho de que los conglomerados del tercio superior de la Fm. Luisa se encuentren directamente debajo de las calizas de plataforma de la Fm. Payandé. También es claro que esta última cubre una extensión mucho mayor que la precedente, lo cual indica una ampliación del área de acumulación, y por ende de la subsidencia, tendencia que se continúa notablemente hasta el fin de la depositación de la Fm. Saldaña y de las similares, o contemporáneas.

La situación antedicha puede interpretarse como el resultado del desarrollo de una tectónica de distensión (tafrogenésis) que ocasionó la aparición de un graben (o "rift") supracontinental, orientado aproximadamente de NNE a SSW, el cual recibió y conservó sedimentos continentales marinos y vulcano-clásticos, durante el Triásico y el Jurásico. La falta de continuidad longitudinal de las formaciones contenidas en el graben se debe, seguramente, al juego desigual de fallas aproximadamente transversales, que permitieron que algunos bloques permanecieran más elevados que otros, haciendo el papel de umbrales. Según CUERVO (1995) tales fallas dieron lugar al arreglo rombohédrico observado claramente en los Andes colombianos. Este autor inclusive interpreta la tectónica, además de distensiva, como afectada por diferentes movimientos de rotación de bloques, tanto en la horizontal como en la vertical.

Para explicar el magmatismo efusivo correspondiente a la Fm. Saldaña y las similares en el norte de Colombia, Venezuela y quizás el norte del Ecuador, así como las intrusiones que las afectan, incluido el Grupo Payandé, se han propuesto dos modelos principales:



de fusión-, continuando con niveles cada vez más profundos hasta llegar al manto mismo, quedando así las lavas y piroclásticos ácidos en la parte basal y las rocas intermedias hasta andesíticas en la parte superior. Entonces, esta interpretación da a entender que las unidades del Triásico-Jurásico nor-andino representan una acumulación en un margen de tipo distensivo, que alcanzó su máximo desarrollo en el Cretácico, y cuyo borde W coincidía más o menos con el eje actual de la Cordillera Central.

La interpretación de la estructura antedicha como una cuenca de post-arco presenta el problema de que todavía no se ha demostrado la existencia de un arco volcánico *sensu stricto* en el eje de la Cordillera Central, de la Sierra Nevada de Santa Marta, de la Serranía de Mérida, de la región extrandina de El Baúl, y de la Cordillera Real del Ecuador. De otra parte, las reconstrucciones paleotectónicas recientes de BURKE (1976) y BURKE *et al.* (1984), entre otros, sugieren que durante el Triásico-Jurásico el extremo noroccidental de Suramérica se encontraba adherido al continente norteamericano, a la altura del Golfo de México (v. también SCHMIDT-EFFING 1980). BURKE *et al.* (1984) asumen la presencia, al oeste y noroeste de Colombia, de los llamados "Bloques de Chortis y Yucatán". Durante el Triásico-Jurásico se habría iniciado la separación paulatina de dichas masas continentales, a través de una paleodorsal del Caribe, lo cual como es de esperar, habría dado lugar a fuerzas distensivas en ambos márgenes, antes que compresión y procesos de subducción. Por su parte, JAILLARD *et al.* (1990: Fig. 9) proponen un modelo "tético", en

- El primero plantea que la actividad ígnea intrusiva y efusiva durante el Triásico es el resultado de la subducción de una placa oceánica bajo el Cratón Suramericano, al oeste de la Cordillera Central (BARRERO 1979, TOUSSAINT & RESTREPO 1976, entre otros) y que los registros que aquí nos ocupan, representan una estructura de distensión en una región de post-arco o arco trasero, desarrollado al oriente de un arco magmático localizado hacia la parte alta de la actual Cordillera Central.

- El otro modelo, planteado por ESTRADA (1972) y MACÍA & MOJICA (1981),

sugiere que la idea de una subducción durante el Jurásico resultaría inapropiada para explicar el vulcanismo predominantemente ácido e intermedio, y a cambio postula que el Triásico-Jurásico colombiano es consecuencia de un adelgazamiento cortical, asociado con un abombamiento del manto, en una zona de distensión supracontinental. Según MACÍA & MOJICA (*op. cit.*), el proceso mencionado conduce a un calentamiento, por elevación de las isothermas, y disminución de la presión, con la consecuente fusión inicial de rocas más ácidas -de más bajo punto

el que se combinan: a) tectónica extensional y "rifting" durante el Rético-Liásico en el sector comprendido entre Ecuador-Colombia-Venezuela (= "Segmento Colombiano"); b) subducción y fallamiento sinistral, durante el Jurásico Medio a Superior temprano, en el "Segmento Peruano" y; c) de colisiones oblicuas, en dirección SW-NE, durante el Jurásico terminal y el Cretácico inicial en el Segmento Colombiano y de subducción en el Peruano. Sin embargo, la solución a tan diversas propuestas ha de resultar de la comparación reiterada de los registros estratigráficos y de la evolución geológica a uno y otro lado de Norte y Suramérica, así como de la evolución geológica del protocaribe, a partir de los registros en América Central y Las Antillas. Asimismo, los modelos planteados deben ser coherentes para la explicación de todo el Triásico Norandino, que como ya se dijo, presenta un desarrollo más o menos similar en Ecuador, Colombia y Venezuela.

3.2. Ecuador

En Ecuador, las rocas atribuidas con seguridad al Jurásico se encuentran ante todo en la vertiente oriental de la Cordillera Real y en la región subandina ("Cordilleras" Córdor y Cutucú, Levantamiento de Napo), así como en algunos pozos petroleros del "oriente", o región amazónica. Se trata de dos conjuntos principales, descritos sin mayor precisión en la literatura (e.g. TSCHOPP 1953, HOFFSTETTER 1956, BRISTOW & HOFFSTETTER 1977, GEYER 1974, 1980, 1982) y por lo tanto difíciles de ilustrar con espesores precisos y sucesiones estrictas:

a. Uno de origen marino, expuesto ante todo al W de la Sierra de Cutucú, conocido como Fm. Santiago, constituido por calizas fosilíferas de plataforma, con intercalaciones de pelitas oscuras y esporádicas tobas y brechas volcánicas. La Fm. Santiago puede alcanzar espesores entre 1500 y 2700 m; los fósiles se restringen a escasas amonitas aplastadas (*Arietites sp.*) y bivalvos del género *Monotis* (GEYER 1974), indicativos del Sinemuriano. Según ASPDEN *et al.* (1992), la Fm. Santiago grada al occidente hacia basaltos toleíticos, almohadillados, que en conjunto con las calizas de la Fm. Santiago indican "una cuenca extensional orientada de N-NE a S-SW".

b. Otro de tipo vulcano-sedimentario, con capas rojas interpuestas, que localmente contiene anhidrita, yeso y sal depositadas en medios subaéreos, y que constituyen la Fm. Chapiza, con espesor estimado entre 600 y 4500 m; dicha unidad puede subdividirse en tres elementos:

- El inferior, que reposa discordantemente sobre la Fm. Santiago (= Chapiza Inferior o "Red and Grey Chapiza") compuesto por areniscas y lutitas rojizas, violáceas y grises,

con espesores de hasta 1500 m. Localmente presenta capas delgadas de yeso, anhidrita y concreciones dolomíticas.

- El Intermedio. (= Chapiza Medio o "Red Chapiza"), con espesor de hasta 1000 m, constituido por una sucesión alternante de areniscas y lutitas rojas, pero sin evaporitas.

- El Superior, denominado también Miembro o Formación Misahuallí, considerado, sin pruebas contundentes, como del Jurásico Medio o Superior. Se describe como una secuencia volcánica-piroclástica que incluye 45 m de basaltos verdosos y grisáceos en la base, a los que siguen rocas extrusivas alteradas intercaladas con sedimentos (areniscas feldespáticas, tobáceas y conglomerados polimícticos multicolores). Hacia el tope se presentan unos 39 m de tobas y brechas tobáceas grises y rosadas. El espesor máximo debe alcanzar unos 2000 m.

La edad de la Fm. Chapiza y del Miembro Misahuallí se deriva de sus relaciones estratigráficas con la infrayacente Fm. Santiago (Triásico Inferior), a veces con la Fm. Macuma del Carbonífero Superior, y con la suprayacente Fm. Hollín (areniscas cuarzosas del Aptiano/Albiano). Así, el rango de edad aceptado para la Fm. Chapiza va del Jurásico Inferior al Jurásico Superior. El contenido paleontológico hasta ahora conocido se restringe a restos mal conservados, carbonizados, de plantas.

Además de las Fms. Santiago, Chapiza y Misahuallí, existen en Ecuador afloramientos aislados que se suponen también jurásicos, como las rocas del Río Coca, las "Series Volcánicas de Pastaza", de Guacamayas y del Río Jondachi, todas correlacionables con la Fm. Misahuallí. En la mayoría de los casos, estas unidades, así como la Fm. Misahuallí, están cortadas por intrusiones porfíricas y "diabásicas". En cuanto a las rocas intrusivas, ASPDEN *et al.* (1992) reportan edades radiométricas, con isócronas Rb/Sr entre 152 ± 4 y 194 ± 7 Ma. para el Batolito de Zamora y de 161 ± 2 a 163 ± 2 en el Batolito de Abitagua, ambos en el costado oriental de la Cordillera Real. Asimismo, como dato interesante, dichos autores mencionan el hallazgo, en xenolitos del Batolito de Zamora, de bivalvos del Triásico Superior provenientes, al parecer, de la "Subdivisión" Isimanchi.

En cuanto al Jurásico en el W de la Cordillera Real, hay que anotar que ASPDEN *et al.* (1992) reportan la presencia de palinomorfos (en especial de *Tubotuberella eisenackii*) en esquistos verdes de la "Subdivisión" Maguazo de la "División" Aloa, indicativos del Calloviano-Oxfordiano. Los esquistos -expuestos al NE, E y SE de Riobamba, es decir en sector central del costado W de la Cordillera Real- representan, en general, metatobas, metaturbiditas, pizarras carbonáceas y cantidades menores de mármoles y

metacherts. Se trata de un descubrimiento que certifica la presencia de un medio sedimentario de aguas profundas, durante el Jurásico Medio a Superior, en el ámbito del occidente andino, es decir, de un océano paleopacífico, varias veces postulado, pero hasta ahora no identificado en Colombia.

Por último, se cree que los tramos más inferiores de la Fm. Piñón de la planicie litoral occidental y las porfiritas diabásicas de la "Cordillera Occidental" ecuatoriana podrían incluir parte del Jurásico. Al respecto debe tenerse en cuenta que, según comunicación verbal del Prof. R. SCHMIDT-EFFING (Universidad de Marburgo), en la Serranía de Baudó, entre la secuencia basáltica ocurren intercalaciones de limolitas rojizas con radiolarios indicativos de un rango entre Jurásico Superior - Cretácico Inferior.

3.3. Venezuela

El Jurásico de Venezuela está representado por rocas no metamórficas que afloran principalmente en los Andes de Mérida y en la Serranía de Perijá. Asimismo, en la región de Siquisique (Estado de Lara; unos 80 km al NW de Barquisimeto) afloran ofiolitas con amonitas del Jurásico Medio, descritas por BARTOK *et al.* (1985). En la zona extraandina se conoce también un conjunto muy importante de rocas volcánicas jurásicas en la región de El Baúl. En varios pozos petroleros del costado occidental, del Lago de Maracaibo se tienen registros de rocas jurásicas conservados, según SCHUBERT, en una estructura en forma de graben (v. RICCARDI *et al.* 1990). Como se describe más adelante, en la Península de Paraguaná ocurren también afloramientos de "metamorfitas de bajo grado" o "rocas semimetamórficas" (Fm. Pueblo Nuevo), con fauna marina del Jurásico Superior (v. GEYER 1977).

Por último, en la literatura se menciona la posible presencia de rocas jurásicas en la Cordillera de la Costa en calizas de la fase Zenda de la Fm. Las Brisas (PUMPIN 1978, en RICCARDI *et al.* 1990; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980; BARTOK *et al.* 1985).

En la parte venezolana de la Serranía de Perijá el Jurásico está representado por el Grupo La Gé (HEA & WHITMAN 1960), constituido de abajo hacia arriba por las Fms. Tinacoa, Macoita, La Quinta y el Conglomerado de Seco, las cuales han de interdigitarse lateralmente con las Rocas Volcánicas de La Gé y las Rocas Volcánicas de El Totumo (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980: 159).

Los afloramientos más representativos del Grupo La Gé se encuentran en la quebrada del mismo nombre (Estado de Zulia, en la región entre los Ríos Palmar y Negro). El

espesor total se ha supuesto cercano a los 5000 m. Los contactos entre "La Quinta" y el Conglomerado de Seco, y sus posibles equivalentes laterales, denominados Rocas Volcánicas de la Gé y Rocas Volcánicas de El Totumo (v. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980: 159-162) se han considerado transicionales. En la Serranía de Perijá no se conoce aún la base del grupo, o sea la base de la Fm. Tinacoa. El contacto superior, o sea el tope de la Fm. La Quinta, o del Conglomerado de Seco, en donde éste se encuentra, es generalmente discordante con la Fm. Río Negro del Cretácico Inferior. Sin embargo, en algunos lugares dicho límite parece ser transicional. Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980: 162-168), la Fm. Tinacoa o sea la unidad basal del Grupo La Gé, se acumuló en un ambiente poco profundo de aguas dulces a salobres, propicio para la formación de calizas, con abundante material vegetal detrítico y ausencia de clásticos terrígenos. La mayoría de los autores coinciden en destacar la ausencia de fósiles marinos y la presencia de materia carbonosa en estos sedimentos. La Fm. Tinacoa contiene material piroclástico que aumenta de tamaño hacia arriba, a veces embebido o formando capas intercaladas con los sedimentos lutíticos y calcáreos. Las piroclastitas ganan importancia en volumen lateralmente y hacia el tope de la formación; en ese caso se conocen con el nombre de Rocas Volcánicas de La Gé. También se ha visto que hay rocas plutónicas, seguramente de edad jurásica, que intruyen localmente a la secuencia del Grupo La Gé.

Con algo más de detalle se puede decir que la Fm. Tinacoa consiste de un miembro inferior tobáceo y carbonoso, pelítico y de calizas tobáceas afaníticas y de un miembro superior de areniscas líticas con intercalaciones de rocas piroclásticas en las que se interponen shales calcáreos y carbonáceos. El espesor no está bien determinado y puede fluctuar entre unos 700 y 1700 m (HEA & WHITMAN 1960; BOWEN (1972). El contenido fosilífero incluye restos de peces del género *Lepidotus*, plantas de los géneros *Ptilophyllum* y *Otozamites*, así como numerosos conchóstracos pertenecientes a *Cyzicus (eustheria)* sp. y *C. (Lioestheria)? colombianus* (Bock), identificados por ODREMAN & BENEDETTO (1977), quienes los consideran indicativos del Jurásico Temprano a Medio.

La Fm. Macoita consiste en limolitas calcáreas grises interestratificadas con areniscas feldespáticas grisáceas y tobas líticas. Según HEA & WHITMAN (1960) la unidad se compone de un miembro inferior de arcosas volcánicas de grano grueso a conglomeráticas en capas de espesor mediano bien calcáreas, interestratificadas con lutitas, limolitas y calizas y en algunos lugares presenta un conglomerado basal. El miembro superior consta de limolitas grises, marrones y rojo oscuras alternantes con areniscas

conglomeráticas y lutitas subordinadas, que se interstratifican con tobas cristalinas, areniscas volcánicas algo calcáreas y aglomerados calcáreos. El espesor del miembro inferior se ha estimado en 1150 m y del miembro superior en 1250 m, para un espesor total cercano a los 2300 m. El contenido fosilífero se restringe a restos de plantas de los géneros *Ptilophyllum* sp. y *Phlebopteris* (?) sp. que, según ODREMAN & BENEDETTO (1977) sugieren una edad jurásica media.

La Fm. La Quinta en la región de Perijá, está integrada por una secuencia espesa de lodolitas rojas, limolitas, arcosas y conglomerados. Localmente se encuentran gradaciones laterales hacia tobas andesíticas, brechas, así como diques de composición básica. Entre las lutitas y lodolitas se han encontrado restos de *Posidonomya* y *Estheria* (SCHUBERT, en RICCARDI *et al.* 1990).

El Conglomerado de Seco es la unidad superior del Grupo La Gé y se encuentra localmente en algunas regiones de la Serranía de Perijá. La localidad tipo se encuentra en la Q. Aponcito Seco al NW de Machiques, donde puede alcanzar unos 700 m de espesor. HEA & WHITMAN (1960: 369) estiman que estos conglomerados de color rojo, libres de vulcanismo, pertenecen al ciclo continental de la Fm. La Quinta, pero en posición discordante sobre los sedimentos intercalados con las rocas volcánicas de La Gé. El Conglomerado de Seco, que en Colombia debería corresponder en muy buena parte con la Fm. Girón, está integrado por una sucesión de conglomerados de guijarros y bloques no seleccionados de rocas intrusivas, calizas paleozoicas y clastos de las rocas volcánicas de El Totumo. La matriz está compuesta por detritos de rocas volcánicas, sedimentarias y minerales ferruginosos a arcillosos. Hasta ahora no se conocen fósiles en dichas rocas. HEA & WHITMAN (*op. cit.*) sugieren que este conglomerado pudo haberse acumulado en el pie de un gran escarpe de falla.

En cuanto a las rocas volcánicas del Grupo La Gé, BOWEN (1972: 754) utiliza este nombre para designar tobas y "aglomerados" grises a gris-verdosos bien cementados, con estratificación poco notable, que pasan lateralmente a las Formaciones Tinacoa y Macoita. En algunas partes, como en el valle del Río Palmar, las rocas volcánicas de La Gé contienen interposiciones de calizas silíceas negras en la parte inferior. En los aglomerados, además de los fragmentos de toba, abundan también clastos de rocas sedimentarias diversas. La matriz, en sección delgada, muestra estructura nebulosa desvitrificada, con calcita y clorita, además de fragmentos angulares de cuarzo y porcelanita, así como grandes cristales de plagioclasa y biotita. El cuarzo está menos corroído que en las intercalaciones tobáceas de la Fm. La Quinta y los óxidos

de hierro son escasos.

