

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y PETROLEOS
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO - MINERAS

BOLETIN GEOLOGICO

VOLUMEN XIX, No. 2

1971

**LA EVOLUCION ESTRUCTURAL DE LOS ANDES MAS
SEPTENTRIONALES DE COLOMBIA.**

Por

Earl M. Irving

U. S. Geological Survey
Bogotá, D. E. ,

Publicación autorizada por el U. S. Geological Survey de los EE.UU. y
el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras de Colombia.
Traducido del original en Inglés.

La responsabilidad de los conceptos emitidos corresponde exclusivamente al autor.

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN-ABSTRACT-RESUME-ZUSAMMENFASSUNG	vii - xiv
INTRODUCCION	1
PRINCIPALES PROVINCIAS GEOMORFOLOGICAS Y ESTRUCTURALES	2
ROCAS PRECAMBRICAS EN RELACION AL ESCUDO GUAYANES	4
SEDIMENTACION Y OROGENIA DEL FANEROZOICO .	10
ROCAS Y OROGENIA DEL PALEOZOICO INFERIOR. . .	10
Cambro - Ordovícico	10
Silúrico	15
ROCAS Y OROGENIA DEL PALEOZOICO SUPERIOR. . .	15
Devónico	15
Misisipiano	16
Pensilvaniano	18
Pérmico	19
Orogenia del Paleozóico tardío	19
➤ ROCAS Y OROGENIA DEL MESOZOICO	22
Triásico	22
Jurásico	25
Cretáceo	29
ROCAS Y OROGENIAS DEL CENOZOICO	33
Paleoceno.	34
Eoceno.	34
Oligoceno	37
Mioceno	38
Plioceno	41
Holoceno	42
MAGMATISMO	43
Precámbrico.	43
Ordovícico tardío	44

	<u>Página</u>
Paleozóico tardío	44
Juratriásico	45
Cretáceo	47
Terciario	48
Provincias cronológicas intrusivas graníticas	49
GEOLOGIA ESTRUCTURAL	52
PLEGAMIENTO	52
FALLAS INVERSAS DE BUZAMIENTO EMPINADO	55
FALLAS DE RUMBO (“STRIKE-SLIP FAULTS”)	57
Fallas Santa Marta-Bucaramanga	57
Falla Oca	60
Falla Cuisa	60
Falla Costanera de Guajira	60
Falla Otú	61
Falla Palestina	61
Falla Cimitarra	62
Falla Romeral	62
Falla Atrato	62
Conclusiones	63
ESTRUCTURAS EN LAS CUENCAS INTERIORES	64
ESTRUCTURAS EN LOS PRISMAS COSTANEROS	65
SECCIONES GEOLOGICAS	66
EVOLUCION ESTRUCTURAL	67
Precámbrico	67
Paleozóico temprano	68
Paleozóico tardío	68
Mesozóico	70
Cenozóico	72
CONCLUSIONES	75
BIBLIOGRAFIA	79

RESUMEN

El Escudo Guayanés primario, al norte de Suramérica, es más antiguo que el metamorfismo del complejo eugeosinclinal de Imataca al sudeste de Venezuela, el cual tuvo lugar hace 3.000 millones de años. El metamorfismo y por lo menos dos ciclos magmáticos graníticos (Guyanense) unieron el área del Escudo en un cratón estable entre 1.850 y 2.250 millones de años antes de la época actual. Hacia el oeste y probablemente hacia el norte, las rocas del escudo son más jóvenes. En Colombia la edad de las rocas más antiguas conocida es de unos 1.350 millones de años (Orinoquense). La corteza precámbrica se extiende por debajo de la Cordillera Andina y parece haber suministrado una plataforma para la sedimentación miogeosinclinal supersiálica durante la mayor parte del tiempo fanerozoico.

Durante la Era Paleozóica un eugeosinclinal pericontinental se desarrolló a lo largo y alrededor de las márgenes occidental y septentrional de la plataforma. En el Paleozoico superior los sedimentos miogeosinclinales cercanos al borde de la plataforma, y el material volcánico y sedimentario del eugeosinclinal adyacente, se metamorfosearon regionalmente a lo largo de una zona plegada en forma de arco, que incluyó el área de la Cordillera Central, la parte central de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Península de la Guajira, produciendo la columna vertebral, cristalina y arqueada hacia el noroeste, de los Andes colombianos.

Durante la Era Mesozoica, se formó un segundo eugeosinclinal exterior al arco montañoso resultante de la orogenia del Paleozoico superior. A finales del Cretáceo sus depósitos que solo tuvieron un metamorfismo local se plegaron fuertemente, dando como resultado el desarrollo de la Cordillera Occidental y de las fajas plegadas de la misma edad a lo largo de la costa del Caribe en el nordeste colombiano. El inmenso Batolito Antioqueño y varios plutones satélites, se intruyeron a lo largo del lado interior de este arco.

En el Eoceno medio y también entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, pequeños plutones graníticos post-tectónicos, se intruyeron a intervalos a lo largo del eje orogénico cretácico.

Durante la Orogenia Andina del Terciario medio, la Cordillera Oriental intra-cratónica, se levantó a lo largo de bien definidas flexiones marginales, fallas invertidas que se inclinan hacia la Cordillera y localmente a lo largo de fallas direccionales.

Las tres ramas actuales de la Cordillera Andina en la parte septentrional de Colombia son, por lo tanto, geológicamente distintas y se originaron en diferentes épocas.

Anomalías de Bouguer altamente positivas en el extremo occidental de Colombia y la presencia de sedimentos desde abisales hasta batiales, del Terciario inferior que cubren rocas volcánicas máficas en la región más oriental de Panamá, sugieren que el Istmo tiene su origen en la corteza oceánica, y se unió y asoció con los Andes durante la orogenia Andina.

Se conoce muy poco desgaste del borde occidental del continente a lo largo en la latitud colombiana (0° - 9° N). Al contrario, es aparente un crecimiento de la extensión durante la orogenia del Paleozoico superior, y una faja de más de 150 km de ancho se añadió a la margen continental durante la orogenia del Mesozoico superior. En el extremo norte de Colombia, las estructuras paralelas a las costas del Caribe de dirección este-oeste cortan la dirección estructural andina y por lo tanto son más jóvenes. La mayor parte del relieve actual con su consiguiente fallamiento fué producido por el levantamiento epirogénico del Terciario tardío.

ABSTRACT

The primeval Guayana shield of northern South America is older than the metamorphism of the eugeosynclinal Imataca Complex of south-eastern Venezuela which took place 3.000 m.y. B.P. Metamorphism and at least two granitic magma cycles (Guianese) welded the shield area into a stable craton between 2.250 and 1.850 m.y. ago. To the west and probably to the north the shield rocks are younger; in Colombia the oldest recorded age of rocks is about 1.350 m.y. (Orinocan). The Precambrian crust extends well into the Andean Cordillera and appears to have provided a platform for ensialic miogeosynclinal sedimentation during much of Phanerozoic time.

A peri-continental eugeosyncline developed along and around the western and northern margin of the platform during the Paleozoic Era. In late Paleozoic time miogeosynclinal sediments near the edge of the platform and sediments and volcanic material in the adjoining eugeosyncline were regionally metamorphosed along an arcuate fold belt (late Paleozoic orogen) that included the area of the Central Cordillera, the central part of the Sierra Nevada de Santa Marta, and the Guajira Peninsula, and produced the central northeast-trending arcuate crystalline spinal column of the present Colombian Andes.

During the Mesozoic Era, a second eugeosyncline formed outside the late Paleozoic orogenic arc; at the close of the Cretaceous the eugeosynclinal deposits were strongly folded but only locally metamorphosed, resulting in the development of the Western Cordillera and coeval fold belts along the northeastern Caribbean coast of Colombia. The immense Antioquian batholith and several satellitic intrusive bodies were emplaced along the inner side of the late Cretaceous orogenic arc.

In the middle Eocene and again in the Oligocene-early Miocene, small post-tectonic granitic plutons were emplaced at intervals along the orogenic axis. During the middle Tertiary Andean orogeny, the intracratonic Eastern Cordillera rose along sharp

marginal flexures, high-angle reverse faults that dip toward the cordillera, and locally along wrench faults.

The present Andean cordillera of northernmost Colombia, therefore, are distinctive geologically and came into being at different times.

High positive Bouguer anomalies in westernmost Colombia and the presence of abyssal to bathyal lower Tertiary sediments overlying mafic volcanic rocks in easternmost Panama suggest that the Isthmus of Panama probably is of oceanic crustal origin and became connected to and associated with the Andes during the Andean orogeny.

Little attrition is recognized along the western edge of the continent at the latitude of Colombia (0° - 9° N). To the contrary, accretion is apparent during the Late Paleozoic orogeny, and a width of more than one hundred miles was added to the continental margin during the late Cretaceous orogeny. In northernmost Colombia, east-west Caribbean structures intercept the Andean structures and are therefore younger. Late Tertiary epeirogenic uplift accompanied by faulting produced much of the present relief.

RESUME

Le noyau ancien du bouclier de Guyane - partie nord de l'Amérique du Sud - s'est formé il y a environ 3.000 m.a., avant le métamorphisme du complexe eugéosynclinal d'Imataca du Sud-Est du Venezuela.

Ce métamorphisme et au moins deux épisodes d'intrusions granitiques, il y a environ 2.250 à 1.850 m.a., soudèrent le bouclier, qui constitua depuis lors un noyau stable (craton). A l'ouest et au nord les roches du bouclier sont probablement plus jeunes; en Colombia l'âge le plus ancien déterminé est d'environ 1.350 m.a. L'infrastructure précambrienne paraît s'étendre au long de la cordillère des Andes et avoir constitué, pendant la plus grande partie des temps phanérozoïques, une plateforme sur laquelle s'est déposée une sédimentation (ensialique) de type miogéosynclinal.

Un géosynclinal périphérique s'est développé le long de la bordure ouest et nord de la plateforme sialique pendant le Paleozoïque. Au Paléozoïque supérieur, les sédiments miogéosynclinaux situés le long de la bordure de la plateforme, ainsi que les sédiments et matériaux volcaniques du géosynclinal voisin à l'ouest et au nord-ouest furent métamorphosés et plissés. Ils constituèrent un premier arc comprenant la présente "Cordillère Centrale", la région nord-ouest de la partie centrale de la Sierra Nevada de Santa Marta, et la péninsule de Guajira.

Pendant le Mésozoïque, les sédiments d'un second eugéosynclinal établi à la bordure de l'arc plissé paléozoïque, du côté de l'océan, ont été fortement plissés mais métamorphosés seulement localement à la fin du Crétacé; ils formèrent la "Cordillère Occidentale" ainsi que les chaînes plissées de même âge bordant la mer des Caraïbes le long de la côte nord-est de la Colombie. Le gran batholithe d'Antioquia ainsi que de nombreuses autres intrusions satellites se sont mises en place le long de la bordure interne de cet arc.

Pendant l'Eocène moyen et à nouveau pendant l'Oligocène et le Miocène inférieur, de petits plutons granitiques post-tectoniques ont fait intrusion de place en place le long de l'axe orogénique le plus occidental et nordoccidental. Au cours de l'orogénèse andéenne d'âge tertiaire moyen, la "Cordillère Orientale" intracratonique s'édifia; elle est limitée par une série de plis marginaux aigus, des failles contraires subverticales, et localement par des décrochements. Les failles contraires plongent de chaque côté en direction de la cordillère.

La cordillère de l'extrémité nord des Andes est un trident, dont les trois segments, Oriental, Central et Occidental, sont par conséquent distincts du point de vue géologique; ils se sont formés au cours de différentes périodes.

De fortes anomalies positives de Bouguer le long de l'extrême, bordure occidentale de la Colombie, ainsi que la présence de sédiments abyssaux à bathiaux d'âge crétacé supérieur - tertiaire inférieur reposant sur des dépôts volcaniques mafiques à l'Est de Panama suggèrent que les roches du soubassement de l'isthme sont dérivées de la croûte océanique, et qu'elles se sont liées aux Andes pendant l'orogénèse andéenne, plus particulièrement pendant l'épeirogénèse post-orogénique.

Deux phases de croissance continentale en Colombie occidentale sont mises en évidence, l'une associée avec l'orogénèse d'âge paléozoïque supérieur, et l'autre avec celle de la fin du Mésozoïque. La bordure occidentale du continent ne montre pas d'exemple d'usure, de régression. Les structures est-ouest des Caraïbes, aux latitudes 11°-12°N le long de la côte Nord intersectent cependant les structures andéennes, et sont par conséquent considérées comme étant plus jeunes. Des preuves de l'expansion des fonds océaniques ou de la dérive continentale vers l'ouest ne sont pas évidentes dans les roches qui sont exposées sur le continent.

ZUSAMMENFASSUNG

Das ursprüngliche Guayanaschild weit im Norden Südamerikas ist älter als der Metamorphismus der Eugeosynklinal-Gesteine vom Imataca-Komplex im Südosten Venezuelas: diese Gesteinumwandlung fand vor 3.000 Millionen Jahren statt. Der Metamorphismus und mindestens zwei Zyklen von Granitmagmas (Guyanensis) schmolzen die Schildgebiete seit 2.250 - 1.850 M. J. zu einem festen Kraton zusammen. Die Schildgesteine sind jünger im Westen und wahrscheinlich auch im Norden; die ältesten Gesteine Kolumbiens werden in das Orinokensis eingestuft (1.350 M.J.). Die präkambrische Erdkruste erstreckt sich weit in die Anden-Kordillere und bildete scheinbar während fast des ganzen Phanerozoikums einen Kontinentalschelf für die ensialische Mioeugeosynklinal sedimentation.

Während des Paläozoikums entwickelte sich eine Eugeosynklinale an der Längsseite, ring um den Westrand und im Norden des Kontinentalschelfs. Am Ende des Paläozoikums wurden die mioeugeosynklinalen Sedimente in der Nähe des Kontinentalschelfs und ebenso die vulkanischen Ablagerungen der anliegenden Eugeosynklinale regional metamorphosiert, und zwar an der Längsseite einer gebogener Zone, welche die Gebiete der heutigen Zentral-Kordillere, den zentralen Teil der Sierra Nevada de Santa Marta und die Halbinsel La Guajira umfasste. Diese Zone bildet die kristalline Kernkette der kolumbianischen Anden mit konvexer Krümmung nach Nordwesten.

Während des Mesozoikums entstand eine zweite Eugeosynklinale weit über dem Gebirgsbogen des oberen Paläozoikums. Ihre Ablagerungen wurden am Ende der Kreidezeit stark gefaltet, aber nur lokal metamorphosiert. Es entwickelten sich die Westkordillere und gleichzeitig bildeten sich die Zonen entlang der nordöstlichen Küste der Karibischen See Kolumbiens. Die gewaltigen Batholith Antioquia und mehrere satellitartige Intrusionen wurden innerhalb dieses Bogens aufgestellt.

Im mittleren Eozän und noch einmal im Oligozän bis Miozän wurden kleine posttektonische granitische Magmakörper in Abständen aufgestellt, entlang der orogenischen Achse. Während der

andinen Orogenese im Mitteltertiär hob sich die Ostkordillere heraus, und zwar durch scharfe randliche tektonische Beugungen, auf Grund von Verwerfungen mit stark einfallendem Winkel zur Kordillere und teilweise durch Streichenstörung.

Deswegen sind die dreigeteilten Andenkordilleren im nördlichsten Teil Kolumbiens geologisch verschieden und von unterschiedlichem Alter.

Die höchst positiven Bouguer Anomalien im westlichsten Teil Kolumbiens und die Tatsache, dass die Abyssal und Bathyal Sedimente des frühen Tertiärs vulkanische mafitische Gesteine im äussersten Osten Panamas überlagern, lassen die Schlussfolgerung zu, dass die Landenge wahrscheinlich in der Meereskruste ihren Ursprung fand und es ihr während der andinen Orogenese im Mitteltertiär gelang, sich mit den Anden zu verbinden.

Am Westrand des Kontinents, von Ecuador bis zum 9 Breitengrad lässt sich ein Zerfall wenig erkennen. Im Gegenteil, das kontinentale Anwachsen machte sich während der Faltung am Ende des Paläozoikums bemerkbar und erreichte eine Breite von mehr als 150 km während der Faltung am Ende des Mesozoikums. Die Strukturen des Karibischen Beckens sind jünger, weil sie die Strukturrichtung der Kolumbianischen Anden überschneiden. Die epirogene Hebung im späten Tertiär, die von zahlreichen Störungen begleitet wurde, beeinflusste zum grössten Teil das heutige Relief.

INTRODUCCION

Durante más de medio siglo los geólogos petroleros han estudiado detalladamente las cuencas sedimentarias del Cretáceo y del Terciario de Colombia, en busca de petróleo. A excepción del monumental trabajo de Grosse (1926) en el occidente de Antioquia y los estudios de reconocimiento de Hubach y Alvarado (1934), Hubach (1957a), Trumpy (1943), Gansser (1954-1955), Bürgl (1961), Radelli (1967) y Stibane (1967), las formaciones pre-Cretáceas no han recibido la atención que merecen.

Durante la década de 1960 se llevaron a cabo varios estudios intensivos de campo de las formaciones más antiguas. A principios de 1962, algunos estudiantes de la Universidad de Princeton (MacDonald, 1964, Lockwood, 1965; Alvarez, 1967), iniciaron investigaciones de las rocas del basamento de la Península de la Guajira en el extremo nororiental, para sus tesis de doctorado. En 1963 el Profesor Gerardo Botero Arango, publicó los resultados de sus estudios sobre la parte occidental del Batolito Antioqueño y sus rocas encajantes. En 1964 se inició la realización de un programa en cuya financiación cooperaron el Ministerio de Minas y Petróleos del Gobierno de Colombia y la Agencia para el Desarrollo Internacional (AID) del Gobierno Norteamericano. El Inventario Minero Nacional (hoy Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras) con la colaboración del Geological Survey norteamericano, investigó sistemáticamente cuatro áreas seleccionadas en la parte septentrional de Colombia, así: La Sierra Nevada de Santa Marta fué estudiada por Charles M. Tschanz y sus colegas colombianos; la Cordillera Oriental, por Richard Goldsmith, Dwight E. Ward y Donald H. McLaughlin, Jr., y sus colegas colombianos y la Cordillera Central, por Tomás Feininger, Roberto B. Hall, Laurence V. Blade y sus colegas colombianos. Más de sesenta geólogos colombianos participaron en el programa de seis años, en cooperación con los geólogos del U.S. Geological Survey. Aunque el autor es el único responsable de los conceptos sobre el tectonismo emitidos en este trabajo, se permite expresar sus

profundos agradecimientos a todos los colegas por los datos suministrados.

Para el autor también es grato, extender los más sinceros agradecimientos a los doctores Aurelio Lara A. (fallecido), Darío Suescún G. y Andrés Jimeno V., en su orden directores, quienes prestaron su valioso apoyo durante la ejecución de este programa. Richard Marvin y sus colegas del Geological Survey hicieron nuevas determinaciones de edades radiométricas, sin las cuales no hubiera sido posible establecer la edad de los principales eventos tectónicos de la región.

El objeto del presente trabajo es estimular debates e investigaciones adicionales, particularmente en regiones críticas, para poder emitir un concepto ecléctico que se acerque más a la verdadera historia geológica de los Andes septentrionales. Es muy posible que el tectonismo de los Andes haya variado en sus distintos segmentos que integran su longitud total, unos 8.000 km. Solamente cuando se realice una serie de estudios semejantes en todos estos segmentos, será posible emitir conceptos bien fundados sobre la tectónica global de las Cordilleras Andinas, que forman una de las más importantes cadenas montañosas de la tierra.

PRINCIPALES PROVINCIAS GEOMORFOLOGICAS Y ESTRUCTURALES

La República de Colombia linda con el Istmo de Panamá y ocupa "la esquina" noroccidental del continente suramericano. En Colombia la Cordillera Andina se divide en tres sub-cordilleras: la Oriental, la Central y la Occidental (figura 1). La Cordillera Central parece ser la continuación hacia el norte, de las rocas basamentales de los Andes ecuatorianos. Aproximadamente a la altura del paralelo del Ecuador las cordilleras Oriental y Occidental se bifurcan de la Central. Al norte de Colombia las Cordilleras Occidental y Central pasan bajo la cuña sedimentaria del Terciario,

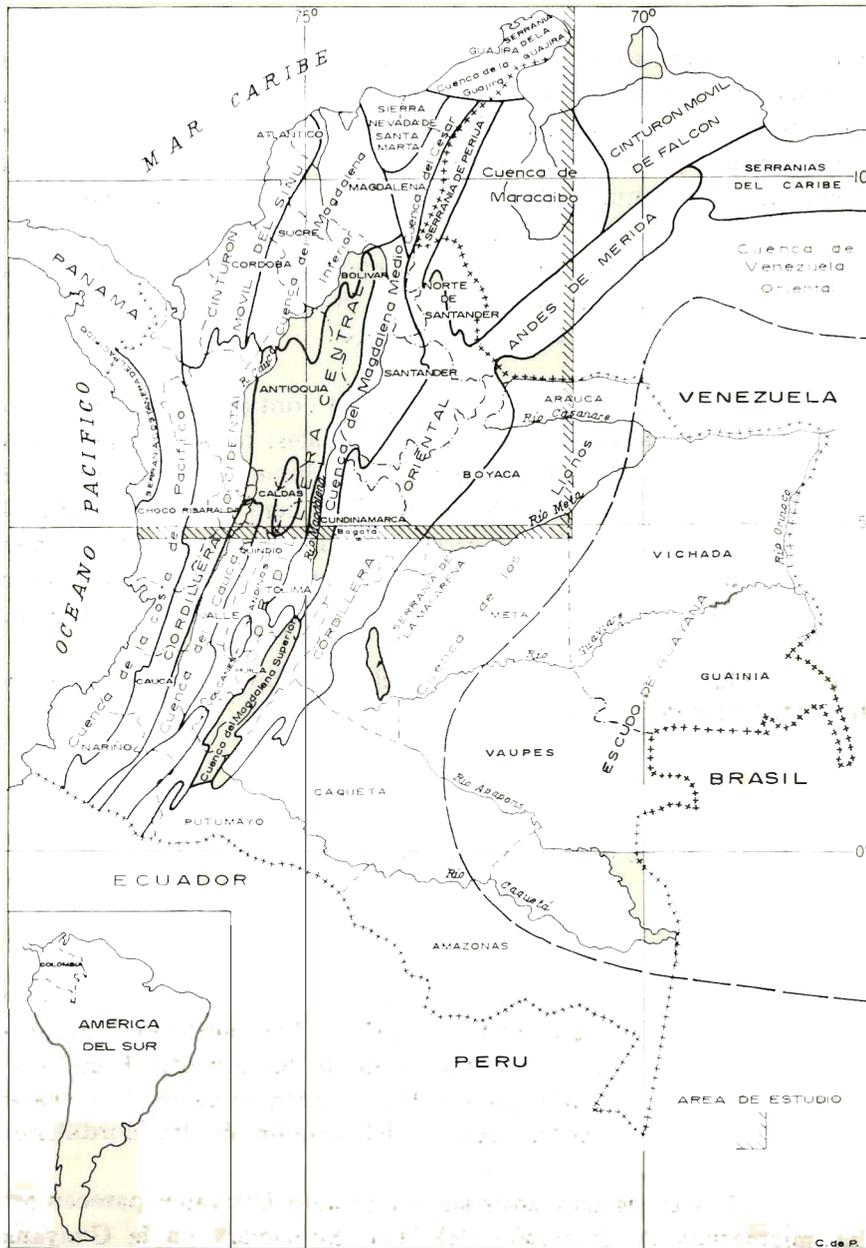


Fig.1-Principales provincias geomorfológicas de Colombia

que se une a la cuenca del Caribe. A 7° 30'N la Cordillera Oriental se bifurca nuevamente y su ramal principal se orienta en dirección noreste hacia Venezuela, en donde se le conoce como la Cordillera de Mérida (Andes Venezolanos). Una prolongación algo más pequeña, la Serranía de Perijá, se extiende en dirección norte hasta terminar en la falla Oca. El bloque montañoso triangular de la Sierra Nevada de Santa Marta que asciende a 5.700 m de altura en su parte más alta, se encuentra aislado de la Serranía de Perijá y situado al borde de la cuenca del Caribe.

El Istmo de Panamá se une al continente suramericano por un sistema de estructuras noroccidentales, que están separadas de la Cordillera Occidental por los sedimentos Terciarios del Sinclinorio del Atrato y de la Cuenca Costanera del Pacífico. En el sector noroccidental del país se extiende la Serranía de Baudó que corre desde el límite con Panamá hacia el sur, hasta desaparecer cubierta por las planicies de la Cuenca Costanera del Pacífico.

Es de especial interés la múltiple bifurcación y el modelo tridente "Flor de Lis", de los Andes Colombianos.

ROCAS PRECAMBRICAS CON RELACION AL ESCUDO GUAYANES

El orógeno septentrional andino bordea el Escudo Guayanés por los lados occidental en Colombia y norte en Venezuela (figura 2). Los puntos principales de la historia del Escudo se tratarán muy brevemente, para indicar cuánto se extiende hacia el oeste y hacia el norte, dentro del sistema de las cordilleras.