En los Andes de Mérida el Jurásico está representado esencialmente por la Fm. La Quinta (KUNDIG 1938; SCHUBERT 1986, y en RICCARDI *et al.* 1990). Se trata de rocas con característico color rojizo a rojo chocolate, bien expuestas en el Estado de Táchira. La Fm. La Quinta se conserva en franjas tectónicas limitadas por fallas (grábenes) y generalmente se encuentra plegada. Su espesor varía según SCHUBERT (en RICCARDI *et al.* 1990) entre 1300 y 3400 m. Sin embargo en el piedemonte de Barinas alcanza sólo 300 m. En esta región la Fm. La Quinta puede ser dividida en tres miembros: el inferior consistente de tobas violáceas vítricas de unos 150 m de espesor; el intermedio con unos 850 m consistente de tobas multicolores, conglomerados, limolitas y capas muy delgadas de caliza; el superior de color rojo chocolate consiste de areniscas y limolitas con algunas tobas. Según los autores arriba mencionados, la proporción de material piroclástico decrece de SW a NE. En la Serranía de Mérida, la Fm. La Quinta reposa discordantemente sobre filitas grises de la Fm. Mucuchachí del Paleozoico Superior y está recubierta de manera paraconcordante o transicional por la Fm. Río Negro del Cretácico Inferior. En la Fm. La Quinta de esta región se han reportado numerosos fósiles que incluyen restos de plantas, palinomorfos y conchóstracos. La lista de géneros incluye: *Lepidotus*, *Isaura olssoni* Bock, *Cyoris valdensis* Sowerby, *Howellites colombianus* Bock, *Circulina melleriana* Klaus, *Classopolis papillanus*, *Caytopollenites pallidus*, *Dictyophyllum*, *Nilssonina*, *Ptilophyllum*, *Zamites* y *Otozamites*. Esta asociación fosilífera es indicativa, según los autores antedichos, de una edad jurásica. También se han obtenido edades radiométricas $207\text{U}/206\text{U}$ con un promedio de 229 ± 15 Ma. y edades K/Ar con valores de 122 ± 7 y 149 ± 10 Ma., v. SCHUBERT (en RICCARDI *et al.* 1990: 126).

En la Serranía de Perijá se han obtenido edades K/Ar en las rocas del Grupo La Gé. Así, en un granito relacionado con la base de la Fm. La Quinta, se obtuvo un valor de 185 ± 7 Ma. (ESPEJO *et al.* 1980); para las rocas volcánicas de El Totumo se tienen dos "fechas" radiométricas: una Rb/Sr en roca total con valores de 156 a 174 Ma. y una K/Ar en roca total con 155 Ma. y 146 ± 7 Ma. (MAZE 1984).

En el Macizo de El Baúl las rocas jurásicas del Grupo de Guacamayas consisten en coladas de lava acumuladas discordantemente sobre rocas pre-jurásicas y sobre una paleotopografía notable. En el Grupo Volcánico de Guacamayas se conocen dos episodios de vulcanismo subaéreo, uno inferior riolítico y otro superior de latitas cuarcíferas (v. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980: 161). Las rocas volcánicas del Macizo de El Baúl presentan muy poca

deformación. Según MARTIN B. (1961), en la parte baja el Grupo Volcánico de Guacamayas consta principalmente de brechas de flujo y tobas y lavas riolíticas de color azul grisáceo. Más arriba aparecen riolitas de color crema y tobas riolíticas recubiertas por aglomerados, tobas y brechas de flujo que constituyen la asociación riolítica arriba mencionada. La asociación de latita cuarcífera consiste en latitas porfiríticas y latitas cuarcíferas de color vino tinto oscuro, a las que siguen tobas de lapilli de color rojo violeta y están recubiertas por lavas fluidas negras, vítreas y tobas.

Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (*op. cit.*), toda la secuencia del Grupo Volcánico de Guacamayas se caracteriza por la lenticularidad y los espesores variables de las diferentes litologías. El espesor se considera cercano a 350 m. De un flujo de riolita, MACDONALD & OPDYKE (1974: 208) obtuvieron una edad K/Ar, en roca total, de 192 ± 3 Ma. y 195 ± 3.9 Ma., que indica una edad triásica terminal.

En cuanto a las Rocas Volcánicas de El Totumo, hay que anotar que GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (*op. cit.*) consideran que ellas representan un foco volcánico de tal magnitud durante la época de sedimentación de la Fm. La Quinta, que las rocas extrusivas desplazaron de modo total a las sedimentarias. El vulcanismo es intermedio a básico y hay flujos de lavas, en contraste con las Volcánicas de La Gé formadas por rocas piroclásticas ácidas. Hacia el S las rocas volcánicas pierden en importancia y volumen, y se interdigitan con la Fm. La Quinta.

De acuerdo con MOTICKA (1975: 309) las Rocas Volcánicas de El Totumo consisten de una sucesión de lavas subaéreas andesíticas vacuolares y no vacuolares, flujos tobáceos andesíticos, tobas mixtas, aglomerados volcánicos cementados con materiales de la Fm. La Quinta; en menor cuantía dacitas porfiríticas y, muy excepcionalmente, riolitas. Las lavas ácidas son las más jóvenes dentro de la sucesión, si se exceptúan posiblemente los diques andesíticos que cortan todo el complejo. Las rocas encajantes presentan metasomatismo y aún metamorfismo progresivo, alteraciones hidrotermales y minerales de hierro.

Se ha observado en algunos lugares la ocurrencia de minerales indicativos de un metamorfismo de muy bajo grado, como laumontita, prehnita y pumpellyita, en toda la secuencia volcánica (VITERI 1977: 1151). Las alteraciones hidrotermales parecen ser coetáneas con el vulcanismo y han dado lugar a la formación de yacimientos de cobre en algunas lavas amigdaloides de composición andesítica a basáltica (MOYA & FIGUEROA 1977); el cobre se presenta en estado nativo rellenando las amígdalas.

En la Península de Paraguaná, el Jurásico está

representado por rocas metamórficas de bajo grado, conocidas como Fm. Pueblo Nuevo, constituida por rocas de metamorfismo de bajo grado con asociaciones mineralógicas de cuarzo, albita, moscovita-clorita (v. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). La litología es de filitas, pizarras grafitosas, metaareniscas conglomeráticas cuarcíticas y feldespáticas, así como intercalaciones menores de calizas recristalizadas y metacherts. En las calizas se encontraron varios géneros de amonitas (MACDONALD 1968: 442, FEO COECIDO 1968: 36 y GEYER 1977), identificados como *Virgatosphintes* sp., *Subdichotomoceras?* sp. y *Orthaspidoceras?* sp. indicativos del Jurásico Superior, más joven que Kimmerigiano Medio; algunas calizas contienen además estructuras de algas e impresiones de bivalvos.

Asimismo en las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa de Venezuela, en particular en las calizas de la Fase Zenda de la Fm. Las Brisas, se reporta el hallazgo de *Exogyra virgula* del Jurásico Superior.

Por último, parece ser que este cinturón metasedimentario que se extiende desde la Península de La Guajira hacia el N de Venezuela se prolonga hasta Trinidad, en donde se tienen las calizas de la Fm. Hollis Dam, que contienen *Perphisphinctes transitorius* Zittel.

Tectónica.- Para el origen de los materiales Jurásicos de afinidad continental de los Andes de Mérida, la Serranía de Perijá y la zona de El Baúl, se ha postulado una tectónica distensiva en la cual la acumulación estuvo controlada por la existencia de pilares y fosas (SHAGAM 1972). Para el caso del graben del sector W del Lago de Maracaibo, hay que asumir también una tectónica distensiva con un muy fuerte vulcanismo asociado; SCHUBERT (en RICCARDI *et al.* 1990) considera que este graben constituía un borde de la conexión del Mar de Tethys con el Pacífico durante el Jurásico Medio.

4. EL VALLE DEL MAGDALENA

En términos amplios, el Valle del Magdalena constituye la depresión geomorfológica que separa las Cordilleras Central y Oriental colombianas. Teniendo en cuenta criterios geográficos y geológicos, dicha depresión se divide en tres tramos: superior (o alto), medio e inferior.

El valle superior (abreviado VSM) representa aproximadamente el tercio meridional que se extiende, según algunos autores, desde las proximidades de San Agustín hasta las localidades de Guataquí-Piedras, donde las estructuras cretácicas cruzan el cauce del Magdalena, causando un estrechamiento (o "Barrera de Guataquí"). El valle medio (VMM) se extiende desde Guataquí-Piedras

hasta El Banco, y el inferior (VIM) entre El Banco y Barranquilla. Empero, en la literatura geológica no es frecuente el uso del término VIM, dado que la Cordillera Central pierde su identidad a la altura de El Banco, y el valle del Magdalena gana exageradamente en anchura, quedando apenas encajonado al W por la baja Serranía de San Jacinto; se prefiere, entonces, hablar de una cuenca integrada del Caribe, que incluye también los valles del Sinú y Atrato, o de una "Depresión de San Jorge-Plato", que representaría casi todo el VIM. Se trata de una región, geológicamente distinta del valle medio y superior, con una cobertera casi exclusivamente cenozoica, que descansa sobre basamento cristalino, ígneo-metamórfico, con "granitos", microsienitas, esquistos y filitas, al parecer predevónicos, pero con dataciones K/Ar de 110 ± 15 Ma para los granitos, 58 a 61 Ma para las microsienitas y 59 a 74 Ma para los esquistos (INGEOMINAS 1986:96-99). Se encuentran allí modestos campos hidrocarbúferos, más que todo gasíferos, como los de Cicuco, El Difícil, Chinú y Jobo-Tablón, entre otros. Lo anterior, sumado a la ausencia de sedimentos mesozoicos (característicos del VMM y del VSM), indica claramente que la "Depresión de San Jorge-Plato" se comportó durante el Mesozoico (o parte de él), no como una zona deprimida, sino como un paleoalto.

Si se tiene en cuenta el tipo de basamento económico (rocas intrusivas y vulcano-sedimentarias, triásico-jurásicas de la Fm. Saldaña en el VSM, capas rojas de la Fm. Girón en el VMM) y la edad de la base del Cretácico (en general Aptiano-Albiano en el VSM, Valanginiano-Hauteriviano o más antigua en el VMM), el límite VSM/VMM debería ubicarse, como lo proponen MOJICA & BAYER (1987), a la altura de Honda. Una tercera opinión al respecto es la de CORRIGAN (1967), quien considera que el límite entre el VSM y el VMM debe ubicarse en el lugar en donde la Falla de Ibagué atraviesa el Valle del Magdalena (a la altura del Municipio de Piedras) y se junta, aparentemente, con la Falla de Cambao, lo cual coincide con un importante cambio en el estilo estructural, en particular porque el VSM está delimitado en sus costados por fallas inversas que levantan ambas cordilleras contra el valle, mientras que en el valle medio, en el costado occidental, se tienen fallas normales que han permitido el descenso del Valle del Magdalena y en el costado oriental se tienen fallas inversas que levantan la Cordillera Oriental contra el valle medio.

De otra parte, para fines de la prospección de hidrocarburos, el VSM se divide en las Subcuencas de Neiva y Girardot, separadas por un alto del basamento económico, denominado Umbral o Arco de Natagaima. Aunque la estratigrafía en ambos sectores es bastante semejante, por ahora la mayoría de los descubrimientos petrolíferos se concentran en la Subcuenca de Neiva, lo

cual parece tener relación con condiciones paleogeográficas especiales, ante todo tectosedimentarias, más favorables para la acumulación de hidrocarburos en la Subcuenca de Neiva que en la de Girardot (v. MACÍA *et al.* 1985).

4.1. Marco Geológico del Valle Superior del Magdalena

Desde el punto de vista geomorfológico, el VSM es una estructura cuya historia se remonta hasta finales del Paleozoico y/o comienzos del Mesozoico. Según se observa en la Fig. 8, las rocas más antiguas conforman un zócalo precámbrico, compuesto principalmente por migmatitas, neises y granulitas, que aflora extensamente en ambos flancos del valle, y en particular en algunas regiones como el borde W del Macizo de Garzón (v. ALVAREZ 1981; KROONENBERG 1982, 1985; PRIEM *et al.* 1989), al W de Yaguará (pie oriental de la Cordillera Central) y, de manera restringida, al sur de Ataco y entre Rovira y Payandé.

En algunos lugares como Tarqui, Cerro El Limón al E de Rovira, Cerro Neiva al E de Neiva, el Río Amoyá al W de Chaparral, el zócalo aparece recubierto por sedimentitas fosilíferas paleozoicas (v. FORERO 1973; STIBANE 1968; KROONENBERG & DIEDERIX 1982; NUÑEZ *et al.* 1984; MOJICA *et al.* 1988, 1989), en tanto que en otros el Mesozoico Inferior reposa directamente sobre el fundamento metamórfico. Sin embargo, la situación normal en el VSM es que la columna estratigráfica expuesta, o conocida en el subsuelo, comience con alguna de las unidades del Grupo Payandé, al W con las Fms. Luisa o Payandé, al E con la Fm. Saldaña. La descripción y definición de estas unidades se debe a CEDIEL *et al.* (1980); referencias al respecto se encuentran también en GEYER (1973), NELSON (1959), CORRIGAN (1967), BELTRÁN & GALLO (1968), entre otros. El desarrollo de la investigación ha llevado a una nomenclatura no uniforme, de tal manera que en los trabajos antiguos el Grupo Payandé definido como tal por HUBACH (1957) estaba integrado por las Fms. Pre-Payandé (=Fm. Luisa), Payandé y Post-Payandé (=Fm. Saldaña). Sin embargo, dicha diferenciación era difícil en el campo cuando no se encontraba el elemento central calcáreo, la Fm. Payandé.

El Mesozoico del VSM está constituido por dos tipos diferentes de materiales: a) rocas continentales y marinas del Triásico-Jurásico y b) sedimentitas del Cretácico, en general marinas de aguas someras, representadas de base a tope por las Fms. Caballos, Villeta y Guadalupe; localmente (Prado-Dolores, Ataco-Natagaima, Páez-La Plata), por debajo de la Fm. Caballos se encuentra la Fm. Yaví (Cretácico Inferior, Aptiano según VERGARA 1992; 1994; PRÖSSL & VERGARA 1993 y VERGARA & PRÖSSL 1994), que reposa de manera discordante sobre distintas unidades del Grupo Payandé, y ha de representar una unidad

joven del VSM.

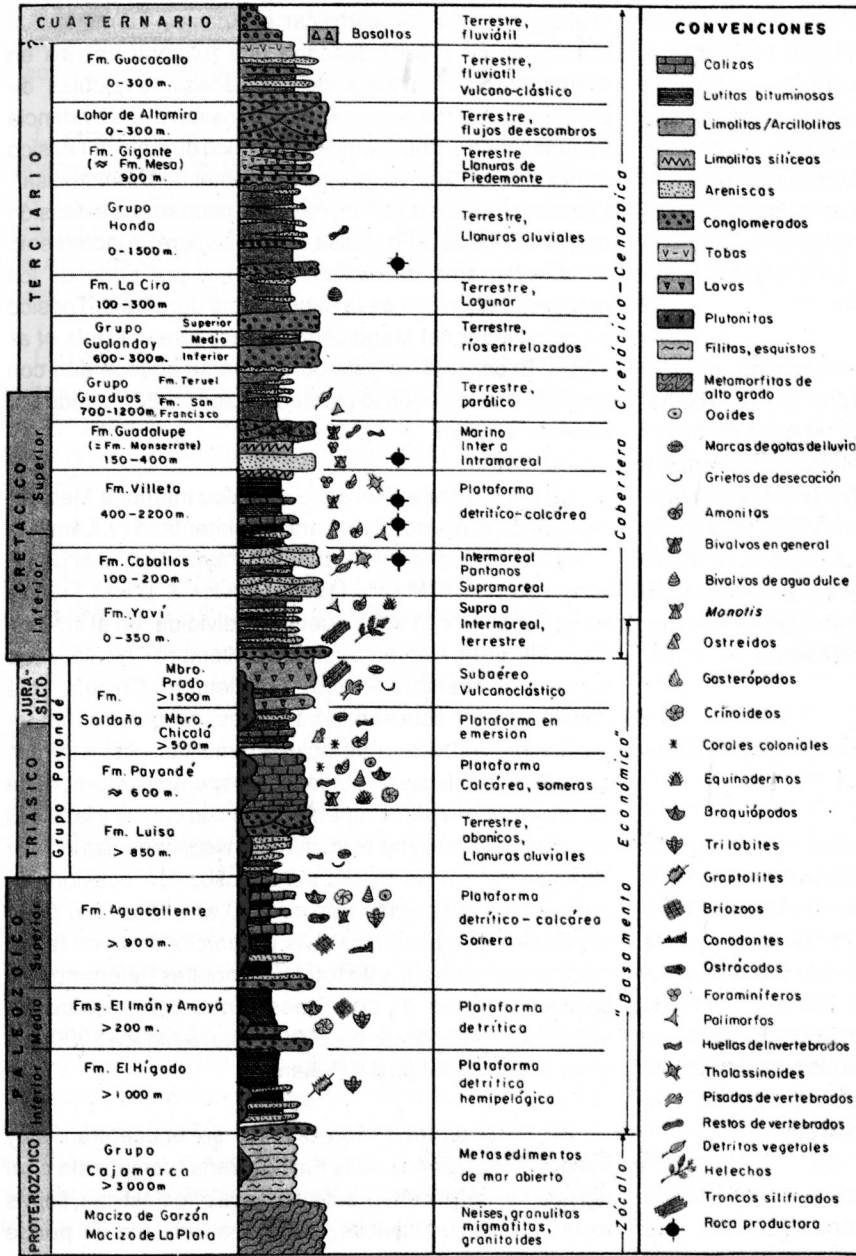


Fig. 8. Columna estratigráfica generalizada del Valle Superior del Magdalena (MOJICA & BAYER 1987).

transgresiva a subaérea, precursora de las formaciones netamente marinas del Cretácico Superior.

El Terciario, con desarrollos no uniformes y espesores de hasta varios miles de metros, se compone de sedimentos continentales (conglomerados, areniscas sucias, arcillolitas y limolitas multicolores) que incluyen de abajo hacia

arriba la Fm. Guaduas, los Grupos Gualanday y Honda y las Fms. Mesa y Gigante. Las Fms. Mesa y Gigante, integradas en gran parte por materiales vulcano-clásticos plio-pleistocenos derivados de la Cordillera Central, constituyen conjuntamente con diversos sedimentos cuaternarios, sobre todo abanicos del Pleistoceno Tardío y el Holoceno, el relleno más

Debe anotarse aquí que, con respecto a la nomenclatura de las unidades litológicas, la edad y la distribución, existen diversas opiniones, repartidas en numerosas publicaciones, que el lector interesado encontrará básicamente en los trabajos de QUINTERO & CARVAJAL (1957), TORRES *et al.* (1959), NELSON (1959), BÜRLG (1961), CORRIGAN (1967), BELTRÁN & GALLO (1968), CEDIEL *et al.* (1981), KROONENBERG & DIEDERIX (1982), MOJICA & MACÍA (1982), MACÍA *et al.* (1986), MOJICA & DORADO (1987), BAYONA *et al.* (1994), FLÓREZ & CARRILLO (1994) y VERGARA *et al.* (1995).

Además de las unidades mencionadas, en el ámbito del VSM se observan cuerpos granodioríticos, cuarzo-monzoníticos, dioríticos y hasta gabroides, de edad jurásica, que intruyen las rocas de la cobertera hasta la altura de la Fm. Saldaña; tal es el caso de los stocks del área de Payandé-Rovira, E y S de Ataco, W y SW de Natagaima, W de Dolores y NE de Yaguará. En Payandé-Rovira, por metamorfismo de contacto en las formaciones triásicas, dichas intrusiones generan zonas de "skarn" y desarrollo de mármoles (BARRERO 1969), con mineralizaciones pequeñas de sulfuros y otros minerales útiles.