Las rocas más antiguas del Escudo Guayanés parecen ser las migmatitas de la región del Haut Sinnamary en la Guayana Francesa. Choubert (1964) efectuó cuatro determinaciones de edades radiométricas de zircón aluvial y obtuvo resultados

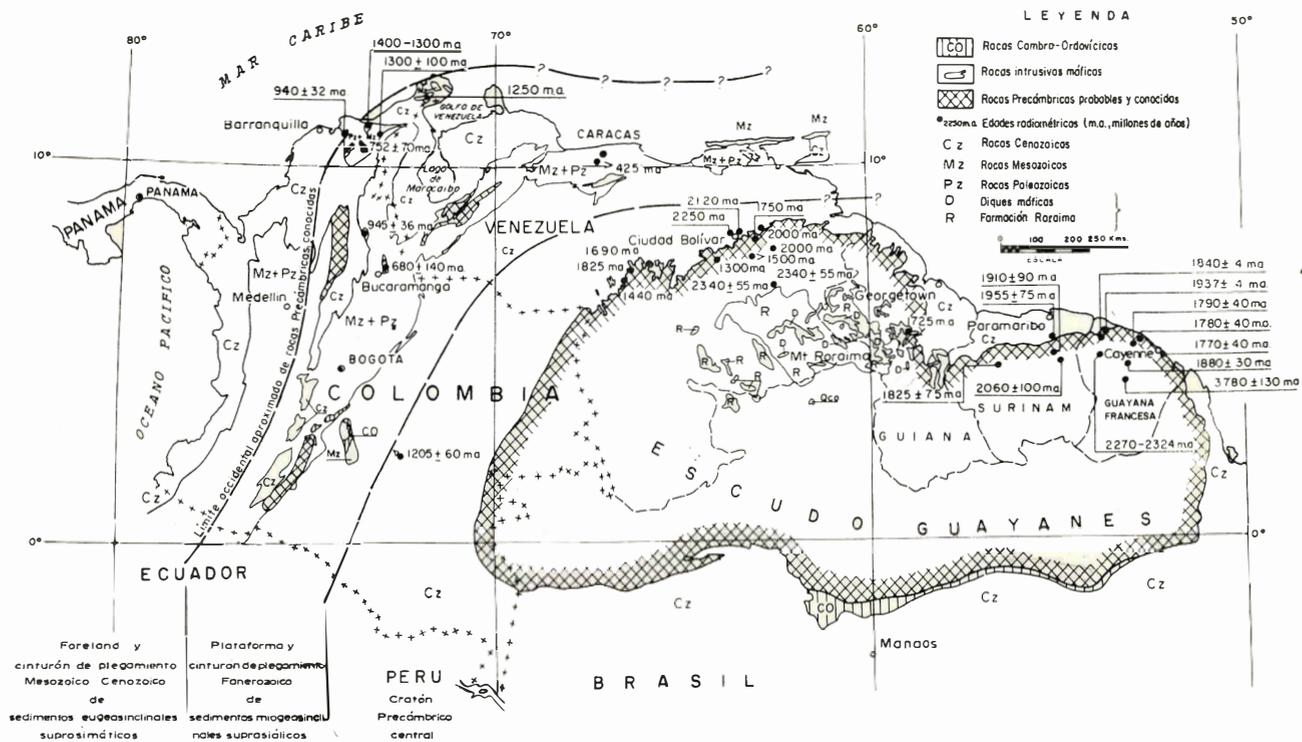


Fig. 2- Distribución de rocas Precámbricas y Cambro-Ordovícicas, de edades Precámbricas conocidas, y de las subdivisiones tectónicas mayores de la parte septentrional del continente sudamericano.

comprendidos entre 4.100 y 3.770 m.a. que parecen muy altos.

Un eugeosinclinal y hasta posiblemente varios se desarrollaron sobre el escudo primitivo, con dirección este-oeste. Los grupos de rocas se conocen en la Guayana Francesa como los de la "Ile du Cayenne" (Choubert, 1964), en Surinam como "Adampada-Fallawatra", en Guyana como "Kanukú" y en Venezuela, como el "Complejo de Imataca" (Kalliokoski, 1965; Martín-Bellizia, 1968). Los últimos tres grupos son de la facies metamórfica granulítica, mientras que el primero es de anfibolita alta.

Williams además informa (p.42) que el conjunto de Barama-Mazaruni, con base en los datos radiométricos de Snelling, tiene una edad mínima de 2.500 m.a. La edad del metamorfismo del Complejo de Imataca en el oriente de Venezuela se ha establecido como cercana a los 3.000 m.a. (Posadas y Kalliokoski, 1967; Hurley y otros, 1968). Las rocas infrayacentes de estos grupos son migmatitas de zócalo que difícilmente se diferencian de los grupos mencionados. Se encuentran, por lo general, en las facies metamórficas regionales, desde anfibolita alta hasta granulita. Su metamorfismo muy avanzado sugiere gradientes geotérmicas empinadas y probablemente un flujo activo de líquidos o gases, ascendente desde el manto hacia la corteza delgada suprayacente, especialmente durante las orogenias. Los primeros cinturones eugeosinclinales pueden haberse formado como depósitos aislados sobre una corteza granítica relativamente delgada, según lo ha sugerido Anhaeusser y otros (1969), para los cinturones de esquistos verdes del Escudo de Africa del Sur.

Estas rocas de alto grado de metamorfismo, están a su vez cubiertas discordantemente por formaciones sedimentarias y volcánicas más jóvenes, como las de Carichapo, Pastora y otras en Venezuela.

Dichas rocas también están metamorfoseadas e intensamente intruídas por batolitos graníticos y plutones del episodio llamado Akawaiano, (Snelling y McConnell, 1968) o Ciclo ígneo Guayanense en Guayana, o Transamazónico en Brasil (Hurley, P.M. y otros, 1968).

Las edades radiométricas de estos plutones varían entre 2.250 y 1.850 m.a. Por lo menos dos ciclos magmáticos pueden distinguirse durante este lapso: “granitos más jóvenes” y “granitos más viejos” (Choubert, 1964, Williams y otros, 1967; Holtrop, 1968).

Al sur de Surinam, en Guyana y al sureste de Venezuela, las rocas metamórficas e intrusivas antes mencionadas, fueron cubiertas ampliamente por los sedimentos poco deformados de la Formación Roraima. Esta formación está compuesta por conglomerados, ortocuarcita roja y cantidades menores de arcilla y jaspe (de Civrieux, 1966, p.509). Los sedimentos están intruídos en una gran extensión por láminas intrusivas máficas, que localmente alcanzan espesores hasta de 350 m.

Snelling (1963) analizó una mezcla de hornblenda-piroxeno, de una lámina (silo) de dolerita del Valle de Kopinang en Guyana y obtuvo una edad K/Ar de 1.665 ± 130 m.a., mientras que la moscovita de una cornubianita micácea, tomada a unos cinco pies sobre el contacto de la misma lámina intrusiva, dió una edad K/Ar de 1.735 ± 70 m.a. Estas edades que promedian cerca de los 1.700 m.a., han sido confirmadas por numerosos análisis de K/Ar y de Rb/Sr de la roca entera. Obviamente, las rocas sedimentarias son más antiguas que las láminas que las intruyen. La carencia de posterior actividad orogénica en la región de la Formación Roraima, establece con claridad que esta parte del Escudo Guayanés fué convertida en un cratón por el metamorfismo y la intrusión de los granitos de hace unos 2.000 m.a. y que desde entonces, ha sido un zócalo tectónicamente estable.

Al examinar los mapas geológicos de Venezuela y Colombia (figura 2) resalta el hecho de que las formaciones más jóvenes, en sus lados septentrional y occidental, bordean el cratón consolidado.

En el norte de Surinam, neises y granitos biotíticos fueron emplazados en esquistos y neises de grado almandina-diopsido-hornblenda, para los cuales Holtrop (1968, p.505) obtuvo una edad Rb/Sr, para la roca entera, de 1.250 ± 40 m.a. y una edad K/Ar, para la biotita, de 1.320 ± 40 m.a. Al sur de Guyana durante el intervalo

1.300 a 1.100 m.a., una orogenia importante, localmente llamada el episodio "Nikeriano", produjo milonitización y en consecuencia, se retrogradaron las relaciones K/Ar en muchas rocas (Williams y otros, 1967, Priem, H.N.A. y otros, 1969). Al sur de Venezuela, en varios puntos a lo largo de la periferia del Escudo expuesto se obtuvieron muestras de rocas intrusivas que hacen parte del ciclo ígneo Orinòquense, con edades radiométricas de ± 1.300 m.a. (Martín Bellizzia, 1968).

En Colombia, rocas de edades radiométricas similares están representadas por una serie de muestras graníticas, recolectadas por Manuel Carvajal en el río Guaviare (lat. $3^{\circ}00'N$, long. $70^{\circ}43'W$). Los análisis radiométricos de estas rocas, según Pinson y otros (1962), dieron como resultado edades promedias de 1.250 ± 60 m.a. Neises granulíticos estratificados, de feldespato-cuarzo-pertita recolectados por Tschanz en la Sierra Nevada de Santa Marta, resultaron con edades de 1.300 ± 100 m.a. Cuatro muestras de granulitas similares recogidas por MacDonald (MacDonald y Hurley, 1969) al noreste de la Sierra Nevada de Santa Marta, resultaron por análisis Rb/Sr, de roca entera, con edades entre 1.400 y 1.300 m.a.

Recientemente MacDonald, (comunicación personal 1.972) recolectó muestras del granito Jojoncito cerca al pueblo del mismo nombre en la Península de la Guajira, en el cual, la zirconita dió una edad interesante de 1.250 m.a. Aunque el granito de Jojoncito es probablemente más joven, la zirconita se derivó de un basamento precámbrico, posiblemente de neis Uray o roca semejante.

Tomás Feininger cartografió granulitas al occidente del Valle Medio del Magdalena, que están cubiertas por los estratos graptolíticos del Ordovícico. De acuerdo con Darío Barrero L. (comunicación escrita, 1969), se conocen granulitas similares en las cercanías de Payandé y Rovira, en el Departamento del Tolima y en el Macizo de Garzón, al sur de Colombia. De estas rocas, probablemente Precámbricas, todavía no se han hecho determinaciones radiométricas.

En el extremo occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta (lat. $10^{\circ}40'N$, long. $74^{\circ}08'W$) la hornblenda de una granulita de granate-hornblenda-piroxeno-feldespato, recolectada por C.M. Tschanz, dió una edad aparente de 940 ± 47 m.a. En la Cordillera Oriental, R. Goldsmith recolectó una anfibolita del Neis de Bucaramanga al occidente de la falla de Bucaramanga (lat. $8^{\circ}17'N$, long. $73^{\circ}25'W$), cuya hornblenda dió una edad K/Ar de 945 ± 36 m. a. Ambas pueden ser edades mínimas, sin embargo su correspondencia aproximada sugiere: 1) que la muestra de granulita de la Sierra Nevada de Santa Marta es una roca metamórfica antigua formada a profundidad, cuya edad isotópica ha sido degradada y, 2) que la anfibolita interestratificada con paraesquistos y paraneises del Neis de Bucaramanga, posiblemente representa una unidad estratigráfica de Precámbrico tardío que nunca alcanzó ni la profundidad ni la temperatura de la facies granulítica. Priem y otros (1966, p.192) también dan cuenta de edades medidas por el método K/Ar sobre mica, de 960 a 930 m.a. en los granitos estañíferos de Rondonia, noroeste de Brasil, todo lo cual indica la posibilidad de una orogenia general en esta época.

Tschanz recolectó muestras del neis cuarzo-pertita de la serie granulítica de la quebrada Los Mangos, en el lado suroriental de la Sierra Nevada de Santa Marta, que dieron una edad de 752 ± 70 m.a. También, Goldsmith recolectó una muestra de paraneis (lat. $7^{\circ}16'N$ long. $72^{\circ}54'W$) en el Macizo de Santander, en la Cordillera Oriental, que dió una edad, con análisis Rb/Sr de roca entera, de 680 ± 140 m.a. Si bien el sentido negativo del error podría situar esta última como perteneciente al período, Cámbrico, las consideraciones regionales indican una edad Precámbrico, aunque bien podría corresponder a un evento geológico más joven relacionado, por ejemplo, con el conocido en el noreste del Brasil como Ciclo Orogénico Caririano (640 m.a. según Cordani y otros, 1968).

Por los datos descritos en los párrafos anteriores, se puede notar que los afloramientos más septentrionales y occidentales de las rocas precámbricas en Colombia, están situados en la parte central de la Península de la Guajira; al lado occidental de

la Sierra Nevada de Santa Marta, a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Central y en el Macizo de Garzón de la Cordillera Oriental (fig.2). Ya que dichos afloramientos de rocas precámbricas están generalmente limitados por fallas (algunas de rumbo), es de presumir que en el subsuelo, rocas de esta edad se extienden algo más hacia el norte y hacia el oeste.

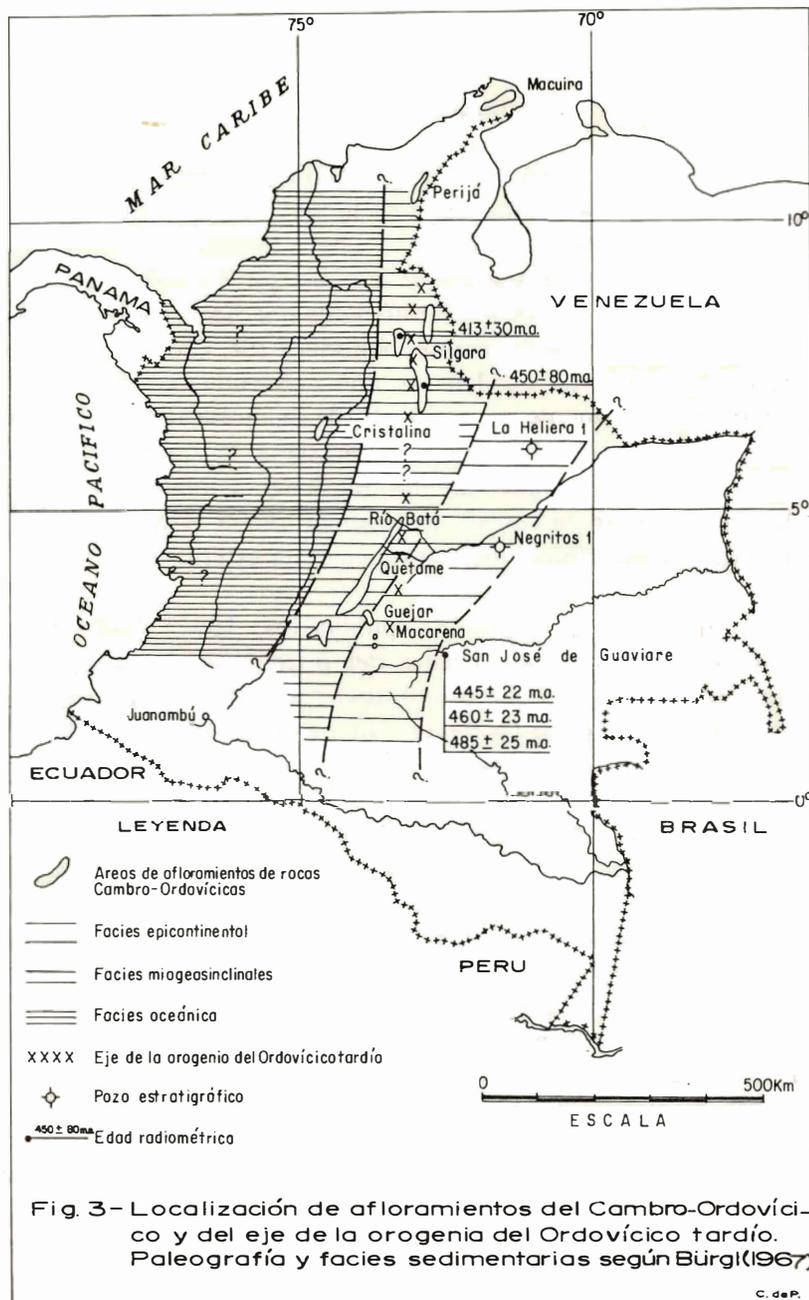
En conclusión, las rocas precámbricas más antiguas de la parte septentrional de Sur América, están situadas en la región centro-oriental del Escudo Guayanés y las edades disminuyen irregular y progresivamente hacia el oeste y el norte, a grandes intervalos. Estos bien pudieran interpretarse como un patrón de crecimiento horizontal del Escudo, pero es más probable que la periferia haya sufrido orogénias precámbricas tardías, que desordenaron los elementos isotópicos de las rocas más antiguas, y que pudieron haberse depositado rocas de ciclos sedimentarios más jóvenes. Se cree, que la plataforma del Escudo, como se verá más adelante, ha ejercido una gran influencia sobre la sedimentación y el estilo estructural de aquellas partes de la cordillera donde subyace.

SEDIMENTACION Y OROGENIA DEL FANEROZOICO

ROCAS Y OROGENIA DEL PALEOZOICO INFERIOR

Cambro-Ordovícico: Rocas sedimentarias fosilíferas del Cámbrico y del Ordovícico, han sido encontradas en varias localidades en Colombia (Trumpy, 1943; Olsson, 1956; Bürgl, 1961).

En la parte central de la Serranía de La Macarena, región centro-meridional de Colombia (fig.3), en una sección de 150 m de arcillas laminadas y calizas de la serie Güejar, Otto Renz recogió fósiles de trilobites, braquiópodos y graptolites a los cuales Marshall Kay (Harrington y Kay, 1951) asignó una edad entre el Cámbrico



medio y el Ordovícico temprano (1).

E. Hubach (en H. Bürgl, datos no publicados, 1967) recolectó fósiles de la misma edad de la Serie Güejar, en la parte sur de la Serranía de La Macarena. Los trilobites y graptolites recolectados por Renz al noreste de la población de Uribe, situada en la Cordillera Oriental, fueron identificados por Kay (Harrington and Kay, 1951) como probablemente cámbricos (St. Croixense) lo cual indica que estas rocas pueden ser una extensión occidental de la Serie Güejar. Justamente al occidente de la cresta de la Cordillera Oriental, a lo largo del camino que sigue la quebrada Cueva, tributaria del río Ambica, arcillas micáceas y blandas conllevan graptolites de probable edad Ordovícico, según Kay. Estas rocas están cubiertas por unos 1.000 m de cuarcita estéril.

Hans Bürgl (datos no publicados, 1967) informa que núcleos de perforación de arcillas del pozo Negritos No.1 en los Llanos Orientales, contienen graptolites de probable edad Ordovícico. Rocas similares del pozo La Heliera No.1 en la misma región, pueden ser de edad Cambro-Ordovícico.

En Cristalina (fig.3), al occidente de Puerto Berrío en el Valle Medio del río Magdalena, Harrison (1930) descubrió rocas lutíticas, grises oscuras, con graptolites del Ordovícico temprano. Feininger (comunicación escrita, 1969) encontró que estas arcillas, ligeramente metamorfoseadas, cubren los paraneises y paraesquistos granulíticos precámbricos altamente metamorfoseados. La conservación de los graptolites en Cristalina parece reflejar un régimen metamórfico de baja presión y temperatura. Tomas Feininger recalca la evidencia de que las rocas ordovícicas y su basamento precámbrico fueron transportados desde el sureste por movimientos transcurrentes en la falla de rumbo de Otú. Esto probablemente explica porqué se conservan todavía fósiles en una región que generalmente es de relativo alto grado de metamorfismo.

(1) En este trabajo se emplean las palabras temprano, medio y tardío para designar subdivisiones de períodos geológicos y las palabras inferior, medio y superior para indicar posición relativa de los estratos en la columna estratigráfica, según el uso del U.S. Geological Survey.

Las rocas metamórficas (de bajo a medio grado de metamorfismo) que forman gran parte de la Cordillera, son probablemente de edad Paleozóico (Nelson, 1957).

En diversas áreas, rocas devónicas superyacen por fuerte discordancia, generalmente a estratos más antiguos sin fósiles, que están poco o débilmente metamorfoseados.

Es posible que algunas de estas rocas pre-devónicas pertenezcan al Cambro-Ordovícico. La Serie de Quetame, denominada así por Hettner (1892), aflora prominentemente a lo largo de la carretera Bogotá-Villavicencio y se extiende como un cinturón a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Oriental, por lo menos desde Gutiérrez (Olson, 1956) en el Departamento de Cundinamarca, hasta la garganta del río Batá en el Departamento de Boyacá (Bürgl, 1960b). La Serie de Quetame, consta de filitas cloríticas verdosas, filitas sericíticas de color gris, cuarcitas, limolitas y algunos conglomerados con cantos de cuarzo. La Serie, aunque intensamente plegada, según McLaughlin (datos sin publicar, 1969), está poco metamorfoseada en comparación con todas las rocas precámbricas conocidas. Su cercanía a la Sierra de La Macarena hace pensar en una posible correlación con la Serie de Güejar.

Los esquistos de Silgará (Goldsmith, aún sin publicar) de bajo a medio grado de metamorfismo superyacen el Neis de Bucaramanga en el Macizo de Santander en los Departamentos de Santander y Norte de Santander. Estas rocas, bastante silíceas, parecen representar sedimentos depositados bajo condiciones miogeosinclinales. Los esquistos de Silgará y el subyacente Neis de Bucaramanga están cubiertos, a su vez, por sedimentos fosilíferos devónicos, en disconformidad angular.

Una metadiorita hornbléndica recolectada por R. Goldsmith, en un corte de la carretera entre Río de Oro y Puerto Nuevo, a $8^{\circ}18'$ lat. N y $73^{\circ}24'$ long. W, dió una edad K/Ar de 413 ± 30 m.a. por análisis K/Ar en la hornblenda y un paraneis granítico recogido en el camino de Berlín a Pamplona (lat. $7^{\circ}14'N$, long. $72^{\circ}48'W$) dió una edad de 450 ± 80 m.a. por análisis Rb/Sr de roca

entera. Posiblemente ambas rocas pertenecen a la misma orogenia. En otra región, bastante distante, cinco muestras de rocas sieníticas peralcalinas recolectadas por geólogos petroleros en la colina de San José de Guaviare (unos 120 km al oriente de La Macarena) dieron edades por análisis K/Ar de la biotita, entre 485 ± 25 m.a. y 445 ± 22 m.a. (Pinson y otros, 1962). La edad promedia de las 5 muestras es de 460 ± 23 m.a.

Cerca de Villanueva, al pie de la vertiente occidental de la Serranía de Perijá (fig.3), Forero (1967) cartografió debajo de los estratos fosilíferos devónicos una secuencia poco metamorfoseada de rocas sedimentarias clásticas y las clasificó como probables Cambro-Ordovícico.

Los datos estratigráficos y estructurales antes mencionados, establecen claramente que existía un miogeosinclinal marino en el área de la actual Cordillera Oriental y de la Serranía de Perijá, durante el Paleozóico temprano. Es muy posible que un eugeosinclinal paralelo al miogeosinclinal, existiera al occidente por las siguientes razones: 1) las arcillas graptolíticas de la Formación Cristalina indican que las aguas se profundizaron hacia el occidente, 2) las rocas metasedimentarias de la Cordillera Central contienen mayor cantidad de grafito que las de la formación silíceo de Silgará, y 3) aún más al occidente en la Cordillera Central, los sedimentos metamorfoseados contienen mayor cantidad de material volcánico máfico.

Las relaciones estructurales y edades radiométricas de rocas metamórficas e ígneas, establecen con claridad que en el Departamento de Santander ocurrió una fuerte orogenia a fines del Ordovícico, la cual probablemente se extendió hacia el sur. Los ejes del plegamiento y la foliación de los esquistos de esta orogenia, inclusive los de las áreas de Quetame y de la Serranía de la Macarena, son de rumbo norte. La presente dirección noreste del afloramiento del área actual de la Serie de Quetame, es el resultado de deformaciones Andinas relativamente recientes.

L. Radelli (1967) y otros, denominan “Caledoniense” a la orogenia del Ordovícico tardío. Las edades radiométricas indican que ésta corresponde mas bien a la orogenia “Tacónica” de la parte noreste de los Estados Unidos.

Silúrico: La ausencia de faunas del Silúrico en toda Colombia, indica que probablemente la mayor parte del área fué solevantada y expuesta a la erosión durante dicho período.

ROCAS Y OROGENIAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR

Devónico: Las rocas del Devónico afloran en pequeñas y grandes ventanas a lo largo de la Cordillera Oriental desde la Serranía de Perijá en el norte, hasta la Jagua en el área de Garzón al sur (fig.4).

A lo largo de la Serranía de Perijá, al oriente de Villanueva, afloran arcillas fosilíferas de color gris-rojizo y areniscas grises (Forero, 1967). Sobre el flanco oriental de la Cordillera de Perijá en Venezuela las rocas equivalentes a éstas, se conocen como del Grupo de Cachirí (Liddle, 1946, p.97-99), cuyas dos formaciones inferiores, son fosilíferas y tiene una edad del Devónico temprano al Devónico medio. Estas rocas constan de lutitas de color gris oscuro que contienen numerosas intercalaciones de limolitas grises y cuarcitas.

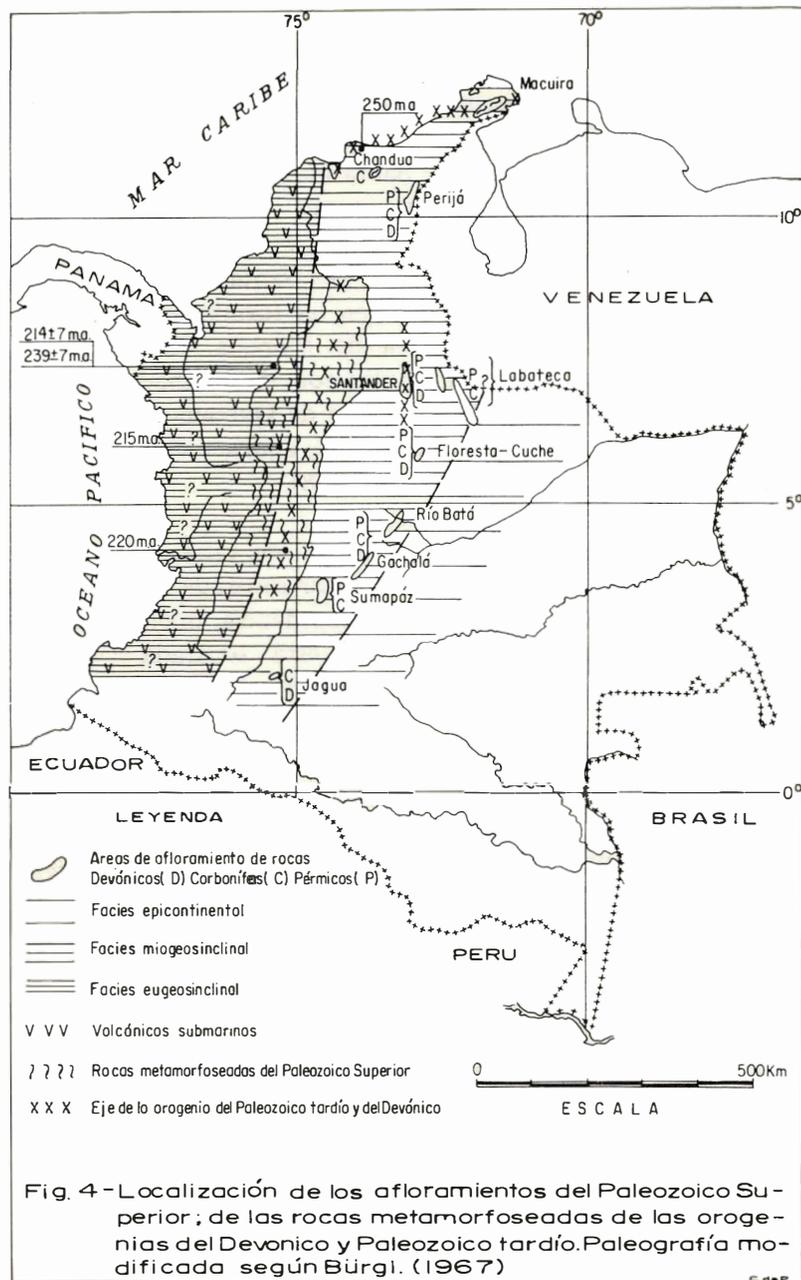
La Formación Floresta, en el Departamento de Boyacá consta de una brecha basal seguida por 400 m de arcilla fosilífera negra, pizarrosa, de grano fino. En el tope hay unos 150 m de arenisca gris (Botero R., 1959). Una fauna abundante recogida por Olsson en la parte baja de la formación fué estudiada por Caster (1939, 1942) y otra colección fué estudiada por Royo y Gómez (1942). La fauna de La Floresta parece ser equivalente a la del Grupo Cachirí de la Serranía de Perijá en Venezuela.