En general, el actual VSM está limitado por grandes fallas inversas y/o de cabalgamiento, con transporte tectónico hacia el W en el borde oriental, y hacia el E en el borde occidental. Es este un estilo tectónico producto de deformaciones compresivas, ocurridas en el Cenozoico y en especial a finales del Mioceno, durante la fase casi terminal de la Orogenia Andina. Vale la pena anotar que el falla-

miento inverso se observa también en las partes centrales del valle, según lo ilustran MÉNDEZ & RUBIO (1984), MOJICA & FRANCO (1992) y BUTTLER & SCHAMEL (1988). No obstante, como ya se anotó, la tectónica durante el Triásico-Jurásico en este sector del país se ha interpretado como de tipo distensivo, y al ancestral Valle del Magdalena, como un graben de tipo rift supracontinental, o como un arco trasero ("back-arc basin"), desarrollado detrás de un arco volcánico jurásico, que estaría representado por la Cordillera Central, al occidente de la cual se tendría una zona de subducción (v. BARRERO 1979; BAYONA *et al.* 1994).

Teniendo en cuenta el aspecto económico, el VSM constituye una región importante, pues produce unos 60000 barriles diarios de petróleo. Según los reportes de ACIPET (1994), la producción proviene de unidades terciarias y cretácicas, ante todo Honda, Gualanday Inferior, Guadalupe (= Monserrate), Villeta y Caballos. La Fm. Villeta constituida por shales negros y bituminosos y calizas aromáticas fosilíferas, se reconoce como la unidad generadora. El Grupo Payandé, y en especial su elemento superior vulcano-sedimentario, la Fm. Saldaña, representa el actual basamento económico de la cuenca.

4.2. Estratigrafía del Mesozoico Precretácico (Triásico-Jurásico)

La sucesión litológica más completa del Mesozoico precretácico del VSM, aparece en la región entre Payandé y Rovira. Fue allí donde RENZ (en TRUMPY 1943) estableció la división tripartita que se conoce como Grupo Payandé (*sensu* HUBACH 1957). Las unidades que conforman el Grupo Payandé fueron redefinidas por CEDIEL *et al.* (1981) como las Fms. Luisa, o elemento inferior, Payandé, o elemento intermedio, y Saldaña, o elemento superior; dichos autores presentan una amplia descripción de sus características estratigráficas y petrográficas.

En la localidad tipo, el Río Luisa, la Fm. Luisa (Triásico pre-Noriano no precisado), está constituida por una secuencia granocreciente de capas rojas de origen continental, y con espesor allí expuesto de unos 850 m. La columna estratigráfica se compone, de abajo hacia arriba, de limolitas, areniscas arcósicas y conglomerados polimícticos brechosos. No se conoce, hasta ahora, la base de la formación, pues en los casos observados el contacto inferior es fallado o se encuentra intruido.

La Fm. Payandé (Triásico Superior, principalmente Noriano) está integrada por una sucesión de varios centenares de metros, de calizas gris oscuras, en ocasiones bioclásticas; la parte alta de la Fm. Payandé contiene los niveles fosilíferos, descubiertos por RENZ, con una fauna de

amonitas y bivalvos, revisada taxonómicamente por GEYER (1973), que permite identificar el Triásico Terminal. Así mismo, SENFF (1994) describe una microfacies rica en foraminíferos, coprolitos de crustáceos, espículas de esponjas y dientes de peces, que "constituye una evidencia importante de un intercambio faunístico durante el Triásico tardío entre el Tethys y la parte oriental de Panthalassa". Los afloramientos de la Fm. Payandé ocupan una extensión mayor que los de la Fm. Luisa, lo cual sugiere un incremento notable del área de sedimentación, y por ende de los procesos tectónicos de la subsidencia durante el Triásico en este sector del Magdalena (al respecto v. MACÍA *et al.* 1985). El espesor de esta unidad no se conoce aún con precisión, pero según lo plantea MOJICA (1982), puede ser próximo a 600 m.

La Fm. Saldaña (Retiano - Jurásico Inferior a Medio?) representa el elemento vulcano-sedimentario (v. Láminas 1, 2 y 3, al final de la guía) del Grupo Payandé, y de acuerdo con WIEDMANN & MOJICA (1980), MOJICA & LLINÁS (1984), MOJICA & DORADO (1987), puede ser dividida, en el área de Payandé, en un elemento inferior, o Miembro Chicalá, y uno superior o Miembro Prado. El Miembro Chicalá está constituido por sedimentitas oscuras, en general negro-grisáceas y verdosas, que incluyen limolitas, olistostromas calcáreos, areniscas feldespáticas, esporádicos bancos de caliza, y hacia la parte superior, tobas de ceniza y lapilli. El contenido fosilífero y las estructuras sinsedimentarias indican acumulación en un medio subacuoso, con ocasionales períodos de exposición (MOJICA & LLINÁS 1984). La parte media del Miembro Chicalá ha proporcionado una fauna marina que consiste ante todo en amonitas heteromorfas, bivalvos y restos de crinoideos. Entre las amonitas se encuentra *Rhabdoceras* sp. (WIEDMANN & MOJICA 1980), un género característico del Retiano.

En la carretera Prado-Dolores se encuentran muy buenas exposiciones de la Fm. Saldaña, compuesta aquí por una secuencia alternante de rocas piroclásticas, capas rojas y vulcanitas lávicas, de tal manera que se puede hablar claramente de un ambiente vulcano-sedimentario. La actividad magmática es continua durante el tiempo de la acumulación; es así que la Fm. Saldaña presenta numerosas intrusiones granodioríticas-dioríticas y gábricas, en forma de pequeños apófisis o "stocks", como es el caso al W de Dolores, y cuerpos hipoabisales andesíticos, de menor tamaño que los anteriores. También son comunes los diques básicos a intermedios, raramente ácidos, que cortan toda la secuencia. Las rocas sedimentarias son del tipo de capas rojas, con areniscas cuarzo feldespáticas-arcósicas, de grano grueso a conglomerático, conglomerados con guijos de composición similar a la de las areniscas, y conglomerados polimícticos, y limolitas rojas.

Las rocas piroclásticas van desde tobas de ceniza y de lapilli hasta aglomerados, variando de tobas vítreas (de tipo ignimbrita) a cristalinas y líficas, que por su composición se relacionan principalmente a magmas riolíticos y dacíticos.

Las rocas puramente magmáticas (lavas) son ante todo ácidas-alcálinas, del tipo de riolita, cuarzo latita, dacita y muy escasas traquitas; subordinadas a éstas, y hacia la parte media y superior de la secuencia en esta región (Q. Los Angeles al W de Dolores), se presentan coladas de andesitas porfíricas.

La unidad infrayacente no aflora en esta región; sin embargo, de áreas situadas hacia el flanco W del Valle del Río Magdalena, se conoce que este límite es irregular, discordante. El contacto superior es claramente discordante, con la Fm. Yaví.

Como ya se dijo, en la región de Prado-Dolores, en el lecho de la Q. Atá, en un nivel de limolitas rojas, se han encontrado moldes de pisadas de vertebrados identificadas como *Batrachopus* sp. cf. *gracillis* por BAIRD (Com. escrita) y *B. cf. Dewey* por LEONARDI (1987). Al W de Alpujarra se han encontrado restos silicificados de árboles (VIDALES & FLÓREZ 1983).

Para el Miembro Prado de la Fm. Saldaña, bien expuesto en la región de Prado-Dolores, se postula un ambiente de depositación netamente continental, en razón de las estructuras sedimentarias presentes, entre otras las mencionadas huellas de vertebrados, impresiones de gotas de lluvia, grietas de desecación y abundantes paleocanales.

Sintetizando, la Fm. Saldaña presenta un carácter marino con influencia volcánica en su miembro inferior (conocido hasta ahora sólo en la región de Payandé y con alguna posible correspondencia en la región al oriente de Ataco según lo reportan BECKER & SENFF 1995) y un carácter eminentemente continental en su miembro superior, de muy amplia extensión en el VSM.

Rocas Intrusivas.- Se trata por lo general de plutones y pequeños stocks y apófisis de composición intermedia (granodioritas, monzonitas, dioritas y hasta gabros) que intruyen las rocas precretácicas, hasta la altura de la Fm. Saldaña. Dataciones radiométricas obtenidas por TEXACO en el Stock de Dolores (GUERRERO & TÁMARA 1982), SILLITOE *et al.* (1984) en el área de Mocoa y ALVAREZ (1981) en el plutón de La Plata, indican que se trata de intrusiones del Jurásico Inferior, contemporáneas o ligeramente posteriores al vulcanismo Saldaña. En algunos lugares, estos intrusivos infrayacen a la Fm. Yaví, y debieron constituir, por lo tanto, fuente importante de aporte para la

sedimentación cretácica inicial.

Base del Cretácico (Fm. Yaví).- Propuesta por BERNAL *et al.* (1978) y definida por MOJICA & MACÍA (1983a, 1983b) aflora de manera discontinua en extensas áreas del VSM. En la localidad tipo (Río Yaví al SE de Prado) alcanza unos 320 m de espesor y está conformada por una alternancia de areniscas arcillosas, lítico-feldespáticas, y limolitas multicolores; en la base se encuentra a veces un conglomerado polimítico de hasta 30 m de espesor, constituido ante todo por cantos de la infrayacente Fm. Saldaña; al SW de Coyaima, dicho conglomerado reposa sobre rocas granodioríticas. La brusca variación de espesores y su ausencia en algunos sectores indican que la Fm. Yaví es el producto de la acumulación en depresiones locales condicionadas por accidentes paleogeomorfológicos. Como ya se dijo, según VERGARA (1992; 1994), PRÖSSL & VERGARA (1993) y VERGARA & PRÖSSL (1994), la Fm. Yaví es de edad aptiana.

La ausencia de la Fm. Yaví en algunos sectores del VSM es especialmente evidente al SW de Payandé y en los alrededores de Yaguará. En Payandé, la "Fm. Caballos" se apoya unas veces sobre las calizas de la Fm. Payandé y otras sobre diferentes niveles de la Fm. Saldaña, en tanto que en Yaguará el apoyo ocurre únicamente sobre la Fm. Saldaña. También puede reposar, como ya se dijo, sobre rocas intrusivas. Esta situación atestigua la no acumulación en dichos lugares de la Fm. Yaví y sugiere un período erosivo pre-aptiano, asociado a una etapa importante de fallamiento durante el Jurásico Alto y el Cretácico Inferior, según lo ilustran gráficamente MACÍA *et al.* (1985).

Algunas estructuras sinsedimentarias observadas en las secciones de Prado-Dolores-Natagaima permiten suponer intrusiones marinas esporádicas durante la sedimentación de la Fm. Yaví; sin embargo, la litología y las demás características faciales de la Fm. Yaví indican un ambiente sedimentario sobre todo continental (MOJICA & MACÍA 1982). En los sitios en donde se lo ha observado, el paso de la Fm. Yaví a la Fm. Caballos, a pesar de la reiterada presencia de estructuras de erosión y relleno, es siempre transicional y sin discordancia angular. Esto indica un ciclo sedimentario más o menos continuo, de tal manera que la Fm. Yaví, en los lugares en donde está presente, ha de ser tomada como la base del Cretácico. La Fm. Caballos, constituida por dos miembros arenosos separados por un miembro limoso lutítico a veces carbonáceo, representa entonces un episodio más avanzado del ciclo de sedimentación marina del Cretácico.

4.3. La geología de la región de Payandé-Rovira

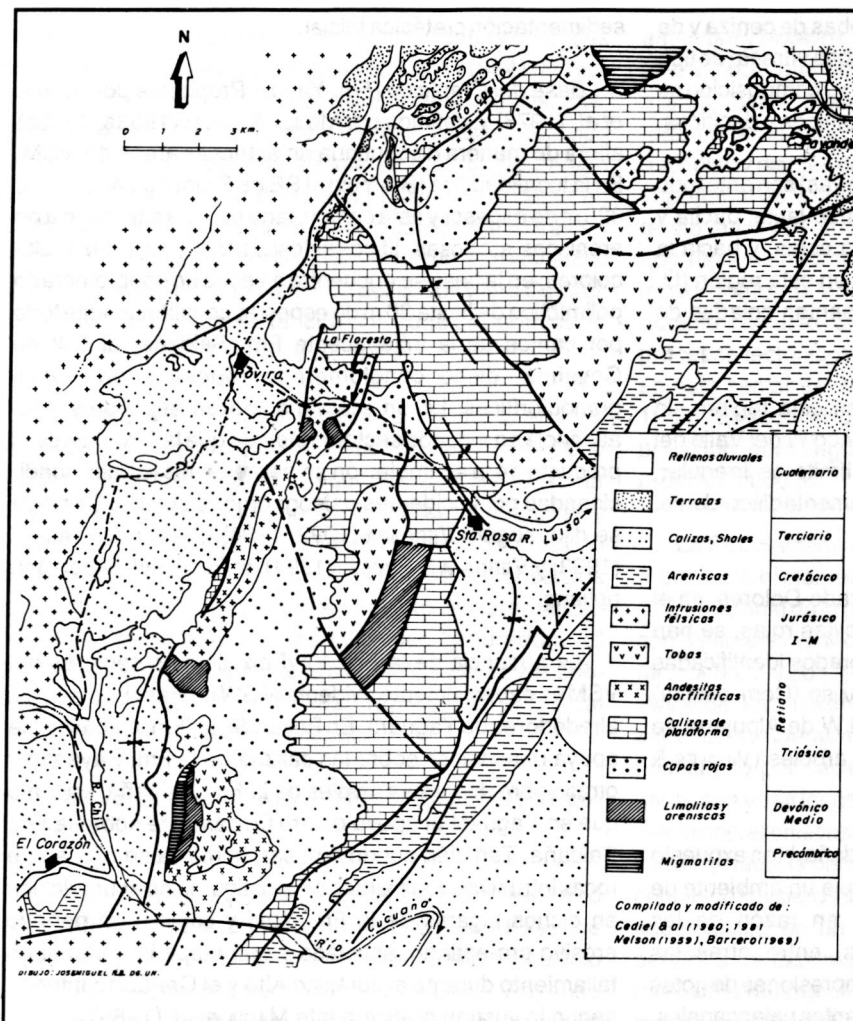


Fig. 9. Mapa geológico de la región entre Payandé y Rovira (Tolima, Valle Superior del Magdalena).

En Payandé-Rovira, las rocas más antiguas están representadas por un núcleo pre-Cámbrico (BARRERO 1969: 137) de neises migmatíticos que afloran en el Cerro El Gobernador y en ambos márgenes del Río Coello, unos 12 km al NW de Payandé (Fig. 9). Metamorfitas semejantes se conocen en ambos flancos del Valle Superior, en especial en el borde occidental del Macizo de Garzón, donde han sido descritas con detalle, y datadas radiométricamente por KROONENBERG (1982), ALVAREZ (1981) y PRIEM *et al.* (1989). Las edades radiométricas allí obtenidas, una bien definida isócrona Rb/Sr de 1172 ± 90 Ma., y otra, menos ajustada de 1596 ± 300 Ma., que indican claramente que se trata de rocas del

Proterozoico, y sugieren la ocurrencia de dos eventos tecto-metamórficos importantes: uno correspondiente con el Evento Nickerie u Orinoquensis, y otro con el Evento Parguaza.

La cobertera (v. Fig. 10) aquí está integrada por sedimentitas fanerozoicas de espesor muy variable, generalmente meso-cenozoicas; Paleozoico sedimentario ocurre, de manera aislada, en condiciones tectónicas difíciles, en el Cerro de El Imán (aprox. 4 km al SE de Rovira), y al parecer al SW del Caserío de Santa Rosa. De acuerdo con FORERO (1973), se trata ante todo de limolitas amarillas, muy alteradas, con abundante fauna

indicativa del Devoniano Medio a Superior, que reposan sobre areniscas y conglomerados cuarzosos, también devonianos. Según PRÖSSL & GRÖSSER (1995), los sedimentos devónicos de Rovira tienen una correspondencia en la Fm. Amoyá, expuesta al occidente de Chaparral, en el cauce del río del mismo nombre, y definida por NUÑEZ *et al.* (1984). Esta datación tiene como base la presencia de algunos palinomorfos que indicarían el Devoniano Medio a Superior.

El Mesozoico incluye dos tipos de materiales:

- a -Rocas continentales y marinas del triásico-jurásico Grupo Payandé (*sensu* HUBACH 1957) integrado, como ya se dijo, por las Fms. Luisa, Payandé y Saldaña.
- b -Sedimentitas marinas del Cretácico que comprenden el lapso Aptiano Superior - Campaniano, y que en la práctica se comparan -aunque no sin reservas- con las Fms. Caballos, Villeta y Guadalupe. En esta región el Cretácico recubre discordantemente las unidades superiores del Grupo Payandé, evidenciando un período erosivo pre-cretácico, y una etapa de fallamiento (plegamiento suave?) durante el Jurásico. Es esta una situación muy evidente, ya que al SW de Payandé la Fm. Caballos reposa, en intervalos de kilómetros, unas veces sobre la Fm. Payandé, otras sobre la Fm. Saldaña. Llama la atención también aquí el hecho, ya anotado, de que en dicha región no se encuentre la Fm. Yaví, de amplia distribución en el área enmarcada por las localidades de Chaparral, Ortega, Prado-Dolores, y que infrayace allí a la Fm. Caballos. Por lo demás, en Payandé-Rovira es claro que el

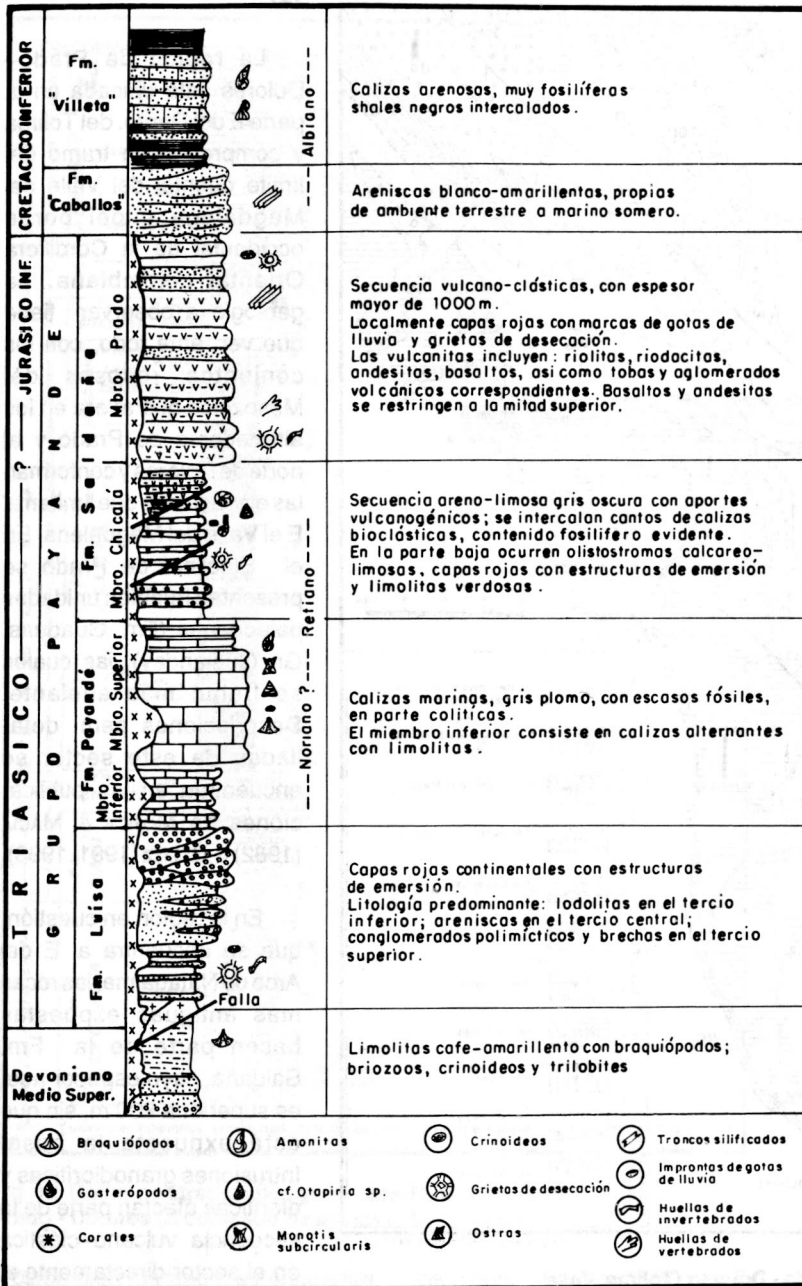


Fig. 10. Columna estratigráfica generalizada del Mesozoico precretácico de la región entre Payandé y Rovira.

Terciario es bastante incompleto, como se explica en el párrafo siguiente, lo cual indica claramente que el "Bloque de Rovira-Payandé" constituyó un elemento tectónico emergente durante la sedimentación de la Fm. Yaví, según lo sugieren MOJICA & MACÍA (1983a y

1983b), así como durante el Cenozoico Inferior y Medio.

El Terciario en el área en cuestión está representado por calizas de agua dulce y limolitas multicolores correspondiente, seguramente, con la parte alta del Grupo Honda, y

conglomerados y areniscas sucias y limolitas grisáceas, prácticamente horizontales (porej. las que constituyen el Cerro El Tominejo) comparables, quizás, con la Fm. Mesa. En contraste con lo anterior, a pocos kilómetros al oriente de la región aquí considerada, se encuentra una potente acumulación del Terciario Inferior, el Grupo Gualanday de edad eocena? superior a oligocena.

La cartografía geológica, así como el levantamiento de numerosas columnas estratigráficas generales, sugieren que en la región de Payandé, en un lapso anterior a la acumulación de las Fms. Honda y Mesa, la cobertura sedimentaria cretácico-terciaria estuvo expuesta a erosión acelerada, hasta su arrasamiento, de tal manera que ahora la Fm. Honda reposa en algunos lugares directamente sobre el Cretácico basal, la Fm. Saldaña, o la Fm. Payandé. Así, el Bloque de Payandé manifiesta durante el Paleógeno una neta tendencia emergente.

El Cuaternario recubre buena parte de los sectores situados al N del Río Coello y al E y S de Payandé, y está constituido por sedimentos conglomeráticos y arenosos del Abanico de Ibagué. Es éste un potente depósito con ligera inclinación hacia el oriente, integrado por conglomerados polimícticos con cantos y bloques derivados de la Cordillera Central, así como espesos paquetes de areniscas tobáceas, poco consolidadas, en general de tonos grises claros, y que en los valles de los ríos genera taludes casi verticales. Es interesante anotar aquí que dicho abanico aparece más o menos intacto al N y E del Río Coello, en tanto que en el área al S y W del mismo río, la erosión lo ha disectado notablemente, debido tal vez a movimientos tectónicos diferenciales, ocurridos en tiempos sub-recientes, que elevaron en mayor grado el sector al S y W del Río Coello, es decir en el

Prado-Dolores (Figs. 11 y 12)

La región de Prado-Dolores está ubicada en la parte E del Depto. del Tolima y comprende un tramo del límite oriental del Valle del Magdalena y del borde occidental de la Cordillera Oriental colombiana. La geología a observar tiene que ver, ante todo, con los conjuntos rocosos del Mesozoico que aflora en los alrededores de Prado y al norte de Dolores y conforman las elevaciones que limitan al E el Valle del Magdalena. En el Sinclinal de Prado se presentan también unidades paleógenas (Fm. Guaduas, Gr. Gualanday), las cuales se tratan más adelante. Descripciones semi detalladas de este sector se encuentran en las publicaciones de MOJICA & MACÍA (1982) y GÓMEZ (1991, 1993).

En la región en cuestión, que se encuentra al E del Arco de Natagaima, las rocas más antiguas expuestas hacen parte de la Fm. Saldaña, cuyo espesor aquí es superior a 800 m, sin que esté expuesta la base. Intrusiones granodioríticas y dioríticas afectan parte de la secuencia vulcano-clástica en el sector directamente al W de Dolores; cuerpos andesíticos de carácter hipoabisal la atraviesan totalmente, como puede comprobarse en la vía de Prado a Dolores, en las proximidades de la Quebrada Atá.

A continuación, y separada por una superficie de

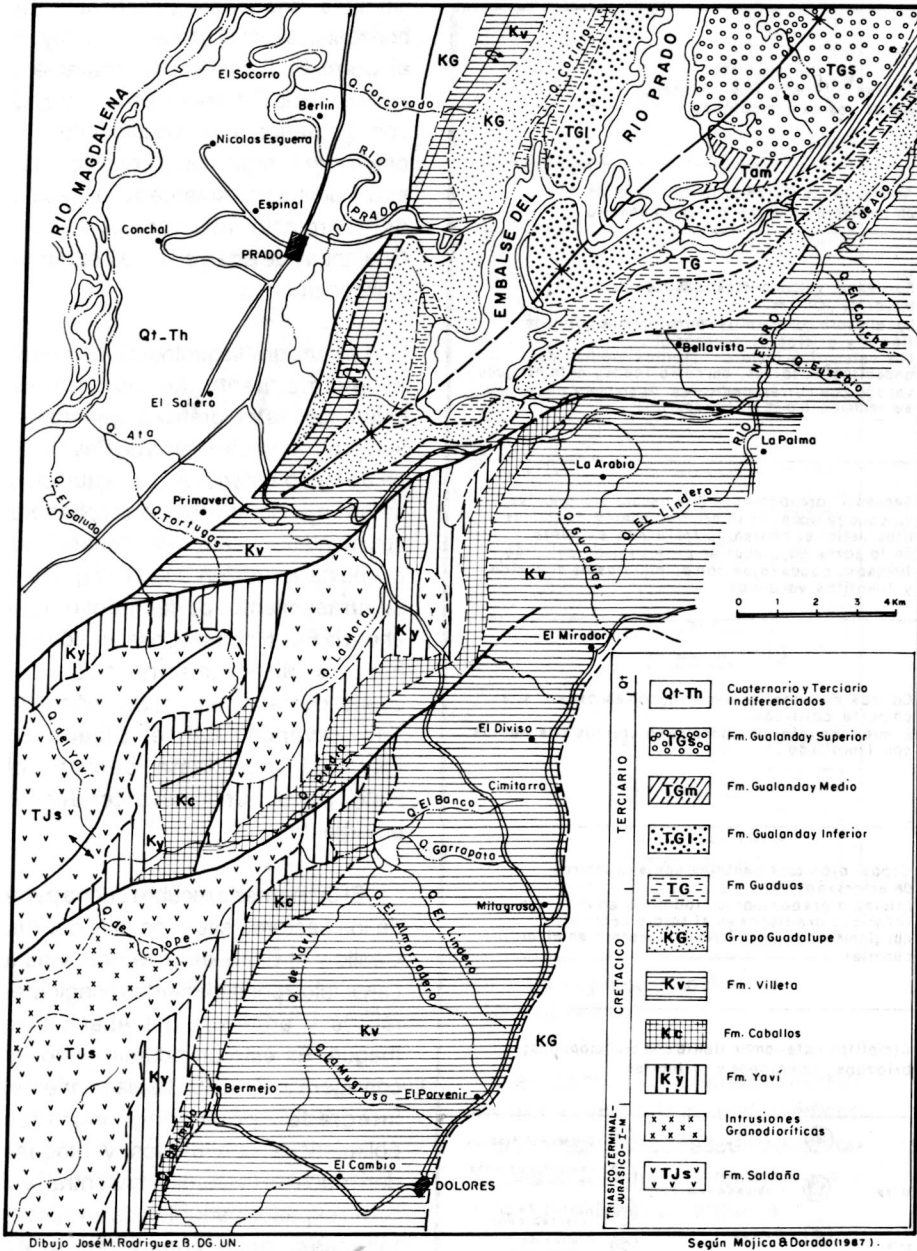


Fig. 11. Mapa geológico de la región de Prado - Dolores (Tolima, Valle Superior del Magdalena) (según MOJICA & DORADO 1987).

área del Bloque Payandé.

Además de los conjuntos litológicos anteriores, en el área de Payandé se observan "stocks" y apófisis grano-dioríticos a monzoníticos (BARRERO 1969, NELSON 1959) que intruyen la cobertera hasta la altura de la Fm. Saldaña, causando importantes aureolas de metamorfismo de

contacto, con generación de zonas de skarn, mármoles (a partir de las calizas triásicas) y cornubianitas. De acuerdo con las relaciones de campo y el marco regional, dichas intrusiones deben situarse en el Jurásico Inferior a Medio?, según lo sugieren MACÍA *et al.* (1985).

4.4. La geología de la región de

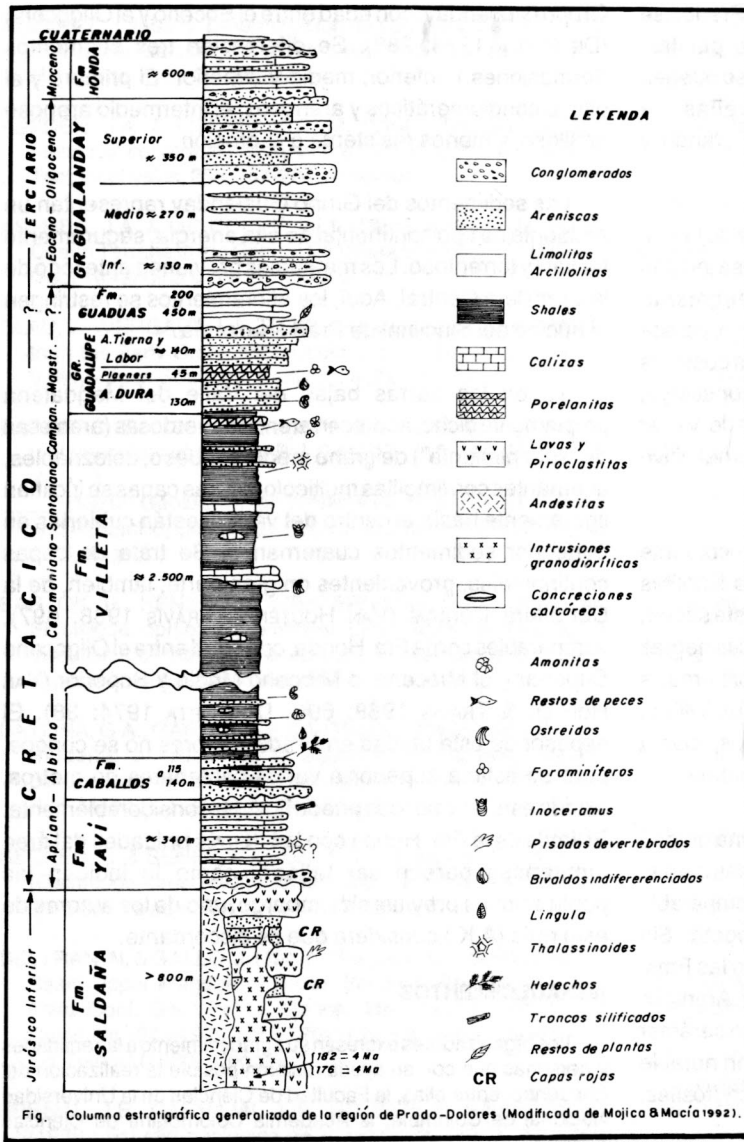


Fig. 12. Columna estratigráfica generalizada de la región de Prado - Dolores (Modificado de MOJICA & MACÍA 1992).

erosión bien marcada, se encuentra la Fm. Yaví, constituida por una alternancia de areniscas feldespáticas de grano grueso a conglomeráticas y limolitas compactas, multicolores. En la base, aunque no siempre, aparece un conglomerado polimíctico oscuro, con cantos derivados de la Fm. Saldaña, y con espesor que oscila entre 0 y 40 m en distancias de centenares de metros, lo cual sugiere que se trata del relleno de una

paleotopografía sepultada por la Fm. Yaví. Las características sedimentológicas de la Fm. Yaví parecen indicar en este sector un medio sedimentario fluvial a parálisis con aportes de material desde el SE; sin embargo, la presencia de icnofósiles muy semejantes a *Thalassinoides* apunta hacia la existencia de alguna incursión marina. En la localidad tipo, en el Río Yaví la potencia total es de unos 320 m, pero este valor

luego cambia rápidamente, según lo demuestran las columnas estratigráficas levantadas en áreas relativamente cercanas. La edad de la Fm. Yaví se ha derivado de la presencia de fósiles en algunas secciones diferentes a las de Prado-Dolores, en particular al S y NE de Ataco y en el NW de Aipe. Según VERGARA (1992, 1994) y VERGARA & PRÖSSL (1994), la Fm. Yaví contiene allí palinomorfos, dinoflagelados y otros restos fósiles indicativos del Aptiano.

Desarrollándose a partir de un tramo aparentemente transicional, sigue luego una unidad de unos 120 m de espesor, compuesta principalmente por areniscas claras y cuarzosas, de grano grueso a medio, que por sus características y posición estratigráfica es comparable con la Fm. Caballos, la cual de acuerdo con CORRIGAN (1967), BELTRÁN & GALLO (1968: 259), JULIVERT (1968: 179) y BARRERO (1969: Tabla 1) ha de representar un lapso entre el Aptiano-Albiano. Sin embargo, de acuerdo con BLAU *et al.* (1992), VERGARA (1992; 1994), PRÖSSL & VERGARA (1993), la Fm. Caballos contiene palinomorfos, foraminíferos y ostrácodos que restringen sus edad al Albiano Inferior-Medio; está compuesta en esta región, y como en muchas otras del VSM, por tres tramos o segmentos, así:

- El inferior, constituido por areniscas de grano medio a grueso principalmente, a veces conglomeráticas, sobre todo en la base, generalmente ricas en cemento arcilloso caolinitico, lo cual disminuye bastante su porosidad. El espesor de este segmento puede alcanzar unos 40 a 50 m.
- El intermedio se compone de unos 20 a 30 m de limolitas oscuras, a veces carbonosas y con restos carbonizados de hojas, en las que se intercalan areniscas de grano fino. Este conjunto es de color gris oscuro y menos resistente que el inferior y superior.
- Y el superior constituido por unos 40 a 50 m de areniscas cuarzosas, muy limpias,

en capas de metros, con muy buena porosidad y que presentan una variación grano-decreciente; en la parte superior de esta unidad, en la región de Prado, se encuentran a veces abundantes restos de plantas, principalmente hojas de helechos; asimismo se pueden presentar dentro de las areniscas huellas de *Thalassinoides* y estratificación cruzada a grande y mediana escala.

Las estructuras sedimentarias de la parte baja de la Fm. Caballos así como la abundancia de matriz arcillosa indican un medio sedimentario de transición; el segmento intermedio, predominantemente lutítico y carbonoso, parece corresponder con una deposición en ambientes costeros parállicos, lagunares; el segmento superior constituye, seguramente, una deposición litoral que puede variar entre supra e infralitoral, y que constituye el registro definitivo del avance de la transgresión cretácica al VSM.

Sobre las areniscas anteriores, y de manera concordante y gradual, se desarrolla un potente conjunto de limolitas oscuras, bituminosas, con espesor superior, en este sector, a 2500 m; se presentan intercalaciones de areniscas negras de grano fino y capas y bancos de calizas fosilíferas, a veces muy ricas en *Exogyra* sp. Se trata de la Fm. Villeta, cuya edad, determinada por medios paleontológicos, abarca desde el Albiano Medio hasta el Campaniano Inferior.

El Cretácico netamente marino termina con una unidad de 200 a 350 m de espesor, de areniscas cuarzosas claras, con una intercalación de limolitas silíceas y chert, comparable con el Grupo Guadalupe de la Sabana de Bogotá. Sin mucha dificultad se pueden separar aquí también las Fms. Arenisca Dura, Plaeners, Arenisca de Labor y Arenisca Tierna. Esta última representa una secuencia con carácter regresivo, de grano grueso a conglomerático, con notable estratificación cruzada y localmente muy rica en icnofósiles.

En relación aún no bien establecida, siguen sedimentos arcillosos, limosos y arenosos, grises y cafés, originados tal vez en un ambiente parállico, semejantes por su posición y litología a la Fm. Guaduas, la cual ha de comprender parte del Maastrichtiano y del Paleoceno (VAN DER HAMMEN 1958). Los afloramientos se localizan principalmente en los flancos de los Sinclinales de Lozania-Prado y San Andrés. El espesor es difícil de obtener directamente, pero se estima, a partir de cortes, entre 150 y 400 m.

La parte más alta de la columna estratigráfica en la región montañosa está constituida por un conjunto bastante potente de conglomerados polimícticos con cantos de chert negro a gris y ocre, cuarzo lechoso, y alternan con areniscas líticas de grano grueso y limolitas abigarradas, pero

principalmente rojizas y grises. La secuencia alcanza espesores superiores a 700 m que corresponde con el Grupo Gualanday, con edad entre el Eoceno y el Oligoceno (DE PORTA 1974: 288). Se diferencian tres segmentos (formaciones.): inferior, medio y superior. El primero y el último conglomeráticos y arenosos; el intermedio arenoso arcilloso, y menos resistente a la erosión.

Los sedimentos del Grupo Gualanday representan un ambiente de tipo continental de alta energía, seguramente fluvial y torrentoso. Los materiales provienen ante todo de la Cordillera Central. Aquí, los afloramientos se restringen al núcleo del Sinclinal de Prado-Lozania.