H. Bürgl (1960b) describe una secuencia delgada de edad Devónico en el área de Quetame, en el lecho del río Batá.

En el Macizo de Garzón, Departamento del Huila, una secuencia delgada de rocas devónicas subyace los sedimentos carboníferos (Stibane, 1966). En las áreas de Quetame, Macarena y Huila, areniscas gruesas sin fósiles (ortocuarcitas en muchos lugares), cubren las rocas cambro-ordovícicas (Trumpy, 1943; Bürgl, 1961; Olsson, 1956) y se consideran como de probable edad Devónico.

Los estratos basales del Devónico se componen de conglomerados u otras rocas clásticas que descansan en discordancia angular sobre rocas más antiguas. Esto sugiere que los sedimentos fueron depositados en un mar transgresivo que se extendía sobre la mayor parte del área de la actual Cordillera Oriental. Cartografía regional recientemente efectuada por el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, en el Departamento de Santander estableció que los extensos estratos de Floresta se transformaron lateralmente hacia el norte en metamórficos de bajo grado. Como los estratos del Pérmico y Triásico en la misma área no están metamorfoseados, los estratos devónicos debieron haber experimentado una fuerte perturbación probablemente local, durante el Devónico tardío o poco después. No se ha identificado aún ninguna roca ígnea asociada con esta perturbación. El solevantamiento resultante produjo una facies regresiva de sedimentación de clásticos gruesos, como lo evidencia el predominio de areniscas y ortocuarcitas en la parte superior de muchas series devónicas. La foliación norte-sur y los ejes del plegamiento de las rocas metamórficas del Devónico, coinciden en lo general con los de las rocas metamórficas subyacentes del Cambro-Ordovícicos y del Precámbrico.

Misisipiano: En Colombia, por regla general, parece no existir o se encuentran muy limitadas las rocas del Carbonífero temprano (Misisipiano), debido al levantamiento producido por la perturbación del Devónico tardío. Bürgl (1967) afirma que a finales del Misisipiano comenzó una transgresión marina con un conglomerado basal que fué seguido por depositación de areniscas rojas, arcillas y limolitas abigarradas y calizas marinas de color rojo.



Pensilvaniano: En la Serranía de Perijá (fig.4) Forero (1967) y Radelli (1967) describen gruesas secciones de arcillas filíticas de color gris oscuro a negro, que contienen fósiles del Carbonífero tardío. El miembro superior calcáreo del Grupo Chandua de la Sierra Nevada de Santa Marta (Gansser, 1955) puede representar una facies litoral de estas rocas.

En los departamentos de Santander, las rocas del Pensilvaniano y del Pérmico, incluyen las formaciones Diamante y Labateca. Más al sur, en el área de Floresta, Departamento de Boyacá, los estratos de edad similar son denominados Formación Cucho (G. Botero R., 1959). En el área de Quetame, Departamento de Cundinamarca, estratos probablemente equivalentes se denominan Formación Gachalá (Julivert y otros, 1968).

La Formación Diamante aflora en varias áreas pequeñas de la región de Bucaramanga, parece estar separada de la subyacente Formación Floresta por una fuerte discordancia, mientras que de la suprayacente Formación Tiburón, está separada por una inconformidad menos pronunciada (Ward, comunicación escrita, 1969).

En la Formación Diamante los 135 m inferiores constan de areniscas rojas con intercalaciones de caliza, y los 225 m superiores, de caliza arcillosa gris oscura. Una colección de fósiles, recientemente efectuada por D.E. Ward, indicó una edad de Pensilvaniano medio a Pérmico medio.

En el flanco oriental de la Cordillera Oriental cerca a la frontera con Venezuela, la Formación Labateca (fig.4) según Hubach (en Trumpy, 1943) tiene entre 2.400 y 4.000 m de espesor. Stibane informa (comunicación personal) que también es muy gruesa la Formación Gachalá, en el área del Páramo de Sumapaz, al suroeste de Bogotá.

Las faunas recolectadas en el río Nevado, cerca al Chicamocha, Departamento de Santander y en el sitio denominado Jagua (fig.4), Departamento del Huila, fueron descritas por Stibane

y Forero (1969) como de edad Pensilvaniano. Los autores indican que los estratos superiores en el río Nevado pueden llegar a ser del Pérmico.

Pérmico: Las rocas de edad Pérmico están presentes, aunque los fósiles son muy escasos. En la Serranía de Perijá (fig.4) Trumphy (1943) describe una caliza gris, ligeramente dolomítica, con capas delgadas, que contiene una fauna de edad Leonardiano.

En la región de Bucaramanga, la Formación Tiburón está colocada estratigráficamente sobre la Formación Diamante y debajo de la Formación Bocas y consta principalmente de estratos de conglomerados cuyos guijarros calcáreos se derivaron principalmente de la Formación Diamante.

La gruesa Formación Labateca (Norte de Santander), predominantemente del Carbonífero tardío y los sedimentos de edad similar de la sección de Sumapaz (Cundinamarca), podrían muy bien incluir algunos estratos del Pérmico en sus partes altas.

Orogenia del Paleozóico tardío: Las rocas del Paleozóico tardío de la Cordillera Oriental están escasamente metamorfoseadas y poco afectadas tectónicamente, exceptuando el área de la Serranía de Perijá. Su composición indica sedimentación bajo condiciones miogeosinclinales y sus atitudes estructurales indican deformación sobre una plataforma cratónica. Como la mayoría de los buzamientos son de ángulo bajo a moderado, Stibane (1967), concluyó que su deformación se debió a movimientos verticales.

Por otra parte, en la Península de La Guajira, en la Sierra Nevada de Santa Marta y en la Cordillera Central, las rocas paleozóicas están representadas por paraneises y paraesquitos de bajo a alto grado de metamorfismo, que fueron fuertemente plegados y metamorfoseados antes del Triásico tardío. Estas rocas metamórficas son muy diferentes de las formaciones paleozóicas no metamorfoseadas encontradas en la actual Cordillera Oriental.

En la Península de La Guajira, el Neis Uray y los paraesquistos y paraneises de la Formación Macuira subyacen los estratos jurásicos (MacDonald, 1964; Rollins, 1965) (fig.4). La Formación Macuira está intruída por rocas graníticas que en ciertas áreas están también metamorfoseadas. Una pegmatita asociada dió una edad radiométrica, por análisis K/Ar en moscovita, de 195 ± 4 m.a. El metamorfismo y las intrusiones plutónicas anteceden a la pegmatita triásica. Alvarez (1967) se refiere al conjunto Macuira como perteneciente estructuralmente al Arco de Guajira.

C.M. Tschanz (comunicación escrita, 1969) correlacionó los paraesquistos, ortoesquistos, metadioritas y anfibolitas de la Sierra Nevada de Santa Marta, pertenecientes al denominado Complejo Arco de Sevilla, con los del Arco de Guajira. Estos están cubiertos por la formación fosilífera Los Indios, que contienen fósiles desde el Pérmico tardío (?) hasta el Triásico. Además, una muestra de roca metamórfica del Complejo del Arco de Sevilla, dió una edad radiométrica por análisis K/Ar de 250 m.a. (MacDonald y Hurley, 1969); por consiguiente, el metamorfismo en esta área parece ser del Paleozóico tardío.

Las rocas de la parte oriental de la Cordillera Central constan de arcillas carbonáceas, grauvacas y areniscas metamorfoseadas, incluyendo una capa prominente de calizas marmóreas. El metamorfismo ha destruído todo vestigio de fósiles en las rocas. Estas, según indicios litológicos, se depositaron probablemente bajo condiciones miogeosinclinales.

En las partes central y occidental de la Cordillera Central, las tobas volcánicas y flujos de lava aumentan progresivamente hacia el oeste. Estas rocas convertidas ahora en rocas verdes, esquistos verdes y anfibolitas, probablemente representan una facies eugeosinclinal metamorfoseada.

Nelson (1957) definió los paraesquistos y ortoesquistos, a la latitud de Ibagué (al sur del área del mapa) como del Grupo Cajamarca. En Payandé, 20 km al sureste de Ibagué, estas rocas están cubiertas por la fosilífera Formación Payandé, de edad Triásico tardío (norian). G. Botero A. (1963) definió los paraesquistos metamórficos similares, en el área de Medellín, como de la Formación Ayurá - Montebello. Al norte de Yarumal, en el Departamento de Antioquia, Hall (sin publicar, 1969) definió rocas similares como del Grupo Valdivia y rocas migmatíticas de más alto grado de metamorfismo, como del Complejo de Puquí. Dos muestras tomadas en el noroccidente de Puerto Valdivia, interpretadas por Hall como ortoneises sintectónicos del Complejo de Puquí, dieron una edad K/Ar de 239 ± 7 m.a. en biotita y de 214 ± 7 m.a. en moscovita, indicando una edad mínima para el metamorfismo del Pérmico tardío al Triásico temprano. Una muestra del plutón de Amagá, al suroeste de Medellín, resultó con una edad de K/Ar en biotita de 215 m.a.

Por otra parte, la evidencia negativa también confirma una edad de Paleozóico tardío para el metamorfismo. No han aparecido aún, dentro de estas rocas, trazas de fósiles, ni se han obtenido edades radiométricas del Paleozóico temprano. De haber ocurrido metamorfismo regional durante el Paleozóico temprano, sería razonable encontrar en algunas áreas especiales, sedimentos paleozóicos fosilíferos no metamorfosados equivalentes a aquellos depositados sobre la plataforma siálica más al oriente. La existencia de graptolites ordovícicos cerca del sitio denominado Cristalina puede ser, como se dijo, consecuencia de una situación estructural especial.

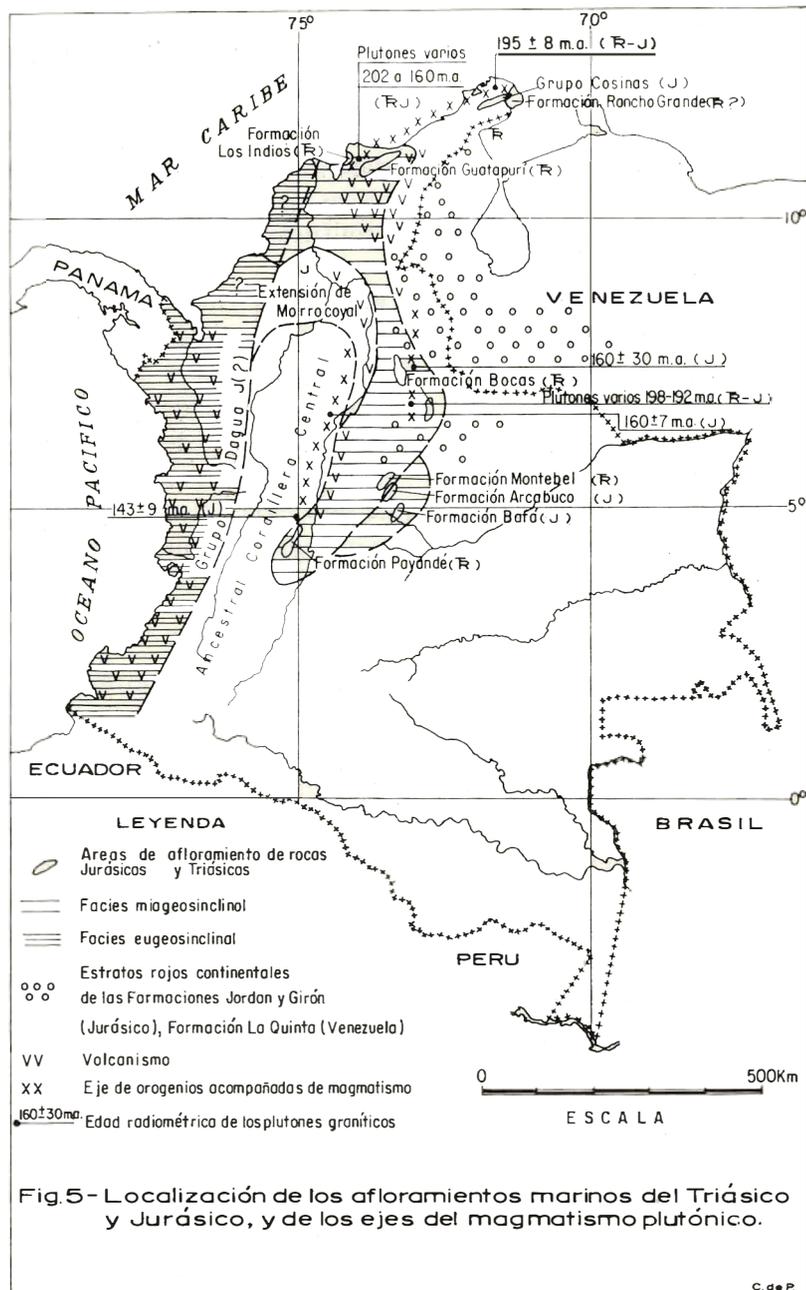
En conclusión, el metamorfismo regional de las rocas de la Cordillera Central es probable que ocurriera principalmente a finales de la Era Paleozóica.

La casi simultaneidad de eventos semejantes, las direcciones estructurales y la distribución geográfica en estas tres

áreas, sugieren que la sedimentación miogeosinclinal se extendió por encima de la plataforma continental siálica, hacia el exterior del continente donde se acumularon sedimentos eugeosinclinales en una fosa, bordeando la plataforma. La orilla exterior del sial probablemente se extendió por algunas decenas de kilómetros más allá del afloramiento actual de los granulitos precámbricos. Al final de la Era Paleozóica, esta zona de debilidad en la corteza superior, parece haber sido sometida a la orogenia más intensa que se conoce en las rocas fanerozóicas de Colombia y dió lugar al levantamiento de la ancestral Cordillera Central. El intenso metamorfismo regional, anatexis local y las intrusiones ígneas esporádicas, convirtieron el área en una zona de atributos cratónicos que se manifestaron durante la mayor parte del tiempo geológico subsiguiente. La orogenia dió como resultado una acreción continental representada por el cinturón de sedimentos eugeosinclinales metamorfoseados, expuestos actualmente a lo largo de la Cordillera Central, en el Arco de Sevilla de la Sierra Nevada de Santa Marta y en el Arco de Guajira de la Península de La Guajira. El ancho total del cinturón metamórfico no se conoce, pues está cubierto hacia el oeste por rocas más jóvenes y al norte por el mar Caribe. Sólomente está expuesto al lado interior del cinturón arqueado (ver fig.9).

ROCAS Y OROGENIAS DEL MESOZOICO

Triásico: La primera transgresión marina después de la orogenia que produjo la ancestral Cordillera Central, el Arco de Sevilla y el Arco de Guajira, está representada por la Formación Los Indios, que aflora en el flanco suroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta. La Formación Los Indios descansa sobre el basamento Precámbrico y consta de arcillas negras fosilíferas con un espesor de 180 m y de un miembro superior arenáceo, de color verde, con conglomerados ocasionales y tobas estratificadas con un espesor de 300 m. La formación contiene ostrácodos que son considerados, tentativamente, del Pérmico tardío (?) o Triásico temprano (Tschanz, comunicación escrita, 1969). Dicha formación puede



correlacionarse con la Formación Corual que aflora en los flancos norte y sureste, aunque la litología de ésta es diferente y más variable.

La Formación Corual consta de un conglomerado basal y gruesas secciones de lodolitas, grauvacas, arcillas y liditas, con lavas básicas a ácidas y tobas volcánicas espilíticas (fig.5).

En la misma región la Formación Guatapurí superyace las dos formaciones mencionadas y consta de 3.000 a 4.500 m de tobas líticas y tobas de cristales, bien estratificadas y de color rojizo que pueden confundirse con otras formaciones de estratos rojos. Estando pobremente representada a lo largo del lado sureste de la Cuenca del Cesar, la formación parece haber sido depositada en una cuenca angosta de dirección noreste (Tschanz, sin publicar, 1969). De la misma manera que en la Formación Corual, las rocas volcánicas y los sedimentos volcanogénicos, son de composición espilítica.

Existe evidencia del creciente volcanismo en el Triásico, que continuó por lo menos hasta el final del Jurásico medio. Durante el Triásico, el área del volcanismo posiblemente se extendió en la Península de La Guajira (Rollins, 1965) aunque hay datos que indican que estas rocas volcánicas son más jóvenes y pueden haberse extendido al sur, en las Cordilleras Occidental y Central.

En la región del Macizo de Santander, la Formación Bocas fué depositada en condiciones desde parálicas hasta no marinas, sin inconformidad notable con la ya descrita subyacente Formación Tiburón, de edad Pérmico. La formación está compuesta por areniscas y arcillas que meteorizan en suelos de tono marrón. Dicha formación parece haber sido depositada marginalmente en un mar Triásico que avanzaba transgresivamente hacia el sur, desde el área de la Sierra Nevada de Santa Marta hacia el Departamento de Santander, pasando al Departamento de Boyacá hasta llegar al área de Payandé, en el Departamento del Tolima. En el Departamento de Boyacá se denomina como Formación Montebel, una secuencia de arcillas negras que contienen *Esteria* y gasterópodos pequeños (Hubach,

1957a) Nelson (1957) describe en Payandé un conglomerado basal prominente seguido por 150 m de arcillas arenosas, sin fósiles (Formación “pre-Payandé” según Renz), seguidas por 150 m de calizas fosilíferas y rocas calcáreas asociadas (Formación Payandé), de edad Triásico tardío, cubiertas a su vez, por 480 m de lavas básicas aglomerados y tobas (Formación “post-Payandé”). Hubach (1957a) correlacionó tentativamente la Formación Payandé con las formaciones Los Indios y Montebel. Los fósiles en cada una de las formaciones son diferentes y es necesario un nuevo estudio para llegar a una correlación más firme.

El período Triásico se terminó con la intrusión de batolitos en ciertas áreas. La edad de los primeros batolitos varía entre 202 ± 13 m.a., determinados en una diorita del flanco este de la Sierra Nevada de Santa Marta y 195 ± 8 m.a. en la pegmatita asociada a granito que corta la Formación Macuira en la Península de La Guajira a 192 ± 6 m.a. (K/Ar en biotita) de los batolitos de Santa Bárbara y Pescadero al sureste de Bucaramanga. La intrusión de estos batolitos tuvo lugar poco antes de terminar el Triásico y otros continuaron emplazándose durante el Jurásico. En la Sierra Nevada de Santa Marta la mayor parte de los batolitos fueron intruídos en el Jurásico medio, mientras que en el Macizo de Santander lo fueron durante el Jurásico temprano. Se ha encontrado poco plegamiento y escaso metamorfismo en las rocas encajantes. Las intrusiones son mesozonales a epizonales y sus formas están influenciadas por las estructuras mayores de las rocas encajantes precámbricas y paleozóicas.

Jurásico: En la Península de La Guajira (Rollins, 1965) fueron depositadas formaciones marinas y no marinas de 1.500 m de espesor, desde el Jurásico medio hasta el Jurásico tardío; la fosa de Cosinas (Guajira) en la cual fueron depositadas debe haber sido bastante angosta, ya que a cada lado de la cuenca los estratos marinos del Cretáceo traslapan los estratos Jurásicos y descansan sobre las rocas del basamento.

En la vertiente sureste de la Sierra Nevada de Santa Marta, el Jurásico está representado por un gran espesor de tobas volcánicas,

brechas y lavas que varían en composición desde andesita hasta riolita. Generalmente cubren las formaciones Corual y Guatapurí que afloran por ventanas, pero son distintas de ellas, por falta de espilitización. El volcanismo del Triásico y del Jurásico temprano parece haber sido el preludio a la intrusión de los numerosos batolitos que se emplazaron durante el Jurásico. Tschanz (comunicación escrita, 1969) anota que en ciertas regiones el volcanismo antecede a las intrusiones; en otras, volcanismo y plutonismo son simultáneos y hay casos, en que las rocas volcánicas descansan discordantemente sobre batolitos.

En el área Morrocoyal (fig.5) Hubach y Renz (en Trumpy, 1943) describen la Formación Morrocoyal así: una unidad inferior de arcilla negra de estratificación delgada, fosilífera, con calizas intercaladas en sedimentos rojos y una unidad superior de material volcánico. Los estratos inferiores se consideran como liásicos, así que, los gruesos depósitos volcánicos superyacentes pueden ser del Jurásico medio, equivalentes en parte, a los abundantes depósitos volcánicos de la Sierra Nevada de Santa Marta.

En el Departamento de Boyacá, el Jurásico está representado por la Formación Arcabuco (Hubach, 1957a), compuesta por areniscas masivas con intercalaciones delgadas de arcillas rojas. En la parte inferior del río Batá, Bürgl (1960b) identificó como del Liásico superior areniscas cuarzosas litorales y fosilíferas de 1.275 m de espesor, seguidas por un hiato stratigráfico y luego por 780 m de arcillas grises oscuras de edad Titoniano. Russell Travis (comunicación personal, 1969) observa que la arcilla puede alcanzar 2.550 m de espesor.

Las rocas sedimentarias más características del Jurásico, son los estratos rojos del Grupo Girón que se extienden desde la Serranía de Perijá a lo largo de la Cordillera Oriental, por lo menos hasta Floresta, Departamento de Boyacá. El Grupo Girón se ha correlacionado en parte, con la Formación La Quinta del oeste de Venezuela y con la Formación Chapiza del Ecuador. En Colombia ha resultado cierta confusión por la práctica de asignar al Girón todos los estratos rojos que se encuentren aproximadamente a este nivel en

la columna estratigráfica, a pesar de que capas rojas pueden extenderse desde el Carbonífero (partes de la Formación Gachalá) a través del Triásico y Jurásico hasta la Formación Río Negro inclusive, del Cretáceo temprano. Por falta de evidencia fosilífera, el Grupo Girón ha sido clasificado, equivocadamente, desde Pensilvaniano hasta Jurásico (Langenheim, 1961).

En la localidad tipo y áreas vecinas, Cediell (1968) logró separar dos secuencias de estratos rojos. En el Cañón del Río Sogamoso definió como Formación Jordán, las capas más antiguas y uniformes de grano fino con intercalaciones volcánicas. Sobre éstas descansan los estratos de color rojo con guijarros cuarzosos, de la Formación Girón, que aquí están relativamente libres de materiales volcánicos. Cediell acepta la edad Juratriásico dada a las dos unidades, en la creencia de que el plutonismo en la vecina Cordillera Oriental, haya ocurrido durante el Paleozóico tardío y que los estratos rojos sean acumulaciones molásicas resultantes del levantamiento de la orogenia. Ward recolectó guijarros de granito en la base de la Formación Jordán, los que fueron identificados por Goldsmith como probablemente derivados del granito de Pescadero datado radiométricamente como Jurásico temprano. Así pues, los estratos de las Formaciones Jordán y Girón se consideran ahora como del Jurásico medio a tardío. Los estratos más altos de la Formación Girón podrían alcanzar hasta el Cretáceo Inferior.

A lo largo del flanco oriental de la Cordillera Central, el material volcánico predomina en el cinturón de rocas del Jurásico, cubriendo los estratos marinos de esta edad (Liásico) de la Formación Morrocoyal del Valle Medio del Magdalena. Sobre el río Anacué, al suroeste de Barrancabermeja (fig.5) estos estratos, incluyendo rocas volcánicas, están intruídos por un gran plutón granítico que bien puede ser Jurásico. Más hacia el sur, cerca a Virginias, en el ferrocarril, Puerto Berrío - Medellín, una diorita que intruye rocas volcánicas, dió al análisis K/Ar de hornblenda, una edad de 160 ± 7 m.a. (Feininger, comunicación escrita, 1970).

Recientemente, Darío Barrero L. colectó una muestra del batolito de Ibagué que fué analizada por Richard Marvin del U.S. Geological Survey, Denver. Análisis del concentrado de hornblenda (K/Ar) dió una edad de 143 ± 9 m.a., o sea Jurásico medio a superior. Se están recolectando muestras adicionales para confirmar la edad geológica de este gran batolito.

Las rocas sedimentarias jurásicas de aspecto eugeosinclinal en la Cordillera Occidental, que seguramente fueron depositadas sobre algún basamento más antiguo, posiblemente están representadas por la parte inferior del Grupo Dagua (Bürgl, 1961, p. 154-156, 182c). Según Nelson (1957), la parte baja del Grupo Dagua contiene limolitas grafíticas de color gris oscuro, con algo de sericita y clorita desarrollada a lo largo de los planos de estratificación, intercaladas con abundante material volcánico. La parte media del Dagua está caracterizada por rocas arenáceas, algunas calizas y en el tope se encuentran arcillas negras, generalmente silíceas. Dentro de estos sedimentos se incluyen rocas esquistosas de color verdoso a violeta oscuro que, según Nelson, son rocas doleríticas trituradas y milonitizadas. La parte superior del Dagua está compuesta de arcillas negras grafíticas con lidita de color gris oscuro a negro y arcillas silíceas grises. Cubriendo esta secuencia sedimentaria se encuentra una gruesa sección de flujos de lava máfica que incluye 'sills' y diques intrusivos, denominados por Grosse (1926) como "Porfiritas" y por Nelson (1957) como "Diabasas"

La gran evidencia de magmatismo, tanto plutónico como volcánico, del Jurásico, indica que la región de la Sierra Nevada de Santa Marta, el Macizo Santander de la Cordillera Oriental y el flanco oriental de la Cordillera Central fueron afectados por una perturbación tectónica de considerable magnitud. El material volcánico extrusivo del Jurásico probablemente refleja una continuación del volcanismo que empezó en el Triásico. La mayoría de los batolitos fueron emplazados durante la iniciación del Jurásico temprano a medio. Parece que el metamorfismo relacionado con las intrusiones es variable y principalmente de contacto. Los batolitos están situados al oriente o al lado interno del arco orogénico del Paleozóico tardío y no parecen estar asociados con un tectógeno,

en el sentido exacto.

Cretáceo: La estratigrafía detallada del Cretáceo ha sido expuesta ampliamente en varias publicaciones importantes, tales como la de Notestein y otros (1944), Olsson (1956), Morales y otros (1958), Bürgl (1961), Campbell y Bürgl (1965), de manera que la estratigrafía del Cretáceo se describirá aquí muy someramente.

Según Olsson (1956) el mar cretácico invadió desde el Pacífico en el suroeste, trayendo faunas semejantes a las de Argentina y Perú y gradualmente transgredió el área a lo largo de la actual Cordillera Oriental. Durante el Cretáceo temprano (Hauteriviano) se unió a las aguas del mar Caribe. Esta conexión, dice Olsson (p.308), introdujo a Colombia faunas con afinidad a las europeas que caracterizan las rocas marinas más jóvenes del Cretáceo. Durante el Aptiense-Albaniense se desarrolló por breve tiempo a través del Departamento de Antioquia, otra conexión entre el Pacífico y el mar interior miogeosinclinal. El mar miogeosinclinal alcanzó su máxima extensión en el Cretáceo tardío (Coniaciano-Santoniano) cuando las fosforitas fueron depositadas junto con las liditas. Durante el Maestrichtiense, los mares perdieron su profundidad y se retiraron probablemente desde el sur hacia el norte según lo indicado por la Formación Guaduas y las facies marinas dieron paso a facies no marinas, dando como resultado la acumulación de mantos de carbón en el Maestrichtiense tardío a Paleoceno.

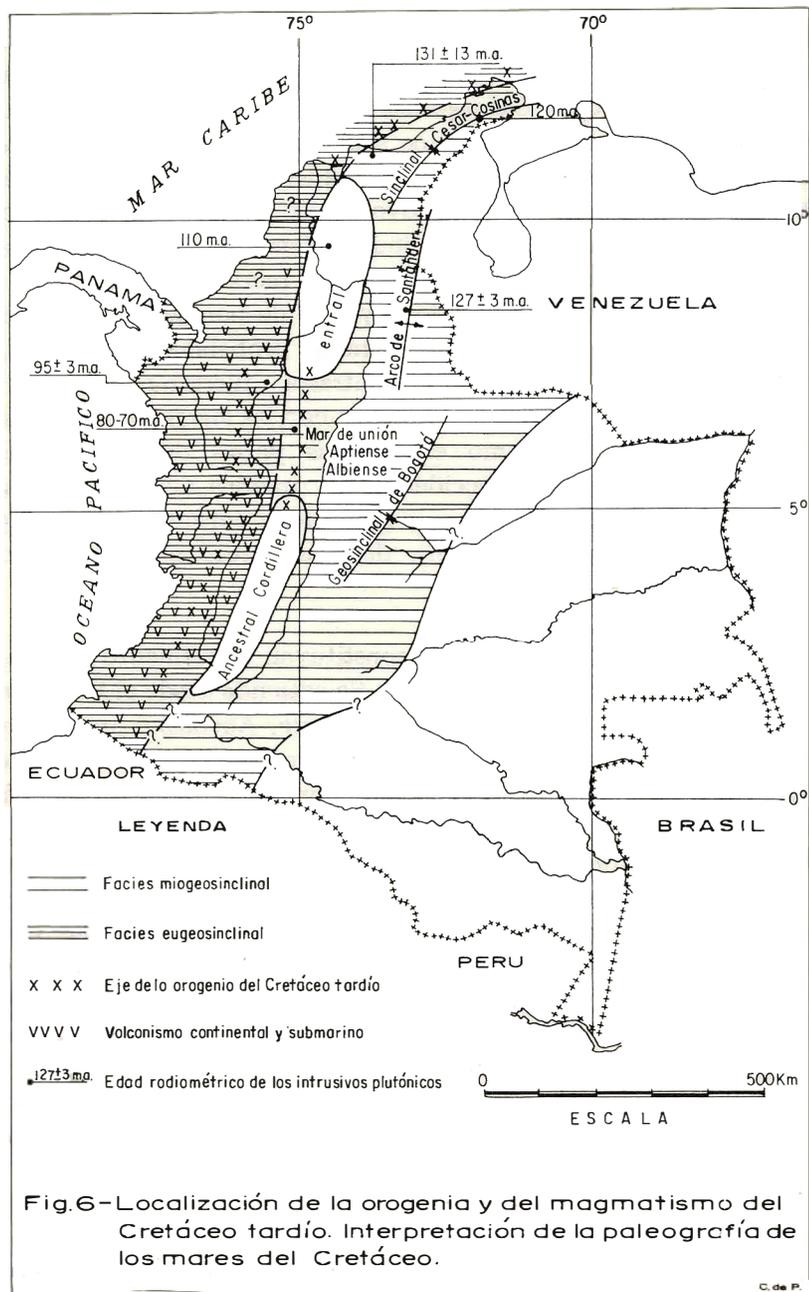
Estudios detallados llevados a cabo por geólogos petroleros en varias cuencas sedimentarias, indican que el miogeosinclinal no fué una cuenca simple de sedimentación, sino que en algunos lugares estaba subdividida en cuencas menores, por islas o por áreas emergentes. Se desarrollaron dos importantes ejes de hundimiento con direcciones noreste: el mayor pasa por Bogotá en donde los sedimentos cretácicos tienen hasta 12.000 m de espesor y el menor que llega hasta la parte sur de la Península de La Guajira, a lo largo del Valle del Cesar (fig.6). Entre ellos el elemento positivo conocido como el Macizo de Santander separó las áreas predominantemente negativas. El eje del Macizo coincide aproximadamente con los respectivos ejes de las orogenias del Ordovícico tardío, del Devónico

tardío y del Triásico tardío a Jurásico. Por lo tanto, ha sido un elemento positivo durante un largo tiempo.

La margen occidental del miogeosinclinal constituyó la ancestral Cordillera Central que se formó al final del Paleozóico. Durante el Cretáceo esta cordillera emergió moderadamente, excepto durante un breve intervalo en el Aptiense-Albiense, cuando su parte central estuvo sumergida y el miogeosinclinal en conexión con el Pacífico. La margen oriental del miogeosinclinal se extendió considerablemente al oriente de la actual Cordillera Oriental. Las rocas sedimentarias del Cretáceo se extienden por una considerable distancia al este de ella bajo el actual manto sedimentario del Terciario de los Llanos Orientales. En efecto, investigaciones aeromagnéticas demuestran que la profundidad del basamento cristalino en ciertas áreas, puede alcanzar hasta 9.000 m. Esas profundidades incluyen desde luego los espesores acumulados en las rocas terciarias y cretáceas y tal vez en forma local, los estratos paleozóicos.

El enorme volumen de sedimentos clásticos acumulados en el miogeosinclinal debió provenir en su mayor parte del Escudo Guayanés que se encuentra al este y sureste. Alguna parte provino de la ancestral Cordillera Central, ya que los estratos cretácicos a lo largo del flanco oriental de la actual cordillera, contienen guijarros de lidita y de rocas metamórficas que difieren de las demás rocas sedimentarias cretáceas.

En el área de la Cordillera Occidental una enorme secuencia de rocas volcánicas submarinas, con interestratificaciones de arcillas grauvacas y liditas de colores oscuros, que alcanzan hasta 9.000 m de espesor y quizá más, continuó depositándose en el eugeosinclinal jurásico. Según Hubach (1957a), el primero que describió la formación fué Ospina en 1914. Dicha formación fué denominada más tarde "Formación Porfirítica" por Grosse (1926) y Nelson (1957) la denominó "Grupo Diabasa". En la parte norte de la Cordillera Occidental localmente predominan capas sedimentarias sobre el material volcánico; estratos que son llamados Formación



Quebrada Grande (Botero A., 1963) en la región de Medellín y más al oeste, Grupo Cañasgordas. Estudios petrográficos de algunas muestras del Grupo Cañasgordas (Phillipa Black, comunicación personal, 1969) indican que los sedimentos contienen abundante biotita detrítica, moscovita, cuarzo, feldespato y fragmentos líticos de esquistos micáceos demostrativo de su origen metamórfico para los sedimentos de tipo flysch, indudablemente provenientes de la Cordillera Central. Se nota un poco la recrystalización en albita, epidota, clorita, actinolita, sericita y algo de pumpellita, que indica un metamorfismo de muy bajo grado, probablemente de origen geotérmico y litostático, que contrasta fuertemente con el metamorfismo de alta presión asociado con las márgenes frontales de placas continentales, como en algunas partes de la Formación "Franciscan" en la costa occidental de América del Norte. Fósiles recolectados en varias partes a lo largo de la cordillera, indican que estas rocas son principalmente de edad cretácica (Bürgl, notas póstumas, 1967).

Estas rocas cretácicas constituyen el elemento de mayor volumen en la Cordillera Occidental. Se extiende desde el Ecuador en el sur, hasta el Golfo de Urabá en el norte. Además a juzgar por la presencia de rocas sedimentarias derivadas de ígneas máficas, incluyendo ultramáficas, acompañadas por lilitas a lo largo de la falla Bolívar en el área costanera del Caribe (Zimmerle, 1968), la composición máfica de los esquistos Gaira al noroeste de la Sierra Nevada de Santa Marta (Tschanz, comunicación escrita, 1969), y la existencia de rocas de origen volcánico y de serpentinas en las Formaciones Jarara y Etpana (Lockwood, 1965) del noroeste de la Península de La Guajira, el eugeosinclinal en el cual fueron depositados se extendió al noreste de Colombia y posiblemente hasta el área costanera de Venezuela. Lockwood (1965) y Alvarez (1967) encontraron briozoarios y gasterópodos cretácicos en la Formación Jarara y en rocas equivalentes, de la Península de La Guajira.

A lo largo de este cinturón arqueado, el Cretáceo se cerró con una orogenia que empezó con plegamiento y metamorfismo local de las rocas sedimentarias y con la intrusión de numerosas masas pequeñas de rocas ultramáficas y serpentinitas, de tipo alpino.

La orogenia terminó con el emplazamiento de los grandes Batolitos de Antioquia, Sonsón y numerosos plutones satélites a lo largo del lado interno de dicho arco. Los Batolitos de Antioquia y Sonsón, en la Cordillera Central, están bien datados radiométricamente en cerca de 70 m.a. (Maestrichtiense). Las rocas encajantes, sedimentarias y volcánicas cretácicas, están afectadas únicamente por metamorfismo de contacto, de un grado relativamente bajo, en contraste con el metamorfismo regional de todas las rocas del Paleozóico.

Este evento orogénico es importante en la evolución estructural de los Andes más septentrionales, porque dió origen al levantamiento de la Cordillera Occidental, (frente al Océano Pacífico a lo largo de la Cordillera Central) y al cinturón contemporáneo plegado, metamorfoseado, a lo largo de la Costa Caribe. Además constituye un segundo claro ejemplo de acreción continental.

En el área del miogeosinclinal sobre la plataforma al este y sureste, se observa poco plegamiento y solamente inconformidades menores entre las rocas cretácicas y eo-terciarias.

ROCAS Y OROGENIAS DEL CENOZOICO

La estratigrafía del Terciario de Colombia está compendiada en pocos pero valiosos trabajos, como los de Notestein y otros (1944), Anderson (1945), Morales y otros (1958), Van der Hammen (1958), Bürgl (1961), Rollins (1965), Van Houten y Travis (1968). Los textos que acompañan los mapas geológicos publicados por el Servicio Geológico Nacional, ofrecen una información adicional generalizada.

En general, los depósitos marinos del Cenozóico están limitados a las áreas costaneras; casi todos los de esta edad, en el interior del país son molásicos originados de la orogenia a finales del Cretáceo y continentales. De amplia distribución son aquellos que van del Paleoceno al Oligoceno; más restringidos son los depósitos

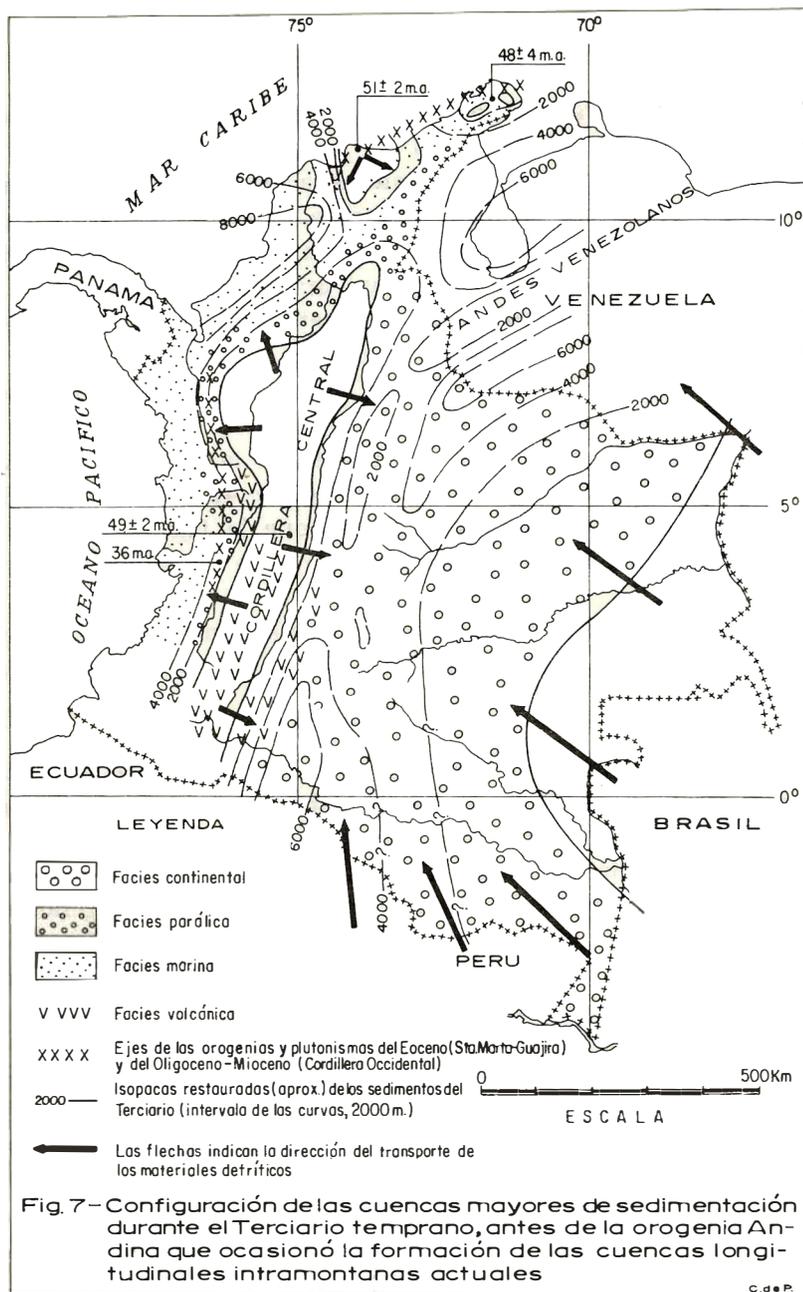
molásicos secundarios del Mioceno al Pleistoceno que parecen haberse depositado en cuencas intramontañosas. La mayoría de los depósitos del Plioceno y todos los del Pleistoceno del interior, descansan sobre las formaciones más antiguas del Terciario, con una discordancia angular notable.

Paleoceno: En la Cordillera Oriental y en el Valle del Magdalena, las formaciones marinas del Cretáceo subyacen formaciones del Terciario que son clásticas y predominantemente no marinas, tales como: la Formación Lisama del Valle Medio del Magdalena, la Guaduas de la Cordillera Oriental y del Valle Alto del Magdalena, la Barco de la Cuenca de Maracaibo y la Limbo, o Mirador, que aflora a lo largo de las estribaciones orientales de la Cordillera Oriental.

La mayor parte de las formaciones del Paleoceno constan de arcillas, limolitas y areniscas de grano fino. El material carbonáceo que se encuentra localmente es abundante como para formar depósitos de carbón. La sedimentación parece haber tenido lugar sobre amplias planicies en sumersión, que se extendieron desde la Cordillera Central hacia el oriente (fig.7). Además de la gran cantidad de detritos depositados al pie y a lo largo de la base de la Cordillera Central (rejuvenecida por la orogenia del Cretáceo tardío), probablemente una gran cantidad de desechos también fueron traídos desde el sur y sureste por ríos que drenaron el área central continental fuera de Colombia.

Hay ciertas evidencias de que hubo algún plegamiento durante esta época en el Valle Medio del Magdalena, porque todas las capas eocénicas descansan allí sobre la Formación Lisama en inconformidad. Además varias fechas radiométricas de la región de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Península de La Guajira, especialmente de rocas metamórficas, son variables, y no explicables.

Eoceno: Los conglomerados y areniscas de edad Eoceno aparecen en amplias áreas como resultado del diastrofismo regional durante el Eoceno medio. Este diastrofismo refleja una orogenia que



tuvo lugar a lo largo del lado externo (noroccidental) de la Sierra Nevada de Santa Marta y en la margen noroccidental de la Península de La Guajira. Durante esta orogenia los sedimentos cretáceos, datados paleontológicamente, fueron metamorfoseados a esquistos verdes y ella terminó con la intrusión de los batolitos cuarzodioríticos de Santa Marta y Parashi, respectivamente. Las edades radiométricas indican que el metamorfismo probablemente empezó durante el Cretáceo tardío y terminó antes del emplazamiento de los batolitos entre 50 y 48 m.a., es decir entre el Eoceno temprano y el Eoceno medio. Recientemente muestras del Batolito El Bosque al norte de Ibagué, en la Cordillera Central, fueron fechadas, K/Ar en biotita, como de 49.1 ± 1.7 m.a. Este dato tiene importancia porque indica que la faja de intrusiones eocénicas posiblemente se extendió a lo largo de la Cordillera Central.

H. Duque (comunicación verbal) informa que durante esta última época, se observa en toda Colombia un notable hiato estratigráfico.

La orogenia del Eoceno medio también se refleja en la estratigrafía de varias maneras, a saber: en las formaciones conglomeráticas San Jacinto y Maco (en el área del Valle bajo del Magdalena); en la discordancia de la base de la gruesa y masiva arenisca de la Formación La Paz (que transgrede la ligeramente plegada Formación Lisama) y en los conglomerados de la Formación Gualanday, del Valle Medio del Magdalena; en la arenisca característica de la Formación Mirador, a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Oriental y posiblemente, en el conglomerado Jamundí, Valle del Cauca. Por el contrario, la formación carbonífera de Cerrejón en el Valle del Cesar, localizada inmediatamente al sur del eje de la orogenia, parece haberse depositado ininterrumpidamente durante la perturbación.

Zone 'c'

Van der Hammen (1958) se refiere a esta perturbación del Eoceno como a una fase orogénica "pre-Andina".

Durante el Eoceno tardío la situación se tornó tranquila de tal manera, que fueron depositados sedimentos clásticos de grano fino. Lenguas de mares invadieron aparentemente el interior, por breves intervalos, como lo indica la existencia de fósiles marinos o salobres que se encuentran en algunas localidades. Van der Hammen (1958) hace referencia a foraminíferos marinos de edad Eoceno tardío a Oligoceno temprano en la Formación Usme. Siendo que la Cordillera Central adquirió relieve como consecuencia de la orogenia del Cretáceo tardío y fué rejuvenecida durante el Paleoceno al Eoceno, dichas incursiones deben haber entrado desde el Caribe; pero las que invadieron el área del Valle del Cauca, probablemente tuvieron su origen en el Pacífico. Es de anotar también que en la margen extrema sur de la cuenca de Maracaibo, se encuentran horizontes marinos entre capas predominantemente no marinas (Miller, 1958).

Oligoceno: La sedimentación durante el Oligoceno temprano y medio consistió principalmente en areniscas y arcillas. Algunas lenguas marinas también penetraron en el interior para formar horizontes marinos interdigitados con sedimentos no marinos, tal como en la parte superior de la Formación Mugrosa del Oligoceno medio y en la Formación La Cira del Oligoceno tardío ⁽²⁾ al Mioceno temprano. Renz (1938, sin publicar en Van der Hammen, 1958) indica que la parte superior de la Formación San Fernando, del suroccidente de los Llanos y norte de la Serranía de La Macarena, contiene foraminíferos de agua marina a salobre. Durante el Oligoceno tardío los sedimentos de horizontes conglomeráticos se volvieron más gruesos, debido a que los agentes transportadores fueron adquiriendo mayor capacidad. Es de anotar que ahora no se encuentran estratos del Mioceno en los notables sinclinales terciarios conservados a lo largo de la parte central de la Cordillera Oriental, por lo cual se concluye que la depositación cesó en esta área hacia el final del Oligoceno.

(2) Van der Hammen anota (comunicación verbal, 1969) que como resultado de subsecuentes estudios paleontológicos regionales de la cuenca del Caribe, el Oligoceno Superior tal como él lo empleó en sus correlaciones (1958), debe ser clasificado ahora como del Aquitaniense o Mioceno temprano.

En los sedimentos del Terciario temprano se reflejan bastantes movimientos tectónicos de importancia como lo demuestran claramente Van Houten y Travis (1968), en el caso del Valle Alto del Magdalena.

A lo largo de la Cordillera Occidental, algunos plutones fueron emplazados hacia el final del Oligoceno. Las muestras de batolitos recolectados por Gerardo Botero A., al oriente de Quibdó, entre Buenaventura y Cali y cerca de Pasto (Tomás Feininger, 1969, comunicación escrita), fueron analizados radiométricamente por el profesor Andrew Vistelius del Instituto de Geología Matemática de Leningrado, U.R.S.S. y dieron como resultado edades desde Oligoceno temprano hasta Mioceno temprano (de 36 m.a. a 24 m.a.). Estas intrusiones probablemente son una manifestación inicial de la orogenia Andina.

Van der Hammen (1958) se refiere a estos movimientos iniciales como "proto-Andinos".

Mioceno: Los sedimentos del Mioceno en el interior del país, constan principalmente de areniscas guijarrosas, de algo de arcilla y frecuentes bancos gruesos de conglomerados. Las secciones miocenas, algunas de ellas con inconformidad en la base como la de la Formación Real (Morales y otros, 1958), alcanzan hasta 3.000 m de espesor y están distribuidas a lo largo de los valles intramontañosos de los ríos Magdalena y Cauca, en los Llanos Orientales y a la entrada suroccidental de la cuenca de Maracaibo, cerca de Cúcuta. Las formaciones predominantemente no marinas del interior se interdigitan y pasan a sedimentos marinos en las planicies costaneras del Caribe y del Pacífico. Esta litología, junto con la suspensión de sedimentación en las áreas de la Cordillera Oriental, después del Oligoceno, sugieren que los Andes Colombianos en su forma tridente actual, empezaron a formarse en el Mioceno y que la sedimentación se tornó en molásica secundaria y restringida principalmente en las cuencas adyacentes.

Anteriormente se consideraba que las cuencas intramontañas del Cenozoico, separadas ahora por las subcordilleras de los Andes colombianos, representaban acumulaciones sedimentarias en fosas alargadas, en graben o semi-graben y que la mayoría de los sedimentos se había derivado de la misma Cordillera Andina; pero una reciente descripción de la historia y el desarrollo estructural del Valle Alto del Magdalena por Van Houten y Travis (1968), ofrece una nueva interpretación del origen de estas cuencas.

Las partes más profundas de las cuencas interiores contienen acumulaciones de sedimentos no marinos del Terciario temprano, que están cubiertos con gruesos estratos de tipo molásico del Terciario tardío. La mayoría de las superficies topográficas de las cuencas están a menos de 600 m sobre el nivel del mar. La base del Terciario, en las partes más profundas, se extiende bajo el nivel del mar. Sin embargo, la superficie del tope del Cretáceo en las cordilleras vecinas, especialmente en la Cordillera Oriental, llega a unos 4.500 m o más, sobre el nivel del mar. Así, los abruptos relieves estructurales pueden alcanzar hasta 10 km en distancias relativamente cortas (ver Plancha II). Ejemplos extraordinarios de tales relieves estructurales se manifiestan en secciones geológicas desde el Cerro del Cocuy (al norte del Departamento de Boyacá) hasta la cuenca terciaria de Arauca (Intendencia de Arauca) y también desde la Sierra de Farallones al este de Bogotá hacia la cuenca de los Llanos Orientales (Plancha II). Miller (1958) destaca relieves estructurales semejantes en las secciones de la Cordillera de Mérida en Venezuela occidental.