Ya en las tierras bajas del Valle del Magdalena propiamente dicho, aparecen areniscas verdosas (areniscas de "sal y pimienta") de grano medio a grueso, deleznales, alternantes con limolitas multicolores. Las capas se inclinan ligeramente hacia el centro del valle, y están cubiertas en parte por sedimentos cuaternarios. Se trata de capas continentales, provenientes en gran parte, también, de la Cordillera Central (VAN HOUTEN & TRAVIS 1968: 697), comparables con la Fm. Honda, con edad entre el Oligoceno Superior y el Mioceno, o Mioceno Medio y Superior (VAN HOUTEN & TRAVIS 1968: 696; DE PORTA 1974: 38). El espesor de esta unidad en Prado-Dolores no se conoce, pero se estima superior a varios centenares de metros, siendo este un valor que puede fluctuar considerablemente. El límite de la Fm. Honda con las demás unidades del área montañosa parece ser fallado, como lo indican las publicaciones previas; sin embargo, uno de los autores de esta guía (A.K.) considera que es discordante.

AGRADECIMIENTOS

Los organizadores expresan su agradecimiento a las entidades y personas que con su ayuda hicieron posible la realización del Encuentro, entre ellas, la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia, la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, AMOCO Bogotá, CHEVRON PETROLEUM Colombia, GEOPETROCOL Ltda., BIOSO Ltda., INGEOMINAS y la Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo.

Asimismo, el primer autor (J. M.), manifiesta su reconocimiento al Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD) por el otorgamiento de un viaje de estudios a la Universidad de Dusseldorf, entre junio y agosto/95, durante el cual pudo consultar abundante bibliografía especializada y redactar parte del texto.

5. REFERENCIAS CITADAS

- ACIPET (1994): Boletín Estadístico Mensual Vol. 316 (2), Bogotá.
- ACOSTA, C.E. (1983): Geodynamics of Ecuador. - In Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs Geodynamics Series, Vol. 9, 53-63, Am. Geoph. Union.
- AGUIRRE, L. (1989): Metamorfismo pre-orogénico cretácico y

- marco geotectónico, Cordillera Occidental de Colombia (Perfil Buga-Buenaventura).- Rev. Geol. Chile 16, 123-144.
- ALVAREZ, J. (1981): Determinación de edad Rb/Sr en rocas del Macizo de Garzón, Cordillera Oriental de Colombia.- Geol. Norandina, 4, 31-38, Bogotá.
- ASPDEN, J.A. & LITHERLAND, M. (1992): The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador.- Tectonophysics, 205, 187-204, Amsterdam.
- ASPDEN, J.A. & MC COURT, W.J. (1985): A middle Mesozoic Ocean Terrane in the Central Cordillera of western Colombia.- Geol. Norandina 9 (19-26), Bogotá.
- BLAU, J., VERGARA, I. & STOCK, H.W. (1992): First planctonic from the Early Cretaceous (Albian) of the Upper Magdalena Valley.- Jour. Southam. Earth Sc. 6 (3), 191-206.
- BARRERO, D. (1969): Petrografía del "Stock de Payandé" y metamorfitas asociadas.- Bol. Geol. 17, 113-144, Bogotá.
- _____ (1979): Geology of the Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia.- Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS, 4, 1-75, Bogotá.
- BARTOK, P., RENZ, O. & WESTERMANN, G.E. (1985): The Siquisique ophiolites, northern Lara State, Venezuela: a discussion of their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications.- Geol. Soc. Am. Bull., 96, 1050-1055.
- BAYONA, G.A., GARCIA, D.F. & MORA, G. (1994): La Formación Saldaña: producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retroarco.- Estud. Geol. Valle Sup. Magd., I, 1-21, Univ. Nal., Bogotá.
- BECKER, G. & SENFF, N. (1995): Ein mutmasslicher *Eridostroae* (Ostracoda, Crustacea) aus dem Unterjura von Kolumbien.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 2, 75-91, Stuttgart.
- BELTRAN, N. & GALLO, J. (1968): The geology of the Neiva Sub-Basin Upper Magdalena Basin, Southern Portion.- IX. Ann. Field Conf. Soc. Petrol. Geoph. Reprinted in: Field-Trips Colombia 1970-1979, (253-275).- Col. Soc. Geol. & Geophys., Ed. Geotec (1980), Bogotá.
- BERNAL, J.E., CARVAJAL, L.E., SOTELO, A. & VARGAS, F. (1976): Estudio geológico de la región de Prado - Dolores, Departamentos Tolima y Huila.- 41 pp. (Mscr.), 9 figs., CIAF, Bogotá.
- BOURGOIS, J., TOUSSAINT, J.F., GONZALEZ, H., AZEMA, J., CALLE, B., DESMET, A., MURCIA, L.A., ACEVEDO, A.P., PARRA, E. & TOURNON, J. (1987): Geological History of the Cretaceous Ophiolitic Complexes of Northwestern South America (Colombian Andes).- Tectonophysics, 143, 307-327.
- BOURGOIS, J., CALLE, B., TOURNON, J. & TOUSSAINT, J.F. (1982): The Andean Ophiolitic Megastructures on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera - Valle Colombia).- Tectonophysics, 82, 207-229.
- BOWEN, J.M. (1972): Estratigrafía del Pre-Cretácico en la parte norte de la Sierra de Perijá.- Bol. Geol. (Venezuela), Pub. Esp., 5 (2), 729-61.
- BRISTOW, C.R. & HOFFSTTER, R. (1977): Ecuador. Lex. Stratigr. Internat., Amerique Latine.- Centre Nation. Res. Scien., 414 pp., Paris.
- BÜRGL, H. (1960): El Jurásico e Infracretáceo del Río Batá, Boyacá.- Bol. Geol. 6 (1-3), 169-211, Bogotá.
- _____ (1961): Historia geológica de Colombia.- Rev. Acad. Col. Cienc. Exac. Fis. y Nat., 9 (43), 137-191, Bogotá.
- _____ (1964): El Jura-Triásico de Colombia.- Bol. Geol. 12, 5-31, Bogotá.
- BURKE, K. (1976): Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean.- Tectonophysics, 36, 93-112, Amsterdam.
- BURKE, K., COOPER, C., DEWEY, J.F., MANN, P. & PINDELL, J.L. (1984): Caribbean tectonics and relative plate motions.- Geol. Soc. Am. Mem. 162, 31-63, Boulder.
- BUTLER, K. & SCHAMEL, S. (1988): Structure along the eastern Margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia.- Jour. South Am. Earth Scie. 1, 109-120.
- CASE, J.E., DURAN, L.G., LOPEZ, A. & MOORE, W.R. (1971): Tectonic investigations in western Colombia and Panama.- Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 2685-2904.
- CEDIEL, F., MOJICA, J. & MACIA, C. (1980): Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica, Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña.- Newsl. Stratigr. 9 (2), 73-104, Berlín.
- CORRIGAN, H.T. (1967): The Geology of the Upper Magdalena Basin (Northern Portion), 8th. Field Conf.- Reprinted in: Field-Trips Colombia 1970-1979, (221-251).- Col. Soc. Geol. & Geophys., Ed. Geotec (1980), Bogotá.
- CUERVO, E. (1995): Armazón Romboédrica de la Geología Colombiana. Un Modelo de Evolución Tectónica.- Mem. VI Congr. Col. Petrol. T1, 71-78, Bogotá.
- DE ARMAS, M. (1984): Plancha 261, Tuluá, esc. 1:100.000, Ingeominas, Bogotá.
- DENGO, C.A. & COVEY, M.C. (1993): Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for traps and regional tectonics.- Bull. AAPG 77, 1315-1337, Tulsa.
- DE PORTA, J. (1974): Colombie (deuxieme partie).- Lexique Stratigraphique International, Vol. 5, Fasc. 4b. Cntr. Nat. Rech. Sci., Paris.
- DORADO, J. (1984): Contribución al conocimiento de la estratigrafía de la Formación Brechas de Buenavista (límite Jurásico-Cretácico), oeste de Villavicencio, Meta.- Trab. Grado, Univ. Nal., Depto. Geociencias, Bogotá.
- ESPEJO, A., ETCHART, H., CORDANI, U. & KAWASHITA, K. (1980): Geocronología de intrusivas ácidas en la Sierra de Perijá.- Bol. Geol. (Venezuela). 12 (26), 245-54.
- ESTRADA, A. (1972): Geology and plate tectonics history of the Colombian Andes.- Msc. thesis Stanford University, (Mscr.), 1-115, California.
- FEO COECIDO, G. (1968): Geología y recursos minerales de la Península de Paraguaná, Venezuela.- IV Congr. Geol. Venez.,

- Bol. Geol. (Caracas), Publ. Esp. 5, 1, 304-315.
- FORERO, A. (1973): El Paleozoico Superior del flanco oriental de la Cordillera Central.- Geol. Colombiana 7 (año 1970): 139-144, Bogotá.
- FLOREZ, J.M. & CARRILLO, G.A. (1994): Estratigrafía de la sucesión litológica basal del Cretácico del Valle superior del Magdalena.- Estud. Geol. Valle Sup. Magd., II-1-26, Univ. Nal., Bogotá.
- GEYER, O. (1967): Das Typus-Profil der Morrocoyal-Formation (Unterlias; Depto. Bolívar, Kolumbien).- Mitt. Inst. Colombo-Alemán Invest. Cient., 1: 53-63, Santa Marta.
- GEYER, O.F. (1973): Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien.- Geol. Jahrb., B5, 1-156, Hannover.
- _____ (1974): Der Unterjura (Santiago-Formation) von Ecuador.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 9, 525-541, Stuttgart.
- GEYER, O.F. (1977): El Jurásico de las Penínsulas de La Guajira (Colombia) y de Paraguaná (Venezuela).- 8th. Caribbean Geol. Conf. Abstracts, 57-58, Curacao.
- GEYER, O.F. (1979): Zur Paläogeographie mesozoischer Ingressionen und Transgressionen in Kolumbien.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 6, 349-368, Stuttgart.
- GEYER, O.F. (1980): Die mesozoische Magnafazies-Abfolge in den nördlichen Anden (Perú, Ecuador, Kolumbien).- Geol. Rundschau, 69, (3), 875-891, Stuttgart.
- GEYER, O.F. (1982): Comparaciones Estratigráficas y Faciales en el Triásico Norandino.- Geol. Norandina, 5, 27-31, Bogotá.
- GOMEZ, H. (1991): Interpretación Geológica de Imágenes de Radar y Landsat MSS/MT en la Cuenca de Girardot, Valle Alto del Magdalena, Colombia S.A.- Rev. CIAF, 12 (1), 1-16, Bogotá.
- GOMEZ, H. (1993): Mapa Geológico del Valle Alto del Magdalena, Sur del Tolima, Norte del Huila, (Esc. 1:200.000); Mem. Explicativa.- Rev. CIPRES, 14 (1) 37-66, Bogotá.
- GONZALEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J.M. & PICARD, X. (1980): Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas, T1, 158-177, Caracas.
- GONZALEZ, H., AGUDELO, S. & CALLE, B. (1980): Plancha 187 (Esc. 1:100.000) Salamina, Ingeominas, Bogotá.
- GUERRERO, B. & TAMARA, A. (1982): Petrografía de los intrusivos triásico-jurásicos y sus relaciones con la Fm. Saldaña al occidente de Dolores, Tolima.- Trabajo de Grado, Univ. Nal., Depto. Geociencias, 1-78 (Mscr.), Bogotá.
- HEA, J.P. & WHITMAN, A.B. (1960): Estratigrafía y petrología de los sedimentos precretácicos de la parte norte-central de la Sierra de Perijá, Estado de Zulia, Venezuela.- Bol. Geol. (Venezuela), Pub. Esp., 3 (1), 351-76.
- HOFFSTETTER, R. (1956): Ecuador.- Lexiq. Stratigr. Internat., Amerique Latine 5a, Paris.
- HUBACH, E. & ALVARADO, B. (1934): Geología de los Departamentos del Valley Cauca, en especial del carbón.- Serv. Geol. Nal., Inf. 224, 1-467 (Mscr.), Bogotá.
- HUBACH, E. (1957): Contribución a las Unidades Estratigráficas de Colombia.- Serv. Geol. Nal., Inf. 1212, 1-166, Bogotá.
- INGEOMINAS (1986): Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia.- Publ. Geol. Esp., 14, Bogotá.
- JULIVERT, M. (1968): Colombie (premiere partie).- Lexique stratigr. internat., V, 4a., 1-650, 27 Figs., Centre Nat. Rech. Sci., Paris.
- JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G. & MOURIER, T. (1990): Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a tethyan model.- J. Geol. Soc. London, 147, 1009-1027, 9 Figs., Londres
- KROONENBERG, S. (1982): Litología, metamorfismo y origen de las granulitas del Macizo de Garzón, Cordillera Oriental (Colombia).- Geol. Norandina, 6, 39-46, Bogotá.
- KROONENBERG, S. (1985): El borde occidental del Escudo de Guayana en Colombia.- Symposium Amazónico, Puerto Ayacucho, Venezuela, Marzo 1981, Vol. Resúmenes, 41-42. Memoria: Bol. Geol. (Caracas) Publ. Esp. 10, 55-64; también como Publ. CIAF 119 (1981), 1-41, Bogotá.
- KROONENBERG, S. & DIEDERIX, H. (1982): Geology of the southern central Huila, uppermost Magdalena Valley.- In Field Trips 1980-1989, Col. Asoc. Petrol. Geol. & Geophys., 73-89, Ed. Geotec (1992), Bogotá.
- KUNDIG, E. (1938): Las rocas pre-cretácicas de los Andes Centrales de Venezuela, con algunas observaciones sobre su tectónica.- Bol. Geol. Miner. (Venezuela), 2 (2-4), 21-43.
- LEONARDI, G. Edit. (1987): Glossary and Manual of Tetrapod Footprint Paleochronology.- Cons. Nal. Deserv. Cient. Techn. Brasil, 1-75, 20 plates, Brasilia.
- MACIA, C. & MOJICA, J. (1981): Nuevos puntos de vista sobre el magmatismo Triásico Superior (Fm. Saldaña), Valle Superior del Magdalena, Colombia.- Zbl. Geol. Paläont. I, (3/4), 243-251, Stuttgart.
- MACIA, C., MOJICA, J. & COLMENARES, F. (1985): Consideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el Valle Superior del Magdalena, Colombia.- Geol. Colombiana 14, 49-70, Bogotá.
- MacDONALD, W.D. (1968): Estratigrafía, estructura y metamorfismo, rocas del Jurásico Superior, Península de Paraguaná, Venezuela.- Bol. Geol., Caracas, 9, (18), 441-458.
- MacDONALD, W.D. & OPDYKE, N.D. (1974): Triassic Magnetism in Southern Northern South America.- Geol. Soc. Am. Bull. 61, 208-215.
- MARTIN, B. (1961): Geología del Macizo de El Baúl, Estado Cojedes.- Mem. III Congr. Geol. Venez., Bol. Geol. Caracas, Publ. Esp. 3, IV, 1453-1530.
- MAZE, W.B. (1984): Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks.- Geol. Soc. Am. Mem., 162, 263-82.
- McCOURT, W.J. (1984): Plancha 262, Génova, Esc. 1:100.000.- Ingeominas, Bogotá

- MC COURT, W.J., MOSQUERA, R., NIVIA, A. & NUÑEZ, A. (1984a): Plancha 243, Armenia, Esc. 1:100.000.- Ingeominas, Bogotá.
- MC COURT, W.J., MILLWARD, R. & ESPINOSA, A. (1984b): Plancha 280, Palmira, Esc. 1:100.000.- Ingeominas, Bogotá.
- MC COURT, W.J. & VERDUGO, G. (1985): Plancha 300, Cali, Esc. 1:100.000.- Ingeominas, Bogotá.
- MENDEZ, A. & RUBIO, W. (1984): Estructura del Valle Superior del Magdalena al Norte de Neiva (Huila).- Trabajo de Grado, Univ. Nal., Depto. Geociencias, 1-98 (Mscr.), Bogotá.
- MOJICA, J. (1982): Observaciones acerca del estado actual del conocimiento de la Fm. Payandé (Triásico Superior), Valle Superior del Río Magdalena, Colombia.- Geol. Colombiana 11, 67-91, Bogotá.
- MOJICA, J. & BAYER, K.J. (1987): Características esenciales del Valle Superior del Magdalena, una cuenca cretácica interandina de Colombia.- Mem. 3er. Simp. Proyecto PICG 242, Cretácico de América Latina, 11-15, Tucumán.
- MOJICA, J. & DORADO, J. (1987): El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos en los Andes colombianos, Parte A: Estratigrafía.- En: Volkheimer, W. (Edit.), 1987: Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, T1, El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos, Mendoza, Argentina.
- MOJICA, J. & FRANCO, R. (1992): Estructura y Evolución del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia.- Geol. Colombiana 17, 41-64, Bogotá.
- MOJICA, J. & KAMMER, A. (1995): Eventos Jurásicos en Colombia.- Geol. Colombiana 19, 165-172, Bogotá.
- MOJICA, J. & LLINAS, D.R. (1984): Observaciones recientes sobre las características del basamento económico del Valle Superior del Magdalena en la región de Payandé-Rovira (Tolima, Colombia), y en especial sobre la estratigrafía del Miembro Chicalá (=parte baja de la Fm. Saldaña).- Geol. Colombiana 13, 81-128, Bogotá.
- MOJICA, J. & MACIA, C. (1982): Geología del extremo NE de la Cuenca de Neiva (Valle Superior del Magdalena, región de Prado-Dolores).- XXI Ann. Field-Trip, Col. Soc. Petrol. Geol. & Geoph., Part II, 1-45, Bogotá. Reprinted in: Field-Trips Colombia 1980-1989.- Col. Soc. Geol. & Geophys., Ed. Geotec (1992), Bogotá
- _____ (1983a): Características estratigráficas y edad de la Formación Yaví, Mesozoico de la región entre Prado y Dolores, Tolima, Colombia.- Geol. Colombiana 12, 7-32, Bogotá.
- _____ (1983b): Über die Stratigraphie und Alterstellung der Yaví-Formation im Oberen Magdalena-Tal, Tolima, Kolumbien.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I. H. 3/4, 279-290, Stuttgart.
- _____ (1986): Nota preliminar sobre la presencia de improntas de vertebrados (*Batrachopus sp.*) en sedimentitas de la Formación Saldaña, región de Prado-Dolores, Valle Superior del Magdalena, Colombia.- Geología Colombiana, 16, 89-94, Bogotá.
- _____ (1992): Geologic Reconnaissance of the Northern Neiva Basin, Upper Magdalena Valley, Colombia, XXVII Field Conf. 1980.- Geol. Field Trips 1980-1989, 91-120, Colombian Soc. Petrol. Geol. & Geophys., Ed. Geotec, Bogotá
- MOJICA, J., VILLARROEL, C., CUERDA, A. & ALFARO, M. (1988): La fauna de graptolitos de la Fm. El Hígado (Llanvirniano-Llandeilliano), Serranía de Las Minas, Valle Superior del Magdalena, Colombia.- Mem. V Congr. Geol. Chileno, T2, 189-202, Santiago.
- MOJICA, J., VILLARROEL, C. & MACIA, C. (1989): Nuevos afloramientos fosilíferos del Ordovícico Medio (Fm. El Hígado) al oeste de Tarqui, Valle Superior del Magdalena (Huila, Colombia).- Geol. Colombiana 16, 89-94, Bogotá.
- MOSQUERA, R., NUÑEZ, A. & VESGA, C.J. (1982): Plancha 244, Ibagué, Esc. 1:100.000.- Ingeominas, Bogotá.
- MOTICKA, P. (1975): Sierra de Perijá. Excursión No. 2: Complejo volcánico-plutónico de El Totumo-Inciarte.- Bol. Geol. (Venezuela), Pub. Esp., 7 (1), 306-11.
- MOYA, E. & FIGUEROA, C. (1977): Mineralizaciones cupríferas en la Sierra de Perijá, Estado Zulia.- Mem. V Congr. Geol. Venez., Soc. Venez. Geol., III, 1119-1127.
- NELSON, H.W. (1959): Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. Leidsche Geol. Meded. 22, 1-75, 28 Abb., 6 Map./anexos. Leiden.
- NUÑEZ, A., MACIA, C. & MOJICA, J. (1984): La Formación Amoyá, una unidad post-precámbrica-prejurásica de la Cordillera Central, al W de Chaparral, Tolima, Colombia.- Newsl. Stratigr., 13 (2), 77-87, Stuttgart.
- ODREMAN, O.E. & BENEDETTO, G. (1977): Paleontología y edad de la Formación Tinacoa, Sierra de Perijá, Estado de Zulia, Venezuela.- Mem. V Congr. Geol. Venezolano TI, 15-32, Caracas.
- PRIEM, H.N.A., KROONENBERG, S., BOELRIJK, N.A. & HEBEDA, E.H. (1989): Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga. basement underlying the 1.2 Ga. Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes.- Precambrian Research, 42, 315-324, Amsterdam.
- PRÖSSL, K.F. & GRÖSSER, J.R. (1995): The Age of the Formación Amoyá, Upper Magdalena Valley; another piece in the Paleozoic stratigraphic puzzle of Colombia.- Newsl. Stratigr. 32 (2), 91-101, Berlín.
- PRÖSSL, K.F. & VERGARA, L. (1993): The Yaví Formation (Lower Cretaceous), Upper Magdalena Valley, Colombia: an integrated sedimentological and palynological study.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 188 (2), 213-240, Stuttgart.
- RABE, E. (1974): Zur Stratigraphie des ostandinavischen Raumes von Kolumbien I: Die Abfolge Devon bis Perm der Ost-Kordillere, n dlich von Bucaramanga. II: Die präkretazische mesozoische Abfolge der Ost Kordillere nördlich von Bucaramanga. III: Conodonten des jüngeren Paläozoikums der Ost-Kordillere, Sierra Nevada de Santa Marta und der Sierra de Perijá, Kolumbien.- I: 1-46, II: 1-37, Dissertation Justus Liebig, Universität Giessen.
- REMY, W., REMY, R., PFEFFERKORN, H.W., OLKHEIMER, W. & RABE, E. (1975): Neue Einstufung der Bocas-Folge