De especial interés es la naturaleza de los bordes de estas cuencas en relación con las cordilleras adyacentes. A lo largo del lado occidental de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, los sedimentos terciarios se adelgazan y reposan sobre rocas ígneas y metamórficas del pre-Cretáceo, mientras que al oriente, buzando y se engruesan hacia la Cordillera Oriental (Taborda, 1965). Los sedimentos del margen oriental de la cuenca están plegados fuera de la sección geológica (Ward, Goldsmith y otros, 1969, mapa geológico del cuadrángulo H-12) y con frecuencia se les encuentra limitados por fallas inversas de buzamientos empinados hacia el oriente, buzando por debajo de la adyacente Cordillera Oriental. Por otra

parte, en la cuenca de Los Llanos, al oriente de la Cordillera Oriental, los estratos terciarios se engruesan de oriente a occidente, desde una delgada capa sobre el Escudo Guayanés hasta alcanzar espesores de varios miles de metros al pie de la Cordillera Oriental. O sea que, los sedimentos cenozoicos en las cuencas de ambos lados, se engruesan hacia la Cordillera Oriental. Esta relación, junto con la conservación de los estratos del Eo-Terciario en remanentes sinclinales a lo largo de la cumbre de la cordillera (ver Plancha I y mapas geológicos de los cuadrángulos H-13, K-10 y K-11), atestigua que, antes del plegamiento principal Andino de la Cordillera Oriental, las dos cuencas probablemente se conectaron a través del área de la actual Cordillera Oriental y formaron una sola cuenca interior grande, que se abrió al oriente hacia la cuenca de Barinas y posiblemente se extendió al norte hasta la cuenca de Maracaibo, en Venezuela (ver fig.7).

Es posible que desde el Paleoceno hasta el Oligoceno tardío, durante la formación de la mega-cuenca, el área de lo que llamamos el anticlinorio de la Cordillera Oriental, fué relativamente positiva, es decir, menos negativa que las áreas vecinas del actual Valle Medio del Magdalena y de la cuenca de los Llanos. Van der Hammen (1958) destaca en una serie de columnas estratigráficas, que las secciones en dichas cuencas son mucho más gruesas que las de la Cordillera Oriental.

La sedimentación de las cuencas interiores no marinas del Mioceno fué muy compleja. En el Valle Alto del Magdalena (Van Houten y Travis, 1968), a base de investigaciones sobre la procedencia de los sedimentos, observan por lo menos cuatro ciclos que indican levantamientos en la Cordillera Central. Van der Hammen (1958) anotó otros similares en algunas cuencas. Debido a la escasez de fauna y flora, a la naturaleza de los sedimentos (predominantemente no marinos) y a las grandes distancias entre las cuencas actuales, es difícil correlacionar las formaciones individuales entre sí. Van Houten y Travis (1968) indicaron que el origen de los depósitos sedimentarios varía considerablemente de acuerdo con los movimientos diastróficos locales y particularmente con el volcanismo.

Se cree que, antes de empezar el plegamiento Andino, el

régimen hidrográfico del noroeste de la América del Sur fué diferente del actual. Wellman (1970) mediante estudios de paleocorrientes durante la depositación del Grupo Honda (Mioceno), concluyó que en la región del actual Valle del Magdalena Medio a Superior, los ríos se dirigían hacia el oriente. Aunque es claro que gran cantidad del material se derivó de la Cordillera Central y fué depositado por corrientes a lo largo de su base oriental, una gran parte de la actual hidrografía del Alto Orinoco y del Alto Amazonas, durante el Cretáceo y el Terciario temprano, se dirigió hacia el noreste y el norte, arrastrando gran cantidad de detritos desde el interior del continente, los cuales fueron depositados en áreas de sumersión general. Bajo este régimen es posible que se hubiera sedimentado una buena parte de los detritos terciarios de las cuencas de los Llanos Orientales y de Barinas (Venezuela).

En las cuencas intramontañosas se encuentran plegados todos los estratos del Mioceno y más antiguos. La suspensión de la sedimentación hacia el final del Oligoceno en el área del eje de la Cordillera Oriental y la continuación de la misma en áreas negativas, sugieren que el plegamiento Andino empezó durante el Mioceno y continuó por algún tiempo. H. Duque (comunicación verbal, 1970) informa que se observa un notorio hiato estratigráfico en todo Colombia durante el Mioceno medio. De los datos anteriores se concluye que el plegamiento principal Andino empezó en el Mioceno dando como resultado principal el desarrollo de la Cordillera Oriental. Con este diastrofismo, se completó el modelo tridente de los actuales Andes colombianos.

Plioceno: Durante y después del plegamiento Andino gran cantidad de material fué erosionado, especialmente en la Cordillera Oriental, de las formaciones poco consolidadas del Terciario y transportado por los nuevos sistemas hidrológicos de los ríos Cauca y Magdalena (fig.1). En conjunto, los estratos del Plioceno y Pleistoceno constan principalmente de rellenos de depósitos molásicos secundarios en las áreas centrales de los valles y como abanicos aluviales, que forman terrazas, mesas y cuestas, situadas en los flancos de los mismos. En algunas áreas los abanicos se han inclinado suavemente, pero por lo general, están poco deformados.

El volcanismo a lo largo de la parte sur de la Cordillera Central fué muy activo y aportó importantes cantidades de material, que en parte fué depositado en los valles adyacentes.

En ciertas áreas debió haber ocurrido una depresión considerable para permitir acumulaciones de sedimentos hasta de 1.500 m de espesor, como las del Grupo Mesa (Plioceno). Howe (1969) dedujo de sus estudios de paleocorrientes que durante la depositación de los estratos de la Formación Neiva (Plioceno inferior) en el Valle Alto del Magdalena, los ríos drenaron hacia el oriente. Esto indica que hubo levantamiento en el área del Macizo de Garzón (sur de la Cordillera Oriental), después del Plioceno temprano.

Holoceno: El levantamiento epirogénico empezó durante el Plioceno, tal como lo demostró Van der Hammen en sus excelentes estudios de la Formación Tilatá, al norte de Bogotá. La base de la Tilatá conlleva polen de flora húmeda tropical que no pudo haber prosperado a alturas mayores de 450 m (Van der Hammen, comunicación verbal, 1969). Los análisis de biotita (Van der Hammen) en los estratos volcánicos en la parte basal de la formación, dieron por el método K/Ar una edad mínima de 3.5 m.a. o Plioceno tardío. Más arriba en las secciones, el contenido de polen señala climas progresivamente más templados y el de los estratos en el tope, uno comparable al de hoy, lo que indica una altitud de 2.600 m, poniendo de manifiesto un levantamiento de ± 2.000 m. Como consecuencia de este cambio de nivel, la denudación en el área de las cordilleras se intensificó y continuó activamente hasta el presente.

Este levantamiento está indicado en varias penillanuras: en la Cordillera Central al norte de Medellín, una llanura notable de cerca de 3.000 m descendiendo muy suavemente hacia el valle del río Magdalena. En otras áreas existen planicies similares. Las de las Cordilleras Oriental, Central y Occidental pueden correlacionarse genéticamente con el levantamiento, aunque no en alturas precisas, debido a que la epirogenia no fué de igual magnitud en todas las áreas.

Las conclusiones de Howe respecto al drenaje hacia el oriente de los estratos bajos del Grupo Mesa (Valle del Alto Magdalena) y las observaciones de Van der Hammen de que la base de la Formación Tilatá fué depositada a bajos niveles, sugieren ciertamente que el levantamiento tuvo lugar antes de la parte final de la edad de hielo. En las sierras de más de 3.000 m de altura, se observan evidencias de las glaciaciones del Pleistoceno (Raasveldt, 1957; Van der Hammen y González, 1963).

Durante el Holoceno el volcanismo de la Cordillera Central disminuyó notablemente, tal vez debido en parte al levantamiento anotado. Sin embargo, las cenizas volcánicas en algunos perfiles del suelo, a grandes distancias de los centros volcánicos conocidos, indican que el volcanismo continuó hasta una época relativamente reciente y probablemente dentro del tiempo histórico humano (Ramírez, S.J., 1968).

MAGMATISMO

Actividad ígnea tuvo lugar en las tres cordilleras de los Andes colombianos (fig.8) siendo menos evidente en la Cordillera Oriental que consta principalmente de rocas sedimentarias (Plancha I). Las rocas ígneas son de gran volumen en las Cordilleras Central y Occidental y en la Sierra Nevada de Santa Marta. La mayoría de los emplazamientos plutónicos y de las efusiones volcánicas silíceas, parecen estar relacionadas con ciclos orogénicos, mientras que el volcanismo máfico submarino se relaciona con ciclos sedimentarios eugeosinclinales.

Precámbrico: Las únicas rocas ígneas del Precámbrico que se conocen están en el Escudo Guayanés. En la Serranía de La Macarena, al sureste del área del mapa, rocas graníticas y sieníticas intruyen los esquistos máficos para formar neises “augen” (Trumpy, 1943) o migmatitas lenticulares. Estas rocas subyacen discordantemente las sedimentarias del Cambro-Ordovícico. Sobre el

río Guaviare, a unos 300 km hacia el oriente de la Serranía, rocas migmáticas similares fueron datadas radiométricamente, por análisis K/Ar en biotita, como de 1.205 m.a. (Pinson y otros, 1962).

En la Península de La Guajira, MacDonald (comunicación verbal, 1972) informa que zirconitas del granito Jojoncito dan una edad de 1.250 m.a., por análisis Pb/U. Como el granito intruye rocas metamórficas de la Formación Macuira, cuya edad se presume Paleozóico, se cree que las zirconitas se derivan del basamento que la subyace, o sea del zócalo Precámbrico.

Ordovícico tardío: Al este de Bucaramanga, en el Macizo de Santander en la Cordillera Oriental, el ortoneis sintectónico de biotita, cuarzo y feldespato de considerable espesor, se intercala concordantemente con los planos de foliación del Neis de Bucaramanga y del esquisto de Silgará. Este magmatismo con edades que varían desde 450 ± 80 a 413 ± 30 m.a. está asociado con la orogenia del Ordovícico tardío.

En San José de Guaviare, en el río Guaviare, al oriente de Colombia, las rocas sieníticas alcalinas tienen una edad entre 485 ± 25 m.a. y 445 ± 22 m.a. (Pinson y otros, 1962). Estas intrusiones en el Escudo, están alejadas del eje orogénico del Ordovícico tardío, por lo cual se intuye que su composición peralcalina probablemente es un reflejo del ambiente cratónico en el cual fueron emplazadas.

Paleozóico tardío: El magmatismo del Paleozóico tardío está representado por rocas íntimamente mezcladas con esquistos y neises que afloran sobre amplias áreas al norte de Antioquia, a la latitud de Puerto Valdivia en la Cordillera Central, al oriente y occidente de la falla Romeral. Hall (comunicación escrita, 1969) se refiere a una metatonalita neisoide como de origen sinmetamórfico y posiblemente anatética. La metatonalita está tan íntimamente mezclada con el neis de alto grado del Complejo de Puquí, que es casi imposible cartografiarlos separadamente. Análisis K/Ar en biotita y moscovita respectivamente, dan edades de 239 a 214 m.a. Se cree que la más antigua de estas edades (Pérmico tardío) define más exactamente la edad del metamorfismo regional de la Cordillera

Central. En Amagá (al sur de Medellín), un plutón de cuarzo-monzonita post-metamórfica discordante, intruye e impone metamorfismo de contacto a los esquistos sericíticos que parecen ser equivalentes al Grupo de Valdivia. Análisis K/Ar en biotita de cuarzo monzonita, dió una edad mínima de 215 ± 7 m.a. (Triásico temprano a medio).

Algunos intrusivos aislados de serpentinitas y ultramáficos del lado oriental de la Cordillera Central, metamorfoseados en esquistos talcosos, fueron posiblemente emplazados durante el final del desarrollo del eugeosinclinal Paleozóico. Los cuerpos son escasos y por lo general de dimensiones pequeñas. La mayor parte, sin embargo, están poco metamorfoseados y más bien parecen estar asociados con el eugeosinclinal del Mesozóico.

El neis de Don Diego (metadiorita?) en las rocas del Arco de Sevilla en la Sierra Nevada de Santa Marta, dió una edad por análisis K/Ar en la hornblenda, de 250 m.a. (Pérmico tardío). El metamorfismo de los esquistos en la Formación Macuira de la Península de La Guajira y de los granitos que los intruyen, es probablemente del Paleozóico tardío (Alvarez, 1967). Los análisis K/Ar de la moscovita tomada de una pegmatita asociada con dichos granitos, dió una edad de 195 ± 8 m.a. (MacDonald, 1964). El metamorfismo y las intrusiones de granito anteceden ciertamente a su aparente edad del Triásico tardío.

Juratriásico: El magmatismo fué muy extenso durante la Era Mesozóica, produciendo plutones mesozonales y epizonales, intrusivos hipoabisales y superficiales y gran cantidad de rocas volcánicas continentales en la Sierra Nevada de Santa Marta, en la Cordillera Oriental (Macizo de Santander) y en ciertas partes de la Cordillera Central. Las lavas de la Cordillera Occidental por el contrario, son principalmente máficas y submarinas.

Aparte de las rocas volcánicas eugeosinclinales más antiguas, las primeras actividades volcánicas continentales están representadas por sedimentos espilíticos de la Formación Corual, seguidos por ignimbritas espilíticas y brechas de la Formación

Guatapurí en la Sierra Nevada de Santa Marta, consideradas por Tschanz (comunicación escrita) como Permo-Triásico y Triásico respectivamente. Si los estratos inferiores del Grupo Dagua en la Cordillera Oriental alcanzan una edad Jurásico como algunos creen (Bürgl, 1961), su magmatismo basáltico está en fuerte contraste con la serie de magmas diferenciados de la Sierra Nevada de Santa Marta y de las Cordilleras Central y Oriental.

Los múltiples plutones graníticos de la Sierra Nevada de Santa Marta y del Macizo de Santander, en la Cordillera Oriental, están extraordinariamente desarrollados. En cada una de estas áreas afloran por lo menos seis plutones que alcanzan proporciones batolíticas. Las intrusiones magmáticas en ambas áreas parecen haber empezado hace unos 200 m.a. (Triásico tardío) y continuaron intermitentemente hasta hace cerca de 140 m.a. (final del Jurásico medio). Los plutones del área de Santander, son principalmente del Jurásico temprano; en la parte sur son rosados y potásicos, mientras que los plutones del norte son grises y cal-alcalinos. En la Sierra Nevada de Santa Marta los plutones potásicos y los cal-alcalinos, son en su mayor parte Jurásico medio y guardan la misma posición.

A lo largo del flanco oriental de la Cordillera Central, varios plutones de diorita y cuarzo-diorita intruyeron los neises Precámbricos y las rocas paleozóicas metamórficas al oriente de la falla Otú. Una sola determinación K/Ar en la hornblenda de una diorita cerca de Virginias, dió una edad de 160 ± 7 m.a. (Feininger, comunicación escrita, 1969). Más al sur en la vecindad de Ibagué (al sur del área del mapa, Plancha I), muestras del gran Batolito de Ibagué, dan una edad por K/Ar sobre hornblenda, de 143 ± 9 m.a.

Las rocas volcánicas efusivas de composición intermedia a silíceas son abundantes en la Sierra Nevada de Santa Marta y menos frecuentes a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Central y en la Cordillera Oriental. En la Sierra Nevada de Santa Marta las rocas volcánicas datadas por análisis K/Ar de hornblenda, dieron resultados desde 177 m.a. hasta 120 m.a., o sea contemporáneas a los batolitos del Jurásico y post-batolíticas.

Cretáceo: En el costado occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, la biotita de la masa granodiorítica del río Sevilla dió como resultado una edad de 131 ± 4 m.a. (Cretáceo temprano).

La biotita de un núcleo de perforación en el campo petrolero Cicuco, 200 km al sur, dió una edad de 100 a 115 m.a. (Pinson y otros, 1962), o sea del Cretáceo medio.

Al noreste de Puerto Valdivia, en el norte de Antioquia, el pequeño plutón Pescado que es cuarzodiorítico e intruye el Complejo de Puquí, dió una edad por análisis K/Ar de biotita, de 96.6 ± 3.3 m.a. (Cretáceo medio).

En la Cordillera Central varios batolitos graníticos epizonales a mesozonales, de grano grueso a medio, fueron emplazados durante la orogenia del Cretáceo tardío. Entre estas intrusiones, las principales son el Batolito Antioqueño (± 7.000 km²). Existen muchos otros, más pequeños, como el Batolito de Sonsón y los plutones de Sabanalarga, Tres Mundos, Aquitania, etc. Las edades radiométricas de los Batolitos Antioqueño y de Sonsón varían entre 80 y 68 m. a.

Los datos mencionados indican que un cinturón de intrusivos plutónicos silíceos se extiende desde la Sierra Nevada de Santa Marta, pasando debajo del Terciario y del relleno aluvial de la cuenca del Valle Bajo del Magdalena y reapareciendo en la parte central de la Cordillera Central. Las edades de los intrusivos van desde el Cretáceo temprano, en la Sierra Nevada de Santa Marta, hasta el final del Cretáceo (Maestrichiense) en la Cordillera Central. La disminución progresiva en edad, hacia el sur, sugiere que un frente magmático móvil avanzó paralelo a las estructuras internas de la cordillera.

En la Cordillera Oriental un concentrado de sanidina de un pórfido riolítico, posiblemente asociado con el microgranito porfirítico de Ocaña, dió una edad por análisis K/Ar de 127 ± 3 m.a. (Cretáceo temprano) que es aproximadamente correlativa con la actividad ígnea anotada en la Sierra Nevada de Santa Marta.

En la Cordillera Occidental durante el Cretáceo, las rocas doleríticas - basálticas submarinas fueron derramadas intermitentemente al piso del eugeosinclinal y constituyen la formación "Porfirítica" o de "Diabasa". Estas rocas volcánicas parecen ser, en su mayor parte, de edad Cretáceo superior. Cuerpos pequeños y aislados de serpentinas forman una faja de rumbo nortesur, a lo largo del lado occidental de la Cordillera Central y en la Cordillera Occidental. La mayor parte de las rocas ultramáficas cartografiadas hasta ahora están asociadas con la falla Romeral y a la vez limitadas por fallas pequeñas, lo cual disminuye la posibilidad de determinar su edad en relación con las rocas encajantes. Estas son de tipo alpino, poco metamorfoseadas y consideradas como de edad pre-Batolito Antioqueño. Las rocas volcánicas máficas y los intrusivos ultramáficos de la Cordillera Occidental, contrastan fuertemente en composición con las lavas silíceas diferenciadas en las Cordilleras Central y Oriental y en la Sierra Nevada de Santa Marta.

Terciario: Las rocas intrusivas Terciarias afloran en algunas partes de la Península de La Guajira, en el noroeste de la Sierra Nevada de Santa Marta, a lo largo de la Cordillera Occidental y en el flanco occidental de la Cordillera Central.

El plutón cuarzodiorítico de Parashi de grano fino, en la Península de La Guajira, tiene 48 ± 4 m.a. (Lockwood, 1965). En la Sierra Nevada de Santa Marta, el plutón cuarzodiorítico de Santa Marta, de grano grueso, se extiende desde la ciudad de su nombre en dirección noreste hacia la costa y reaparece en diferentes lugares a lo largo del costado norte de la Sierra Nevada. Varios análisis de K/Ar de hornblenda y biotita, resultaron con edades radiométricas entre 51 y 50 m.a. (Tschanz, comunicación escrita, 1969).

Los intrusivos ígneos de la Cordillera Occidental al este de Quibdó, Departamento del Chocó, sobre la carretera entre Buenaventura y Cali en el Departamento del Valle y cerca de Pasto, y en el Departamento de Nariño, resultaron con edades de 36 a 24 m.a. (Terciario medio).

Al norte y sur del Valle del río Cauca, una gran cantidad

de chimeneas volcánicas, porfiríticas, que se consideran como del Terciario medio a tardío, posiblemente relacionadas con las rocas volcánicas que coronan la parte sur de la Cordillera Central, intruyen estratos del Terciario.

Estos datos indican que el plutonismo Terciario es principalmente del Eoceno temprano al Mioceno y que las intrusiones hipoabisales son del Terciario tardío. Los plutones terciarios están localizados hacia el lado exterior de la zona plegada de la Cordillera Andina y se extienden desde el área de La Guajira, pasando por la esquina noroeste de la Sierra Nevada de Santa Marta y continuando a lo largo de la Cordillera Occidental.

Se han reconocido por lo menos 45 centros volcánicos del Terciario tardío al Holoceno, a lo largo de la cumbre de la Cordillera Central, entre Manizales y el límite ecuatorial. Algunos ascienden hasta 4.500 m de altura y el más alto, el Nevado del Ruiz, alcanza 5.100 m. Una parte de su altitud actual resulta del levantamiento epirogénico de la región durante el Terciario tardío y el Holoceno que, en algunas áreas puede haber alcanzado entre 1.800 y 2.400 m. Estas cifras se basan en la comparación de la altura actual de la penillanura sobre la cual se formaron los volcanes con la que debió haber tenido cuando éstos empezaron a formarse. Como los materiales volcánicos son bastante prominentes en los estratos del Terciario tardío en las cuencas del Cauca y en el Valle Superior del Magdalena, el volcanismo probablemente empezó en el Mioceno y continuó hasta el presente. Aunque no se han hecho estudios petrográficos, las rocas parecen ser de composición intermedia.

Los centros volcánicos del Terciario tardío y del Holoceno están ubicados en una línea muy bien definida a lo largo de la cumbre de la Cordillera Central. Se cree que el volcanismo está localizado en una zona de fallamiento o de fracturas, que se extienden profundamente dentro de la corteza.

Provincias cronológicas intrusivas graníticas: Al cartografiar las rocas intrusivas granitoides, se observa que están dentro de un

patrón más o menos definido (fig.8). Los intrusivos Precámbricos están asociados con el Escudo de Guayana; ninguno ha sido identificado aún en la Cordillera Andina.

Las rocas graníticas del Ordovícico tardío afloran en el Macizo de Santander, en los Departamentos de Santander y Santander del Norte y sobre el río Guaviare formando un cinturón de dirección norte-sur dentro de la plataforma precámbrica y, por lo tanto, son intracratónicas.

Un cinturón de plutones del Paleozóico tardío está estrechamente relacionado y asociado con rocas volcánicas y sedimentarias metamorfoseadas, del Paleozóico. Estas se encuentran a lo largo de un arco que pasa por el lado occidental de la Cordillera Central, extendiéndose hasta la Sierra Nevada de Santa Marta (Arco de Sevilla) y la Península de La Guajira (Arco de Guajira).

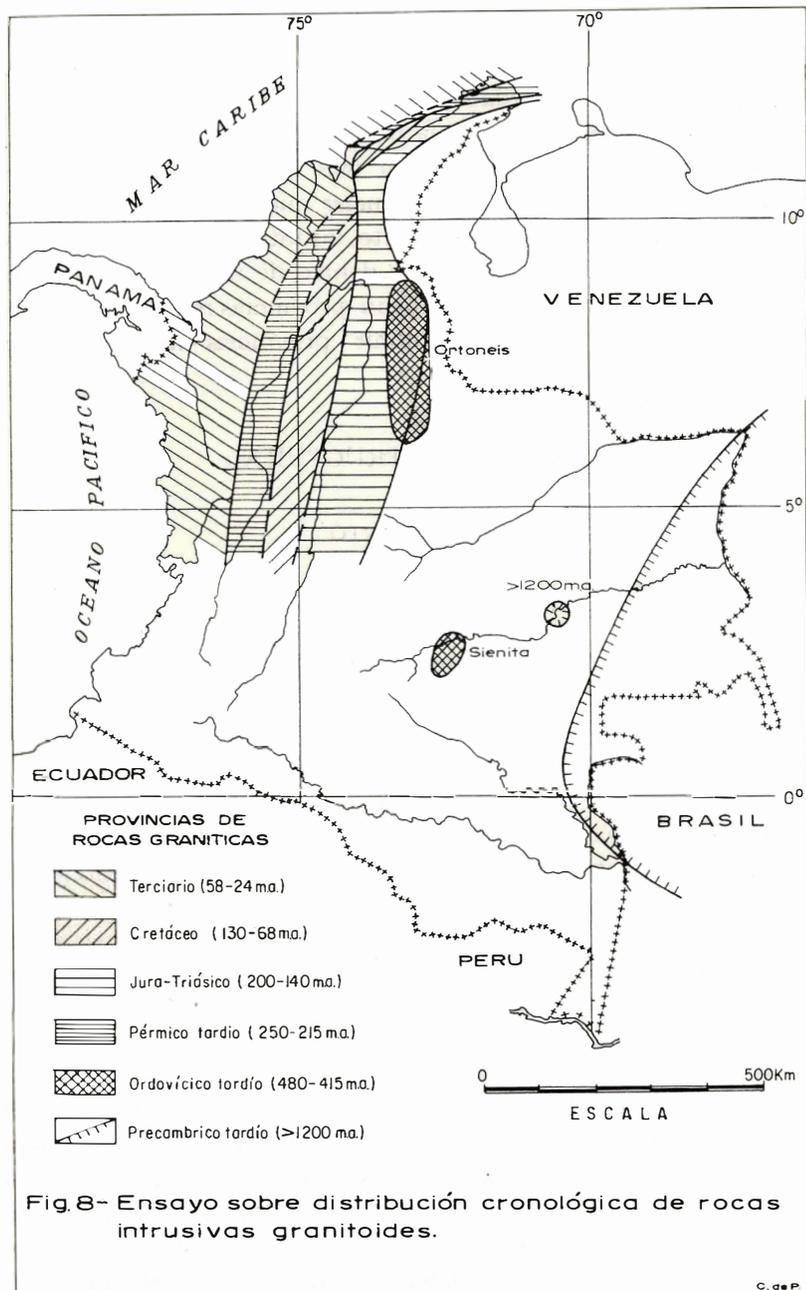
Estos plutones parecen estar situados a lo largo del margen extremo de la plataforma precámbrica subyacente.

Los plutones Juratriásicos forman un cinturón que incluye el área oriental de la Cordillera Central, el Macizo de Santander en la Cordillera Oriental, la Sierra Nevada de Santa Marta y posiblemente se extiende hasta la Península de la Guajira. Sin duda estos plutones son intracratónicos.

Los plutones cretácicos, a su vez, están localizados principalmente a lo largo del eje de la Cordillera Central y al lado interior del cinturón de plegamiento cretácico. Reaparecen como rocas hipoabisales en la Sierra Nevada de Santa Marta.

Los plutones terciarios están claramente ubicados en la zona de plegamiento exterior del Cretáceo tardío. Algunas intrusivas hipabisales porfiríticas aparecen en el Valle del Cauca y en la Cordillera Central, pero ellas están probablemente relacionadas más bien con el volcanismo a lo largo de la Cordillera Central.

Las provincias cronológicas más antiguas están situadas

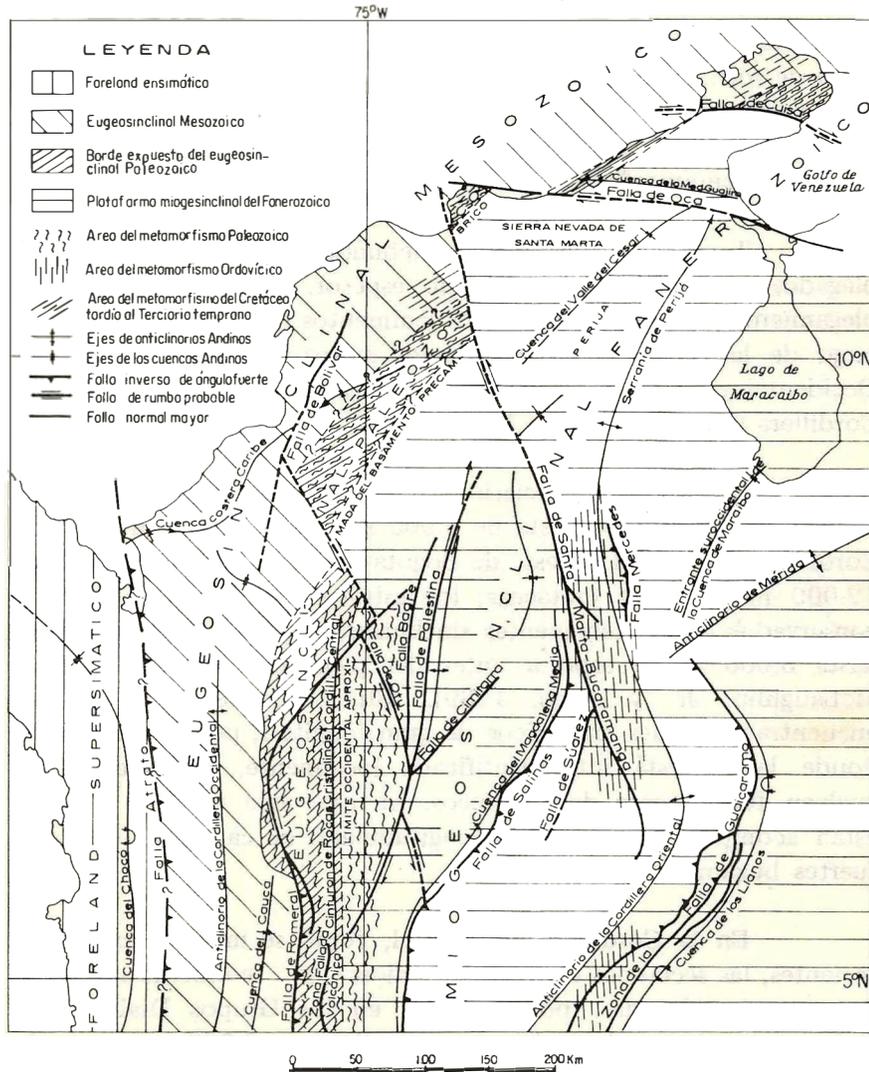


con dirección al Escudo y se vuelven más jóvenes hacia las cuencas oceánicas. Las edades sucesivas de provincias graníticas concuerdan generalmente con las edades sucesivas de los cinturones de metamorfismo. La posición de la provincia del Paleozóico tardío es la excepción y refleja la orogenia más profunda del área. Debe aclararse, sin embargo, que las provincias que se tratan de distinguir así, quizá no se excluyen mutuamente, las intrusiones más antiguas y las más jóvenes pueden encontrarse dentro de una u otra provincia. Este intento preliminar para distinguir provincias magmáticas, puede ser muy significativo para definir provincias metalogenéticas.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

PLEGAMIENTO

En casi todas las zonas metamórficas el plegamiento fué intenso. Las secciones extremadamente gruesas de granulitas precámbricas a lo largo de la quebrada Los Mangos, del lado suroriental de la Sierra Nevada de Santa Marta, probablemente representa plegamientos a una profundidad de 20 km o más, dentro de la corteza. El Neis de Bucaramanga, de alto grado metamórfico anfíbolítico, probablemente Precámbrico, en el cual las estructuras de amasijo (“kneading”) son comunes, puede no haber alcanzado la profundidad de las granulitas. También es intenso el plegamiento de las secuencias paleozóicas como la Formación Silgará (Cambro-Ordovícico) en el Macizo de Santander al oriente de Bucaramanga, en la Serie de Quetame al sureste de Bogotá y en la Serie Cajamarca y sus rocas equivalentes (Serie Valdivia, Ayurá - Montebello) de la Cordillera Central. Las monótonas secuencias metamorfoseadas requieren estudios detallados para poder determinar las repeticiones de estratos y aún, en algunos casos, la existencia de plegamiento. Los esquistos verdes adyacentes al Batolito Santa Marta de la Sierra Nevada y las Formaciones Etpana y Jarara (cretáceas) del lado noroccidental de la Península Guajira, están desde moderada hasta intensamente plegados.



Todas las deformaciones fanerozóicas parecen haber acontecido en condiciones de presión relativamente bajas y de poca carga de roca, ya que los minerales metamórficos de estas rocas son por lo general de baja presión. Las rocas sedimentarias mesozóicas fuertemente plegadas en la Cordillera Occidental, muestran solo un incipiente metamorfismo.

También en terrenos no metamórficos están notablemente plegados prismas de extraordinario espesor. Ejemplos de dichos plegamientos se encuentran en los sedimentos terciarios del Sinú a lo largo de la costa del Caribe, en los mesozóicos de la Cordillera Occidental y en los cretácicos y terciarios de la parte central de la Cordillera Oriental (Plancha I). (3)

Los estratos terciarios en el cinturón del Sinú tienen localmente un espesor hasta de 9.000 m. En la parte central de la Cordillera Oriental al noreste de Bogotá, la secuencia consta de unos 12.000 m de rocas cretáceas; los estratos del Terciario inferior conservados en los remanentes sinclinales, pueden haber alcanzado hasta 3.000 m de espesor antes del plegamiento Andino (D.H. McLaughlin, Jr. y otros, 1969). Allí, como regla general, se encuentran pliegues armónicos de gran longitud; pero en las partes donde la sal está interestratificada localmente, los pliegues se vuelven fuertemente desarmónicos. En esta área muchos pliegues están acompañados por fallas longitudinales de cabalgamiento con fuertes buzamientos.

En la Cordillera Occidental, como se muestra en mapas recientes, las secciones de rocas volcánicas y sedimentarias están fuertemente plegadas, por ejemplo, en los Grupos Diabásico y Cañasgordas, los cuales conjuntamente llegan a 9.000 m o más de espesor, y allí el metamorfismo es mínimo.

En las cuencas intramontañosas de sedimentos terciarios y las de los Llanos Orientales, el plegamiento es menos intenso aunque

(3) Ciertas regiones, especialmente en la Cordillera Occidental y algunas partes de la Oriental, por falta de estudios carecen de información estructural y por lo tanto, no se pueden mostrar los plegamientos debidamente (Plancha I).

el espesor de los estratos es considerable (hasta 7.500 m). Al pie de la Cordillera Oriental el plegamiento se vuelve más intenso donde se presentan fallas de cabalgamiento de fuerte ángulo y los pliegues más cercanos a la cordillera pueden invertirse.

En las áreas donde se encuentran secuencias sedimentarias relativamente delgadas sobre la plataforma cratónica, la deformación de los estratos es frecuentemente, el resultado de movimientos verticales y diferenciales en el basamento. Las fallas originadas en el basamento, son transformadas en plegamientos y flexiones en los estratos superyacentes. Stibane (1967) y otros, se refieren a esta clase de deformación como de tipo germánico. Sin embargo, por lo general, el plegamiento moderado a intenso anotado anteriormente, junto con las fallas inversas de fuerte cabalgamiento, a los lados de las márgenes de la cordillera, indican que la deformación anterior al levantamiento epirogénico, debe haber sido producida principalmente por compresión en la corteza.

FALLAS INVERSAS DE BUZAMIENTO EMPINADO

Las fallas inversas se han reconocido con mayor frecuencia a medida que se lleva a cabo una cartografía geológica a mayor escala y con mejores técnicas de campo. D.H. McLaughlin, Jr. (1969) encontró que la mayoría de las fallas en la altiplanicie al norte de Bogotá, son inversas.

La falla Salinas, a lo largo del lado oriental del Valle Medio del Magdalena, forma el límite oriental de la cuenca sedimentaria terciaria. Tabora (1965) identificó dicha falla como inversa. Esta ha sido trazada por unos 160 km, con grandes desplazamientos. Los estratos del Cretáceo medio al superior, al oriente de la falla, están en contacto con los estratos del Terciario superior al occidente de la misma, dando como resultado un desplazamiento local por lo menos de 3.000 m.

En la Península de La Guajira, MacDonald (1964) Lockwood (1965) y Alvarez (1967) encontraron dos fallas inversas de cabalgamiento de rumbo oriente-occidente. Las fallas Itujuru y Ororio (Plancha I) separan las filitas y cuarcitas de la formación Etpana (depositadas en aguas profundas) y los sedimentos de la subyacente Formación Jarara (depositados en aguas profundas). Se cree que ambas formaciones cretácicas son probablemente contemporáneas. Las fallas buzan entre 45° y 65° N. Veinte kilómetros al sur, la importante falla Alas trae neises hornbléndicos del Grupo Macuira sobre rocas sedimentarias de bajo grado de metamorfismo, algunas de las cuales son del Cretáceo temprano. La falla Alas buza de 10° a 45° N. La falla Uraitchipa, en la parte sur del área de Macuira, buza moderadamente hacia el sur, o sea al contrario de las fallas de Ororio, Itujuru y Alas. Dichos autores consideran que las rocas se han deslizado desde el norte, probablemente durante la orogenia del Cretáceo tardío al Terciario temprano. Las fallas de cabalgamiento, a su vez, están desplazadas por numerosas fallas normales de rumbo noroeste, probablemente del Terciario tardío, las cuales produjeron la mayor parte del relieve actual del área.

El margen suroccidental de la cuenca de Maracaibo (fig.1) está limitado por fallas de cabalgamiento que colocan rocas pre-devónicas sobre formaciones del Cretáceo y Terciario (ver mapas de los cuadrángulos F-13 y G-13, Servicio Geológico Nacional). La falla Mercedes (Plancha I), de cabalgamiento, buza hacia el occidente por debajo de la cordillera. Los planos axiales de los pliegues dentro de la propia cuenca, al este, están invertidos hacia el oriente y el occidente.

Las fallas de cabalgamiento más notables son, quizás, aquellas situadas a lo largo del margen oriental de la Cordillera Oriental que limitan con las profundas cuencas terciarias de los Llanos Orientales. El fallamiento es complejo y en ciertos lugares, como por ejemplo a la latitud de Bogotá (Plancha I), el desplazamiento está distribuido entre varias fallas paralelas, tales como la Santa María, la Yopal y la Guaicaramo. Las fallas buzán, aparentemente, en dirección occidental hacia la cordillera, con ángulo fuerte. Los perfiles estructurales del Terciario y Cretáceo que

atraviesan la Cordillera Oriental (ver Plancha II), indican desplazamientos en gran escala. Como los estratos del Terciario temprano y medio están afectados, es claro que el cabalgamiento se relacione con la orogenia Andina (Mioceno), y dado el extraordinario relieve topográfico a lo largo del borde de la cordillera, el desplazamiento puede haber continuado aún después de la orogenia principal.

Las fallas inversas de fuerte ángulo han sido también cartografiadas en la cuenca del Cauca, cerca a Cali (Schwinn, 1969). La cuenca del Cauca ha sido considerada como graben deprimido entre las Cordilleras Central y Occidental. La cartografía efectuada por la International Petroleum Company indica que varias fallas dentro de la cuenca son inversas y que las fallas marginales buzan respectivamente por debajo de las Cordilleras Occidental y Central. La falla Romeral bordea dicha cuenca al lado oriental desde Aranzazu hacia el sur y buza de 50° a 70° E (Barrero, comunicación escrita, 1970). Esta relación de la falla marginal de la Cordillera Central, junto con la penillanura que la corona inclinada hacia el Valle Medio del Magdalena, sugiere que la Cordillera Central se ha desplazado hacia arriba y como una rampa, hacia el occidente.

En Colombia donde se ha cartografiado en escalas grandes y en detalle, no se han encontrado plegamientos ni fallas de cabalgamiento que se puedan atribuir a deslizamientos por gravedad, a pesar del gran relieve de las cordilleras. Las que se encuentran son de bloques relativamente pequeños.

FALLAS DE RUMBO (“STRIKE - SLIP FAULTS”)

Fallas Santa Marta-Bucaramanga: Rod (1956) y Raasveldt (1956) simultáneamente sostenían que existían fallas de rumbo en Venezuela y Colombia. Campbell (1968) presentó evidencias generalizadas de la existencia de movimientos transcurrentes a lo largo de las fallas de Santa Marta y Bucaramanga (inicialmente

llamadas “La Gran Falla”, por Raasveldt). Campbell encontró la similitud y actitudes generales de los estratos del Cretáceo y Terciario de las cuencas del Magdalena y Valle del Cesar y sugirió que las dos cuencas estuvieron unidas anteriormente y fueron desplazadas por movimientos sinistrolaterales durante el Terciario tardío y Cuaternario. Indicó que el desplazamiento pudo haber sido hasta de 110 km. Sin embargo, Polson y Henao (1968) argumentaron contra la tesis de Campbell. Tschanz (sin publicar, 1969) confirma el desplazamiento sugerido por Campbell pero dice que la actual elevación de la Sierra Nevada de Santa Marta se debe principalmente a desplazamientos verticales del Terciario tardío.

A pesar de los varios argumentos en pro y contra y de las diferentes interpretaciones que se hacen, hay que anotar las siguientes observaciones:

1. La Sierra Nevada de Santa Marta contiene las rocas más antiguas conocidas hasta hoy (1.350 m.a.) y constituye un bloque que sobresale anormalmente hacia la costa del Caribe y que intercepta los depósitos sedimentarios Terciarios adyacentes a lo largo de la costa.
2. Los estratos miocenos en su base occidental, tienen proporciones de arena-arcilla extremadamente bajas, lo cual indica que la masa montañosa fué muy baja durante su sedimentación, o que desde entonces, ha sido transportada en yuxtaposición con los sedimentos de grano fino.
3. El alineamiento de la falla Santa Marta-Bucaramanga, de unos 600 km de longitud, es casi recto y parece que no está desplazado por fallas significativas más jóvenes, pues las que existen, parecen ser relativamente pequeñas. Aunque gran parte de su traza está por debajo del aluvión en la parte norte, su expresión topográfica es muy clara desde la cuenca del Cesar hacia el sur.
4. El alineamiento mantiene su rumbo constante de N 15° W

en toda su longitud, intersectando estructuras del basamento Precámbrico con ángulos diversos, pequeños y grandes. Solamente en la parte sur, su dirección coincide con los rumbos de estructuras del Jurásico y más antiguos.

5. Las rocas del basamento son poco conocidas en el lado occidental de la falla en su extensión más septentrional, pero algunas informaciones indican que las rocas metamórficas más viejas de la Sierra Nevada de Santa Marta son similares a aquellas de la parte norte de la Cordillera Central. Es posible que éstas hayan sido desplazadas hacia el norte, desde una posición original más hacia el sur. Las rocas en el fondo del pozo Algarrobo No.1 que fué perforado por la Superior Oil Company, son filitas sumamente parecidas a las de los Esquistos de Taganga del extremo noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta; no existen rocas semejantes o equivalentes en la Sierra, a esta latitud, al oriente del pozo. R. Marvin (comunicación escrita, 1970) informa que dichas rocas tienen una edad aparente de 86 m.a. La distancia entre el pozo Algarrobo No.1 y el afloramiento de los Esquistos de Taganga es de 110 km. Estos datos indican que el desplazamiento de las rocas por la falla, es postmetamórfico o sea postCretáceo.
6. Se concluye que el rumbo de las estructuras en las rocas del lado occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, representa parte de una curvatura regional que ha sido desplazada.
7. El rumbo discordante de esta falla es notable y se asemeja al de la Serranía de La Macarena, situada mucho más al sur.
8. Aun cuando prematuro por falta de información, se anota que el desplazamiento sinistral en esta falla concordaría con una deformación para dar como resultado la curvatura sinusoidal sinistrolateral (en plano horizontal) de la actual Cordillera Oriental y su prolongación en los Andes

venezolanos de Mérida.

Falla Oca: El lado norte de la Sierra Nevada de Santa Marta está limitado por la zona de falla Oca de rumbo este-oeste, la cual se continúa por el oriente hasta la margen norte de la cuenca de Maracaibo en Venezuela (Plancha I y fig.9). Trabajos cartográficos llevados a cabo por Tschanz y sus colegas en la Sierra Nevada de Santa Marta, muestran que el segmento occidental no lo constituye una sola estructura, sino que se divide en varias ramas subparalelas, entre las cuales hubo desplazamientos verticales, escalonados con el levantamiento de la Sierra.

Muchos autores han atribuido un movimiento dextralateral a la falla. Las curvas estructurales trazadas sobre la base de las rocas terciarias, al norte de la falla, muestran un engrosamiento hacia el sur, es decir, hacia la falla, como si hubiera ocurrido una depresión simultáneamente con el relleno de la cuenca. La misma depresión más al oriente, dió como resultado el truncamiento y el hundimiento del extremo norte de la Sierra de Perijá. C.M. Tschanz (comunicación escrita, 1969) observa que los esquistos del basamento en el pozo Perico, al norte de la falla, son muy semejantes a los de Taganga y piensa que ellos pudieron haber sido desplazados al este unos 60 km. Feo-Codecido (1970), basado en estudios de subafloramientos de formaciones pre-Oligocenas en Venezuela, postula que la falla Oca allí es inversa con un desplazamiento dextral mínimo de unos 18 km.

Falla Cuisa: La falla Cuisa de la Península de La Guajira se encuentra aproximadamente a 80 km al norte de la falla Oca. Como las dos fallas están casi paralelas, debe esperarse un desplazamiento en la falla Cuisa que armonice con el de la falla Oca. W. Alvarez (1967) quien cartografió la parte occidental dedujo, basado en los desplazamientos de contacto de filita-neis y de neis con rocas sedimentarias, un desplazamiento dextralateral hasta de 25 km.

Falla costanera de Guajira: Inmediatamente al norte de la costa de la Península de La Guajira al norte de Punta Gallinas, es posible que exista una falla importante que podría ser paralela a la

de Cuisa. El pozo Punta Gallinas No.1 de la Compañía Petrolera Superior, atravesó una sección de sedimentos terciarios de 4.100 m, que medida en superficie adyacente, sería de menos de 2.000 m. La inmensa diferencia en el espesor así como un cambio de facies sedimentarias hace pensar en la existencia de una gran falla subacuática.

Falla Otú: La falla más antigua encontrada hasta ahora en la Cordillera Central es la de Otú, la cual tiene un rumbo de N 15° W. Ha sido cartografiada a lo largo de casi 125 km antes de desaparecer bajo los estratos terciarios cerca de Zaragoza en el norte y los estratos terciarios y aluviones del Valle del Magdalena Medio en el sur (Plancha I y fig.9). Los desplazamientos de un conjunto estratigráfico característico que contiene mármol y cuarcita de estratificación delgada, de edad Paleozoico, intruídos por dioritas de lado y lado de la falla, fueron interpretados por Feininger (comunicación escrita, 1969) como indicaciones de un movimiento sinistrolateral hasta de 65 km. La falla también desalojó arcillas cretácicas que contienen fósiles del Aptiense-Albiense, así que el desplazamiento es post-Aptiense Albiense y probablemente tuvo lugar durante el Terciario temprano. Reconstruyendo los movimientos de la falla Otú y sus asociadas, Feininger, (comunicación escrita, 1969) considera que el bloque Precámbrico con sus arcillas Ordovícicas superyacentes, cerca de Cristalina, fué traído a la región desde un sitio a unos 60 km al sureste de ésta.

Si se proyecta la falla bajo los sedimentos terciarios hacia el norte, las rocas del basamento son relativamente elevadas en el lado oriental de la proyección, mientras que los depósitos terciarios al occidente de la misma tienen un gran espesor. Como la falla Otú es aproximadamente paralela a la de Santa Marta-Bucaramanga, se considera que las características de las dos estructuras armonizan entre sí.

Falla Palestina: La falla Palestina (Feininger, 1970) tiene un rumbo de cerca de N 15° E y puede trazarse por unos 300 km a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Central (Plancha I y fig.9). La separación de la falla Otú en el sitio donde está desplazada por la

de Palestina, es de dirección dextralateral en un total de 27.7 km. Se cree que el movimiento haya tenido lugar principalmente durante el Terciario. Las fallas Jetudo y Mulato, al sur, son ramificaciones de la falla Palestina; Feininger cree que el desplazamiento en dichas fallas también fué dextralateral, semejante al de la falla Palestina, aunque de solo 11 y 16 km, respectivamente.

Falla Cimitarra: La falla Cimitarra se extiende desde la de Palestina hasta el área de Barrancabermeja y puede observarse por un trayecto de 160 km. Debido a su fuerte expresión topográfica y al hecho de que afecta las formaciones miocenas del Valle Medio del Magdalena, se considera como una de las más jóvenes. Feininger no pudo averiguar la dirección de desplazamiento, pero cree que hubo algún movimiento dextralateral.

Falla Romeral: La importante falla Romeral ha sido trazada por varios centenares de kilómetros. Su expresión topográfica es mucho más clara que la de la zona de falla Otú y por tanto se cree que es más joven y que probablemente corte la de Otú. Hacia el sur la falla es de rumbo norte-sur y buza de 50° a 70° E. En varios sitios de su extensión (Barrero, comunicación escrita, 1970) los estratos continentales terciarios y rocas volcánicas cretáceas se han puesto en contacto, por medio de la falla inversa, con las rocas metamórficas de la Cordillera Central. Al norte de la latitud 7° N toma rumbo noreste (Plancha I). En su segmento septentrional la falla intercepta formaciones metamórficas de tal manera, que sugiere un desplazamiento de rumbo considerable y probablemente dextralateral. De modo que, en su parte meridional la falla es de cabalgamiento, mientras que al norte, tiene aspecto de falla de rumbo. Esto sugiere que pudo haber algún arrastre en la parte norte en relación con el sobrecabalgamiento en la parte sur. Por la distribución de cuerpos ígneos ultramáficos a lo largo de su extensión, o en la vecindad de ella, es posible que la falla profundice en la corteza.

Falla Atrato: Un alineamiento norte-sur, recientemente identificado y denominado aquí como la falla Atrato, forma los límites occidentales de la Cordillera Occidental. Su curso es

claramente lineal. Los ejes de pliegues en los estratos terciarios al este del Golfo de Urabá, cuando se aproximan a la falla, giran notablemente hacia el sur y cruzan las curvas estructurales en la base de los sedimentos del Terciario. Más al noreste, los ejes de pliegues siguen una dirección noreste, paralela a la costa. Esta relación sugiere que la falla estuvo bajo compresión y que un desplazamiento sinistrolateral pudo haber ocurrido a lo largo de su extensión.

Conclusiones: En el extremo norte de los Andes se encuentran algunas fallas de rumbo, notables y conspicuas. Es evidente que muchas de estas fallas cortan y desplazan estratos del Cretáceo y del Terciario, indicando por lo menos que algunos de sus desplazamientos ocurrieron durante el Cenozóico.

Las fallas Otú y Santa Marta-Bucaramanga parecen las más antiguas de la región. Estas fallas de rumbo N 15° W se caracterizan por su desplazamiento sinistrolateral.

La falla Palestina, de dirección norte-noreste, desplaza la falla Otú en dirección dextralateral, lo mismo que en la región de Santander fallas menores, de dirección noreste, lo hacen con la falla Bucaramanga.

La falla Romeral, con bastante relieve estructural, corre por lo general norte-sur paralela a una zona de fracturas dentro de la Cordillera Central, que parece haber contribuido a la localización de los centros volcánicos del Terciario. A su vez, la falla Romeral y la zona central de fracturas en la Cordillera Central son paralelas a la falla Atrato. Se cree que hubo desplazamiento transcurrente en estas últimas, pero no se ha determinado con absoluta certeza.

Los movimientos sinistrolaterales de las antiguas fallas Otú y Santa Marta-Bucaramanga, han desplazado grandes segmentos del zócalo siálico con sus rocas superyacentes del Paleozóico y Mesozóico. Sin embargo, las fallas transcurrentes más jóvenes del Terciario medio son dextralaterales. Por lo tanto, las fuerzas tectónicas sinistrolaterales que operaron en la corteza terrestre

durante el Cretáceo tardío y el Terciario temprano, cambiaron notoriamente a dextrolaterales durante el Terciario medio y después, y parecen armonizar con el tectonismo de la cuenca del Caribe.

ESTRUCTURAS EN LAS CUENCAS INTERIORES

Las rocas basamentales debajo de las cuencas interiores, se han hundido a profundidades muy considerables. Desafortunadamente existen muy pocos datos gravimétricos y menos aún de redes regionales que puedan orientar acerca de sus estructuras.