- (Bucaramanga, Kolumbien) in den Unteren Jura anhand einer *Phleboteris branneri* und *Classopollis*-Flora.- *Argumenta Paläobotanica* 4: 55-77, Münster.
- RENZ, O. (1956): Cretaceous in western Venezuela and the Guajira (Colombia).- XX Session Internal. Geol. Congr., Mexico City, 1-13, (Mscr.), Maracaibo.
- RENZONI, G., ROSAS, H. & ETAYO, F. (1983): Mapa Geológico de la Plancha 171, Duitama, esc. 1:100.000, Ingeominas, Bogotá.
- RESTREPO, J.J. & TOUSSAINT, J.F. (1974): Obducción cretácea en el occidente colombiano.- *Publ. Esp. Geol. Univ. Nal.*, 3, 1-26, Medellín.
- ____ (1988): Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes.- *Episodes* 11 (3), 189-193.
- RESTREPO, J.J. & TOUSSAINT, J.F., GONZALEZ, H., CORDANI, U., KAWASHITA, K., LINARES E. & PARICA, C. (1991): Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano.- *Mem. Simp. Magm. Andino y Marco Tectónico*, TI, 1-24, Manizales.
- RICCARDI, A.C., GULISANO, A., MOJICA, J., PALACIOS, O., SCHUBERT, C. & THOMPSON, M.R.A. (1990): Western South America and Antarctica.- In "The Jurassic of the Circumpacific" Cambridge University Press, G.E.G. Westermann (Ed.), London.
- SCHAMEL, S. (1991): Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia.- *Am. Asoc. Petrol. Geol. Mem.* 52, Active Margin Basins, 283-301, Tulsa.
- SCHMIDT-EFFING, R. (1980): The Huayacocotla Aulacogen in México (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of México.- In: *proceed. Symp. on the origin of the Gulf of México and the early opening of the Central North Atlantic Ocean* (Pilger, R.H. Ed.) 79-86, Louisiana Geol. Surv./Louis. State University.
- SCHUBERT, C. (1986): Stratigraphy of the Jurassic La Quinta Formation, Mérida Andes, Venezuela: type section.- *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 137, 391-411.
- SCHUBERT, C., SIFONTES, R.S., PADRON, V.E., VELEZ, J.R. & LOAIZA, P.A. (1979): Formación La Quinta (Jurásico) Andes Merideños: Geología de la Sección Tipo.- *Act. Cient. Venez.* 30, 42-55, Caracas.
- SENF, M. (1994): Foraminifers and other microfossils of the Late Triassic Payandé Formation (Upper Magdalena Valley, Tolima).- *Mem. VI Congr. Colombiano Geol.*, 153-163, Bogotá.
- SHAGAM, R. (1972): Evolución tectónica de los Andes venezolanos.- *Bol. Geol. (Venezuela)*, *Publ. Esp.* 5 (2), 1201-1261, Caracas.
- SILLITOE, R.H., JARAMILLO, L., DAMON, P., SHAFIQUILAH, M. & ESCOBAR, R. (1982): Setting, Characteristics and Age of the Andean Porphyry Cooper Belt in Colombia.- *Econ. Geology* 77, 1837-1850, New York.
- STEINTZ, G. & MAZE, W.B. (1984): K-Ar ages of hornblende-andesite from the Sierra de Perijá, western Venezuela.- *Geol. Soc. Am., Mem.* 162, 283-285, Boulder.
- STIBANE, F. (1968): Zur Geologie von Kolumbien, Südamerika: Das Quetame und Garzón-Massiv.- *Geotekt. Forsch.* 30, 1-85, Stuttgart.
- TCHANZ, C., MARVIN, R., CRUZ, J., MEHNERT, H. & CEBULLA, G. (1974): Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northern Colombia.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 273-284, Boulder.
- TORRES, J.A., RAASVELDT, H.C., BÜRGL, H. & QUINTERO, R. (1959): Plancha N-8 "Neiva", esc. 1:200.000.- *Serv. Geol. Nal.*, Bogotá.
- TOUSSAINT, J.F. & RESTREPO, J.J. (1976): Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes colombianos.- *Bol. Cienc. Tierra* 1, 1-47, Medellín.
- TRÜMPY, D. (1943): Pre-Cretaceous of Colombia.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 54, 1281-1304, New York.
- TSCHOPP, H.J. (1953): Oil exploration in the Orient of Ecuador (1938-1950).- *Am. Asoc. Petrol. Bull.* 37, 2303-2347, Tulsa.
- VAN DER HAMMEN, TH. (1958): Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano Continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos.- *Bol. Geol. VI* (1-3), 67-127, 7 planchas, Bogotá.
- VAN HOUTEN, F. & TRAVIS, R.B. (1968): Cenozoic Deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia.- *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 52, 675-702.
- VERGARA, L. (1992): Lower Cretaceous Stratigraphy Sequences in the Quebrada Bambucá, Upper Magdalena Valley.- *Giessener Geol. Schrift.* 48, 183-200, Giessen.
- VERGARA, L. (1994): Stratigraphy, micropaleontology and organic relations in the Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia.- *Giessener Geol. Schrift.* 50, 1-179, Giessen.
- VERGARA, L. & PRÖSSL, K.F. (1994): Dating the Yaví Formation (Aptian, Upper Magdalena Valley, Colombia), Palynological Results.- *Estud. Geol. Valle Superior Magdalena, Univ. Nal.*, XVIII-1-18-14, Bogotá.
- VERGARA, L., GUERRERO, J., PATARROYO, P. & SARMIENTO, G. (1995): Comentarios acerca de la nomenclatura estratigráfica del Cretácico Inferior del Valle Superior del Magdalena.- *Geol. Colombiana*, 19, 21-32, Bogotá.
- VIDALES, E. & FLOREZ, J. (1983): El mesozoico pre-cretácico al W de Alpujarra (Tolima).- *Trabajo de Grado, Univ. Nal., Depto. Geociencias*, 1-42, (Mscr.), Bogotá.
- VITERI, E. (1977): Estudio de las características petrológicas y metalogénicas del yacimiento de cobre nativo de Caño Tigre, Sierra de Perijá, Estado Zulia.- *Mem. V Congr. Geol. Venez., Soc. Venez. Geol.* III, 1143-1168.
- VILLARROEL, C. & MOJICA, J. (1989): El Paleozoico Superior (Carbonífero-Pérmico) sedimentario en Colombia. Afloramientos conocidos y características generales.- *Geol. Colombiana* 16, 81-88, Bogotá.
- WIEDMANN, J. & MOJICA, C. (1980): Obertrias-Ammoniten der Saldaña-Formation, Tolima-Kolumbien.- *7. Geowiss. Lateinam. Kolloquium (Tagungshefte)*, Heidelberg.

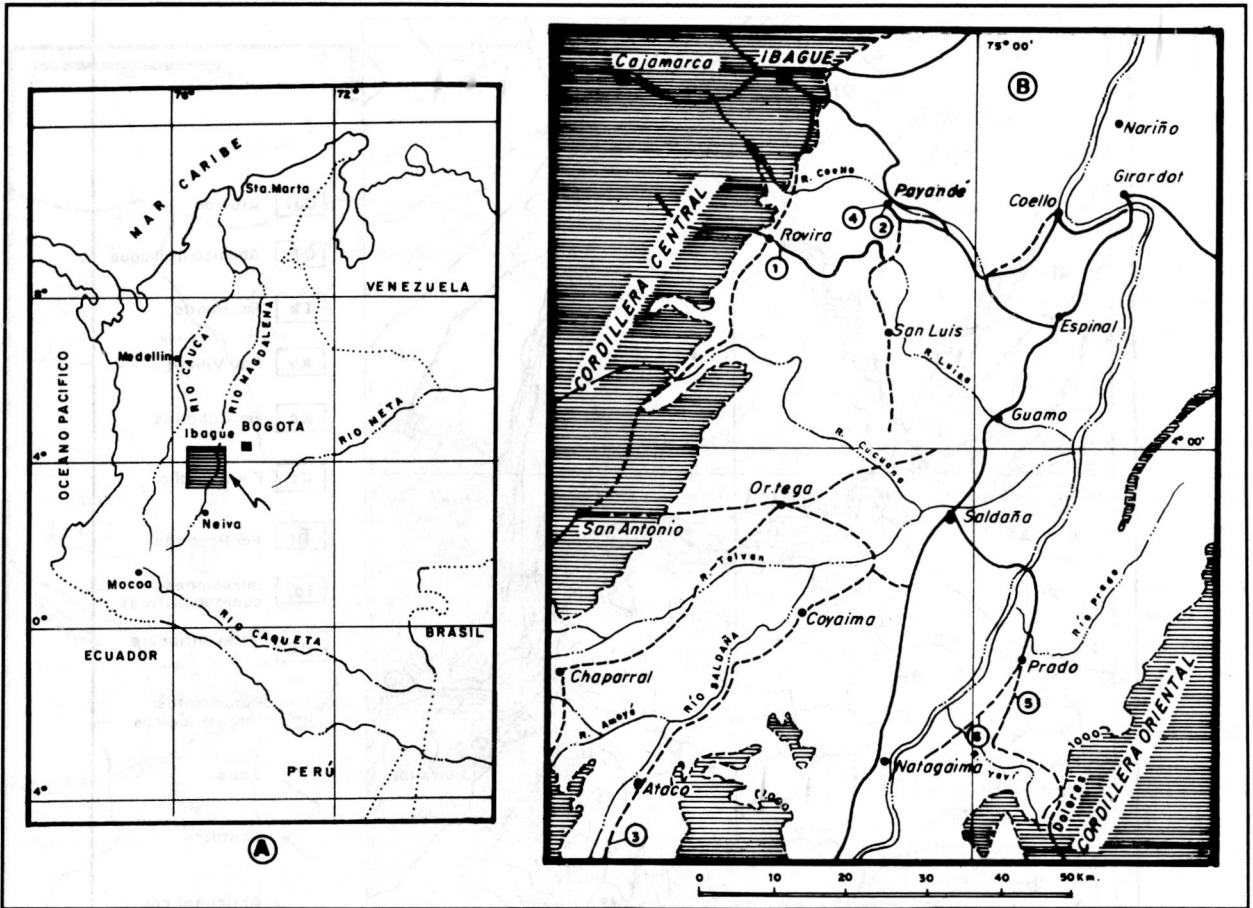


Fig. 13. Localización geográfica del área de estudio y de las principales localidades mencionadas en el texto. Los números indican las áreas o localidades tipo de: 1 - Fm. Luisa; 2 - Fm. Payandé; 3 - Fm. Saldaña; 4 - Miembro Chicalá; 5 - Miembro Prado; 6 - Fm. Yaví.

6. ITINERARIO (FIG. 13)

Para información de los interesados, a continuación se hace un recuento de la geología presente en el trayecto entre Bogotá y el VSM, siguiendo la vía por las localidades de Silvania-Girardot-Ibague. A grandes rasgos, en este trayecto se atraviesan las siguientes unidades mayores:

- a - La Sabana de Bogotá, que es un relleno cuaternario de una zona pantanosa a lagunar (hasta con unos 700 m locales de espesor), ocurrido principalmente durante el Pleistoceno Superior, y que tuvo su salida o drenaje por el sur, cerca del Salto de Tequendama. La sucesión litológica consiste principalmente en arcillolitas, turbas, areniscas y conglomerados, estos últimos concentrados en los bordes de la cuenca.
- b - Sedimentitas del Cretácico marino de la "Cuenca de Bogotá", con exposiciones del Grupo Guadalupe y la Fm. Villeta entre la Laguna del Muña y la localidad de Granada.
- c - Sedimentos continentales -areniscas y limolitas rojas- de la Fm. Bogotá, expuestos entre Azafranal (un poco

- adelante de Granada) y el ascenso al Abanico de Fusagasugá, unos 10 km adelante de Silvania.
- d - Sedimentos areno-conglomeráticos, mal seleccionados, del pleistoceno -Abanico de Fusagasugá-, que en este lugar, antes y después de Fusagasugá, constituye una terraza amplia.
- e - Entre El Boquerón y Melgar, otra vez areniscas y limolitas silíceas del Grupo Guadalupe, limitado al sur por la Falla de Quininí, marca el límite entre los dominios del VSM y la "Cuenca de Bogotá".
- f - Entre Melgar y la desviación hacia Carmen de Apicalá, en el segundo puente sobre el Río Sumapaz, sedimentos conglomeráticos, arenosos y limosos de la parte alta del Grupo Gualanday, que reposan discordantemente sobre las Fms. Guaduas y Guadalupe, en las proximidades del puente antedicho.
- g - Entre el Cerro de La Dormida y Chicoral (luego de pasar la Falla del Magdalena), sedimentos arenosos del Grupo Honda, recubiertos por rellenos cuaternarios del Abanico de Espinal, constituido ante todo por flujos de escombros vulcano-sedimentarios provenientes de la Cordillera Central, que se entrelazan con sedimentos aluviales

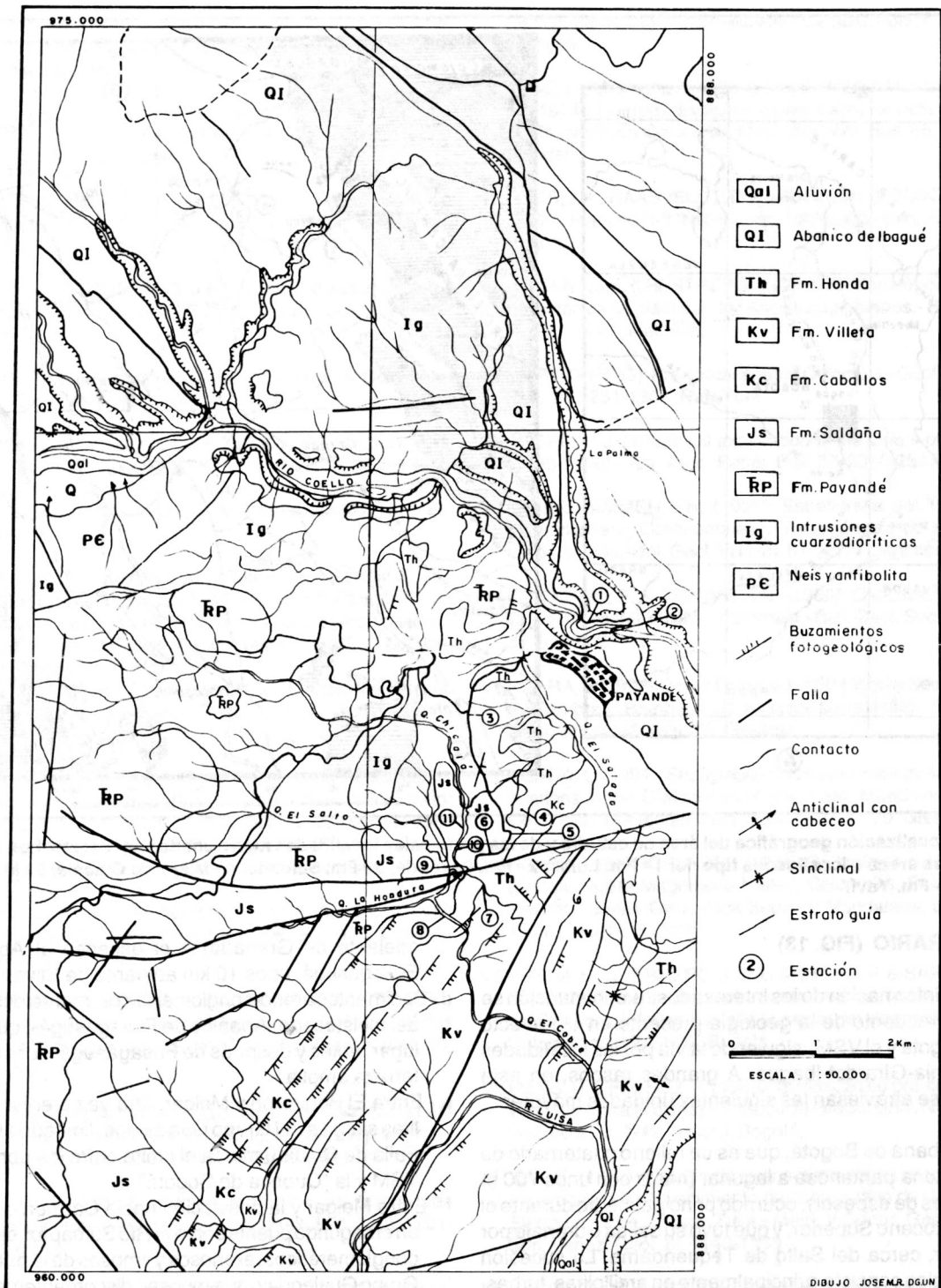


Fig. 14. Mapa de las estaciones visitadas en el área de Payandé (Foto geología según G. Ujueta)

normales del Río Magdalena.

h - Luego del puente sobre el Río Coello, justo adelante de la población de Chicoral, hasta Gualanday, colinas aserradas producidas por las unidades duras del Grupo Gualanday, aquí con una sucesión de pliegues

anticlinales y sinclinales relativamente "apretados".

i - Entre "La Quebra" (o Alto de Buenos Aires) y la ciudad de Ibagué, superficie relativamente inclinada del Abanico de Ibagué, de edad pleistocena, conformado por múltiples flujos de escombros ricos en clastos

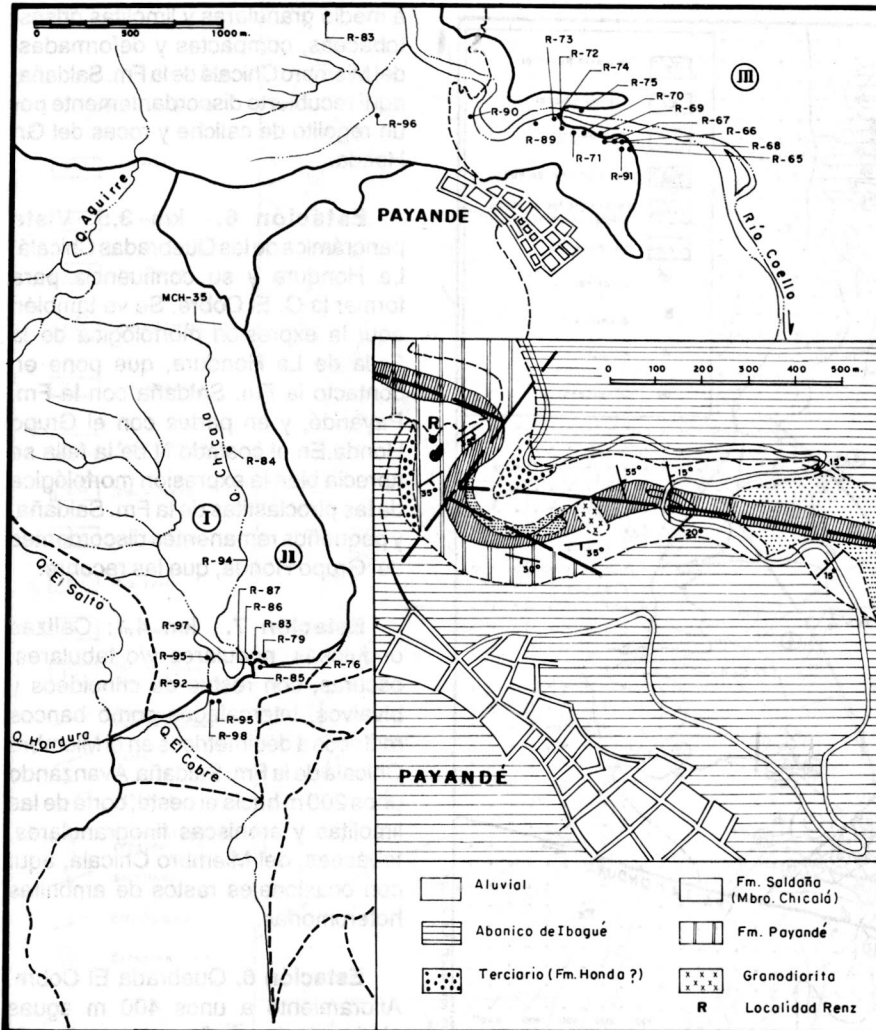


Fig. 15. Localización de las áreas de afloramiento de los conjuntos I - II - III del Miembro Chicalá de la Fm. Saldaña, y esquema geológico de los alrededores de Payandé. Se señalan las muestras analizadas al microscopio por Mojica & Llinás (1984).

polimícticos, mal seleccionados, acarreados desde la parte alta de la Cordillera Central, la cual se conforma, en términos muy generales, por un núcleo de metamorfitas regionales (filitas y esquistos), paleozoicas a precámbricas (Grupo Cajamarca), intruidas por granodioritas mesozoicas y cuarzodioritas terciarias, y con una cubierta volcánica pleistocena-holocena.

6.1. Región de Payandé (v. Figuras 14, 15 y 16)

Estación 1. Vista panorámica desde una

explanación en el costado E del cañón del Río Coello. Al W, al otro lado del río, se observan desde aquí las rocas de la Fm. Payandé, que producen escarpes verticales de color grisáceo. Al NW se aprecia el antiguo camino real de Payandé a Buenos Aires, con la localidad Renz, donde se descubrieron las amonitas del Noriano que permitieron identificar con certeza el Triásico Superior en Colombia. Al S, con una expresión morfológica más suave, aparecen sedimentitas grises (limolitas y areniscas tobáceas) asignadas al Miembro Chicalá de la Fm. Saldaña. En la parte más alta del cañón se tiene el relleno cuaternario casi horizontal, del

Abanico de Ibagué. Se trata de materiales acarreados en su totalidad, durante el Pleistoceno, desde los Volcanes Machín y Tolima, en la Cordillera Central.

Estación 2. Puente sobre el Río Coello. Afloran aquí sedimentitas grises oscuras, cortadas por numerosos diques negruzcos. Aun cuando de esta secuencia no se tienen registros paleontológicos, la litología general permite asignar estas rocas al Miembro Chicalá de la Fm. Saldaña. Como puede verse en estos afloramientos, las calizas son escasas, lo cual hace improbable que esta secuencia pueda ser parte de la Fm. Payandé, como se había indicado en las publicaciones previas de Nelson (1959) y Corrigan (1967). Aguas arriba, a unos 300 m se tiene, eso sí, una buena exposición de las Calizas de Payandé, allí con repliegues producidos por deslizamientos sinsedimentarios. Además, en este sector, se tienen algunas apófisis hipoabisales de composición intermedia.

Estación 3. En las proximidades de la cantera principal de Cementos Diamante, junto a un recodo fuerte de la Q. Chicalá. Vista panorámica que permite apreciar:

- a - El sitio de explotación de las Calizas de Payandé, cortadas por diques métricos a decimétricos verdosos oscuros.
- b - Sedimentos calcáreos (caliche) del Terciario Alto, en forma de un regolito que recubre aquí a las Calizas de Payandé.
- c - Otros sedimentos terciarios, en sucesión de areniscas y limolitas, del Grupo Honda, casi horizontales, que

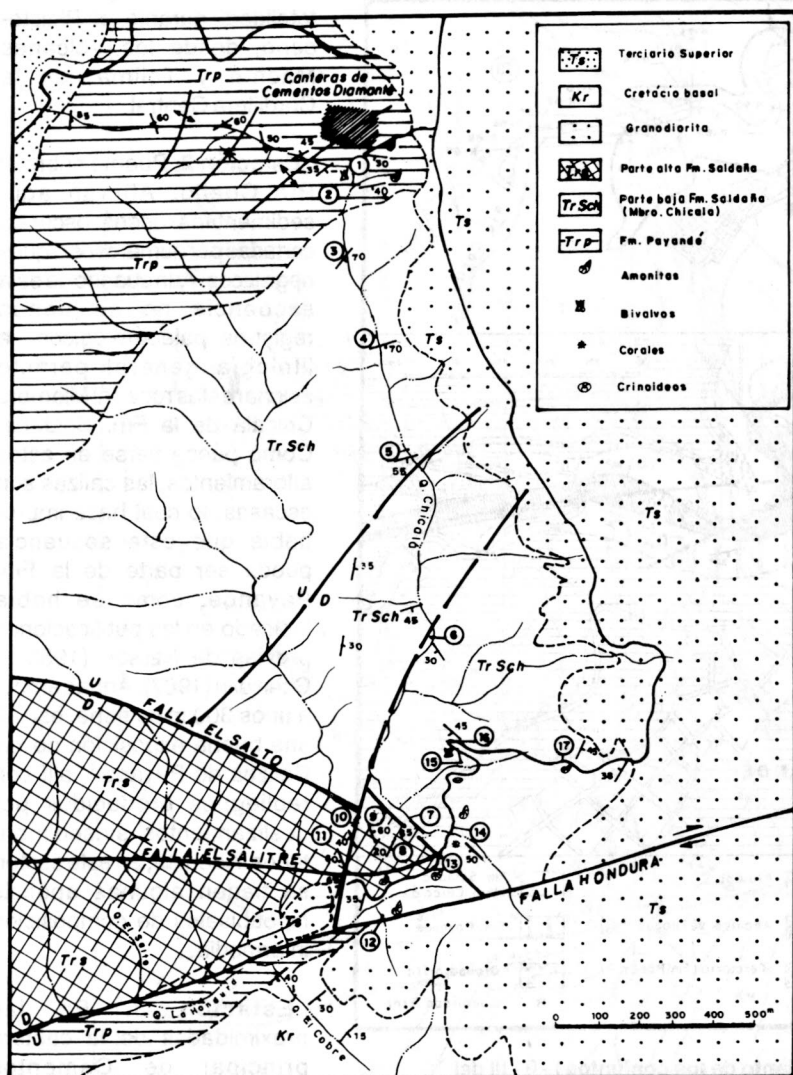


Fig. 16. Esquema geológico al SW de Payandé, en el sector de la Q. Chicalá.

- constituyen el Cerro Tominejo.
- d - La expresión morfológica, de terraza ligeramente inclinada, del Abanico de Ibagué.
- e - A lo lejos, y al oriente el eoceno-oligoceno Grupo Gualanday, que se expresa en el horizonte como colinas dentadas de color rojizo, en las proximidades de la localidad tipo.
- f - Las rocas intrusivas del Cerro de Las Ochoas, que resaltan por sus formas erosivas piramidales y triangulares.
- g - Colinas bajas conformadas por sedimentitas arenosas y limolitas

silíceas del Cretácico Superior, lo cual se aprecia al fondo hacia el SSE.

Estación 4. Carreteable de Payandé a la Q. Chicalá. km 2,5: excelente afloramiento del Terciario Superior (Grupo Honda) con: 1) areniscas grisáceas líticas, en bancos métricos con tendencia lenticular y bases erosivas; 2) limolitas multicolores en bancos gruesos. Desde aquí, otra vez, buena vista panorámica de Payandé y sus alrededores.

Estación 5. km 3,0: Pequeña

divisoria de aguas con vista a la Q. Chicalá. Afloramiento de areniscas fino a medio granulares y limolitas grises, tobáceas, compactas y deformadas, del Miembro Chicalá de la Fm. Saldaña, aquí recubierto discordantemente por un regolito de caliche y rocas del Gr. Honda.

Estación 6. km 3,5: Vista panorámica de las Quebradas Chicalá, La Hondura y su confluencia para formar la Q. El Cobre. Se ve también aquí la expresión morfológica de la Falla de La Hondura, que pone en contacto la Fm. Saldaña con la Fm. Payandé, y en partes con el Grupo Honda. En el costado N de la falla se aprecia bien la expresión morfológica de las piroclastitas de la Fm. Saldaña, y pequeños remanentes discordantes del Grupo Honda, que las recubre.

Estación 7. km 4,1: Calizas onduladas, nodulares y/o tabulares, oscuras, con restos de crinoideos y bivalvos, intercaladas como bancos métricos a decimétricos en el Miembro Chicalá de la Fm. Saldaña. Avanzando unos 200 m hacia el oeste, corte de las limolitas y areniscas finogranulares, tobáceas, del Miembro Chicalá, aquí con ocasionales restos de amonitas heteromorfas.

Estación 8. Quebrada El Cobre. Afloramiento a unos 400 m aguas abajo, de la confluencia de las Q. Chicalá y La Hondura. Discordancia angular entre las calizas de la Fm. Payandé y el Cretácico basal transgresivo ("Fm. Caballos"), constituido aquí por areniscas cuarzosas, calcáreas, del Aptiano Superior - Albiano Inferior.

Estación 9. Cauce de la Q. Chicalá. Vulcanitas gris verdosas y limolitas de la Fm. Saldaña. Se aprecian claramente tobas y aglomerados gris verdosos.

Estación 10. Limolitas verdosas del Miembro Chicalá de la Fm. Saldaña y calizas nodulosas del mismo.

Estación 11. Cauce de la Q. Chicalá. Capas rojas (areniscas/

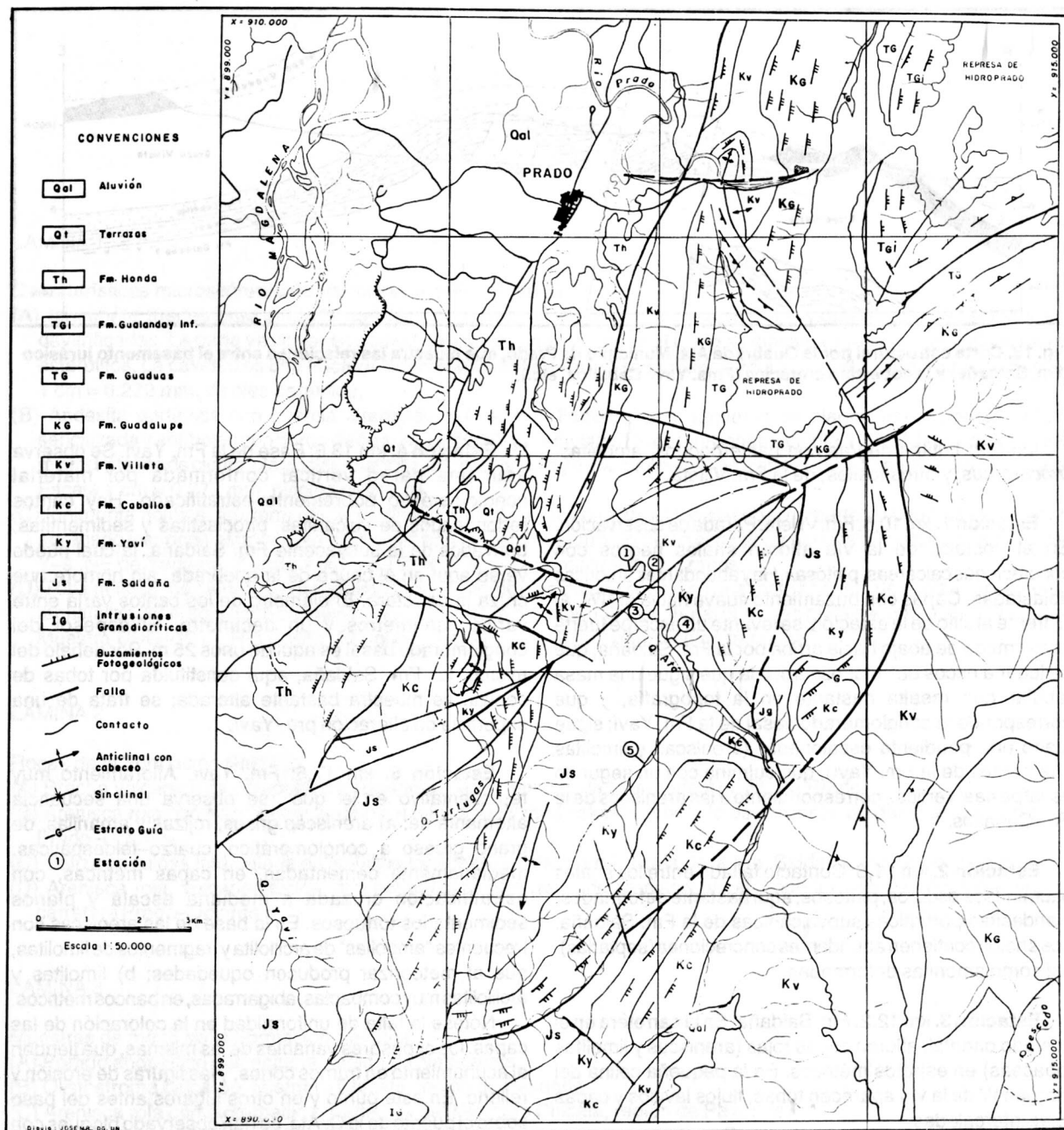


Fig. 17. Mapa de las estaciones visitadas en la región al SE de Prado (Fotogeología según G. Ujueta).

limolitas) de la Fm. Saldaña, asociadas con limolitas grises y verdes. En algunos planos sedimentarios se aprecian grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia, que atestiguan emersión y exposición subaérea. A lo largo del cauce de la quebrada, como cantos rodados, se encuentran olistostromas calcáreos propios de la parte baja del Miembro Chicalá de la Fm. Saldaña. Asimismo, en diferentes lugares se ven diques oscuros, verdes, que atraviesan la secuencia vulcano-sedimentaria.

6.2. Región de Prado-Dolores, carretera de Prado a Dolores (v. Figuras 17 y 18)

km 00: Plaza Central, Alcaldía de Prado.

km 4,5: Afloramientos de areniscas y arcillolitas multicolores del Grupo Honda, luego de la bifurcación de la vía.

km 7,4: Límite fallado entre el Cretácico y el Terciario.

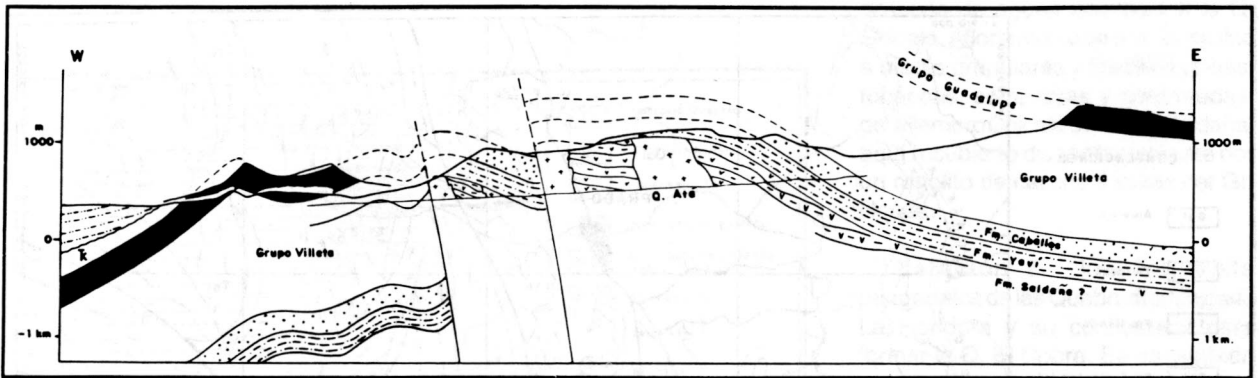


Fig. 18. Corte estructural por la Quebrada Atá, Municipio de Prado, que muestra las relaciones entre el basamento jurásico (Fm. Saldaña) y la cobertera cretácica (Fms. Yaví, Caballos, etc.).

km 9,2: Lutitas negras con gasterópodos, amonitas, *Inoceramus*, y otros fósiles, de la Fm. Villeta.