Durante el Terciario temprano existió una gran cuenca al este de la Cordillera Central (fig. 7), que originalmente fué coextensiva con la cuenca al sur de la actual Cordillera de Mérida en Venezuela. Como se anotó anteriormente, Howe (1969) y Wellman (1970) han demostrado que las corrientes se dirigieron principalmente hacia el este durante la depositación de las Formaciones Neiva (Plioceno) y Honda (Mioceno?). Es evidente que los ríos que corrían hacia el oriente fueron interceptados debido al levantamiento de la Cordillera Oriental y tomaron su curso actual hacia el norte. Van der Hammen (comunicación verbal, 1969) ha demostrado además que la Formación Tilatá, pliocena y post-Andina, de la Cordillera Oriental, contiene polen tropical húmedo en su base; hacia arriba en las secciones, es de climas progresivamente más fríos. Ambas observaciones sugieren que gran parte del plegamiento Andino se efectuó con elevaciones comparativamente bajas, ya que las formaciones del Plioceno fueron depositadas por inconformidad sobre las del Terciario temprano antes del levantamiento epirogénico. Por lo tanto, esta gran cuenca había logrado su posición deprimida antes de haber sido levantadas las cordilleras por las fallas de cabalgamiento que las limitan. Las cuencas actuales que incluyen capas de edades hasta el Plioceno debieron haberse formado bajo condiciones de compresión en asocio de fallas de cabalgamiento limítrofes y no como grabens formados bajo condiciones de tensión.

ESTRUCTURAS EN LOS PRISMAS COSTANEROS

Los estratos del Terciario de las cuencas del Sinú y del Bajo Magdalena, contiguas a la costa del Caribe, se vuelven más gruesos hacia el norte, desde el borde de su traslapo sobre el basamento pre-Terciario de las Cordilleras Occidental y Central. Alcanzan su máximo espesor a lo largo de un eje de dirección noreste situado al sureste y paralelo a la costa. Los estratos terciarios alcanzan un espesor de 9.000 m cerca de la ciudad de Montería (ver Plancha I). Los estratos a lo largo de la costa están bastante plegados, pero hacia el interior en dirección suroriental, lo están poco o ligeramente. La gran diferencia en el estilo estructural entre estas dos áreas adyacentes puede ser, en parte, el resultado del contraste en el espesor de los sedimentos, pero se cree más bien que se debe a la diferencia en la naturaleza y resistencia relativa de las rocas del basamento que les subyacen. El cinturón plegado sedimentario de la costa parece superyacer las facies eugeosinclinales del Mesozóico, mientras que los sedimentos no deformados del interior, probablemente traslapan las rocas cristalinas pre-Mesozóicas, ahora cratónicas del basamento. El prisma de los sedimentos terciarios está truncado por la falla Santa Marta-Bucaramanga en el noreste y por la falla Atrato en el suroeste.

Los sedimentos terciarios de la cuenca de la costa pacífica fueron aparentemente depositados como cuña litoral adyacente a la Cordillera Occidental y posteriormente plegados y elevados. La parte norte subyacente al río Atrato es sinclinal, mientras que la parte sur, al sur de Buenaventura, se inclina hacia la cuenca oceánica por la plataforma continental, como un simple homoclinal. Las perforaciones hechas por compañías petroleras fuera de la costa indican que su espesor es grande.

No es muy clara la razón de la bifurcación del Istmo de Panamá desde el continente Suramericano, ya que el Istmo diverge del continente entre los prismas costaneros de sedimentos terciarios de la costa del Caribe y del Pacífico. Los mapas batimétricos

demuestran que el Istmo está colocado sobre una plataforma submarina más ancha, cuyos bordes descienden abruptamente en la cuenca del Caribe hacia el nororiente y en la del Pacífico, hacia el suroccidente. La parte expuesta del Istmo vira hacia el noroeste de acuerdo con el eje sinclinal prominente del Valle del río Atrato.

Como ya se mencionó, un mapa del área levantado recientemente por medio del radar por la Compañía Raytheon (1969) señala una zona extraordinaria de fallamiento, llamada aquí la falla Atrato, situada a lo largo del margen oriental del valle y en el flanco occidental de la Cordillera Occidental. La falla se extiende por varios centenares de kilómetros, desde el Golfo de Urabá en el norte, hasta la latitud de Buenaventura por el sur. El sinclinal y la falla del Atrato parecen separar la zona del Istmo de la zona Andina. Los perfiles gravimétricos y magnéticos elaborados en el norte del Valle del Atrato por James E. Case y sus colegas (1969), en la latitud de uno de los sitios propuestos para los canales a nivel del mar, muestran altas anomalías gravimétricas. Case interpreta las rocas subyacentes del área como originadas en la corteza oceánica.

SECCIONES GEOLOGICAS

Las secciones geológicas a través de la parte más septentrional de los Andes colombianos en los paralelos de latitud 5° y 7° N, se muestran en la Plancha II. En el actual estado de cartografía geológica de Colombia, estas latitudes tienen el mejor control disponible. Sin embargo, el control para las partes occidentales de la sección en la latitud de 5° N es inferior, requiriendo la utilización de las secciones parciales de latitudes ubicadas al sur, elaboradas por Nelson (1957) y para este trabajo, proyectadas en el perfil.

Las secciones muestran claramente las tres importantes subdivisiones geológicas de los Andes colombianos. La Cordillera Oriental consta principalmente de rocas mesozóicas y paleozóicas

que descansan sobre rocas de basamento precámbrico, las cuales se han levantado a lo largo de fallas inversas o de flexuras agudas marginales. La Cordillera Central está compuesta principalmente de estratos metamorfoseados del Paleozóico e intruída por plutones paleozóicos y mesozóicos. Por último, la Cordillera Occidental consta, casi exclusivamente, de secciones gruesas de rocas eugeosinclinales plegadas y dislocadas durante la orogenia del Mesozóico tardío, las cuales están intruídas por plutones del Terciario medio. Estas rocas forman un cinturón al lado de las metamorfoseadas de la Cordillera Central.

En los cortes se señalan las posiciones aproximadas de los cinturones orogénicos y las edades de los intrusivos plutónicos hasta donde se conocen. Para poder localizar el margen continental siálico, se necesita un control gravimétrico y sísmico mejor del que se dispone actualmente.

EVOLUCION ESTRUCTURAL

Precámbrico: La parte septentrional extrema de los Andes colombianos se formó cerca de las márgenes occidental y noroccidental del Escudo Guayanés. En la parte nororiental de Suramérica el escudo adquirió características cratónicas hace unos 2.000 m.a. (durante el ciclo ígneo Guayanense), cuando el metamorfismo y las extensas intrusiones graníticas lo soldaron en un bloque coherente. Hacia fuera del área central del escudo, las rocas son centrífugamente más jóvenes. En Colombia la edad radiométrica más antigua que se conoce es la de unos 1.350 m.a. Igual que en la parte central del Escudo, las rocas metamórficas localmente son de facies granulíticas, indicando su formación bajo condiciones de alta presión (± 20 km) y de temperatura ($> 750^{\circ}\text{C.}$). Las edades más jóvenes de unos 950 a 750 m.a. que aún no han sido corroboradas, indican la posibilidad de ciclos sedimentarios más jóvenes y/o de actividades tectónicas durante el Precámbrico tardío en las orillas del Escudo.

Las rocas precámbricas se destacan en la Sierra Nevada de Santa Marta, afloran en ventanas aisladas en la Cordillera Oriental y en el borde este de la Cordillera Central. Las grandes anomalías de Bouger, en el extremo noroeste de Colombia, sugieren que la plataforma siálica del Precámbrico se adelgaza rápidamente hacia el oeste y que probablemente desaparece antes de llegar a la actual costa Pacífica. Al occidente de la Cordillera Central, no se han reconocido rocas de esta edad.

Paleozóico temprano: Los sedimentos cambro-ordovícicos fueron depositados en un miogeosinclinal sobre la plataforma precámbrica, en un mar que ocupó aproximadamente la región de la actual Cordillera Oriental y se extendió por alguna distancia hacia el este y oeste. En el Ordovícico tardío las rocas sufrieron una orogenia fuerte intracratónica, que produjo metamorfismo de grado bajo a medio especialmente en el Macizo de Santander y en la región de Quetame. El metamorfismo fué más débil hacia el norte en la Serranía de Perijá y hacia el sur, en el área de Quetame. Durante la última fase de esta orogenia, en el Macizo de Santander se intruyeron ortoneises graníticos sintectónicos, a lo largo de la foliación longitudinal de las rocas. Al oriente de la Serranía de la Macarena fueron emplazadas sienitas. No han sido reconocidas en Colombia rocas de edad Silúrico y se cree que el territorio se levantó y sufrió erosión después de la orogenia del Ordovícico.

Paleozóico tardío: Los estratos del Devónico descansan con notable discordancia angular sobre rocas cambro-ordovícicas o sobre esquistos y neises de la plataforma precámbrica. Desde su localidad tipo en el Departamento de Boyacá se ha cartografiado la conocida y fosilífera Formación Floresta, la cual en el Macizo de Santander, se convierte en un conjunto de filitas, metaareniscas grises y cuarcitas, fuertemente plegadas, lo cual indica una aguda perturbación local en el Devónico tardío o posiblemente posterior. Las estructuras ocasionadas por este tectonismo coinciden aproximadamente con las de la orogenia del Ordovícico tardío. Como no se ha observado metamorfismo significativo en las rocas post-devónicas en la Cordillera Oriental, parece que la orogenia del Ordovícico y la perturbación del Devónico tardío (o posterior)

produjeron una soldadura adicional de esta parte del Escudo.

No se han identificado, hasta ahora, las rocas del Misisipiano, por lo cual se deduce que la perturbación del Devónico tardío causó una regresión marina. Los estratos fosilíferos del Pensilvaniano y Pérmico afloran en ventanas a lo largo de la Cordillera Oriental, en los Departamentos de Santander, en la Serranía de Perijá y probablemente en la Sierra Nevada de Santa Marta. Las Formaciones Labateca, Gachalá y la del área de Sumapaz son bastante gruesas. A excepción de la Formación Chandua de la Sierra Nevada de Santa Marta que ha experimentado metamorfismo de contacto con la intrusión de los batolitos jurásicos, estas formaciones no muestran evidencias de metamorfismo regional.

Paraneises con esquistos grafíticos, cuarcitas y mármol en la parte oriental de la Cordillera Central, representan sedimentos miogeosinclinales metamorfoseados. Estas rocas probablemente son equivalentes, en parte, a las rocas fosilíferas y no metamorfoseadas del Paleozóico de la Cordillera Oriental.

En la parte occidental de la Cordillera Central el material volcánico abundante, convertido en esquistos cloríticos, rocas verdes y anfibolitas, sugiere el desarrollo de un eugeosinclinal al lado del miogeosinclinal en la región de la Costa del Pacífico de entonces y a lo largo del margen occidental de la plataforma siálica precámbrica. Esta fosa eugeosinclinal parece haberse extendido hacia el noreste, por la parte noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta y probablemente continuó hacia la Península de La Guajira.

Al final de la Era Paleozóica, el área intermedia del miogeosinclinal y del eugeosinclinal, que bordeaba el Pacífico-Caribe sufrió lo que parece haber sido la orogenia más fuerte entre las rocas fanerozóicas de Colombia (ver figs. 9 y 10).

Rocas sedimentarias y volcánicas máficas fueron metamorfoseadas localmente a lo largo del cinturón a facies de sillimanita y anfibolita, a veces con isógrados de fuertes gradientes. Varios plutones graníticos que atraviesan las rocas han sido datados

radiométricamente y con la posibilidad de que algunas edades sean mínimas, la orogenia fué probablemente de finales del Pérmico hasta el Triásico temprano. El metamorfismo y las intrusiones ígneas imprimieron características cratónicas al área de la Cordillera Central, a la parte noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta y a la parte central de la Península de La Guajira. Indudablemente el metamorfismo y las intrusiones ampliaron la plataforma continental, dando como resultado una acreción de ésta.

Mesozóico: Durante el Triásico y el Jurásico, la sedimentación al oriente de la ancestral Cordillera Central, fué principalmente miogeosinclinal y los sedimentos constan de rocas marinas y no marinas. En el área de la Sierra Nevada de Santa Marta, en la Cordillera Oriental (Macizo de Santander) y a lo largo del lado oriental de la Cordillera Central, batolitos cal-alcalinos a potásicos fueron intruídos desde el Triásico tardío hasta el Jurásico medio, sin notables deformaciones y aparentemente solo con metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. La forma de los intrusivos generalmente corresponde a las estructuras de las rocas cristalinas del Precámbrico superior y Paleozóico inferior. Esta orogenia inició la sedimentación de estratos continentales rojos en el noreste de Colombia. Los materiales de los estratos rojos de la región, son molásicos y parece que fueron depositados en las tierras bajas adyacentes en cuencas locales, debido a lo cual varían abruptamente en espesor.

Durante el Cretáceo se desarrolló un enorme miogeosinclinal al oriente de la ancestral Cordillera Central, entonces rejuvenecida, que se extendió desde Ecuador en el sur, hasta Venezuela en el nororiente y en el que se depositaron hasta 12.000 m de sedimentos marinos.

Al occidente de la Cordillera Central, noroeste de la Sierra Nevada de Santa Marta y norte de la Península de La Guajira, empezó a formarse un segundo eugeosinclinal durante el Mesozóico medio, en el cual se depositaron sedimentos de agua profunda, material volcánico submarino y liditas, acompañados por la intrusión de varios cinturones ultramáficos y serpentinitas. Durante y a finales

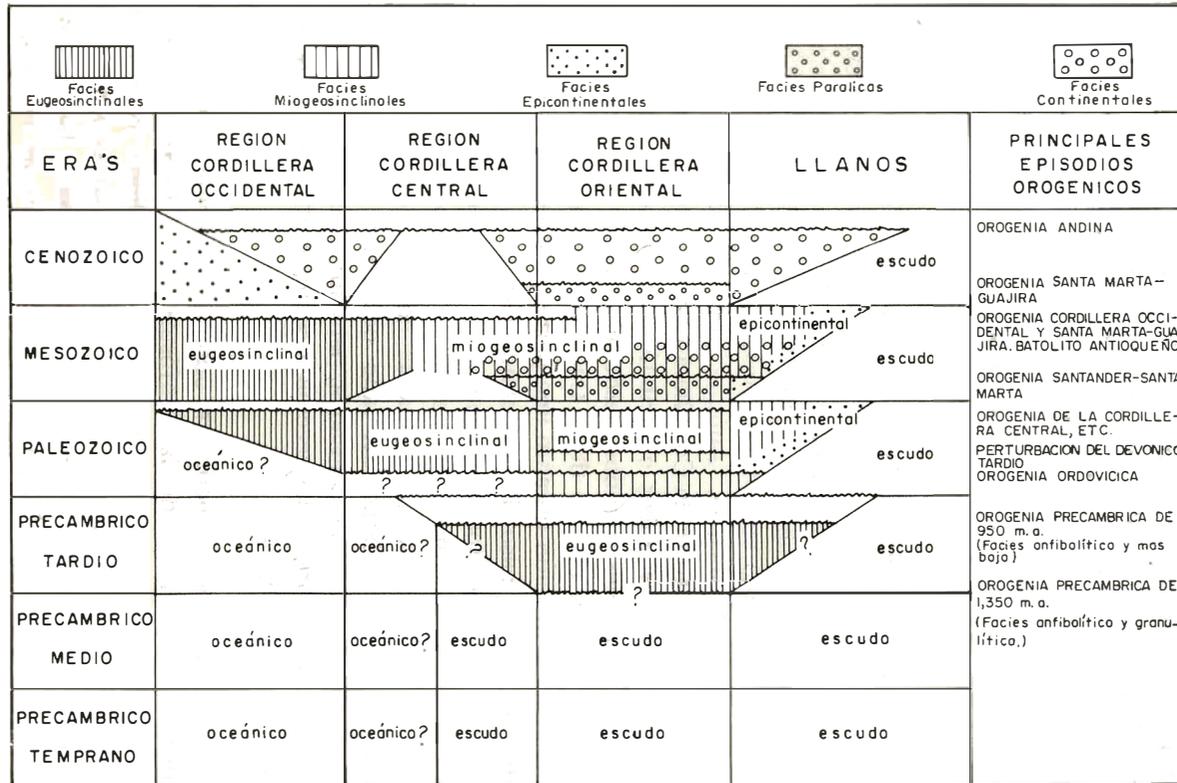


Fig.10-Desplazamientos progresivos de ejes eugeosinclinales, hacia el oeste, que dieron como resultado la acreción continental.

del Cretáceo estas rocas eugeosinclinales fueron plegadas e intruídas por el gran Batolito Antioqueño y sus satélites en la Cordillera Central. Sin embargo, esta orogenia produjo poca expresion estructural en el área del miogeosinclinal hacia el oriente, en el cual se observa sólamente un retiro general del mar y su conversión a un área de depositación de sedimentos molásicos no marinos. La orogenia es notoria por haber dado origen a la Cordillera Occidental resultando la segunda manifestación de acreción continental.

Cenozóico: En el Maestrichtiense tardío y el Terciario temprano se desarrolló con el retiro de los mares, una gran cuenca de depositación de sedimentos molásicos no marinos al oriente de la Cordillera Central. La cuenca se extendió hasta el Escudo Guayanés y posiblemente se unió con las de Barinas y Maracaibo (vía Boquerón de Táchira) en Venezuela. Aunque gran cantidad de material detrítico fué arrastrado de la Cordillera Central y depositado en esta cuenca, también debe haber contribuído una enorme cantidad de sedimentos adicionales venidos desde el interior del continente, como se ha visto en el caso de la Cuenca de Barinas en el sur de Venezuela. La sumersión durante una parte del Paleoceno se efectuó aproximadamente al paso de la acumulación de la vegetación y dió origen a varios depósitos importantes de carbón. Durante otros intervalos cortos, la sumersión fué mayor, dando como resultado breves incursiones marinas. Probablemente se desarrolló una situación similar a lo largo del lado occidental de la Cordillera Central en el área del Valle del Cauca, pero allí las contribuciones de detritos fueron menores y las secciones sedimentarias terciarias son comparativamente delgadas.

En el Eoceno medio se observa una aguda perturbación orogénica al lado norte de la Península de La Guajira, que se extendió hasta la esquina noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta y posiblemente incluyó la Cordillera Central, resultando el metamorfismo de los sedimentos de edad Cretáceo. La orogenia terminó con la intrusión del plutón de cuarzodiorita de Parashi, en la Península de La Guajira, del Batolito de Santa Marta en la Sierra Nevada de Santa Marta y el Bosque en la Cordillera Central. Los hiatos estratigráficos, conglomerados gruesos y areniscas transgresivas

en muchas áreas, indican que la perturbación tuvo un alcance regional. Hacia el occidente el eje orogénico está cubierto por sedimentos terciarios más jóvenes y al norte de la costa de Venezuela, pasa por debajo del mar. Esta perturbación se llama "pre-Andina".

La sedimentación no marina continuó en el interior del país durante la mayor parte del Oligoceno. Los sedimentos del Oligoceno tardío son de grano más grueso, indicando que los agentes transportadores aumentaron su capacidad. Durante esta época, fueron intruídos varios plutones a lo largo de la actual Cordillera Occidental y podrían haber continuado emplazándose durante el Mioceno. Estas actividades se llaman "proto-Andinas".

La sedimentación a lo largo del área actual de la Cordillera Oriental se terminó a finales del Oligoceno y, por lo tanto, se deduce que la orogenia Andina probablemente empezó durante el Mioceno. En las áreas donde los estratos sedimentarios cretáceos y terciarios fueron extremadamente gruesos se desarrollaron plegamientos desde moderados hasta fuertes, a lo largo del eje del geosinclinal de Bogotá y del cinturón plegado del Sinú de la Costa del Caribe. En los sitios donde la cubierta sedimentaria del Cretáceo y Terciario yacía delgada sobre las rocas resistentes de la plataforma, las estructuras fueron el resultado de movimientos verticales diferenciales entre los pequeños y grandes bloques basamentales.

En este tiempo empezó a tomar forma la Cordillera Oriental que en su mayor parte está limitada por plegamientos agudos, por fallas inversas de fuerte ángulo o por fallas de rumbo.

Las evidencias de plegamiento moderado a fuerte en los estratos, de fallas inversas y de fallas transcurrentes, indican una compresión acompañada por torsión durante la orogenia. Las fallas dextrolaterales pueden relacionarse con la tectónica de la cuenca del Caribe. Durante el desarrollo de la Cordillera Oriental y el levantamiento de las antiguas Cordilleras Central y Occidental bajo este campo de fuerzas, las cuencas de las cordilleras sufrieron depresión a medida que las cordilleras colindantes contribuían a las áreas deprimidas con gran cantidad de detrito molásico. Por consiguiente, la mayor parte de la sedimentación del Mioceno consta de rellenos molásicos de segunda generación. La depresión de las

cuencas y el levantamiento de las cordilleras fueron intermitentes y muy variables en toda su extensión, por lo cual las rocas sedimentarias del Mioceno y Plioceno temprano fueron caracterizadas por cambios rápidos en litología y espesor.

Como consecuencia de este proceso, la extensa cuenca interior del Terciario temprano parece haberse dividido en las cuencas intramontañosas longitudinales que existen en la actualidad.

Durante la orogenia tuvo lugar un fallamiento de importancia a lo largo del eje de la actual Cordillera Central. En el sector central se localizaron los vértices volcánicos, que aportaron gran cantidad de materiales eruptivos a los sedimentos terciarios tardíos y pleistocenos, de los valles del Magdalena y Cauca.

Durante el Cretáceo y el Terciario temprano, los movimientos de rumbo en algunas fallas parecen haber sido sinistrolaterales, como en los desplazamientos de las fallas Otú y Santa Marta-Bucaramanga. Más tarde, tal vez a comienzos de la orogenia Andina, una reorientación de las fuerzas en la corteza terrestre, dió como resultado fallas de rumbo, dextrolaterales más jóvenes. Estas desplazan en algunos lugares a las más antiguas fallas de rumbo sinistrolaterales.

Aunque la actual configuración a tridente de las cordilleras andinas más septentrionales de Colombia se completó durante la orogenia miocena, la región continuó siendo tectónicamente inestable. Los estratos pliocenos fueron depositados sobre los miocenos plegados en forma moderada y posteriormente fueron levantados por epirogénesis. Gran parte del levantamiento debió producirse antes de la glaciación pleistocena, ya que en las áreas montañosas de más de 3.000 m se encuentran evidencias de ésta.

Las anomalías Bouguer altamente positivas, observadas en la zona donde el Istmo de Panamá se une al continente Suramericano indican que la plataforma panameña difiere marcadamente de la de la región Andina (Case y otros, 1969-1971). Su rumbo noroccidental, su base de rocas de composición máfica y el hecho de que los

sedimentos del Cretáceo tardío y del Terciario más temprano contengan faunas abisales y batiales (Bandy, 1968) en contraste con las faunas de agua poco profunda en los estratos del Terciario Superior, sugieren que el Istmo pertenece a una provincia oceánica que se desarrolló separadamente de los Andes.

CONCLUSIONES

1. Recapitulando la historia de la parte más septentrional de los Andes, desde los primeros tiempos geológicos se deduce que la actual configuración a tridente de los Andes colombianos se formó cerca al margen de las rocas precámbricas del Escudo Guayanés, en donde se une con la corteza oceánica del Pacífico. Durante la Era Paleozóica se formó un eugeosinclinal pericontinental alrededor del margen noroccidental del Escudo. A finales del Paleozóico una orogenia con fuerte metamorfismo seguida por intrusiones graníticas sinorogénicas, convirtió el área de unión en rocas cristalinas y produjo el cinturón de la ancestral Cordillera Central y su extensión nororiental en la Sierra Nevada de Santa Marta (Arco de Sevilla) hasta el área de la Península de La Guajira (Arco de Guajira).
2. Un segundo eugeosinclinal pericontinental se formó durante el Mesozóico tardío, en el lado exterior del cinturón Paleozóico y al final de la Era sufrió una orogenia de importancia, que ocasionó un segundo cinturón de plegamiento, resultando la Cordillera Occidental y sus rocas equivalentes en los lados noroccidentales de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Península de La Guajira.
3. Al oriente de la Cordillera Central, el Escudo Guayanés, a excepción de las orogenias intracratónicas del Ordovícico tardío y del Jurásico, obró como una plataforma comparativamente estable sobre la cual los depósitos epicontinentales y miogeosinclinales se acumularon intermitentemente durante

varias épocas del Fanerozóico. Principiando en el Mioceno, la actual Cordillera Oriental se levantó notablemente por flexuras marginales muy fuertes o por fallas inversas y localmente, por fallas de rumbo, a lo largo de sus bordes.

4. En síntesis, las tres cordilleras Andinas de Colombia son distintas geológicamente y se formaron en tiempos diferentes:
 - a) La Cordillera Central se originó en el Paleozóico tardío.
 - b) La Cordillera Occidental al final del Mesozóico, y
 - c) La Cordillera Oriental en el Terciario medio.
5. Las tres cordilleras experimentaron varios movimientos e intrusiones magmáticas y un levantamiento epirogénico en el Terciario tardío y en el Holoceno, dando como resultado su actual relieve.
6. La Cordillera Oriental con dirección NNE-NE, al aproximarse a la cuenca del Caribe, vira al este. En la costa norte de Colombia las estructuras del Caribe, especialmente las fallas de rumbo dextrolaterales, tropiezan con las estructuras Andinas, por lo cual se consideran más jóvenes.
7. Se distinguen varios ciclos ígneos plutónicos.
 - a) Precámbrico tardío.
 - b) Ordovícico tardío.
 - c) Paleozóico tardío.
 - d) Triásico tardío hasta Jurásico medio.
 - e) Cretácico.
 - f) Terciario (Eoceno medio y Oligoceno hasta Mioceno).

Por otra parte, las rocas volcánicas máficas submarinas son comunes en las series eugeosinclinales del Paleozóico y Mesozóico y las rocas volcánicas silíceas diferenciadas son principalmente supersiálicas y de edad Triásico a Reciente.

8. Divididos por una línea media a lo largo de la Cordillera Central,

los Andes colombianos al oriente son supersiálicos mientras que al occidente, parece que se formaron sobre la corteza oceánica y probablemente son supersimáticos.