Estación 1. km 10,6: Fm. Villeta. Parada de observación. En el costado de la vía afloran shales negros con concreciones calcáreas, piritosas. Hay abundantes amonitas aplastadas. Capas con buzamiento suave hacia el NW. Al E, frente al sitio de la estación, se levanta un escarpe fuerte conformado de abajo hacia arriba por la Fm. Saldaña, que da lugar a riscos de color oscuro, a la que sigue una masa tabular que resalta bastante en la topografía, y que corresponde al conglomerado basal de la Fm. Yaví; sigue luego una pendiente escalonada (areniscas y limolitas alternantes de la Fm. Yaví), que culmina con un segundo escarpe casi vertical, correspondiente a las areniscas de la Fm. Caballos.

Estación 2. km 11,6: Contacto fallado entre los shales bituminosos oscuros, piritosos, aquí bastante deformados, y andesitas porfiríticas subvolcánicas de la Fm. Saldaña. Los shales contienen abundantes concreciones (septarias), así como amonitas deformadas.

Estación 3. km 12,2: Fm. Saldaña. En la carretera en el costado oriental, afloran capas rojas (areniscas y limolitas tobáceas) en estratos métricos. En la pequeña colina del margen W de la vía aparecen tobas, flujos lávicos y capas rojas intercaladas.

Las areniscas presentan estratificación cruzada a mediana escala y estructuras de erosión y relleno. En las limolitas se encuentran marcas de gotas de lluvia.

Desde este sitio se puede ver, de norte a sur, la expresión de la falla mencionada en la estación anterior, que levanta las rocas mesozoicas, a través de una falla inversa, sobre la Fm. Villeta.

Estación 4. km 13,6: Base de la Fm. Yaví. Se observa aquí una pared vertical conformada por material conglomerático pobremente estratificado. Hay cantos redondeados de vulcanitas, piroclastitas y sedimentitas, derivados de la subyacente Fm. Saldaña, la cual puede verse aquí en el cauce de la quebrada sin nombre que cruza la carretera. El diámetro de los cantos varía entre varios centímetros y un decímetro. El espesor del conglomerado basal es aquí de unos 25 m. Por debajo del mismo, la Fm. Saldaña, aquí constituida por tobas de ceniza, se muestra bastante alterada; se trata de una superficie de alteración pre-Yaví.

Estación 5. km 17,5: Fm. Yaví. Afloramiento muy representativo en el que se observa una secuencia alternante de: a) areniscas grises, rojizas y amarillas, de grano grueso a conglomerático, cuarzo-feldespáticas, medianamente cementadas, en capas métricas, con estratificación cruzada a mediana escala y planos sedimentarios tortuosos. En la base de las areniscas son frecuentes "ampollas" de arcillolita y fragmentos de limolitas, que al meteorizar producen oquedades; b) limolitas y arcillolitas muy compactas, abigarradas, en bancos métricos.

Nótese la falta de uniformidad en la coloración de las capas, los espesores variables de las mismas, que tienden al acuñaamiento en tramos cortos, y las figuras de erosión y relleno. En este punto y en otros lugares antes del paso sobre el puente de la Q. Atá, se han observado bloques con icnofósiles que parecen corresponder con *Thalassinoides sp.* En algunas partes de este afloramiento se ven estrías de fricción casi horizontales. Al E, del otro lado de la Q. Atá aparece otra vez, repetido por una falla, el conglomerado de la Fm. Yaví.

Manuscrito recibido, Agosto de 1996

LAMINA 1

Características microscópicas de las rocas de la Fm. Saldaña

- (A) Ignimbrita fuertemente soldada con textura fluidal. Se observan las esquirlas de vidrio totalmente soldadas y devitrificadas. La parte vesicular es pómez aplastado; en la otra parte el vidrio es masivo y presenta devitrificación en esferulitos. La cavidad es una fractura rellena de óxidos de hierro, secundarios. Muestra Y-9c, N de Yaguará. Escala 1 cm = 0.272 mm, nicoles paralelos.
- (B) Andesita porfirítica con intensa alteración hidrotermal. Fenocristales tabulares de plagioclasa carbonatizada y sericitizada y anfíboles con borde de opacos (opacita), y reemplazados por carbonato-clorita. La matriz es un agregado microcristalino de clorita, plagioclasa sericitizada, carbonatos y escasos opacos. Muestra P-37, carretera Prado-Dolores. Escala 1 cm = 0.272 mm, nicoles cruzados.
- (C) Ignimbrita riolítica, fuertemente devitrificada, con desarrollo de esferulitos silíceos, en parte calcedonia-ágata y un agregado microcristalino cuarzo-feldespático a manera de matriz, también con microcristales de plagioclasa. Muestra Y-9, NE de Yaguará. Escala 1 cm = 0.272 mm, nicoles parcialmente cruzados.
- (D) Toba riolítica "de caída", con fragmentos angulares de plagioclasa sódica en una matriz densa, de ceniza ligeramente recristalizada; el agregado cristalino grueso es calcita hidrotermal. El material opaco es pirita secundaria en fracturas. Muestra UNG-1012, Río Coello, Payandé. Escala 1 cm = 0.272 mm, nicoles paralelos

LAMINA 2

Rocas de la Formación Saldaña

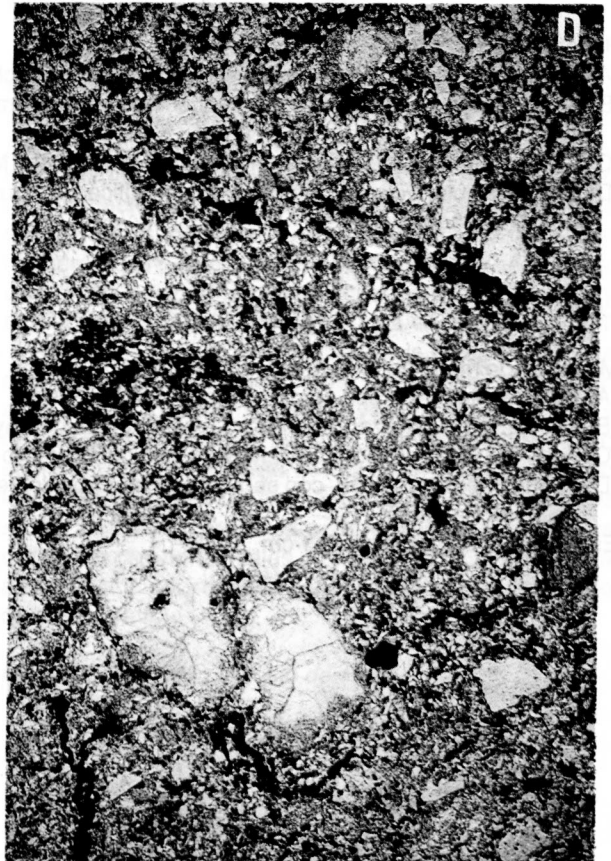
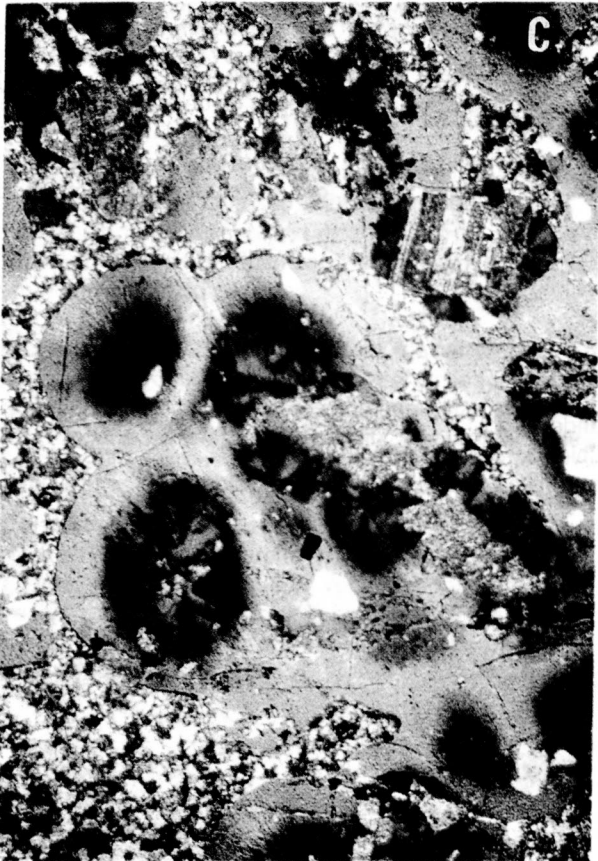
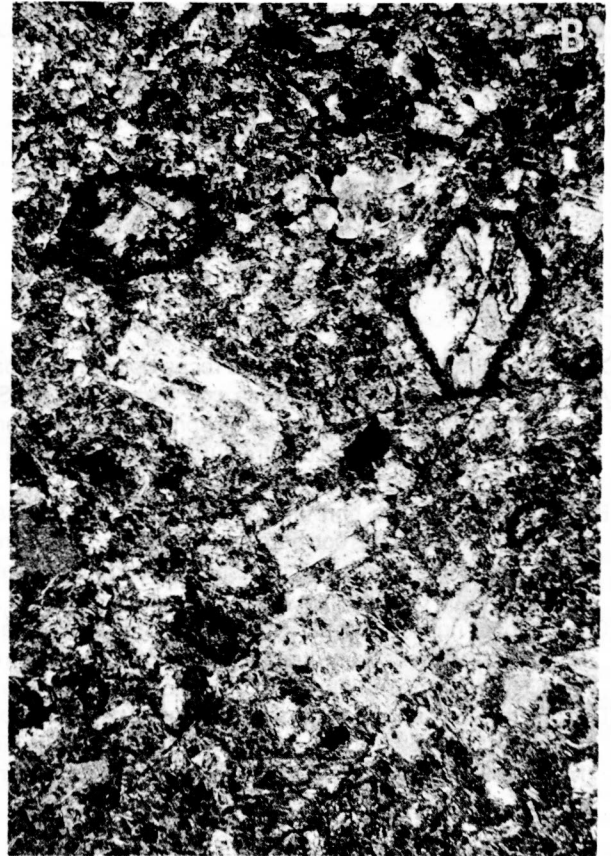
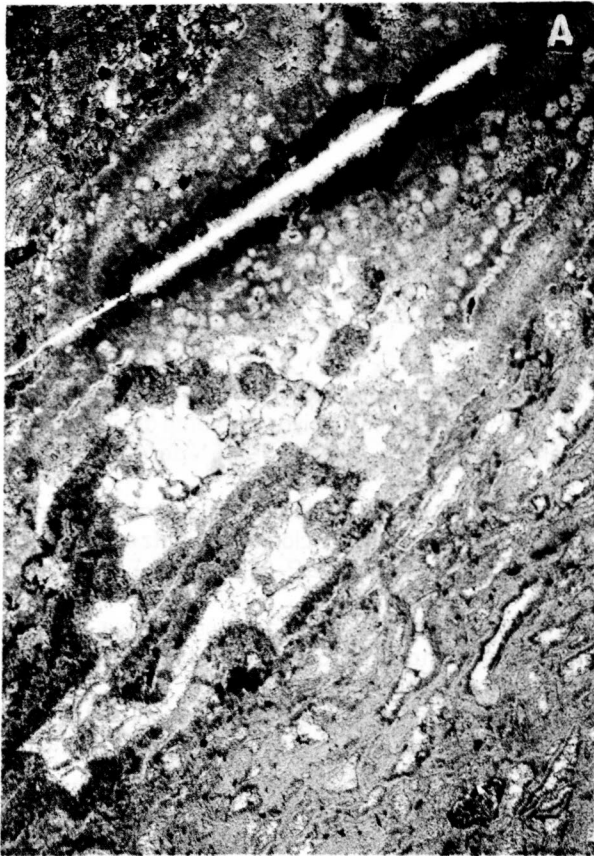
- (A) Brecha volcánica de composición intermedia, en el lecho de la Quebrada Atá. SE de Prado.
- (B) Arenisca roja con fragmentos angulosos de lodolita ("mud cakes"), producto de procesos de desecación, carretera Prado-Dolores.
- (C) Caliza nodulosa intercalada en limolitas tobáceas del Miembro Chicalá de la Fm. Saldaña, región de Payandé.
- (D) Arenisca roja, vulcanoclástica, con estratificación cruzada de mediana escala, con lentejones conglomeráticos, carretera Prado-Dolores.

LAMINA 3

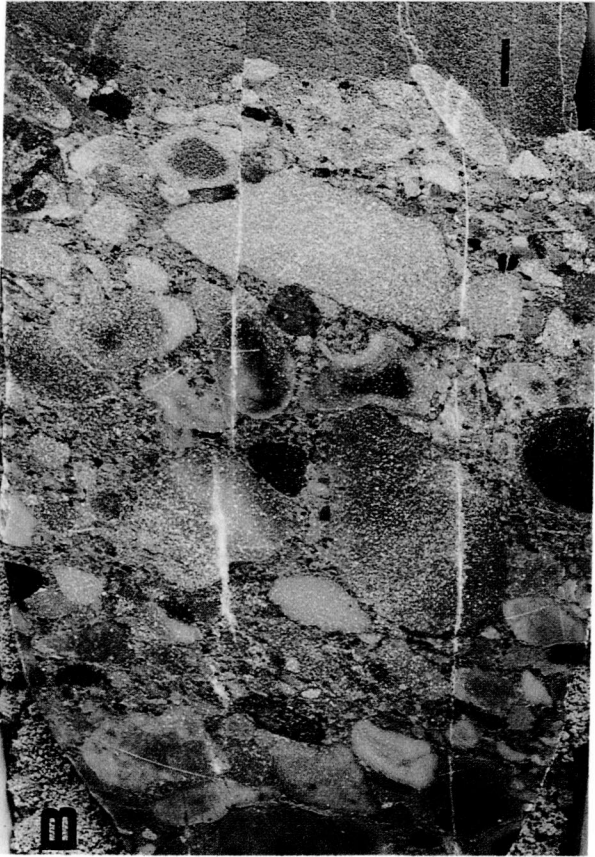
Muestras de mano de la Formación Saldaña

- (A) Pórfido andesítico con epidota, región de Natagaima.
- (B) Olistostroma calcáreo, Miembro Chicalá, región de Payandé.
- (C) Arenisca roja con bioturbación, parte alta del Miembro Chicalá, región de Payandé.
- (D) Grietas de desecación, con sectores de bioturbación en arenisca roja de la Formación Saldaña, Miembro Chicalá, región de Payandé.

Escala: La barra representa 1 cm.









Consideraciones sobre la Petrografía y Diagénesis de los Grupos Guadalupe (Cordillera Oriental) y Palmichal (Piedemonte Llanero)

LUIS VERGARA

INGEOMINAS. Dirección actual: Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Santa Fé de Bogotá, Colombia

GERMAN RODRIGUEZ

INGEOMINAS. Dirección actual: DUNIA Consultores, Apartado 246159, Santa Fé de Bogotá, Colombia

VERGARA, L. & RODRIGUEZ, G. (1996): Consideraciones sobre la Petrografía y Diagénesis de los Grupos Guadalupe (Cordillera Oriental) y Palmichal (Piedemonte Llanero).- Geología Colombiana No. 21, p. 41-63, 10 Figs., 4 Láminas, 6 Tablas, Santa Fé de Bogotá.

Palabras Claves: Cordillera Oriental, Piedemonte Llanero, Grupo Guadalupe, Grupo Palmichal, Petrografía, Diagénesis, Colombia.

RESUMEN

El análisis modal a partir de secciones delgadas de arenitas de los Grupos Guadalupe (Formación Arenisca Dura), Palmichal y Formación Arenisca de El Morro, permitió establecer las diferencias petrográficas entre ellas. Las arenitas de la última unidad, en particular, contienen cantidades importantes de fragmentos derivados de rocas metamórficas, lo cual indica cambios en el área de aporte. Las características texturales se evaluaron para calcular la pérdida de porosidad en las unidades mencionadas. Los valores de pérdida de porosidad por compactación y por cementación resultan en índices de compactación que permiten concluir que el factor compactación es el principal responsable de la reducción en la porosidad primaria. La cementación afectó la porosidad primaria en forma significativa solo localmente, excepto en la Formación Arenisca Dura, donde valores altos de cemento no son excepcionales. La arenita superior del Grupo Palmichal junto con la Formación Arenisca de El Morro presentan las mejores características petrofísicas como potenciales reservorios de hidrocarburos o acuíferos.

ABSTRACT

Modal analyses of thin sections from the Guadalupe and Palmichal Groups, and from the Arenisca El Morro Formation, has revealed the petrographic differences between them. Particularly the sandstones from the latter unit bear metamorphic rock fragments that indicate changes in the source area. The textural features enabled calculations of porosity loss for each lithological unit studied. Values of compactional and cementational porosity loss together with the compaction index point towards compaction as the main proxy in obliteration of primary porosity. Significant cementation occurred only locally, except in the Arenisca Dura Formation, where high cement percentages are not unusual. The

arenita intermedia of the Palmichal Group and the Arenisca de El Morro Formation exhibit the best petrophysical attributes to be viewed as potential hydrocarbon reservoirs or aquifers.

INTRODUCCION

El estudio de las características composicionales y texturales de las rocas a partir de análisis de secciones delgadas es una herramienta útil en estratigrafía, especialmente en unidades arenosas donde los fósiles son escasos, porque aporta eventuales elementos de correlación. Sin embargo, la caracterización petrográfica detallada no garantiza por sí sola la correcta identificación de las unidades litoestratigráficas, la cual está supeditada al conocimiento de la sucesión estratigráfica y de su contenido paleontológico. Adicionalmente, una de las aplicaciones más significativas de la petrografía se tiene en la exploración petrolera e hidrogeológica por cuanto permite evaluar y predecir la capacidad de las rocas de alojar hidrocarburos o agua, respectivamente.

A pesar de su importancia, uno de los aspectos geológicos menos divulgados del Cretácico Superior de la vertiente oriental de la Cordillera Oriental y del Piedemonte Llanero son los relacionados con la petrografía. Su conocimiento se debe únicamente a los estudios petrográficos de JULIVERT (1962) y ZAMARREÑO DE JULIVERT (1962) de las Areniscas de Labor y Tierna del Grupo Guadalupe y a algunos datos aislados de la estratigrafía, publicados por AALTO (1971). En este trabajo nos proponemos contribuir al conocimiento micropetrográfico de las arenitas de los Grupos Guadalupe y Palmichal, hasta ahora restringido a las publicaciones arriba mencionadas. Igualmente es nuestra intención intentar evaluar la intensidad de la diagénesis mediante la estimación de la pérdida de