9. El basamento del adyacente Istmo de Panamá parece ser un segmento levantado de la corteza oceánica que tomó su forma actual en el Terciario medio a tardío, en asociación con la orogenia Andina. Esta hipótesis está respaldada por la presencia de faunas marinas abisales a batiales en los sedimentos del Terciario inferior en el oriente de Panamá y en el extremo occidental de Colombia; y por faunas terrestres de América del Sur y de América del Norte, intermezcladas en los sedimentos del Terciario superior.

10. Con excepción de la zona costanera del Caribe, existen pocas evidencias de erosión o desgaste del margen occidental del continente. Esta observación junto con la evidencia de crecimiento continental durante las orogenias a finales del Paleozóico y Mesozóico, tienden a sugerir que el desplazamiento del continente y la expansión de la cuenca oceánica pacífica, si ocurrieron, debieron ser ocasionados por el mecanismo de "correa sin fin" ("conveyor belt").

The first part of the book is devoted to a general history of the United States from its discovery to the present time. It is divided into three periods: the colonial period, the revolutionary period, and the federal period.

The second part of the book is devoted to a detailed history of the United States from the discovery to the present time. It is divided into three periods: the colonial period, the revolutionary period, and the federal period.

The third part of the book is devoted to a detailed history of the United States from the discovery to the present time. It is divided into three periods: the colonial period, the revolutionary period, and the federal period.

The fourth part of the book is devoted to a detailed history of the United States from the discovery to the present time. It is divided into three periods: the colonial period, the revolutionary period, and the federal period.

The fifth part of the book is devoted to a detailed history of the United States from the discovery to the present time. It is divided into three periods: the colonial period, the revolutionary period, and the federal period.

BIBLIOGRAFIA

- Alberding, H., 1957, Application of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South America; *Geol. Soc. América Bull.*, v. 68, no. 6, p. 785-790.
- Alvarez, J., Hall, R.B., y otros, 1970, Mapa Geológico del Cuadrángulo H-8 (Yarumal) y parte del Cuadrángulo H-7 (Ituango); Instituto Nal. de Investigaciones Geológico-Mineras, Bogotá, Colombia.
- Alvarez, W., 1967, Geology of the Simarua and Carpintero areas. Guajira Península, Colombia; Princeton University doctoral dissertation, 168 p.
- Anderson, F. M., 1927, Nonmarine Tertiary deposits of Colombia; *Geol. Soc. America Bull.*, v. 38, p. 591-644.
- Anderson, J.L., 1945, Petroleum geology of Colombia, South America; *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, v.29, no.8. p.1065-1142.
- Anderson, T.A., 1971, Lower Tertiary nonmarine Gualanday Group, Upper Magdalena River Valley, Colombia: Implications for tectonism and regional development of the Colombian Andes; Princeton University doctoral dissertation, Part. I, p.50.
- Anhaeusser, C. R., Mason, R., Viljoen, M.J., and Viljoen, R.P., 1969, A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology; *Geol. Soc. America Bull.*, v.80, no.11, p.2175-2200.
- Atlantic-Pacific Interoceanic Canal Studies, 1969, U.S. Corps Engrs., Dept. of Army, Final Report, Route 25 (Colombia), Geology, v.I, p.1-111.
- Bandy, O. L., 1968, Correlation of principal geologic formations and suggested paleoenvironmental trends, Route 17 (Panama) and Route 25 (Colombia) in office of Interoceanic Canal Studies, U.S. Corps Engrs. Dept. of Army, Final Report, Route 25, Geology, v.I, p.87-111.
- Barrero L., D., Alvarez, A. J., Kassem, T., 1969, Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico; *Colombia Bol.*

Geol., INGEOMINAS, v.17, p.147-173.

- Botero, R., Gilberto, 1959, Reconocimiento geológico de los Municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Depto. de Boyacá, Colombia; Ministerio de Minas y Petróleos, Compilación de estudios geológicos de Colombia, Tomo 8. p.244-331.
- Bucher, W. H., 1952, Geologic structure and orogenic history of Venezuela; Geol. Soc. America Mem. 49, 113 p.
- Bürgl, H., 1960a, Geología de la Península de La Guajira, Colombia; Colombia Servicio Geol. Nal., Bol. Geol., v.6, p.129-168.
- _____, 1960b, El Jurásico e Infracretáceo del Río Batá, Boyacá, Colombia; Servicio Geol. Nal., Bol. Geol., v.6, p.169-211.
- _____, 1961, Historia geológica de Colombia; Acad. Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Rev., v.11, no.43, p.137-194.
- _____, 1967a, Notas póstumas, La geología de Colombia, inédito, p.148.
- _____, 1967b, The orogenesis in the Andean System of Colombia, in special issue, Age and Nature of the Circum-Pacific Orogenesis; Tectonophysics (Holland), v.4, no.4-6, p.429-443.
- Butler, J.W., Jr., 1942, Geology of Honda district, Colombia; Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v.26, no.5, p. 793-837.
- Campbell, C.J., 1968, The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting; Fourth Caribbean Geological Conference (1965). Trinidad, W.I., p. 1-30.
- Campbell, C.J., and Bürgl, H., 1965, Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America; Geol. Soc. America Bull., v.76. p.567-590.
- Case, James E., Durán S., Luis G., López R., Alfonso, y Moore, W., Richard, 1969, Investigación gravimétrica y magnética a través del Istmo de Panamá (Noroeste Colombiano); Geología Colombiana, v.6, p.5-16.

- Case, James E., Durán S., Luis G., López R., Alfonso, and Moore, W., Richard, 1971, Tectonic Investigations in Western Colombia and Eastern Panamá; Geol. Soc. America Bull., v.82, p.2685-2712.
- Caster, K.E., 1939, A Devonian fauna from Colombia; Bull. Am. Paleontology, v.24, no.83, 218 p.
- , 1942, The age and relations of Colombian Devonian strata; Am Sci. Cong. (8th), Washington, D.C. (1940), Proc., v.4, p. 27-67.
- Cediel, F., 1968, El Grupo Girón, Una molasa Mesozóica de la Cordillera Oriental; Colombia Servicio Geol. Nal., Bol. Geol., v.16, p. 5-96.
- Choubert, B., 1964, Ages absolus du Precambrien guyanais; Acad. Sci. París, Compts. Rendus, t.258, no.2, p.631-634.
- Civrieux, J.M.S., de, 1956, Roraima Formation, in Schwarck Anglade, A., and others, Léxico estratigráfico de Venezuela; Venezuela Dir. Geol., Bol. Geol., Pub. Esp. 1, p. 506-511.
- Cordani, U.G., Melchor, G.S., and de Almeida, F.F.M., 1968, Outline of the Precambrian geochronology of South America; Canadian Jour, Earth Sci., v.5, no.3, p.629-633.
- Cizancourt, H., de, 1944, Tectonic structure of the northern Andes in Colombia and Venezuela; Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v.17, p.211-228.
- Dengo, Gabriel, 1967, Estructura geológica, historia tectónica y morfológica de América Central; Inst. Centroamericano de Invest., Guatemala, publicado por el Centro Regional de Ayuda Técnica (AID), Méjico, p. 1-50.
- Dickey, P.A., 1941, Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental de Colombia; Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v.25, no.9, p. 1789-1795.
- Doolan, B.L. and MacDonald, W. D., Structure and metamorphism of schists of the Santa Marta area, Colombia; in preparation, 1971.
- Durán S., Luis G., 1964, Ensayo de interpretación geofísica de la plataforma continental del Caribe; Caldasia, Univ. Nal. de Colombia, v.9, no.42

p. 137-150.

- Durán S., Luis G., y López R., Alfonso, 1968, Ensayo de interpretación tectónica para Colombia; Acad. Colomb. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Rev., v.8, no.50, p. 279-283.
- Eardley, A.J., 1954, Tectonic relations of North and South America; Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v.8, no.15, p.707-773.
- Feininger, T. y otros, 1970, Mapa Geológico del Oriente del Departamento de Antioquia, Colombia; Colombia Inst. Nal. de Investigaciones Geológico-Mineras, Ministerio de Minas y Petróleos.
- _____ 1970, The Palestina fault, Colombia; Geol. Soc. America Bull., v.81, no.4, p.1201-1216.
- Feo-Codecido, G., 1970, Consideraciones estructurales sobre la Falla de Oca, Venezuela; Primer Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, Perú, p. 1-23.
- Forero, A., 1967, Notas preliminares sobre la estratigrafía del Paleozóico en el norte de los Andes de Colombia; Inst. Colombo-Alemán Invest. Cient., Santa Marta, p.31-37.
- Gansser, A., 1954, The Guiana Shield (South America); Eclogae, Geol. Helvetia, v.47, no.1, p.77-112.
- _____, 1955, Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika); Schweiz Miner. u. Petrog. Mitt., v.35, no.2, p.209-279.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F., and Mehnert, H.H., 1971, Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes; U.S.G.S. Prof. Paper 750-D, pp.44-49.
- Grosse, E., 1926, Geologische Untersuchung des Kohlen Uherender Tertiars, Antioquia; Gobierno Departamento de Antioquia, Dietrich Reimer Editors, Berlin, 361 p.
- Harland, W. B., Smith, A.G., and Wilcock, B., editors, 1964, The Phanerozoic time scale, a symposium; Geol. Soc. London, Quart. Jour., v.120,

Supp., 458 p.

- Harrington, H.J., 1962, Paleogeographic development of South America; Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v.46, no.10, p.1773-1814.
- Harrington, H.J., and Kay, Marshall, 1951, Cambrian and Ordovician faunas of eastern Colombia; Jour. Paleontology, v.25, no.5, p. 655-668.
- Harrison, J.V., 1930, The Magdalena Valley, Colombia, South America; Internat. Geol. Cong. 15th, Pretoria, v.2, p.399-409.
- Hedburg, H.D., 1942, Mesozoic stratigraphy of northern South America; Am. Sci. Cong., 8th, Washington, D.C., 1940, Proc., v.4, p. 195-227.
- Hess, H.H., ed., 1966, Caribbean geological investigations; Geol. Soc. América, Mem. 98, 310 p.
- _____, 1968, Basement gneiss, Cordillera de la Costa, Venezuela; Geology Mass. Inst. Technology, Interim Rept. 138-16.
- Hettner, A., 1892, Die Kordillere von Bogotá; Paternmanns Mitteil. Eng., v.22, no.104, p.1-131.
- Holmes, Arthur, 1960, A revised geological time-scale; Edinburgh Geol. Soc., Trans., v.17, pt.3, p. 183-216.
- Holtrop, J.F., 1968, The stratigraphy and age of the Precambrian rocks of Surinam; Geol. Soc. America Bull., v.79, no.4, p.501-507.
- Howe, M.W., 1969, Geologic studies of the Mesa Group (Pliocene?), Upper Magdalena Valley, Colombia; Princeton Univ., doctoral dissertation, p. 1-26.
- Hubach, E., 1957a, Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia; Colombia Inst. Geol. Nal., Informe 1212, 166 p.
- _____, 1957b, Estratigrafía de la Sabana de Bogotá, y sus alrededores; Colombia Servicio Geol. Nal., Bol. Geol., v.4, no.2, p. 93-113.
- Hubach, E., y Alvarado, B., 1934, Geología de los departamentos del Valle y del Cauca, en especial del carbón, Colombia; Colombia Inst. Geol. Nal., Informe 87, p.99-117.

- Hurley, P.M., Almeida, F.F.M., Melchor, G.C., Cordani, V.G., Rand, Jr., Kawashita, K., Vadoros, P., Pinson, W.H., Jr., and Fairbairn, H.W., 1967, Test of continental drift by comparison of radioactive ages; *Science*, v.157, p.495-500.
- Hurley, P.M., Kalliokoski, J., Fairbairn, H.M., and Pinson, W.H., Jr., 1968, An age of 3000 (\pm) m.y. for the Imataca Series, Venezuela; *Massachusetts Inst. Technology, Dpt. Geology*.
- Hurley, P.M., Melchor, G.C., and Pinson, W.H., Jr., and Fairbairn, H.W., 1968, Some orogenic episodes in South America by K/Ar and whole rock Rb/Sr dating; *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 5, p. 633-638.
- Jacobs, C., Bürgl, H., and Conley, D.L., 1963, Backbone of Colombia, in *Backbone of the Americas*; *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 2*, p.62-72.
- Julivert, M., y otros, 1968, *Lexique stratigraphique. Amérique Latine, Colombie*; v.5, fasc. 4a. (pt.1) 650 p.
- Kalliokoski, J., 1956, Geology of north-central Guayana Shield, Venezuela; *Geol. Soc. America Bull.*, v.76, p.1027-1050.
- Kehrer, Louis, 1965, Western Venezuela, in Jenks, W.F., *Handbook of South America geology*; *Geol. Soc. America Mem. 65*, p.341-349.
- Kulp, J.L., 1961, Geologic time scale; *Science*, v.133, p. 1105-1114.
- Langenheim, J.L., 1961, Late Paleozoic and early Mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia; *Colombia Servicio Geol. Nal. Bol. Geol.*, v.8, p.95-132.
- Liddle, R.A., 1946, *The Geology of Venezuela and Trinidad*, 2nd ed.; Ithaca N.Y., Paleontological Research Inst., 552 p.
- Lockwood, John P., 1965, Geology of the Serranía de Jarara area, Guajira Peninsula, Colombia; Princeton University, doctoral dissertation, 237 p.
- López, Víctor M., 1956, Venezuela Guiana, in Jenks, W.F., *Handbook of South American geology*; *Geol. Soc. America, Mem. 65*, p.331-336.
- McConnell, R.B., 1961, The Precambrian rocks of British Guiana; *British Guiana, Agric. and Comm. Soc.*, no.46, p.77-91.

- MacDonald, W.D., 1964, Geology of the Serrania de Macuira area, Guajira Peninsula, Colombia; Princeton University, doctoral dissertation, 162 p.
- MacDonald, W.D., and Hurley, P.M., 1969, Precambrian gneisses from northern Colombia, South America; Geol. Soc. America Bull., v.80, no.9, p.1867-1872.
- Martin-Bellizzia, C., 1968, Edades isotópicas de las rocas Venezolanas; Venezuela Min. Minas e Hidrocarburos, Bol. de Geol., v.10, no.19, p.356-380.
- McLaughlin, D.H., Jr. y Arce Marino, 1969, Mapa geológico del cuadrángulo K-11 (Zipaquirá), Colombia Inst. Nal. de Investigaciones Geológico-Mineras, Ministerio de Minas y Petróleos.
- Miller, J.B., and others, 1958, Habitat of oil in the Maracaibo basin, Venezuela, in Habitat of oil, Symposium; Am. Assoc. Petroleum Geologists, p. 601-640.
- Miller, J.B., 1962, Tectonic trends in Sierra Perijá and adjacent parts of Venezuela and Colombia; Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v.46, no.9, p.1565-1595.
- Molnar, P., and Sykes, L.R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity; Geol. Soc. America Bull., v.80, no.9, p.1639-1684.
- Moody, J.D., and Hill, M.J., 1956, Wrench-fault tectonics; Geol. Soc. America Bull., v.67, no.9, p.1207-1246.
- Morales, L.G., and others, 1958, General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia, in Habitat of oil, Symposium; Am. Assoc. Petroleum Geologists, p.641-696.
- Nelson, H.W., 1957, Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali; Leidse Geol. Mededelingen, v.22, p.1-76.
- Notestein, F.B., Hubman, C.W., and Bowler, J.W., 1944, Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America; Geol. Soc.

- America Bull., v.55, no.10, p.1165-1216.
- Nygren, W.E., 1950, The Bolivar geosyncline of northwestern South America; Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v.34, no.10, p.1998-2006.
- Olsson, A.A., 1956, Colombia, in Jenks, W.F., ed., Handbook of South American geology, Geol. Soc. America Mem. 65, p.295-326.
- Oppenheim, V., 1952, The structure of Colombia; Am. Geophys. Union, Trans., v.33, no.5, pt. 1, p. 739-748.
- Paba Silva, Fernando, y Van Der Hammen, T., 1969, Sobre la geología de la parte sur de la Macarena; Colombia Servicio Geol. Nal., Bol. Geol., v.6, p.1-30.
- Pinson, W.H., Jr., and others, 1962, K/Ar and Rb/Sr. ages of biotites from Colombia, South America; Geol. Soc. America Bull., v.73, no.7, p.907-910.
- Polson, I.I., and Henao, D., 1968, The Santa Marta wrench fault, a rebuttal; Caribbean Geol. Conf., 4th, (Trinidad) 1965, p. 263-266.
- Posadas, V., 1966, Rb/Sr whole rock age on the Imataca Complex, Venezuela; Massachusetts Inst. Technology Ann. Prog. Rept. for 1966.
- Posadas, V., and Kalliokoski, J., 1967, Rb/Sr ages of the Encrucijada granite intrusive in the Imataca Complex, Venezuela; Earth Planet. Sci. Letters, v.2, p.210-214.
- Priem, H.N.A., and others, 1966, Isotopic ages of tin granites in Rondonia, NW Brazil, Geol. Mijnbouw, v.45, p. 191-192.
- Priem, H.N.A., and others, 1967, Isotopic age determinations on Surinam rocks; Geol. Mijnbouw, 4.46, no.1, p.482-486.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Vershuvé, R.H., Hebeda, E.H., and Verdurman, E.A. Th., 1969, Isotope geochronology in Surinam; 8th Guiana Geol. Conf. (in press).
- Raasveldt, H.C., 1956, Fallas de rumbo en el nordeste de Colombia; Revista de Petróleo, Colombia, v.7, p.19-26.

- Raasveldt, H.C., 1957, Las glaciaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta; Acad. Colombiana Ciencias Exactas, Rev., v.9, no.38, p.469 -482.
- Radelli, L., 1967, Geologie der Andes Colombiennes, Laboratories de Grenoble, Mem. 6, 471 p.
- Ramírez, Jesús E., S.J., 1968, Los volcanes de Colombia; Acad. Colombiana Ciencias Exactas, Rev., v.8, no.50, p.227-235.
- Renz, O., 1960, Geología de la parte sureste de la Península de la Guajira, República de Colombia; Venezuela, Div. Geol. Bol. Geol., Pub. Esp. 3, v.1, p.317-347.
- Renz, H.H., and others, 1958, The eastern Venezuela basin, in Habitat of oil, Symposium; Tulsa, Okla., Am. Assoc. Petroleum Geologists, p.551-599.
- Rod, E., 1956, Strike-slip faults of northern Venezuela; Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v.40, no.3, p. 457-476.
- Rollins, J.F., 1965, Stratigraphy and structure of the Guajira Peninsula, northwestern Venezuela and northeastern Colombia; Nebraska Univ. Studies, New Series, no.30, 102 p.
- Royo y Gómez, José, 1942, Fósiles Devónicos de Floresta (Departamento de Boyacá); Colombia Ministerio de Minas y Petróleos, Comp. Estudios Geológicos Oficiales, v.5, p. 389-395.
- Scheibe, E.A., 1938, Estudios geológicos sobre la Cordillera Oriental; Estudios geológicos y paleontológicos sobre la Cordillera Oriental de Colombia, pt. 1, p. 1-58.
- Shwinn, W.L., 1969, Guidebook to the geology of the Cali area; Colombia Soc. Petroleum Geologists and Geophysicists, 10th field trip, p.1-29.
- Servicio Geológico Nacional, Colombia, Mapas geológicos de Colombia, 1944 y 1962 y mapas geológicos de cuadrángulos en escalas 1:200.000 y 1:100.000.
- Smith, F.D., Jr., ed., 1962, Mapa geológico-tectónico del norte de Venezuela; Congreso Venezolano Petróleo, Ist., Caracas, 1962, 2 sheets. scale

1:1'000.000.

- Snelling, N.J., 1963, Age of the Roraima Formation, British Guiana; *Nature*, v.198, no. 4885, p.1079-1080.
- Snelling, N.J., and McConnell, R.B., 1969, The geochronology of the Guyana; *Guyana Geol. Survey Recs.*, v.6, paper 11, p.1-23.
- Stibane, F.R., 1966a, Zur Geologie von Kolombien, S.A., Das Quetame und Garzon Massifs; Univ. von Giessen.
- _____, 1966b, Orogenese und Epirogenese in den Andean Kolombiens, Sudamerika; *Nat. Mus.*, v.96, no.2, p.69-73.
- _____, 1967, Paleogeographie und Tectogenese der Kolombianische Anden; *Geol. Rundsh.*, v.56, p.629-642.
- Stibane, F., and Forero, S., Alberto, 1969, Los afloramientos del Paleozóico en la Jagua (Huila) y Río Nevado (Santander del Sur); *Geol. Colombiana*, no.6, p. 31-66.
- Taborda, Bernardo A., 1965, Guidebook to the geology of the De Mares concession, field trip of February 26-28, Colombian Soc. Petroleum Geologists and Geophysicists, Bogotá, 25 p.
- Thompson, A.V., 1966, Guidebook of a geological section from Bogotá to the Central Cordillera; Colombia Soc. Petroleum Geologists and Geophysicists, Guidebook, 20 p.
- Trumpy, D., 1943, Pre-Cretaceous of Colombia; *Geol. Soc. America Bull.*, v.54, no.9, p. 1281-1304.
- Tschanz, C.M. y otros, 1969, Mapa geológico de reconocimiento de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia; Inst. Nal. Investigaciones Geológico-Mineras, Ministerio de Minas y Petróleos.
- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz B., J., Mehnert, H.H., and Cebula, G.T., in prep., 1971, A geological interpretation of radiometric age determinations from the Sierra Nevada de Santa Marta, northwestern Colombia.

- Tschopp, H.J., 1965, Upper Amazon Basin geological province, in Jenks, W. F., Handbook of South American geology; Geol. Soc. America, Mem. 65, p. 253-267.
- Van der Hammen, T., 1958, Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogenesis de los Andes colombianos, Colombia; Colombia Servicio Geol. Nal., Bol. Geol., v.6, p.67-128.
- Van der Hammen, T., and González, E., 1963, Historia de clima y vegetación del Pleistoceno superior y del Holoceno de la Sabana de Bogotá, Colombia; Servicio Geol. Nal., Bol. Geol., v.11, nos. 1-3, p.189-260.
- Van Houten, F.B., and Travis, R.B., 1968, Cenozoic deposits of the Upper Magdalena Valley, Colombia; Am. Soc. Petroleum Geologists, Bull., v.52, p.675-702.
- Von Estorff, F.E., 1946, Tectonic framework of northeastern South America; Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull. v.30, p.581-590.
- Ward, D.E., Goldsmith, R., Cruz B., J. y otros, 1969, Mapa geológico de los cuadrángulos H-12 (Bucaramanga) y H-13 (Pamplona), Colombia Inst. Nal. de Investigaciones Geológico-Mineras, Ministerio de Minas y Petróleos, Bogotá.
- Weeks, L.G., 1947, Paleogeography of South America; Am. Assoc. Petroleum Geologists, v.31, no.7, p.1194-1241.
- Wellman, S.S., 1970, Stratigraphy and petrology of the nonmarine Honda Group (Miocene), Upper Magdalena Valley, Colombia; Geol. Soc. America Bull. v.81, no.8, p. 2353-2374.
- Williams, E., Cannon, R.T., and McConnell, R.B., 1967, The folded Precambrian in northern Guayana related to the geology of the Guiana Shield, with age data by N.J. Snelling; Guyana Geol. Survey, v.5, p.1-60.
- Zimmerle, W., 1968, Serpentine greywackes from the North Coast basin, Colombia, and their geotectonic significance; Neues Jahrb. Mineral., Abh., v.109, nos.1-2, p.156-182.

DIVISIONES MAYORES ESTRATIGRAFICAS Y DE TIEMPO USADAS POR EL U.S.G.S.

Era	Sistema o Período	Series o Epocas	Eddes estimados de los límites de tiempo en millones de años	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno		
		Pleistoceno	2 a 3 ^{1/}	
	Terciario	Plioceno	12 ^{1/}	
		Mioceno	26 ^{2/}	
		Oligoceno	37 a 38	
		Eoceno	53 a 54	
Paleoceno	65			
Mesozoico	Cretáceo ^{4/}	Superior (Tardío)		
		Inferior (Temprano)	136	
	Jurásico	Superior (Tardío)		
		Medio (Medio)		
	Triásico	Inferior (Temprano)	190 a 195	
		Superior (Tardío)		
Paleozoico	Pérmico ^{4/}	Medio (Medio)	225	
		Inferior (Temprano)	280	
	Sistema Carbonífero	Pensilvaniano ^{4/}	Superior (Tardío)	
			Medio (Medio)	
	Misipiponio ^{4/}	Superior (Tardío)		
		Inferior (Temprano)	345	
	Devónico	Superior (Tardío)		
		Medio (Medio)	395	
Silúrico ^{4/}	Inferior (Temprano)			
	Superior (Tardío)	430 a 440		
Ordovícico ^{4/}	Medio (Medio)			
	Inferior (Temprano)	500		
Combrónico ^{4/}	Superior (Tardío)			
	Medio (Medio)	570		
Precámbrico ^{4/}		Subdivisiones informales toles como sup. medio e inferior o sup e inferior pueden usarse localmente.	3.600+ ^{3/}	

^{1/} Holmes, Arthur, 1964, Principles of physical geology: 2ª edición, New York, pag. 360-361, para el Pleistoceno y el Plioceno; y Obrodovich, J.D., 1965, Age of marine Pleistocene of California: Am. Assac. Petroleum Geologists, v. 49, No. 7, p. 1087, para el Pleistoceno de California del Sur.

^{2/} Geological Society of London, 1964, The Phanerozoic time-scale; o symposium: Geol. Soc. London, Quart. Jour., v. 120, supp., p. 260-262, para el Mioceno hasta el Combrico inclusive.

^{3/} Stern, T.W., written comun, 1968, para el Precámbrico.

^{4/} Incluye los series regionales aceptados y usados en informes de U.S.G.S.

Los terminos que designan tiempo están entre paréntesis. Los terminos informales de tiempo temprano medio y tardío, pueden usarse para eras y para períodos donde no existen subdivisiones formales como Temprano, Medio y Tardío, y para epocas. Los términos informales para raras, es decir inferior, medio y superior, pueden usarse donde no hay subdivisión formal de sistema o de series, de rocas.

Comité para nombres Geológicas, 1968